



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO DE PUNO

FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AGRÍCOLA



**ANÁLISIS COMPARATIVO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN
MEDIANTE EL MODELO SEBAL Y EL MÉTODO TANQUE
EVAPORÍMETRO EN LA CUENCA HUANCANÉ – PUNO**

TESIS

PRESENTADA POR:

Bach. DANNY XAVIER ARONI QUISPE

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO AGRÍCOLA

PUNO – PERÚ

2019



DEDICATORIA

*A mi padre Félix Octavio Aroni Solis que desde el cielo cuida y guía mi camino
y a mi madre Lourdes Quispe Quispe por el amor, educación, paciencia y cuidado que
me brinda.*

*A mis hermanos: Gimena, Jamil y Lindsay, gracias a ustedes he tenido el apoyo
en todo momento, por sus palabras de ánimo*

Danny Xavier Aroni Quispe



AGRADECIMIENTOS

A Dios todopoderoso por haberme dado la fortaleza e inteligencia para afrontar las adversidades y poder lograr la elaboración de este proyecto de investigación.

A nuestra alma mater, la Universidad Nacional del Altiplano - Puno, de manera muy especial a los docentes de la Facultad de Ingeniería Agrícola, por haberme acogido y brindado sus enseñanzas y conocimientos durante mi formación profesional.

Agradezco de manera especial a mi asesor de tesis M.Sc. Roberto Alfaro Alejo por apoyarme y orientarme en el desarrollo de este proyecto de investigación.

Al M.Sc. Héctor Alfredo Huamán Gutiérrez y al M.Sc. Bernardo Pio Coloma Paxi, por sus conocimientos y experiencias compartidas relacionados a mi proyecto de investigación.

Al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, por brindarme los datos meteorológicos necesario para elaborar la tesis.

Danny Xavier Aroni Quispe



ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE TABLAS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

RESUMEN 12

ABSTRACT..... 13

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA 15

1.1.1 Problema general 16

1.1.2 Problemas específicos 17

1.2 JUSTIFICACIÓN..... 17

1.3 HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN..... 19

1.3.1 Hipótesis general 19

1.3.2 Hipótesis específicas 19

1.4 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN..... 19

1.4.1 Objetivo general 19

1.4.2 Objetivos específicos..... 19

CAPITULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN..... 21

2.1.1 Antecedentes a nivel internacional 21



2.1.2 Antecedentes a nivel nacional	24
2.1.3 Antecedentes a nivel regional.....	26
2.2 MARCO TEORICO	27
2.2.1 Evapotranspiración (ET)	27
2.2.2 Factores que afectan la evapotranspiración	30
2.2.3 Conceptos de evapotranspiración	31
2.2.4 Estimación de la evapotranspiración	34
2.2.5 Teledetección.....	37
2.2.6 Índices de vegetación	38
2.2.7 Balance de energía.....	39
2.2.8 Modelo SEBAL.....	40
2.2.9 Componentes del balance de energía en el modelo SEBAL	42
2.2.10 Plataforma Landsat.....	47
2.2.11 Estadística para validación y comparación de resultados.....	52
CAPITULO III	
MATERIALES Y MÉTODOS	
3.1 DESCRIPCIÓN DE ÁMBITO DE ESTUDIO.....	54
3.1.1 Ubicación del ámbito de estudio	54
3.1.2 Descripción general de cuenca	56
3.1.3 Descripción climática de la cuenca	57
3.2 MATERIALES.....	58
3.2.1 Información de imágenes satelitales.....	58
3.2.2 Información meteorológica	59
3.2.3 Modelo de Elevación Digital (DEM)	60
3.2.4 Datos de campo	61
3.2.5 Equipos y programas de computo	63
3.3 TIPO DE INVESTIGACIÓN	63



3.4. POBLACIÓN Y MUESTRA	64
3.4.1 Población	64
3.4.2 Muestra	64
3.5 TÉCNICAS.....	64
3.6 METODOLOGÍA DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN	
MEDIANTE SEBAL	65
3.6.1. Cálculo de la radiación neta superficial (R_n)	65
3.6.2. Cálculo del flujo de calor del suelo (G).....	78
3.6.3. Cálculo del flujo de calor sensible (H)	80
3.6.4. Cálculo del flujo de calor latente (λET)	91
3.6.5. Evapotranspiración horaria (E _{Th})	91
3.6.6. Fracción de evapotranspiración	92
3.6.7. Evapotranspiración diaria (ET ₂₄)	93
3.7. METODOLOGÍA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	
MEDIANTE TANQUE EVAPORÍMETRO	94
3.8. COMPARACIÓN Y VALIDACIÓN DE RESULTADOS DE	
EVAPOTRANSPIRACIÓN	94
CAPITULO IV	
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
4.1. ESTIMACIÓN DE LA ET MEDIANTE EL MODELO SEBAL	97
4.2. ESTIMACIÓN DE LA ETR MEDIANTE EL METODO TANQUE	
EVAPORIMETRO.....	102
4.3. COMPARACIÓN Y VALIDACIÓN DE RESULTADOS DE	
EVAPOTRANSPIRACIÓN	106
V. CONCLUSIONES.....	112
VI. RECOMENDACIONES	114



VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	115
ANEXOS.....	123
Anexo 01: Factores de multiplicación y adición para obtener Radiancia.	123
Anexo 02: Factores de multiplicación y adición para obtener reflectancia.....	125
Anexo 03: Datos meteorológicos utilizados del SENAMHI.	127
Anexo 04: Datos meteorológicos utilizados del SENAMHI.....	129
Anexo 06: Resultados obtenidos en la estación Huancané.....	131
Anexo 07: Resultados obtenidos en la estación Muñani.	132
Anexo 08: Resultados de Radiación Neta (Rn).	134
Anexo 09: Resultados de flujo de calor del suelo (G).....	138
Anexo 10: Resultados de flujo de calor sensible (H).	142
Anexo 11: Resultados de flujo de calor latente (ΔET).....	146
Anexo 12: Resultados de evapotranspiración (ET).	150
Anexo 13: Panel fotográfico de las zonas identificadas – Estación Huancané	154
Anexo 14: Panel fotográfico de las zonas identificadas – Estación Muñani.....	156

Área : Ingeniería y Tecnología

Línea : Recursos Hídricos

FECHA DE SUSTENTACIÓN: 26 de diciembre del 2019



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Coeficientes K_p para el tanque clase A.	37
Tabla 2. Misiones de satélites LANDSAT.	49
Tabla 3. Característica imagen Landsat 8.	51
Tabla 4. Valores referenciales del Criterio de Nash-Sutcliffe.	53
Tabla 5. Vías de acceso.	56
Tabla 6. Imágenes satelitales LANDSAT utilizadas.	59
Tabla 7. Estaciones meteorológicas de la cuenca Huancané.	60
Tabla 8. Coeficientes de cultivo (K_c) – Estación Huancané.	62
Tabla 9. Coeficientes de cultivo (K_c) – Estación Muñani.	62
Tabla 10. Valores típicos del albedo.	70
Tabla 11. Datos teóricos NDVI.	72
Tabla 12. Características del sensor TIRS.	75
Tabla 13. Valores de emisividades.	75
Tabla 14. Estimación de G/R_n para varias superficies.	79
Tabla 15. Evapotranspiración de referencia (E_{To}) – método tanque evaporímetro. ..	103
Tabla 16. Evapotranspiración de referencia (E_{To}) – método tanque evaporímetro. ..	104
Tabla 17. Evapotranspiración real.	105
Tabla 18. Evapotranspiración real.	106
Tabla 19. Valores de ETR observados y estimados – pastos naturales.	107
Tabla 20. Resultados obtenidos de los métodos de validación.	107
Tabla 21. Valores de ETR observados y estimados – pastos cultivados.	108
Tabla 22. Resultados obtenidos de los métodos de validación.	109
Tabla 23. Valores de ETR observados y estimados – pastos naturales.	109
Tabla 24. Resultados obtenidos de los métodos de validación.	110



Tabla 25. Valores de ETR observados y estimados – pastos cultivados. 110

Tabla 26. Resultados obtenidos de los métodos de validación 111



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Evapotranspiración del cultivo de referencia	32
Figura 2. Tanque de evaporación Clase A	35
Figura 3. Casos de localización del tanque de evaporación	37
Figura 4. Balance de energía para estimar evapotranspiración	41
Figura 5. Descripción general de funcionamiento del modelo SEBAL	42
Figura 6. Balance de radiación en la superficie	44
Figura 7. Bosquejo de la transferencia de calor aerodinámico	46
Figura 8. Ancho de banda para los sensores OLI y TIRS en LANDSAT 8 y TM Y ETM+ en LANDSAT 5 y 7	51
Figura 9. Ubicación de la cuenca Huancané.....	55
Figura 10. Modelo de elevación digital de la cuenca Huancané	61
Figura 11. Diagrama de flujo para el cálculo de la radiación neta	66
Figura 12. Diagrama de flujo del proceso iterativo para el cálculo de calor sensible (H).	81
Figura 13. Dt vs Ts	87
Figura 14. Variación de valores de la radiación neta (Rn).	97
Figura 15. Variación de valores del flujo de calor del suelo (G).....	99
Figura 16. Variación de valores del flujo de calor sensible (H).	100
Figura 17. Variación de valores del flujo de calor latente (λET)	101
Figura 18. Variación de valores de la evapotranspiración real diaria (ET ₂₄).....	102



ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

ET	: Evapotranspiración
SEBAL	: Surface Energy Balance Algorithm For Land
ETp	: Evapotranspiración Potencial
ETr	: Evapotranspiración Real
ETc	: Evapotranspiración de Cultivos Específicos
FAO	: Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura
ETo	: Evapotranspiración de Referencia
DEM	: Modelo de Elevación Digital
NDVI	: Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada
LDCM	: Landsat Data Continuity Mission
NASA	: National Aeronautic and Space Administration
USGS	: United States Geological Survey
OLI	: Operational Land Imager
TIRS	: Thermal Infrared Sensor
TM	: Thematic Mapper
ETM+	: Enhanced Thematic Mapper
ANA	: Autoridad Nacional del Agua
INRENA	: Instituto Nacional de Recursos Naturales
SENAMHI	: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología
ND	: Nivel Digital
SIG	: Sistema de Información Geográfica



RESUMEN

El presente trabajo de investigación propone realizar el análisis comparativo de la evapotranspiración mediante las metodologías del modelo SEBAL y Tanque Evaporímetro en la cuenca Huancané - Puno. Los objetivos específicos fueron, estimar la evapotranspiración mediante el modelo SEBAL a partir de imágenes Landsat 8, estimar la evapotranspiración real mediante el método Tanque Evaporímetro a partir de datos meteorológicos de las estaciones Huancané y Muñani, y realizar la comparación y validación de resultados de evapotranspiración obtenidos a partir del método tanque evaporímetro con el modelo SEBAL. Las etapas metodológicas que se considera para el logro de los objetivos, son; la recopilación de datos meteorológicos del SENAMHI e imágenes satelitales Landsat 8 y procesamiento de la información existente. Para el modelo SEBAL, los valores de evapotranspiración más bajos corresponden a zonas con suelos sin cultivos o baja cobertura vegetal ($NDVI < 0.21$) y para zonas cubiertas de vegetación o pastizales ($NDVI > 0.41$) representan valores entre 1.50 a 4.20 mm/día. El método tanque evaporímetro permitió determinar la evapotranspiración real (ETR), en promedio son 2.10, 2.44, 1.76 y 2.04 mm/día de zonas en análisis. La comparación y validación de los valores de evapotranspiración observados (ETR tanque evaporímetro) y estimados (ETR SEBAL), para las zonas de análisis cercanas a la estación de Huancané presentan un error medio cuadrático de 0.26 y 0.25, coeficiente de determinación de 0.97 y una eficiencia de Nash-Sutcliffe de 0.81 y 0.83. Igualmente, para las áreas cercanas a la estación de Muñani en donde muestran un error medio cuadrático de 0.13 y 0.14, coeficiente de determinación de 0.97 y 0.93; y una eficiencia de Nash-Sutcliffe de 0.81 y 0.82. Los resultados obtenidos con el modelo SEBAL son muy satisfactorios, lo cual demuestra que es viable su utilización.

Palabras clave: evapotranspiración, imagen Landsat, SEBAL.



ABSTRACT

This research work proposes to carry out the comparative analysis of evapotranspiration using the methodologies of the SEBAL model and the Evaporimeter Tank in the Huancané - Puno basin. The specific objectives were to estimate the evapotranspiration using the SEBAL model from Landsat 8 images, to estimate the real evapotranspiration using the evaporimeter tank method from meteorological data from the Huancané and Muñani stations and to compare and validate the evapotranspiration results obtained from the evaporimeter tank method with the SEBAL model. The methodological stages that are considered to achieve the objectives are; the collection of meteorological data from SENAMHI and Landsat 8 satellite images and processing of existing information. For the SEBAL model, the lowest evapotranspiration values correspond to areas with soils without crops or low vegetation cover ($NDVI < 0.21$) and for areas covered with vegetation or grasslands ($NDVI > 0.41$) represent values between 1.50 to 4.20 mm/day. The evaporimeter tank method allowed to determine the real evapotranspiration (ETR), on average they are 2.10, 2.44, 1.76 and 2.04 mm/day of areas under analysis. The comparison and validation of the observed evapotranspiration values (ETR tank evaporimeter) and estimated (ETR SEBAL), for the analysis areas near the Huancané station present a mean square error of 0.26 and 0.25, coefficient of determination of 0.97 and a Nash-Sutcliffe efficiency of 0.81 and 0.83. Likewise, for the areas near the Muñani station where they show a mean square error of 0.13 and 0.14, coefficient of determination of 0.97 and 0.93; and a Nash-Sutcliffe efficiency of 0.81 and 0.82. The results obtained with the SEBAL model are very satisfactory, which shows that its use is viable.

Keywords: Evapotranspiration, Landsat image, SEBAL.



CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración (ET) es importante en la interacción entre el suelo, vegetación y la atmósfera, es un factor en la evaluación cuantitativa del balance de energía, dado que muchos procesos y parámetros del ambiente son influenciados, tales como el contenido de humedad en el suelo, la productividad de la vegetación, absorción de nutrientes, balance de agua, entre otros, particularmente en las zonas áridas y semiáridas donde la disponibilidad de agua es más crítica (Liu et al., 2013).

La evapotranspiración ocurre debido a dos fenómenos que se da en la relación cultivo-suelo, la transpiración del cultivo y la evaporación del suelo, la misma constituye la pérdida fundamental de agua, a partir de la cual se calcula la necesidad de agua de los cultivos. La evapotranspiración es un parámetro de interés común en estudios climatológicos, hidrológicos, agrícolas y forestales (Melesse et al., 2007). En la actualidad es de gran importancia el manejo y gestión adecuada del recurso hídrico, debido al incremento de las diversas demandas más aun en áreas agrícolas (Belizario, 2014, 2015), así como su uso óptimo (Pilares et al., 2019; Pilares et al., 2018). Se realizan balances entre la disponibilidad y la demanda, para lo cual la evapotranspiración es un dato de entrada en los diversos modelos hidrológicos y un parámetro que se obtiene de mediciones en campo, ya sea con estaciones meteorológicas o lisímetros, sin embargo, estos métodos son limitados, ya que proporcionan valores puntuales de evapotranspiración para un lugar en específico y no proporciona la evapotranspiración a una escala mayor.



Las técnicas de percepción remota y Sistema de Información Geográfica (SIG) son de gran utilidad ya que nos permite realizar estimaciones espaciales, expresados en píxeles y en áreas extensas.

En el presente trabajo de investigación se estima la evapotranspiración en la cuenca Huancané, mediante el modelo SEBAL, con la finalidad de evaluar la eficiencia del método. El modelo propuesto se basa en la ecuación de conservación de energía y permite la estimación de la evapotranspiración utilizando información espacial de diferentes sensores que proporcionan imágenes donde se registre radiación visible, infrarroja, infrarroja cercana y termal. La gran ventaja de este método, es la disminución en gran medida de la toma de datos en campo y los buenos resultados en las estimaciones de la evapotranspiración, esto gracias a que el modelo incluye múltiples variables que son responsables del proceso de la ET. Este modelo se denomina, SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) (R. Bastiaanssen, 1995).

Posteriormente el modelo obtenido con el algoritmo SEBAL realiza un balance de energía celda por celda, asimismo se realizó el análisis de sensibilidad y calibración del modelo; y finalmente fue aplicado y validado comparando los resultados estimados con el método tanque evaporímetro ampliamente aceptado para estimar evapotranspiración.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La evapotranspiración es una variable clave en el cálculo del balance de energía superficial, en el balance hídrico, en la detección de estrés hídrico vegetal y también en la estimación de los rendimientos agrícolas. No obstante, su medición directa o, en su defecto, su estimación es muy difícil dada la diversidad y complejidad de los factores que intervienen en el proceso (Sánchez, 2002).



Lo anterior muestra la necesidad de buscar nuevas tecnologías y prácticas para la estimación de ET. En la región de Puno en algunas estaciones meteorológicas no cuentan con registros de algunos parámetros meteorológicos que son necesarias como radiación solar u horas de sol, velocidad del viento y humedad relativa, si no se cuenta con dicha información, podría traer como consecuencia sobreestimar la ET generando así el desperdicio de grandes cantidades de agua o subestimar la ET repercutiría en el estrés hídrico para las plantas, afectando la productividad y rentabilidad de los cultivos.

La mayor limitación que presenta los métodos empíricos, es que requiere muchos datos meteorológicos, restringiendo así su aplicación en zonas con escasez de datos, debido al alto costo de dotar de instrumentación a las estaciones meteorológicas para su medición, esencialmente en los países en desarrollo. No obstante, uno de los principales defectos de los métodos clásicos de cálculo de la evapotranspiración es la dificultad de ofrecer una medida o estimación fidedigna para cada punto de la superficie estudiada, producto de la validez puntual de la información de entrada y del resultado que entrega. Este inconveniente se intenta superar con algunas aplicaciones como la interpolación o extrapolación de los resultados medidos puntualmente (donde están las estaciones meteorológicas) a toda la zona estudiada por diferentes medios, lo cual a su vez constituye una fuente de error en los mismos (Caselles et al., 1993).

Considerando lo mencionado se plantea las siguientes preguntas:

1.1.1 Problema general

¿Cómo es el comportamiento del modelo SEBAL en la estimación de evapotranspiración frente al método Tanque Evaporímetro en la Cuenca Huancané – Puno?



1.1.2 Problemas específicos

- ¿Cómo es la estimación de evapotranspiración mediante el modelo SEBAL utilizando datos provenientes de imágenes Landsat 8?
- ¿Cómo es la estimación de evapotranspiración mediante el método del Tanque Evaporímetro a partir de datos meteorológicos de las estaciones Huancané y Muñani?
- ¿Los resultados de la estimación de evapotranspiración mediante el modelo SEBAL se ajustan a los del método de Tanque Evaporímetro en la cuenca Huancané?

1.2 JUSTIFICACIÓN

En el área de estudio no se encuentra datos meteorológicos como radiación neta, velocidad de viento ya que son datos de entrada para la estimación de la evapotranspiración además estos valores estimados son valores puntuales en las estaciones, sin embargo, el modelo SEBAL estima valores espaciales mediante mapas. Ya que actualmente para poder tener estos resultados es necesario hacer una gran inversión en estaciones meteorológicas o dispositivos como lisímetros y tanques evaporímetro elementos necesarios para realizar las estimaciones de la ET utilizando los métodos actuales.

Entonces, la percepción remota mediante el modelo SEBAL, contribuye a estimar la evapotranspiración a mayor escala al facilitar una observación sistemática, completa y espacialmente exhaustiva en zona de estudio. De ahí que constituye una vía complementaria a los métodos convencionales, más que una alternativa, una ventaja insuperable de proporcionar información especialmente continua y a intervalos regulares (Sánchez M, 2002).



Implementar este tipo de metodologías, permite generar productos como mapas de temperatura superficial, radiación neta, flujo de calor hacia el suelo, flujo de calor sensible y flujo de calor latente como elementos importantes a la hora de realizar un seguimiento espacial de la ET a partir de los datos de imágenes provenientes del satélite Landsat 8, como una alternativa metodológica para futuras aplicaciones.

La metodología basada en teledetección mediante el modelo SEBAL para el cálculo de evapotranspiración ha tenido una gran aceptación en diferentes partes del mundo (Santos et al., 2009) (Folhes et al., 2009), (Allen, Tasumi, Trezza, & Bastiaanssen, 2002), (Bank et al., 2009), (Kiptala et al., 2013), debido a su fácil implementación. Es una herramienta muy útil, para el cálculo de parámetros que influyen en el proceso de la estimación de ET. Teniendo en cuenta las ventajas que ofrecen las imágenes de satélite, por su resolución espacial y temporal. Se busca implementar el método que permita la estimación de ET basado en los principios del balance de energía superficial, minimizando los valores de incertidumbre presentados por métodos basados en ecuaciones empíricas. Una de las ventajas más importante es obtener estimaciones a nivel espacial y de mayor precisión la ET. También es importante resaltar las posibilidades que ofrecen las imágenes de satélite en cuanto a resolución temporal, actualmente diferentes satélites proporcionan datos sistemáticos con una repetitividad temporal que varía de media hora hasta un mes, lo cual es una gran ventaja para el seguimiento de la ET.



1.3 HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN

1.3.1 Hipótesis general

El modelo SEBAL en la estimación de la evapotranspiración tiene una alta correlación frente al método Tanque Evaporímetro, de ahí que es recomendable su uso del modelo para cuantificar la pérdida de agua en la cuenca Huancané - Puno.

1.3.2 Hipótesis específicas

- Las imágenes Landsat 8 es una buena data para la estimación de la evapotranspiración mediante el modelo SEBAL.
- Es significativo el uso del método tanque evaporímetro para estimar la evapotranspiración real a partir de datos meteorológicos de las estaciones Huancané y Muñani.
- Los resultados estimados de evapotranspiración con el modelo SEBAL tienen una alta aproximación a los obtenidos mediante el método tanque evaporímetro de la cuenca Huancané.

1.4 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.4.1 Objetivo general

Realizar el análisis comparativo de la evapotranspiración mediante las metodologías del modelo SEBAL y Tanque Evaporímetro en la cuenca Huancané - Puno.

1.4.2 Objetivos específicos

- Estimar la evapotranspiración mediante el modelo SEBAL a partir de imágenes Landast 8.



- Estimar la evapotranspiración real mediante el método Tanque Evaporímetro a partir de datos meteorológicos de las estaciones Huancané y Muñani.
- Realizar la comparación de los resultados de evapotranspiración obtenidos a partir del modelo SEBAL con el método tanque evaporímetro para fines de validación de su uso en la cuenca Huancané.



CAPITULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

2.1.1 Antecedentes a nivel internacional

Gavilán (2019), propone un modelo que permite obtener datos de balance hídrico a partir de datos satelitales y meteorológicos. El modelo divide el balance hídrico en sus dos componentes más importantes, la evapotranspiración y la precipitación. La evapotranspiración se modela a partir de información de satélites ópticos (Landsat 5 y Landsat 8) e información meteorológica. Para ello, se parte de procedimientos incluidos en los algoritmos SEBAL y METRIC. Se probó la performance del modelo de evapotranspiración a partir de 4 aplicaciones a distintos recortes de escenas tomadas por los satélites Landsat. Los resultados de las experiencias generadas han sido satisfactorios tanto para las estimaciones de evapotranspiración como para las de precipitación. A modo de síntesis de esta tesis doctoral, se realizan balances hídricos diarios y mensuales. Las validaciones preliminares de estos balances fueron hechas, a partir de la validación individual de sus componentes.

Figueira (2019), comparo dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del rio Chirgua en el Estado Carabobo usando imágenes satelitales. El procesamiento de los datos obtenidos se realizó mediante la aplicación del Algoritmo para el Balance de Energía Superficial (SEBAL) y el uso de mediciones observadas a través de estaciones de monitoreo meteorológico. Esta investigación tiene como técnicas de recolección de datos la observación científica indirecta, cuyos instrumentos o medios para obtener la información son imágenes



digitales para los años 2016 y 2017 provenientes del satélite Landsat 8; además información meteorológica suministrada por el Servicio de Meteorología de la Aviación Militar y obtención de información del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, con los datos correspondientes a la fecha que fue tomada cada imagen satelital. Esta información fue procesada con las aplicaciones del software ARCGIS 10.0 para realizar la modelación del proceso de evapotranspiración.

Murillas & Londoño (2014), aplican un método con imágenes satelitales que permitan estimar la evapotranspiración en cultivos de arroz a escala regional basada en el algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm For Land) desarrollado por (Bastiaanssen, 1995). El trabajo fue posible gracias a la integración de imágenes satelitales Landsat 8 adquiridas por los sensores OLI y TIR y suministradas de forma gratuita por la NASA, en total se utilizaron 3 imágenes. Los resultados fueron validos utilizando datos de estaciones meteorológicas suministrados por FEDEARROZ donde se calculó la ET utilizando el método de (Penman–Monteith) recomendado por la FAO, teniendo como resultado un coeficiente de determinación (R^2) de 0.938 y un error medio absoluto (MAE) de 0.059 mm/día para las estimaciones diarias. A nivel mensual las estimaciones de ET presentaron un R^2 de 0.959 y un MAE 5.404 mm/mes.

Bezerra (2013), tuvo como objetivo validar la dinámica espaciotemporal de los componentes del balance de energía en la superficie y los valores de evapotranspiración horaria y diaria por medio de técnicas de teledetección utilizando el modelo SEBAL. El área de estudio comprendió la unidad de conservación del Parque Nacional de Furna Feia y los municipios de Mossoro y Barauna en la región nordeste de Brasil (8.494,36 hectáreas). Los datos estimados fueron validados mediante comparación con las mediciones en superficie obtenidas en la estación meteorológica automática. Para la



realización del estudio se obtuvo seis imágenes del sensor TM a bordo del satélite Landsat 5 en la órbita 216 y punto 63 en las fechas del 28/09/2007, 12/07/2008, 31/07/09, 03/10/09 y 23/01/10, con el fin de validar la dinámica espacial. Las cartas temáticas demostraron valores elevados en las áreas de la vegetación nativa de Caatinga, del orden de 2.0 a 8.0 mm/día para los periodos de sequía e invierno, respectivamente. En todas las escenas analizadas los mayores valores de evapotranspiración están situados en las áreas de cobertura densa de Catinga, en elevadas altitudes.

Sun et al. (2011), elaboraron un esquema para evaluar la evapotranspiración real a largo de un rango de varios usos de suelo en el humedal del lago Nansi, China. Emplearon técnicas de teledetección y el modelo de balance de energía en la superficie SEBAL. Para la estimación de la evapotranspiración pixel a pixel se utilizó imágenes del sensor ETM+ Landsat 7, un modelo de elevación digital DEM y datos meteorológicos. Al comparar los resultados obtenidos con datos de pan evaporación obtuvieron una buena concordancia. Luego, la distribución espacial de la evapotranspiración diaria fue analizada tomando como referencia un mapa de uso de suelo del 2000. Se determinó que, los cuerpos de agua abierta y zonas pantanosas tienen una tasa alta de evapotranspiración, mientras que los campos de cultivo, zonas de pastizales y zonas urbanas tienen una menor tasa de evapotranspiración, lo cual guarda relación con la teoría. Este estudio se demostró el potencial del modelo SEBAL para la estimación de la evapotranspiración sobre grandes áreas como humedales.

Núñez (2009), elabora un modelo para simular el flujo de calor del suelo, a lo largo del día, como un componente de la ecuación de balance de energía, y la implementación del modelo SEBAL para el cálculo de evapotranspiración instantánea, utilizando teledetección. Se trabajó procesando imágenes de una zona geográfica



específica, utilizando imágenes Landsat 5 y 7. El modelo calcula el flujo de calor del suelo en tres fases. La primera estima la distribución de temperaturas horarias del aire en base a la temperatura media diaria y a coeficientes de una serie de Fourier. En la segunda parte, se implementa el algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). Finalmente, con los resultados de la segunda fase se procede a calcular el flujo de calor del suelo en forma horaria y comparar su estimación con otros procedimientos existentes.

2.1.2 Antecedentes a nivel nacional

Rivera (2018), estima la distribución espacial de la evapotranspiración real en el distrito de Pampas, Tayacaja en la región de Huancavelica a partir de datos imágenes del sensor TM a bordo del satélite Landsat 5, utilizando el modelo de balance de energía SEBAL (Surface Energy Balance for Land) propuesto por Bastiaanssen (1995). Se encontraron correlaciones significativas positivas y negativas entre las variables estimadas. Se obtuvo una correlación negativa de -0.620, -0.737 y -0.708 entre los valores el NDVI y la temperatura de la superficie del suelo. Además, se encontró una correlación positiva entre el NDVI y la radiación neta. Los coeficientes de correlación obtenidos son 0.63, 0.713, 0.764. Adicionalmente, los coeficientes de correlación de Pearson obtenidos del análisis ente la radiación neta y el albedo de la superficie fueron -0.895, -0.8740 Y - 0.919.

Pachac (2018), evalúa la estimación de la evapotranspiración del cultivo del maíz (*Zea mays*) mediante técnicas de percepción remota utilizando el algoritmo SEBAL para las condiciones del callejón de Huaylas durante el año 2016. Para lograr ello se realizó la respectiva programación del algoritmo con el model builder del ArcGis para 12 imágenes satelitales LANDSAT 8 comprendidos en el periodo de 14/05/2016 a 06/11/2016 con variabilidad temporal de 15 días. Al mismo tiempo se monitoreó una parcela de maíz de



2 ha en el centro de investigación Cañasbamba de la UNASAM. Así mismo se consideraron 11 puntos de monitoreo de maíz distribuidos en el área de estudio. Al realizar la comparación de la evapotranspiración real observada y medida se obtuvo según los métodos de validación, un error relativo de 0.08, la raíz del error medio cuadrático de 0.3, coeficiente de determinación de 0.94 y una eficiencia de Nash-Sutcliffe de 0.91.

Huamán (2015), estima espacialmente la evapotranspiración real de cultivo, usando imágenes de satélite LANDSAT y el algoritmo SEBAL, en la irrigación Majes I –Arequipa. Los resultados muestran que SEBAL subestima la evapotranspiración en las fases del periodo vegetativo inicial - desarrollo con un Error Relativo Porcentual (Erp) de 31.9%, en la fase del periodo vegetativo mediados de temporada presentan los mejores ajustes con un Erp de 4.8%, y en la fase del periodo vegetativo finales de temporada presentan una sobreestimación con un Erp de 13.9%. Para mejorar el ajuste en las fases del periodo vegetativo inicial - desarrollo y final de temporada, se efectuó una calibración local en función a la fracción de evapotranspiración de referencia (ET_r/F) del pixel frío, los resultados muestran mejoras significativas, así en la fase del periodo vegetativo inicial - desarrollo se tiene un Erp de 16.7% y en la fase del periodo vegetativo finales de temporada un Erp de 1.7%. Los estadísticos de ajuste para el modelo calibrado presentan valores muy buenos, con un RMSE igual a 0.52, R^2 igual a 0.94 y un Nash- Sutcliffe de 0.90.

Retamozo (2015), estima la evapotranspiración potencial a partir de imágenes satelitales MODIS aplicadas a la zona agrícola de INIA Canaán (2756 msnm) -Ayacucho. El trabajo comparó la ETo utilizando tres métodos propuestos por la FAO y la evapotranspiración de MOD16A2 a partir de imágenes satelitales, durante los cuatro años (enero 2011 a diciembre de 2014); para la zona de INIA Canaán. Los métodos



considerados fueron el modelo Hargreaves en base a la temperatura y el modelo Penman-Monteith FAO; el del Tanque evaporímetro clase "A". El objetivo del trabajo fue comparar el desempeño de los tres métodos citados, con respecto al el de MOD16A2. El análisis de datos se realizó por medio del método de la regresión y la diferencia entre los valores observados, con respecto al MOD16A2, fue medida mediante un coeficiente de confianza (e).

Villaorduña (2014), estima la evapotranspiración en el valle del Mantaro mediante el uso de imágenes satelitales y el algoritmo SEBAL basado en el balance de energía. La investigación pretende desarrollar una aplicación SEBAL para el valle del Mantaro, situado a una altitud promedio de 3200 msnm. El algoritmo fue programado en Visual Python-ArcGIS v10.2. El balance energético se estimó mediante un conjunto de imágenes Landsat 5 TM. Los valores de ET obtenidos se compararon con la evapotranspiración de cultivos específicos (ETc) estimada con el método de Penman-Monteith (PM) o tanque evaporímetro tipo A (TEA) debido a la falta de lisímetro u otros datos más confiables de ET. La comparación entre SEBAL y PM a través del espacio y el tiempo dio lugar a un error medio cuadrático (RMSE) de 0,561 mm/día, un coeficiente de determinación (R^2) de 0.845 y la eficiencia de Nash-Sutcliffe (ENS) de 0.787. Por otra parte, cuando se comparó con datos TEA, los resultados fueron inferiores pero aceptables: RMSE de 1,024 mm/día, R^2 de 0.416 y ENS de 0.368.

2.1.3 Antecedentes a nivel regional

Quispe (2015), realiza el análisis comparativo de la estimación de la evapotranspiración mediante métodos de percepción remota y empíricos en las cuencas Caplina, Sama, Locumba. Se basó en la utilización del método del modelo SEBAL para el tratamiento de las imágenes satelitales, haciendo balance de energía electromagnética



captado por las imágenes satelitales, para los métodos empíricos se basó en la utilización de los datos climáticos de lo cual se utilizó el método de Hargreaves. Los resultados obtenidos del método de percepción remota y los métodos de empíricos, para el 8 de febrero del 2014 de la estación Humalso, con Hargreaves es 3.2mm mientras con el modelo SEBAL es 2.3 existiendo una de 0.9mm, en algunos casos la diferencia es poco, como en el caso de Susapaya es 2.1mm y SEBAL 2.2mm lo cual indica que en algunos casos la diferencia de evapotranspiración diaria es mínima. Al realizar la comparación de los dos modelos empíricos y SEBAL obtenemos que existe una correlación al 87% lo cual es aceptable.

2.2 MARCO TEORICO

2.2.1 Evapotranspiración (ET)

La evapotranspiración según el estudio de la FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura) 56, elaborado por Allen, Pereira, Raes, Smith, & Ab (1998), es la 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. La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo. Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal.



La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. También puede ser expresada en términos de la energía recibida por unidad de área. Esto último se refiere a la energía o al calor requerido para vaporizar el agua. Esta energía, conocida como el calor latente de vaporización (λ), es una función de la temperatura del agua. Por ejemplo, a 20°C, 1 milímetro de agua es equivalente a 2,45 MJ m⁻².dia⁻¹. Se conoce como evapotranspiración (ET) la 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 & Pereira, 2006).

2.2.1.1 Evaporación (E)

Para cambiar el estado de las moléculas del agua de líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y, en menor grado, la temperatura ambiente del aire. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante no se transfiere a la atmósfera o en otras palabras no se retira de alrededor de la hoja. El reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende grandemente de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de la evaporación (Gangopadhyaya, 1965).



Según Allen & Pereira (2006), la evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada.

2.2.1.2 Transpiración (T)

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en el tejido vegetal y la remoción de este vapor hacia la atmósfera. Los cultivos, mayormente, pierden este vapor de agua a través de las estomas. El agua, así como algunos nutrientes, es tomada por las raíces y transportada al interior de la planta. La vaporización del agua ocurre dentro de la hoja, en los espacios intercelulares y el intercambio de gases con la atmósfera es controlado por la apertura de las estomas. Casi toda el agua que ingresa a la planta es transpirada y solamente una pequeña fracción es utilizada por la planta.

La transpiración, al igual que la evaporación, depende de la disponibilidad de energía, del gradiente de presión y del viento, por lo que nuevamente, la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad relativa y la velocidad del viento deben considerarse (Valverde, 2007).

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y la eliminación de vapor a la atmósfera. Predominantemente, los cultivos pierden su agua a través de las estomas, que son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través del cual pasan los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera (Allen et al., 1998).

El agua, junto con algunos nutrientes, es absorbida por las raíces y transportada a través de la planta. La vaporización ocurre dentro de la hoja, en los espacios



intercelulares, y el intercambio del vapor con la atmósfera es controlado por la abertura estomática. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales. La transpiración, igual que la evaporación directa, depende del aporte de energía, del gradiente de presión del vapor y de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y el viento también deben ser considerados en su determinación. El contenido de agua del suelo y la capacidad del suelo de conducir el agua a las raíces también determinan la tasa de transpiración, así como la salinidad del suelo y del agua de riego (Pereira et al., 1999).

2.2.2 Factores que afectan la evapotranspiración

2.2.2.1 Variables climáticas

Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. Se han desarrollado varios procedimientos para determinar la evaporación a partir de estos parámetros. La fuerza evaporativa de la atmósfera puede ser expresada por la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o). La evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_c) representa la pérdida de agua de una superficie cultivada estándar (Gong et al., 2006).

2.2.2.2 Factores de cultivo

El tipo de cultivo, la variedad y la etapa de desarrollo deben ser considerados cuando se evalúa la evapotranspiración de cultivos que se desarrollan en áreas grandes y bien manejadas. Las diferencias en resistencia a la transpiración, la altura del cultivo, la rugosidad del cultivo, el reflejo, la cobertura del suelo y las características radiculares del



cultivo dan lugar a diferentes niveles de ET en diversos tipos de cultivos, aunque se encuentren bajo condiciones ambientales idénticas (Allen & Pereira, 2006).

2.2.2.3 Manejo y condiciones ambientales

Los factores tales como salinidad o baja fertilidad del suelo, uso limitado de fertilizantes, presencia de horizontes duros o impenetrables en el suelo, ausencia de control de enfermedades y de parásitos y el mal manejo del suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración. Otros factores que se deben considerar al evaluar la ET son la cubierta del suelo, la densidad del cultivo y el contenido de agua del suelo. El efecto del contenido en agua en el suelo sobre la ET está determinado primeramente por la magnitud del déficit hídrico y por el tipo de suelo. Por otra parte, demasiada agua en el suelo dará lugar a la saturación de este lo cual puede dañar el sistema radicular de la planta y reducir su capacidad de extraer agua del suelo por la inhibición de la respiración (Allen & Pereira, 2006).

2.2.3 Conceptos de evapotranspiración

2.2.3.1 Evapotranspiración de referencia (ET_o)

Según Allen & Pereira (2006), afirman que la evapotranspiración de la superficie de referencia, es la tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua, se conoce como evapotranspiración de referencia, y se denomina ET_o. La superficie de referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto con características específicas. No se recomienda el uso de otras denominaciones como evapotranspiración potencial, debido a las ambigüedades que se encuentran en su definición. El concepto de evapotranspiración de referencia se introdujo para estudiar la

demanda de evapotranspiración de la atmósfera, independientemente del tipo y desarrollo del cultivo, y de las prácticas de manejo.

Los únicos factores que afectan la ET_o son los parámetros climáticos. Por lo tanto, la ET_o es también un parámetro climático que puede ser calculado a partir de datos meteorológicos. Desde este punto de vista, el método FAO 56 Penman-Monteith y tanque evaporímetro son recomendados como los únicos métodos de determinación de la ET_o con parámetros climáticos (figura 1).



Figura 1. Evapotranspiración del cultivo de referencia

Fuente: Allen et al (2006).

2.2.3.2 Evapotranspiración real (ETR) o del cultivo (ETc)

Se refiere a la ET que ocurre en la situación real en que se encuentra el cultivo en el campo. Desde el punto de vista de la programación de riego, la ET_c es primordial en lo que se refiere a la frecuencia de la aplicación, como la cantidad de agua a aplicar (Gurovich, 1985). La ET_c se calcula indirectamente usando la evapotranspiración de referencia (ET_o), que es corregida por un coeficiente de cultivo específico para cada especie agrícola. También se puede medir directamente usando los métodos micrometeorológicos y del balance hídrico (lisímetro de pesada) (Ortega et al., 2002).

La evapotranspiración real, es la cantidad de agua realmente consumida por un determinado cultivo durante el periodo de tiempo considerado.



$$ETR = K_c * E_{T_o} \quad (1)$$

Donde:

ETR = Evapotranspiración real (mm/día)

K_c = Coeficiente de cultivo.

E_{T_o} = Evapotranspiración de referencia (mm/día).

Coeficiente del cultivo (K_c)

El coeficiente del cultivo (K_c) integra los efectos de las características que distinguen a un cultivo típico de campo del pasto de referencia, el cual posee una apariencia uniforme y cubre completamente la superficie del suelo. En consecuencia, distintos cultivos poseerán distintos valores de K_c . Por otra parte, las características del cultivo que varían durante el crecimiento del mismo también afectarán al valor del K_c . Por último, debido a que la evaporación es un componente de la evapotranspiración del cultivo, los factores que afectan la evaporación en el suelo también afectarán al valor de K_c (Allen & Pereira, 2006).

Entre los factores que afectan el valor del coeficiente de cultivo son:

- Tipo de cultivo
- Clima
- Evaporación del suelo
- Etapas del crecimiento de cultivo

La metodología propuesta por la FAO en su publicación N° 24, según Doorembos & Pruitt (1982), el coeficiente de K_c de cada cultivo, tendrá una variación estacional en función de las fases de desarrollo del cultivo, y que son las siguientes:



Fase inicial: Fase 1°.- Comprende el periodo de germinación y crecimiento inicial, cuando la superficie del suelo está cubierta o nada por el cultivo, desde la siembra al 10 % de la cobertura vegetal.

Fase de desarrollo del cultivo: Fase 2°.- Comprende desde el final de la fase inicial hasta que se llegue a una cobertura sombreada efectiva completa del orden del 70 a 80 %.

Fase media del periodo (maduración): Fase 3°.- Comprende desde que se obtiene la cobertura efectiva completa hasta el momento de iniciarse la maduración que se hace evidente por la decoloración o caída de hojas.

Fase final del periodo vegetativo (cosecha): Fase 4°.- Comprende desde la final de la fase anterior hasta que se llega a la plena maduración o cosecha.

2.2.4 Estimación de la evapotranspiración

Los métodos de estimación de la evapotranspiración se basan en la utilización de ecuaciones empíricas o semiempíricas que combinan distintas variables meteorológicas incluyendo la evaporación de una lámina libre de agua. Estas variables se pueden obtener por medio de estaciones meteorológicas manuales o automáticas. Estas ecuaciones, generalmente, predicen la evapotranspiración de referencia (ET_o). La precisión en estas estimaciones depende en gran medida de la cantidad y calidad de las variables meteorológicas disponibles en cada caso.

Evapotranspiración del cultivo se puede determinar por mediciones y estimaciones. En general, las mediciones se llevan a cabo en las estaciones agrometeorológicas y sitios experimentales con la finalidad de ser utilizados para evaluar los procedimientos de estimación y para calibrar los parámetros de los métodos de estimación (Immerzeel, 2008).

2.2.4.1 Método Tanque Evaporímetro tipo A

La evaporación de una superficie libre de agua proporciona un índice del efecto integrado de la radiación, la temperatura del aire, la humedad del aire y del viento en la evapotranspiración. Sin embargo, diferencias entre la superficie de agua y las superficies cultivadas producen diferencias significativas entre la pérdida de agua de una superficie libre de agua y una superficie cultivada. El tanque ha probado su valor práctico y ha sido utilizado con éxito para estimar la evapotranspiración de referencia observando la pérdida por evaporación de una superficie de agua y aplicando coeficientes empíricos para relacionar la evaporación del tanque (Valverde, 2007).

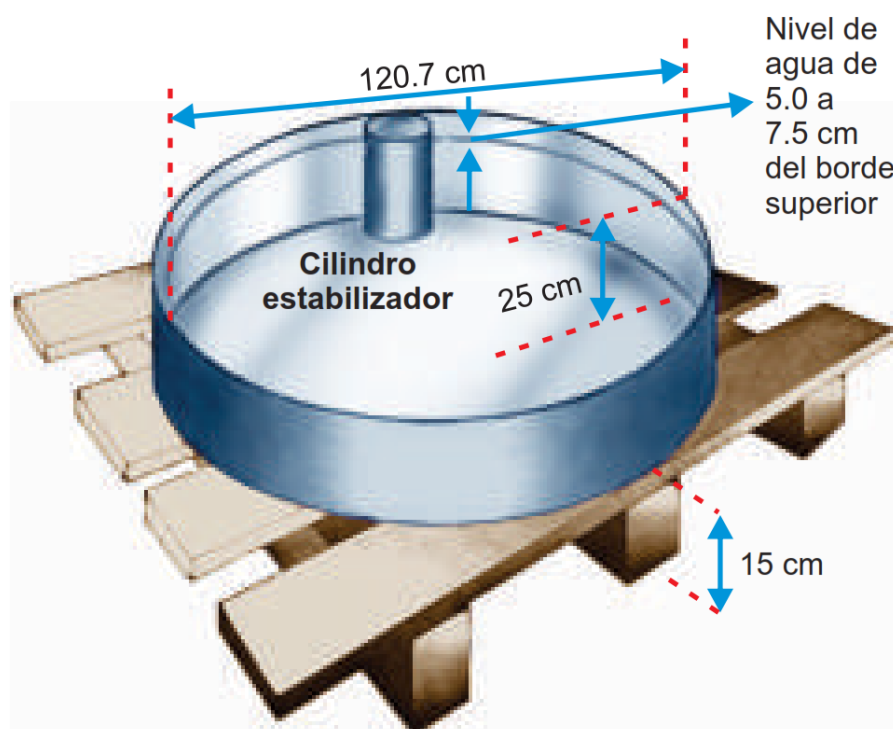


Figura 2. Tanque de evaporación Clase A

Fuente: Valverde (2007).

Según Medina (2000), la Tina de Evaporación Clase “A” estándar es un dispositivo que sirve para medir la cantidad de agua que se evapora hacia la atmósfera



por efecto de la radiación solar, temperatura, velocidad del viento y humedad relativa, expresada en milímetros por día.

Según Allen & Pereira (2006), la evaporación del tanque está relacionada con la evapotranspiración de referencia por un coeficiente empírico derivado del mismo tanque; La ecuación general para estimar la evapotranspiración de referencia ET_0 por medio de lecturas de evaporación de una bandeja es.

$$ET_0 = K_p * E_v \quad (2)$$

Donde:

ET_0 : Evapotranspiración de referencia (mm.día^{-1}).

K_p : Coeficiente de tanque.

E_v : Evaporación de tanque (mm.día^{-1}).

Coefficiente del tanque:

Según Allen et al. (1998), dependiendo del tipo de tanque y del tamaño y estado de la zona tampón (borde), los coeficientes del tanque evaporímetro tendrán valores diferentes. Cuanto más grande es la zona tampón (borde), más rápidamente el aire que se mueve sobre el tanque estará en equilibrio con ella. En equilibrio y con un gran borde, el aire contiene más vapor de agua y menos calor en el caso A que en el caso B (figura 3).

Caso A

Caso B

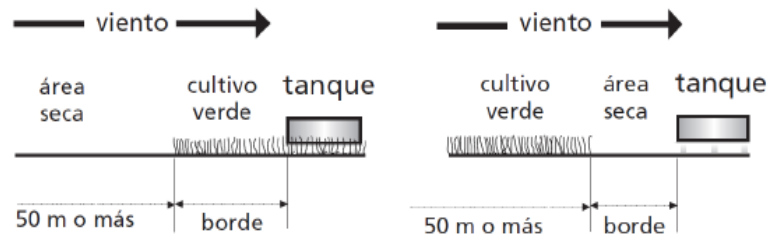


Figura 3. Casos de localización del tanque de evaporación

Fuente: Allen et al (2006)

Tabla 1. Coeficientes K_p para el tanque clase A.

Viento (km/d)	Radio de cultivo (m)	Caso A: Tanque situado sobre pasto o cultivo			Radio de suelo desnudo (m)	Caso B: Tanque situado sobre pasto o cultivo		
		Humedad Relativa media (%)				Humedad Relativa media (%)		
		Baja <40	Media 40 - 70	Alta >70		Baja <40	Media 40 - 70	Alta >70
Ligero < 175 km/d (< 2 m/s)	1	0.55	0.65	0.75	1	0.7	0.8	0.85
	10	0.65	0.75	0.85	10	0.6	0.7	0.8
	100	0.7	0.8	0.85	100	0.55	0.65	0.75
	1000	0.75	0.85	0.85	1000	0.5	0.6	0.7
Moderado 175 -425 km/d (2-5 m/s)	1	0.5	0.6	0.65	1	0.65	0.75	0.8
	10	0.6	0.7	0.75	10	0.55	0.65	0.7
	100	0.65	0.75	0.8	100	0.5	0.6	0.65
	1000	0.7	0.8	0.8	1000	0.45	0.55	0.6
Fuerte 425 -700 km/d (5-8 m/s)	1	0.45	0.5	0.6	1	0.6	0.65	0.7
	10	0.55	0.6	0.65	10	0.5	0.55	0.65
	100	0.6	0.65	0.7	100	0.45	0.5	0.6
	1000	0.65	0.7	0.75	1000	0.4	0.45	0.55
Muy fuerte < 700 km/d (> 8 m/s)	1	0.4	0.45	0.5	1	0.5	0.6	0.65
	10	0.45	0.55	0.6	10	0.45	0.5	0.55
	100	0.5	0.6	0.65	100	0.4	0.45	0.5
	1000	0.55	0.6	0.65	1000	0.35	0.4	0.45

Fuente: Allen et al (2006).

2.2.5 Teledetección

La teledetección es una técnica a través de la cual se obtiene información de un objeto sin tener contacto directo con él, esto es posible gracias a la relación sensor-cobertura, la cual en el caso de los barredores multiespectrales se expresa a través de la

llamada radiación electromagnética. Esta relación se puede presentar en tres formas: Emisión, reflexión y emisión – reflexión, el flujo de energía que se produce por alguna de estas formas va a estar en función de la transmisión de energía térmica (Martínez Muñoz, 2005). Existen diferentes tipos de plataformas que ofrecen una variedad de imágenes con diferentes tipos de resolución espacial, espectral, temporal y radiométrica las cuales se utilizan en múltiples campos como la geografía, geología, meteorología, agronomía, urbanismo entre otros (Chuvieco, 2002).

2.2.6 Índices de Vegetación

Un Índice de Vegetación (I.V) es una combinación de valores de reflectancia en diferentes longitudes de onda, con alta sensibilidad cambios en la vegetación y baja sensibilidad a otra información (atmósfera o suelo). La gran mayoría de los I.V. están basados en el alto contraste entre la banda del rojo (R) y la del infrarrojo cercano (IRC) para la vegetación viva y verde (Tucker, 1979).

Uno de los índices más utilizados para el análisis temporal de la vegetación es el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI), creado por Rouse & Space (1974) el cual como la mayoría de los índices de vegetación combina la banda roja y la infrarroja cercana y se basa en el contraste espectral que la vegetación sana presenta entre la banda del rojo, donde presenta baja reflectividad, y la del infrarrojo cercano, donde la reflectividad es alta (Chuvieco, 2002).

Otro de los índices de vegetación es el Índice de Área Foliar (LAI, por sus siglas en inglés), es un número adimensional que representa la relación del área proyectada por las hojas respecto del área del suelo. Este índice describe propiedades fundamentales de la interacción de la planta con la atmósfera, especialmente en cuanto a radiación, energía, momentum e intercambio de gas (Velasco & Bernabé, 2004).

El Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI por sus siglas en inglés) según Huete (1988), nace como la necesidad de disminuir las alteraciones presentadas en los valores del NDVI al realizar estudios en zonas áridas, el objetivo fundamental de este índice es eliminar la influencia que el suelo pueda tener sobre las reflectividades en el rojo y el infrarrojo y que pueda enmascarar las de la vegetación, este índice es uno de los más utilizados y aplicados en zonas de poca vegetación.

2.2.7 Balance de energía

En la troposfera terrestre existen muchos procesos y fenómenos meteorológicos que tienen como principal fuente de energía al sol. La energía proveniente del sol en forma de radiación se puede dividir en dos tipos: radiación de onda corta y la radiación de onda larga cuyas longitudes de onda varían de $0.3 - 4.0 \mu\text{m}$ y $5.0 - 50.0 \mu\text{m}$ respectivamente. A la radiación solar se le conoce como radiación de onda corta debido a que su pico de energía se encuentra cerca de la longitud $0.5 \mu\text{m}$. Según la ley de Boltzmann, cada cuerpo emite una cantidad de energía de acuerdo a su temperatura. La tierra debido a la energía que recibe del sol empieza a ganar energía y como consecuencia aumenta su temperatura. La temperatura de la tierra es de 288 K en promedio, mientras que la temperatura del sol es de 6000 K , esta diferencia de temperatura es la razón por la cual la tierra solo puede liberar radiación de onda larga a diferencia del sol que puede liberar radiación de onda corta.

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



La evaporación de agua requiere cantidades relativamente altas de energía, ya sea en la forma de calor sensible o de energía radiante. Por ello, el proceso de evapotranspiración es gobernado por el intercambio de energía en la superficie de la vegetación y limitado por la cantidad de energía disponible (Hemakumara et al., 2003).

2.2.8 Modelo SEBAL

El modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), es un algoritmo semiempírico que promueve la parametrización del flujo de balance de energía y flujos de superficie basados en algunos datos locales y mediciones espectrales de satélites (Weligepolage, 2005).

El algoritmo SEBAL fue desarrollado en 1995 por Bastiaanssen y validada en varios ecosistemas mundiales como: Egipto, España, Portugal, Francia, Italia, Argentina, China, India, Estados Unidos, entre otros indica Allen et al. (2002). Es necesario que las bandas visibles, infrarrojo próximo e infrarrojo termal sean tomados como datos de entrada para el proceso (Meireles, 2007).

De acuerdo con Bastiaanssen (2000), a pesar que el algoritmo SEBAL se fundamenta en formulaciones semiempíricas, los resultados de validación del mismo en experimentos de campo vienen mostrando que el error relativo en fracción evaporativa fue de 20%, 10% y 1% para escalas de 1, 5 y 100 km respectivamente. El autor espera que el modelo SEBAL presente mejores resultados en escalas regionales como también en superficies heterogéneas.

SEBAL es un modelo físico que estima los componentes del balance de energía (figura 4) y determina la evapotranspiración de manera residual. El modelo está basado

en la estimación de los parámetros del balance energético a partir de datos imágenes multiespectrales (Bastiaanssen, Menenti, Feddes, & Holtslag, 1998).

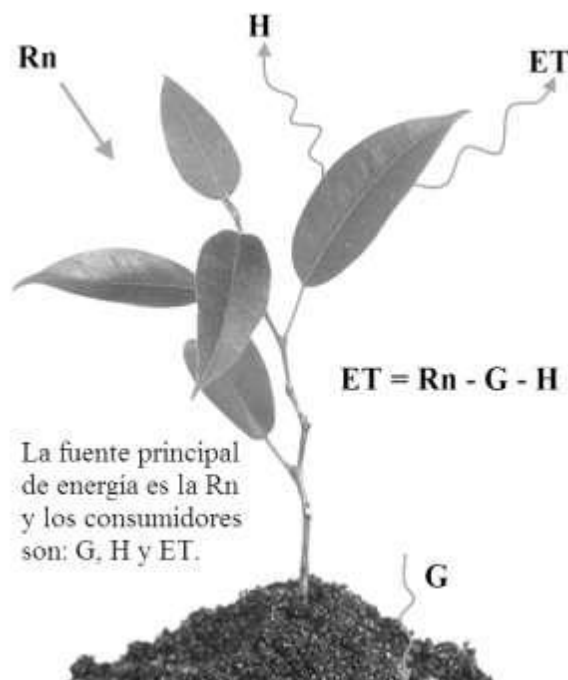


Figura 4. Balance de energía para estimar evapotranspiración

Fuente: Bastiaanssen et al. (1998)

En la figura 5, se muestra la descripción general de funcionamiento del modelo SEBAL el cual utiliza datos de entrada que se obtienen de modelos de elevación digital (DEM), y datos recogidos en una imagen satelital Landsat u otro satélite. Con estos antecedentes se calcula la radiancia y reflectancia de cada píxel de la imagen, y se establece el balance de radiación en la superficie, y con ello se obtiene la radiación neta, (R_n), primera variable que ingresa en la ecuación del balance de energía (Nuñez, 2009).

A partir de la imagen satelital, se obtienen las variables de Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), la temperatura superficial (T_o), y la altura de aspereza superficial (z_{om}). Posteriormente con NDVI y R_n , se obtiene una aproximación del flujo de calor del suelo (G_o), indicada como la segunda variable que ingresa al balance

de energía. Finalmente, utilizando las variables T_o y z_{om} , junto con la velocidad del viento, medida cerca de la superficie en la zona de estudio (u_x), y la identificación de puntos con evaporaciones máximas y mínimas, se obtiene la tercera variable para el balance de energía superficial; el flujo de calor sensible (H). Estas tres variables, ingresan a la ecuación de balance de energía, y de ella se obtiene la evapotranspiración por diferencia para cada píxel (Nuñez, 2009).

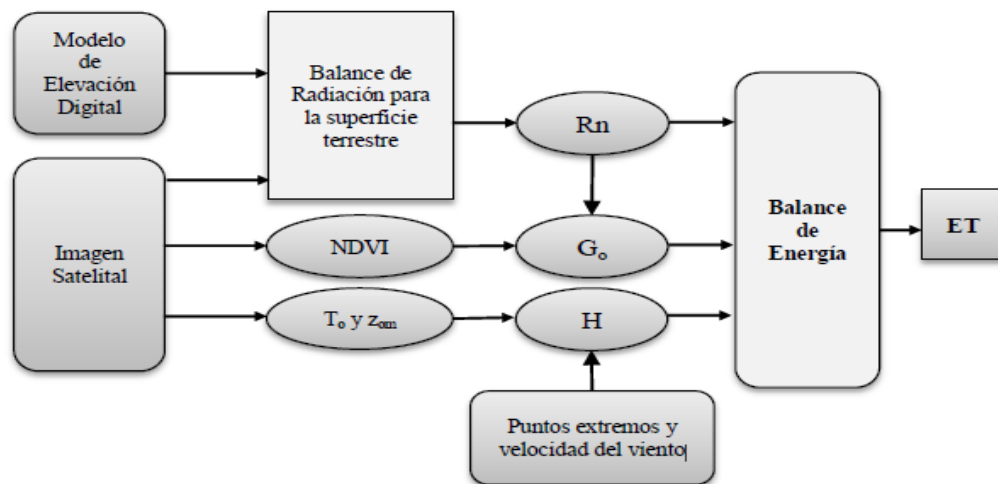


Figura 5. Descripción general de funcionamiento del modelo SEBAL

Fuente: Modificado de Núñez (2009)

2.2.9 Componentes del balance de energía en el modelo SEBAL

El Algoritmo para el Balance de Energía Superficial (SEBAL por sus siglas en inglés), desarrollado por Bastiaanssen (1995), es un método que permite calcular la evapotranspiración utilizando imágenes de satélite que registren radiación visible, infrarroja cercana y térmica, este método se basa principalmente en el cálculo de las variables que componen el balance de energía a través de procesos aplicados a las imágenes de satélite, disminuyendo en gran medida la toma de datos en campo.

$$\lambda ET = Rn - G - H \quad (3)$$

La ecuación es el balance de energía superficial donde: λET es el flujo de calor latente (W/m^2), R_n es el flujo de radiación neta en la superficie (W/m^2), G es el flujo de calor hacia el suelo (W/m^2), y H es el flujo de calor sensible hacia el aire (W/m^2).

2.2.9.1 Flujo de Radiación Neta (R_n)

EL flujo de la radiación neta (R_n) en la superficie representa la energía de radiación disponible en la superficie. Este es calculado mediante la diferencia entre los flujos de radiación salientes y los flujos de radiación entrantes. Esto se observa en la figura 6 del balance de radiación en la superficie de la tierra.

$$R_n = (1 - \alpha)RS_{\downarrow} + RL_{\downarrow} - RL_{\uparrow} - (1 - \epsilon_o)RL_{\downarrow} \quad (4)$$

En la ecuación 4, la cantidad de radiación de onda corta (RS_{\downarrow}) que queda disponible en la superficie es una función del albedo de la superficie (α). Albedo de la superficie es un coeficiente de reflexión, se define como la relación entre el flujo radiante reflejada para el flujo radiante incidente sobre el espectro solar. Se determina utilizando la información de cada banda de las imágenes satelitales, excepto las bandas térmicas.

La radiación de onda corta entrante (RS_{\downarrow}) se define utilizando la constante solar, el ángulo de incidencia solar, una distancia relativa Tierra-Sol, y una transmisividad atmosférica calculada. La radiación de onda larga entrante (RL_{\downarrow}) se estima utilizando una ecuación de Stefan-Boltzmann modificado con transmisividad atmosférica y una temperatura de referencia de la superficie seleccionada. Radiación de onda larga saliente (RL_{\uparrow}) es calculada utilizando la ecuación de Stefan-Boltzmann con una emisividad (ϵ_o) de la superficie y la temperatura de la superficie estimada. Las temperaturas de superficie se determinan a partir de información de imágenes satelitales en las bandas térmicas (Allen et al., 2002).

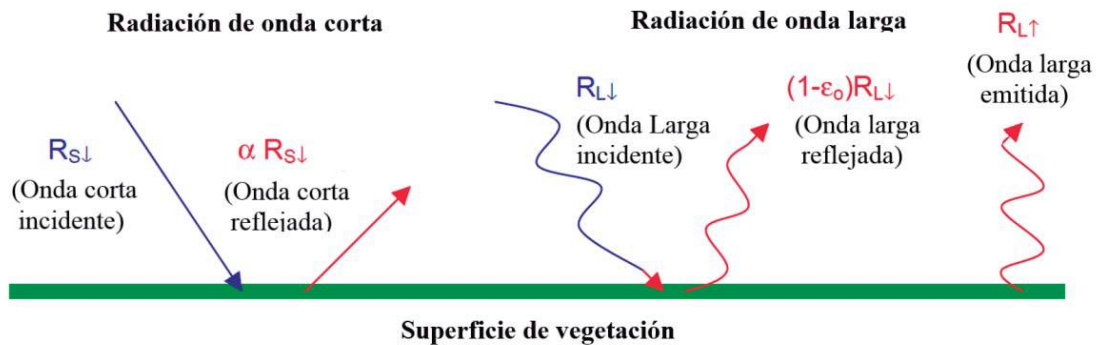


Figura 6. Balance de radiación en la superficie

Fuente: modificado de Allen et al. (2002).

2.2.9.2 Flujo de calor latente (λET)

El calor latente es la cantidad de energía que necesita un cuerpo para cambiar de fase. Por ejemplo, para convertir un gramo de agua de estado líquido a gaseoso es necesario una energía de 2.27 J. A este valor se le conoce como calor latente de vaporización del agua y al igual que el calor específico depende del material.

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

cambio, el proceso de condensación es el dominante (formación de neblinas) (Allen et al., 2002).

2.2.9.3 Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es la transferencia de calor entre el suelo y la atmosfera, por convección forzada o libre. H es el intercambio de calor a través del aire como resultado de un gradiente de temperatura entre la superficie y la atmosfera (British et al., 2002). La temperatura de la superficie terrestre es más alta que la temperatura del aire durante el día y el flujo de calor sensible, normalmente, se dirige hacia arriba. Durante la noche, la situación puede revertirse (Bastiaanssen et al., 1998). El transporte de calor cerca de la superficie se da principalmente por procesos difusivos mientras que, a mayor altura, se da mayormente por transporte turbulento. La formulación matemática del flujo de calor sensible se basa en la teoría de transporte de calor, masa y momentum entre la superficie y la atmosfera cercana a la superficie (capa limite). Todos los algoritmos de teledetección existentes para el flujo de calor sensible utilizan una ecuación análoga a la ley de ohm, donde la fuerza impulsora es el gradiente de temperatura:

$$H = \frac{\rho * C_p * (T_s - T_a)}{r_{ah}} \quad (5)$$

Donde; ρ es la densidad del aire (kg/m³), C_p es el calor específico del aire (1,004J/kg/K), $(T_s - T_a)$ gradiente de temperatura entre la superficie y la altura de referencia y r_{ah} es la resistencia aerodinámica al transporte de calor (s/m) mostrado en la figura 7.

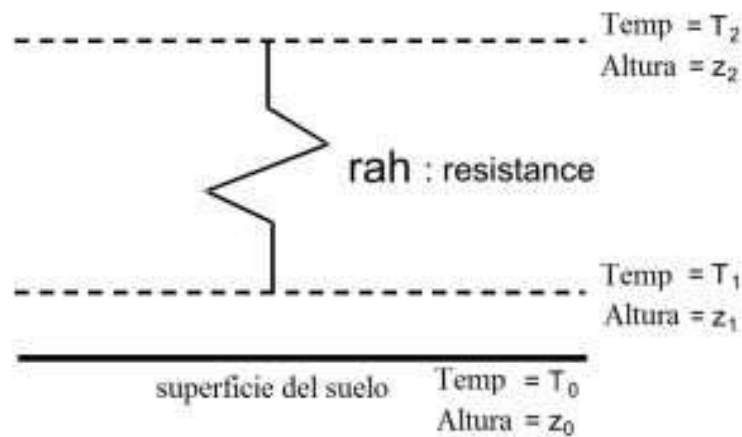


Figura 7. Bosquejo de la transferencia de calor aerodinámico

Fuente: Bastiaanssen (2000).

La estimación del flujo de calor sensible tiene dos elementos principales: Una diferencia de temperatura entre dos alturas y la resistencia correspondiente. Como primera aproximación podemos decir que el error en el calor sensible es linealmente proporcional al error en el gradiente de temperatura, y linealmente proporcional al error en el inverso de la resistencia. Sin embargo, esto es aproximadamente cierto, porque la ecuación no es lineal y la resistencia aerodinámica en si depende del gradiente de temperatura. Debido a esto, rah solo puede resolverse de forma iterativa. Comprender los conceptos físicos involucrados en el cálculo de H, y en particular la resistencia aerodinámica, es esencial para una evaluación de las técnicas de teledetección. La parametrización actual no es óptima ya que algunos parámetros solo pueden ser estrictamente evaluados bajo condiciones de investigación experimental controlada.

2.2.9.4 Flujo de calor hacia el suelo (G)

La magnitud del flujo de calor almacenado o liberado por el suelo es relativamente pequeña en relación al resto de flujos. Cuando se considera un ciclo temporal diario, al darse un proceso de calentamiento y enfriamiento, no se considera su contribución al

balance de energía. Si se considera intervalos horarios o distintos a un día completo su aportación puede ser significativa, y deberían ser incluidos (Gordillo, 2013).

El flujo de calor hacia el suelo está dominado por la energía recibida en la superficie terrestre, la capacidad y conductividad térmica del suelo. Por lo general, el suelo guarda calor en el día, de esta manera hay un almacenamiento de energía y a la vez hay un flujo de calor hacia capas más profundas del suelo. En la noche el proceso se invierte, es decir el suelo libera la energía almacenada hacia la atmosfera, y por una gradiente de calor existe un flujo de energía proveniente de las capas profundas del suelo (Arya, 2002).

En la aplicación de SEBAL para la obtención de G (ecuación 6), depende de la radiación neta (R_n), el Índice de la Diferencia Normalizada de Vegetación (NDVI), la temperatura de la superficie (T_s) y el albedo (α) (Allen et al., 2002).

$$G = \left(\frac{T_s}{\alpha} (0.0038 * \alpha^2) (1 - 0.98 * NDVI^4) \right) * R_n \quad (6)$$

Además Allen et al. (2002), asigna un valor constante de G/R_n igual a 0.5 para el agua debido a la absorción de radiación de onda corta más cerca de la superficie del agua, los cuerpos de agua se distinguen por tener un NDVI inferior a cero y un elevado albedo superficial.

2.2.10 Plataforma Landsat

El primer Satélite puesto en órbita para la evaluación de los recursos terrestres por la agencia espacial norteamericana ocurrió en el mes de julio de 1972, dando inicio con esto, una nueva era en la forma de captar información sobre los recursos terrestres. Esta familia de satélites, denominada Landsat a partir del segundo lanzamiento en 1975 y tres



adicionales en el periodo 1978-1984, han constituido uno de los proyectos más fructíferos de teledetección espacial, la buena resolución de sus sensores, en el carácter global y periodo de las observaciones que realizan y su buena comercialización, explican su gran empleo por expertos de muy variados campos en todo el mundo (Martínez Muñoz, 2005).

Las bandas del espectro visible y del infrarrojo tienen una resolución espacial de 30m (canales 1, 2, 3, 4, 5 y 7). Las bandas del infrarrojo térmico (canales 6L e 6H), partir del Landsat 7 pasaron a ser adquiridas con resolución de 60 metros. La nueva banda pancromática (canal 8) tiene 15 metros de resolución espacial. Una variable posible que permite alcanzar una resolución espacial de 15 m se logra mediante la combinación de la resolución espacial de la banda pancromática con la información espectral de las bandas ópticas, favoreciendo así la interpretación en la tarea de clasificación.

El 11 de febrero del 2013, fue lanzado el satélite Landsat 8 (cuyo nombre técnico es LDCM: Landsat Data Continuity Mission, Misión de Continuidad de la Información Landsat) desde la base aérea Vandenberg en California, gracias a una operación conjunta entre la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (NASA, 2013). Landsat 8, que reemplazará a Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+, cuenta con dos instrumentos de toma de datos: el OLI: Operacional Land Imager, o Generador Operacional de Imágenes de Tierra) y el TIRS (Thermal Infrared Sensor, o Sensor Infrarrojo Térmico). Las escenas de Landsat 8 tendrán un total de 11 bandas espectrales, 9 tomadas por el OLI y 2 por el TIRS.

La tabla 2 presenta un resumen de la historia del programa Landsat, disponible en la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos USGS. (http://LANDSAT.usgs.gov/about_mission_history.php).

Tabla 2. Misiones de satélites LANDSAT.

Satélite	Sensor	Fecha de lanzamiento	Termino de operación
LANDSAT 1	MSS y RBV	23-jul-72	05-ene-78
LANDSAT 2	MSS y RBV	22-ene-75	27-jul-83
LANDSAT 3	MSS y RBV	05-mar-78	07-sep-93
LANDSAT 4	TM y MSS	16-jul-82	01-sep-83
LANDSAT 5	TM y MSS	01-mar-84	En actividad
LANDSAT 6	ETM	03-oct-93	Fracaso
LANDSAT 7	ETM+	15-abr-99	En actividad
LANDSAT 8	OLI y TIRS	11-feb-13	En actividad

Fuente: National Spaceand Space Administration (NASA).

Actualmente sólo se encuentran activos el Landsat 5, 7 y 8 que son administrados por la NASA (National Spaceand Space Administration), en tanto que la producción y comercialización de las imágenes de pende del USGS.

2.2.10.1 Características del Landsat 8

El satélite Landsat 8 incorpora dos instrumentos de barrido: Operational Land Imager (OLI), y un sensor térmico infrarrojo llamado Thermal Infrared Sensor (TIRS). Las bandas espectrales del sensor OLI, similares al sensor Landsat 7 ETM+, proporcionan una mejora de los instrumentos de las misiones Landsat anteriores, debido a la incorporación de dos nuevas bandas espectrales: un canal profundo en el azul visible (banda 1), diseñado específicamente para los recursos hídricos e investigación en zonas costeras, y un nuevo canal infrarrojo (banda 9) para la detección de nubes cirrus. Adicionalmente una nueva banda de control de calidad se incluye con cada producto de datos generado. Esto proporciona información más detallada sobre la presencia de características tales como las nubes, agua y nieve. Por otra parte, el sensor TIRS recoge



dos bandas espectrales en longitudes de onda incluidas por la misma banda en los anteriores sensores TM y ETM+ (figura 8).

La calidad de los datos (relación de la señal en función del ruido) y la resolución radiométrica (12 bits) del OLI y TIRS es más alta que los anteriores instrumentos Landsat (8 bits para TM y ETM+), proporcionando una mejora significativa en la capacidad de detectar cambios en la superficie terrestre. Aproximadamente se recogen 400 escenas al día, las cuales son cargadas en el servidor de USGS con el fin de que se encuentren disponibles para su descarga 24 horas después de la adquisición.

Los datos de productos Landsat 8 son totalmente compatibles con todos los datos de los productos estándar a nivel 1 (ortorectificado) creados usando Landsat 1 al Landsat 7. Las imágenes Landsat 8 obtenidas por el sensor OLI y TIRS constan de nueve bandas espectrales con una resolución espacial de 30 metros para las bandas de 1 a 7 y 9. La nueva banda 1 (azul-profundo) es útil para estudios costeros y aerosoles. La nueva banda 9 es útil para la detección de cirrus. La resolución para la banda 8 (pancromática) es de 15 metros.

Dos bandas térmicas 10 y 11 son útiles para proporcionar temperaturas más precisas de la superficie y se toman a 100 metros de resolución. El tamaño aproximado de la escena es de 170 km de norte-sur por 183 kilómetros de este a oeste (106 km por 114 km). En la tabla 3, se describen las características del Landsat 8 (LANDSAT- USGS, 2015).

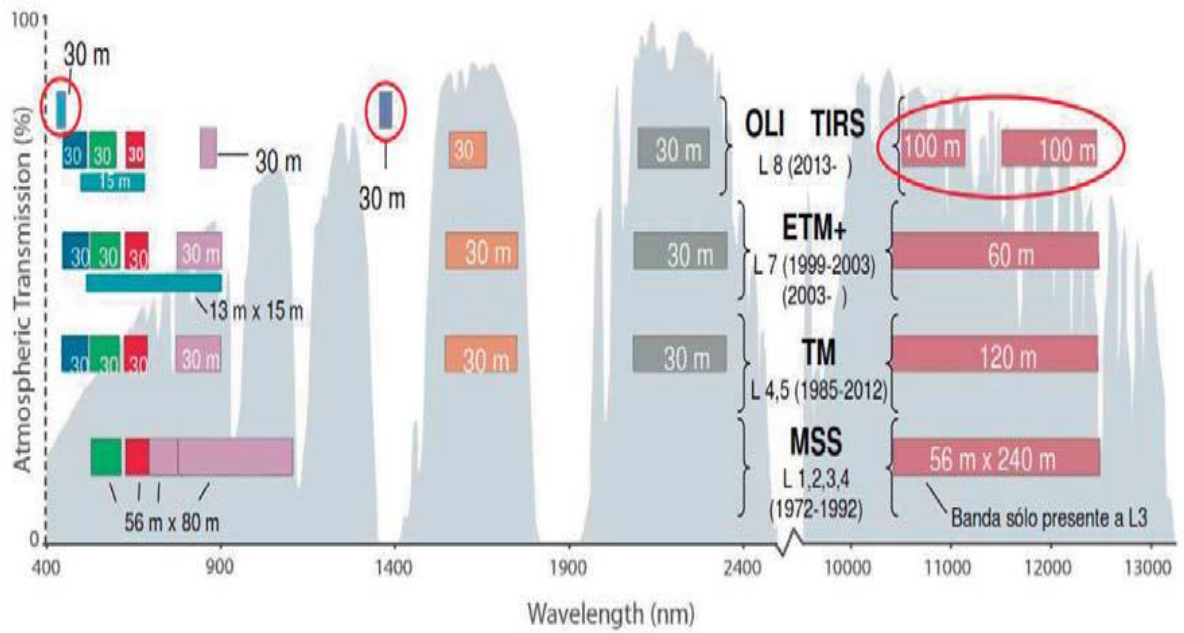


Figura 8. Ancho de banda para los sensores OLI y TIRS en LANDSAT 8 y TM Y ETM+ en LANDSAT 5 y 7

Fuente: <https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-8/landsat-8-overview/>.

Tabla 3. Característica imagen Landsat 8.

Banda	Longitud de onda (micrómetros)	Resolución (metros)	
Landsat 8 Operativa Imager Tierra (OLI) y sensor (SITR)	1- Ultra azul (costero / aerosol)	0.43 – 0.45	30
	2- Azul	0.45 – 0.51	30
	3- Verde	0.53 – 0.59	30
	4- Rojo	0.64 – 0.67	30
	5- Infrarrojo Cercano (NIR)	0.85 – 0.88	30
	6- Onda corta infrarroja (SWIR) 1	1.57 – 1.65	30
	7- Onda corta infrarroja (SWIR) 2	2.11 – 2.29	30
	8- Pancromática	0.50 – 0.68	15
	9- Cirrus	1.36 – 1.38	30
	10- Infrarrojo térmico (SITR) 1	10.60 – 11.19	100*(30)
	11- Infrarrojo térmico (SITR) 2	11.50 – 12.51	100*(30)

Fuente: <http://landsat.usgs.gov/band-designations-landsat-satellites.php>.

2.2.11 Estadística para validación y comparación de resultados

2.2.11.1. Eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE)

Según Cabrera (2008), la eficiencia de Nash-Sutcliffe se utiliza para evaluar el poder predictivo de modelos hidrológicos, se puede utilizar para describir cuantitativamente la precisión de los resultados de modelos hidrológicos para descargas. Este método puede ser usado para describir la exactitud predictiva de otros modelos. Por ejemplo, la eficiencia de Nash-Sutcliffe ha sido reportada en la literatura científica para modelos de simulación de la descarga (Traverso et al., 2019).

El criterio utilizado para cuantificar los resultados o para evaluar el poder predictivo de modelos hidrológicos o cuantificar la comparación de dos grupos de datos, fue propuesto por el mismo autor y se puede utilizar para describir cuantitativamente la precisión de los resultados de modelos hidrológicos para descargas o resultados que se está evaluando (Nash & Sutcliffe, 1970).

Así mismo para Ritter & Muñoz (2013), cuantificar la eficiencia del modelo simulado respecto al modelo observado o en la comparación de dos datos, fue clasificado bajo los criterios como se observa en la tabla 4.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{x}_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad (7)$$

Donde:

NSE: Eficiencia de Nash – Sutcliffe

n: Número de observaciones.

x_i : Valor observado.

\hat{x}_i : Valor estimado por el modelo.

\bar{x} : Promedio de los datos observados.



Tabla 4. Valores referenciales del Criterio de Nash-Sutcliffe.

Eficiencia	Ajuste
0.90	Muy bueno
0.9 – 0.8	Bueno
0.8 – 0.65	Aceptable
<0.65	Insatisfactorio

Fuente: Ritter y Muñoz (2013).



CAPITULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 DESCRIPCIÓN DE ÁMBITO DE ESTUDIO

3.1.1 Ubicación del ámbito de estudio

3.1.1.1 Ubicación geográfica

La cuenca Huancané está ubicada en las coordenadas UTM (WGS84) este: 376 005 – 468 615, norte: 8 301 685 – 8 397 685 y altitud entre 3806 – 5100 msnm; que corresponde hidrográficamente a la región hidrográfica Titicaca y sistema hídrico TDPS. Políticamente abarca la región Puno, las provincias de Huancané, San Antonio de Putina, Moho y Azángaro y los distritos de Huancané, Vilquechico, Huayrapata, Rosaspata, Cojata, Potoni, Inchupalla, Huatasani, Quilcapunco, Putina, Muñani y Ananea.

3.1.1.2 Ubicación administrativa

La ubicación administrativa de la cuenca Huancané se encuentra dentro del ámbito jurisdiccional de la Administración Local del Agua Huancané, cuya dependencia técnica, funcional y administrativa es de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), con sede en la ciudad de Lima. La ANA, como ente rector y máxima autoridad técnico-normativa del Sistema Nacional de Gestión de los Recursos Hídricos, está adscrito al Ministerio de Agricultura. La sede administrativa (ALA) se encuentra ubicado en la ciudad de Huancané, del distrito y provincia de Huancané en la región Puno.

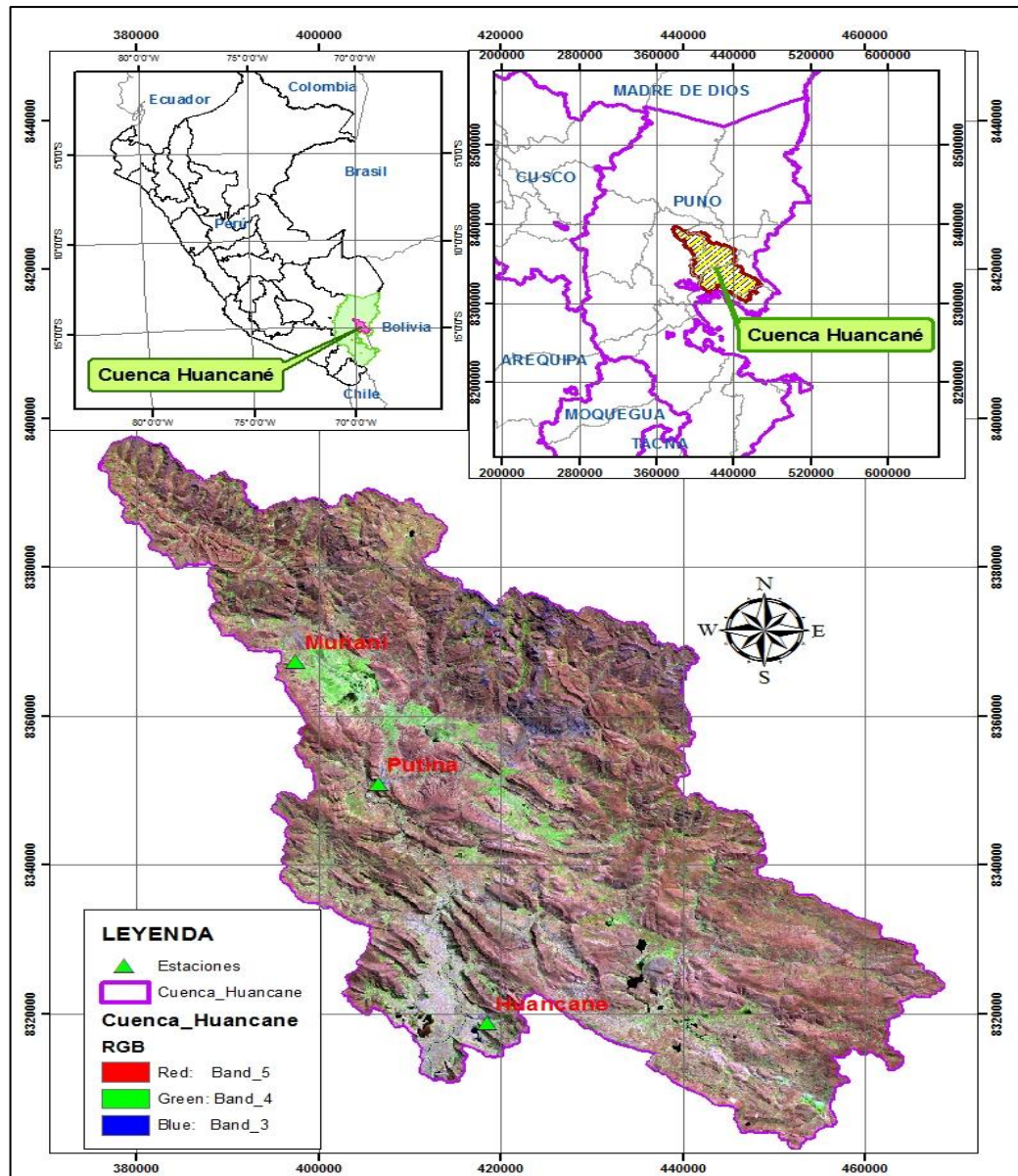


Figura 9. Ubicación de la cuenca Huancané

Fuente: Elaboración propia.

3.1.1.3 Vías de comunicación y acceso

La ciudad de Huancané es el centro urbano más relevante de la cuenca Huancané, las vías de acceso en una unidad móvil desde la ciudad de Huancané hacia cualquier lugar de la cuenca es accesible. Las principales vías de acceso a la cuenca Huancané, es la siguiente:

Tabla 5. Vías de acceso.

N°	Tramo	Distancia (Km)	Tiempo (Min)	Vía
1	Puno – Juliaca	45.00	40	Asfaltada
2	Juliaca – Huancané	63.00	60	Asfaltada
3	Huancané – Huatasani	17.91	20	Asfaltada
4	Huatasani – Inchupalla	21.86	25	Trocha
5	Inchupalla - Quilcapunco	24.26	30	Trocha
6	Huatasani – Putina	19.21	25	Asfaltada
7	Putina – Muñani	22.88	25	Trocha

Fuente: Evaluación de recursos hídricos, cuenca Huancané ANA (2010).

3.1.2 Descripción general de cuenca

La cuenca hidrográfica Huancané, tiene una extensión aproximada de 3631.19 km², desde la partición de agua hasta la desembocadura en el lago Titicaca, presenta una forma más o menos “alargada”. El curso principal nace desde el río Toco Toco - río Ticani - río Puncune - río Pongongoni - río Putina; luego de un largo recorrido el río Putina confluye con el río Tuyto, es a partir de este punto que toma el nombre del río Huancané, nombre con el cual desemboca en el lago Titicaca.

La longitud del cauce principal es aproximadamente de 142 km y tiene una pendiente media de 0.70%. La cuenca Huancané está conformado por 09 unidades hidrográficas: Alto Huancané (río Puncune), Pistune (río Pistune), Muñani (río Muñani), Tuyto (río Tuyto), Llache (río Llache), Medio Alto Huancané (río Pongongoni), Medio Huancané (río Putina), Medio Bajo Huancané (tramo río Huancané) y Bajo Huancané (tramo río Huancané).

La cuenca Huancané cuenta actualmente con tres estaciones meteorológicas ubicadas en Muñani, Putina y Huancané y una Estación Hidrométrica en el Puente Huancané todas ellas de propiedad del SENAMHI –Puno, de los cuales obtuvimos datos para la presente investigación.



3.1.3 Descripción climática de la cuenca

3.1.3.1 Precipitación

La precipitación anual de la cuenca Huancané, varía de 420 mm a 870 mm, los valores altos se registraron en el entorno del lago Titicaca, en la parte baja y norte de la cuenca; y los valores menores se registraron en el sur de la cuenca.

3.1.3.2 Temperatura

La temperatura media de la cuenca varía entre 3.0 °C a 8.0 °C, las temperaturas máximas alcanza hasta 23.4 °C y las mínimas alcanzan valores hasta -10.2 °C, así mismo las regiones más cálidas se encuentran en las zonas de las estaciones Muñani y Putina.

3.1.3.3 Humedad relativa

En base a la información histórica disponible de las estaciones meteorológicas, la distribución espacial de la humedad relativa en la cuenca Huancané varía entre 23% y 96%.

3.1.3.4 Velocidad del viento

La velocidad del viento de la cuenca Huancané varía entre 2 y 11 m/s.

3.1.3.5 Horas sol

Para la cuenca en estudio las horas de sol varía entre 0.5 horas a 12 horas, los mayores valores se registraron en la parte baja y los valores menores en la parte alta de la cuenca.



3.1.3.6 Evaporación

La distribución espacial de la evaporación total anual de la cuenca Huancané, varía entre 1560 mm hasta 1900 mm por año, estos datos generalmente son obtenidos del tanque tipo A.

3.2 MATERIALES

3.2.1 Información de imágenes satelitales

Para el presente proyecto de tesis se utilizaron imágenes satelitales del satélite Landsat 8 adquiridas por los sensores OLI y TIR, administrados por la National Space and Space Administration (NASA) y la producción - distribución de las imágenes depende de United States Geological Survey (USGS). Las imágenes Landsat 8 han sido seleccionadas sin nubosidad u otros errores.

Las imágenes satelitales, fueron obtenidas de la página web EarthExplorer USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) su acceso es de forma gratuita, con una resolución espacial de 30 metros cuadrados por cada pixel, en la tabla 6 se presenta el total de las imágenes satelitales utilizadas.

Tabla 6. Imágenes satelitales LANDSAT utilizadas.

N°	Satélite	ID de la imagen	Path/Row	Día Juliano	Fecha
1	LANDSAT 8	LC80020702013116LGN02	2/70	116	26/04/2013
2	LANDSAT 8	LC80020702013180LGN01	2/70	180	29/06/2013
3	LANDSAT 8	LC80020702013212LGN01	2/70	212	31/07/2013
4	LANDSAT 8	LC80020702013228LGN01	2/70	228	16/08/2013
5	LANDSAT 8	LC80020702014215LGN01	2/70	215	03/08/2014
6	LANDSAT 8	LC80020702014311LGN01	2/70	311	07/11/2014
7	LANDSAT 8	LC80020702015218LGN01	2/70	218	06/08/2015
8	LANDSAT 8	LC80020702016141LGN01	2/70	141	20/05/2016
9	LANDSAT 8	LC80020702016205LGN02	2/70	205	23/07/2016
10	LANDSAT 8	LC80020702017207LGN00	2/70	207	26/07/2017
11	LANDSAT 8	LC80020702017223LGN00	2/70	223	11/08/2017
12	LANDSAT 8	LC80020702018210LGN00	2/70	210	29/07/2018

Fuente: <http://earthexplorer.usgs.gov>.

3.2.2 Información meteorológica

La información meteorológica se obtuvo del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Puno, los parámetros climáticos son.

1. Humedad relativa.
2. Velocidad del viento.
3. Evaporación diaria del tanque clase “A”.

En la tabla 7, se presenta la descripción de las estaciones meteorológicas. Estos datos meteorológicos fueron necesarios para estimar la evapotranspiración de referencia. Se presenta la descripción de la estación climática y en el anexo 03 y 04 se presenta los registros históricos de las fechas de análisis.

Tabla 7. Estaciones meteorológicas de la cuenca Huancané.

Estación	Tipo	Unidad		Ubicación Política		Ubicación Geográfica		
		Hidrográfica (cuenca)	Distrito	Provincia	Dpto.	Latitud (sur)	Longitud (oeste)	Altitud
Huancané	CO	Huancané	Huancané	Huancané	Puno	15°12'5.4"	69°45'12.8"	3890
Muñani	CO	Huancané	Muñani	Azángaro	Puno	14°46'1"	69°57'6.5"	3948
Putina	CO	Huancané	Putina	San Antonio de Putina	Puno	14°54'53.6"	69°52'4.9"	3878

Fuente: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, SENAMHI.

La velocidad del viento horario (m/s), este dato es indispensable para el procedimiento SEBAL, ya que funciona como input para estimar el flujo de calor sensible (H). También se requiere la altura (h) a la que fue tomada esa velocidad del viento sobre la superficie del terreno.

3.2.3 Modelo de Elevación Digital (DEM)

En la Figura 10, se muestra el mapa de elevación para la cuenca Huancané, producto de la descarga de un archivo ASTER GDEM versión 2, de 30 por 30 metros de resolución espacial actualizadas al 2011 de la página de la USGS <http://earthexplorer.usgs.gov>.

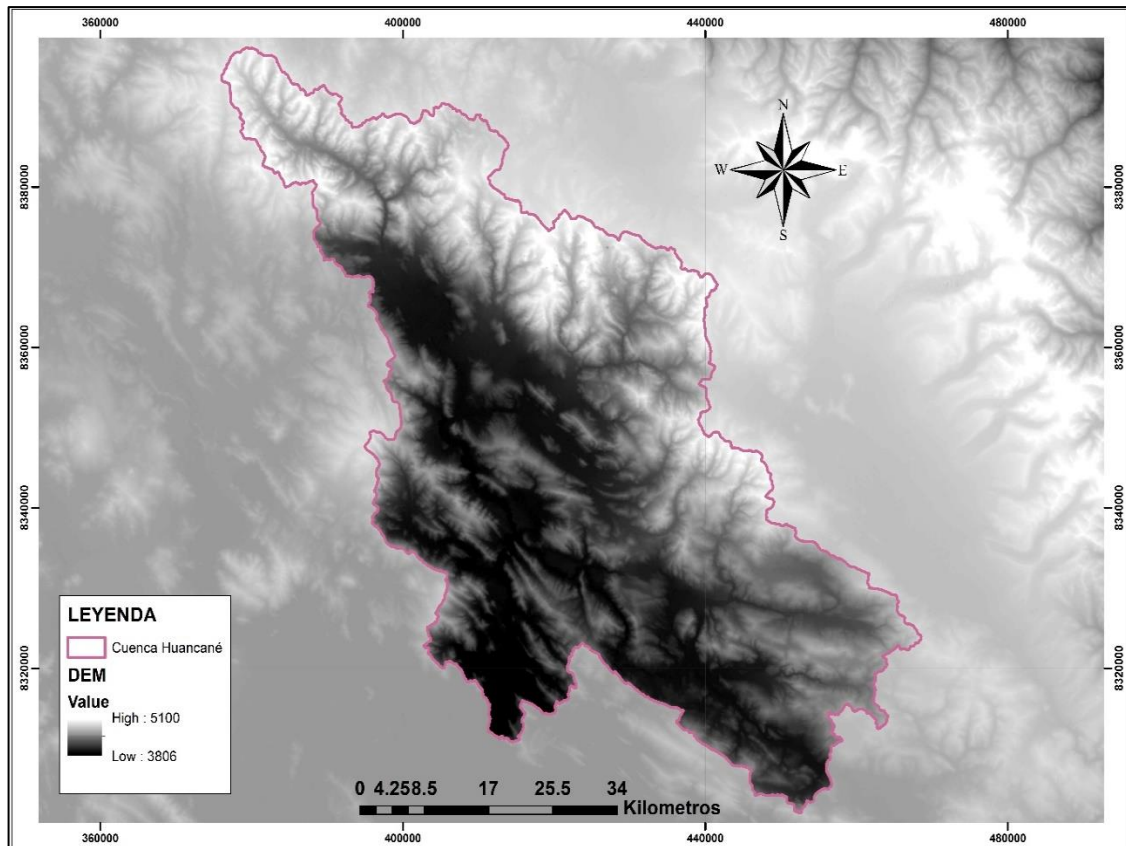


Figura 10. Modelo de elevación digital de la cuenca Huancané
Fuente: Elaboración propia.

3.2.4 Datos de campo

En el presente trabajo de tesis se ha utilizado los mismos valores de coeficientes de cultivo K_c considerados en la “Estudio Hidrológico en las Cuencas Huancané y Suches” ALA-Huancané (2010), los mismos que han sido verificados con los valores que se maneja por las instituciones agrarias de la cuenca Huancané, información proporcionada por la Administración Local de Agua Huancané, estos valores están previstos para las diferentes fases del período vegetativo de los cultivos.

Para tomar estos datos de campo se identificaron parcelas (zonas agrícolas) adyacentes y cercanas a las estaciones Huancané y Muñani del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI); estas zonas fueron elegidas debido a que contaban con información meteorológica necesaria para estimar la evapotranspiración de

referencia, usando el tanque evaporímetro Tipo A y posteriormente estimar la evapotranspiración real con los valores del Kc. Posteriormente se realizó un viaje con la finalidad de visitar al área de estudio y obtener la información in situ. Las zonas en análisis fueron identificadas teniendo como referencia el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) proveniente de las imágenes satelitales descargadas, esto con la finalidad de asegurarnos que las zonas con cultivo coincidan con las fechas de las imágenes satelitales descargadas.

En las tablas 8 y 9 se muestran los coeficientes de cultivo Kc para cada mes, para las estaciones de Huancané y Muñani.

Tabla 8. Coeficientes de cultivo (Kc) – Estación Huancané.

Cultivo	Valores de “Kc”											
	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul
Pastos naturales	0.71	0.84	0.89	0.90	0.90	0.80	0.83	0.88	0.90	0.90	0.90	0.63
Pastos cultivados	0.83	0.96	1.01	1.00	0.98	0.80	0.84	0.95	0.99	1.01	0.98	0.77

Fuente: Estudio hidrológico de las Cuencas Huancané y Suches, ALA Huancané (2010).

Tabla 9. Coeficientes de cultivo (Kc) – Estación Muñani.

Cultivo	Valores de “Kc”											
	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul
Pastos naturales	0.71	0.84	0.89	0.90	0.90	0.80	0.83	0.88	0.90	0.90	0.90	0.63
Pastos cultivados	0.83	0.96	1.01	1.00	0.98	0.80	0.84	0.95	0.99	1.01	0.98	0.77

Fuente: Estudio hidrológico de las cuencas Huancané y Suches, ALA Huancané (2010).



3.2.5 Equipos y programas de computo

Materiales de escritorio: Para la presente investigación se utilizaron papel bond A4, A3, memoria USB 16 GB, tinta de Impresora y materiales de escritorio (lapiceros, borrador, marcadores, entre otros).

Materiales y equipos de campo: Para la presente investigación se utilizaron como cámara fotográfica digital e imágenes Landsat 8 de 30 por 30 metros de resolución espacial.

Materiales y equipos de gabinete: Para la presente investigación se utilizaron computadora coreI7, RAM 4 GB, velocidad 2.60 GHz, 1000 GB memoria, impresora multifuncional Epson L220 sistema continuo, plotter, fotografías digitalizadas, bibliografía necesaria y además el software QGIS 3.2.2

3.3 TIPO DE INVESTIGACIÓN

El presente trabajo de investigación está referido a una investigación DESCRIPTIVA – COMPARATIVA, dado que se analiza el comportamiento de la ETr estimada con el modelo SEBAL respecto al método tanque evaporímetro.

Comparar la evapotranspiración real (ETR) estimada por modelo SEBAL y en función de variables climáticas con el método tanque evaporímetro en la cuenca Huancané.

Según Hernández Sampieri, Ferandez, & Baptista (2016), la investigación descriptiva “busca especificar las propiedades, las características y los perfiles de personas, grupos, comunidades, procesos, objetos o cualquier otro fenómeno que se someta a un análisis. Es decir, únicamente pretenden medir o recoger información de manera independiente o conjunta sobre los conceptos o las variables a las que se refieren, esto es, su objetivo no es indicar cómo se relacionan éstas”.



3.4. POBLACIÓN Y MUESTRA

3.4.1 Población

Para el presente trabajo de investigación se consideró como población al total de datos meteorológicos de la cuenca de Huancané correspondiente a dos estaciones meteorológicas y por el conjunto de imágenes satelitales seleccionadas.

3.4.2 Muestra

Para el presente trabajo de investigación se consideró como muestra el conjunto de datos meteorológicos diarios (temperatura mínima, temperatura media, temperatura máxima, humedad relativa, horas sol, velocidad de viento y evaporación), de las estaciones meteorológicas Huancané y Muñani y las imágenes satelitales. Estos datos fueron determinados en base a un muestreo estratigráfico sistemático según Alfaro & Gonzales (2008), en todo el periodo anual a intervalos de tiempo diario y espacio determinados según la ubicación de las estaciones.

3.5 TÉCNICAS

El presente trabajo de investigación se realizó a partir de la información básica meteorológica recopilada de las bases de datos del SENAMHI e imágenes satelitales Landsat 8 obtenidas de la página web EarthExplorer USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>), para obtener la evapotranspiración real, y luego comparar y validar los resultados obtenidos por el modelo SEBAL y método tanque evaporímetro, para finalmente demostrar que los resultados obtenidos con el modelo SEBAL sean muy satisfactorios.



3.6 METODOLOGÍA DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN MEDIANTE SEBAL

En la implementación del modelo, se utilizó el software QGIS 3.2.2, en el cual se programaron todos los algoritmos que utiliza SEBAL para estimar la evapotranspiración.

3.6.1. Cálculo de la radiación neta superficial (Rn)

El primer cálculo en el proceso del modelo SEBAL es la determinación del flujo de la radiación neta superficial R_n , el cual es calculado por una serie de pasos usando la ecuación 4 y la figura 11, muestran los pasos a seguir para el cálculo de R_n .

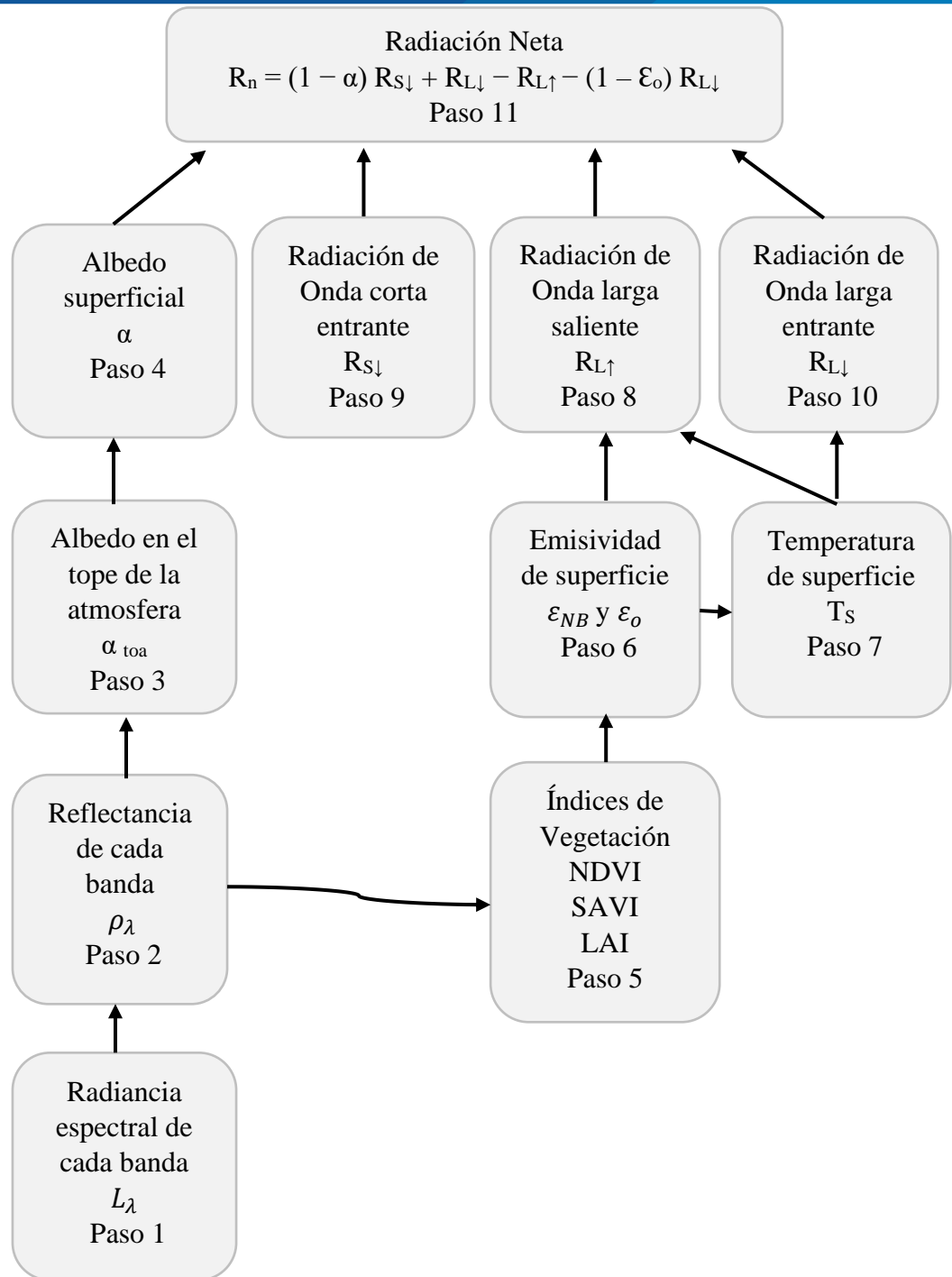


Figura 11. Diagrama de flujo para el cálculo de la radiación neta

3.6.1.1 Albedo superficial (α)

El albedo superficial es definido como la fracción de radiación reflejada de la radiación de onda corta entrante. Según la figura 11, es necesario previamente calcular los pasos del 1 al 4.



a. Radiancia espectral de cada banda (L_λ) – Paso 1

La radiancia espectral para cada banda (L_λ) es la energía de la radiación saliente de la banda observada en la parte superior de la atmosfera por el satélite, es calculado usando la ecuación 8 para imágenes Landsat 8.

$$L_\lambda = M_L * DN + A_L \quad (8)$$

Donde:

L_λ : Es el valor de radiancia espectral medida en valores de (Watts /m² * srad * μm).

M_L : Es el factor multiplicativo de escalado específico (RADIANCE_MULT_BAND_n) obtenido del metadato, ver anexo 01.

A_L : Es el factor aditivo de escalado específico (RADIANCE_ADD_BAND_n) obtenido del metadato, ver anexo 01.

DN: Producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel (DN).

b. Reflectancia de cada banda (ρ_λ) – Paso 2

Para el LANDAST 8, la reflectividad o reflectancia planetaria en el tope de la atmosfera (ρ'_λ) es calculada a partir de la ecuación 9.

$$\rho'_\lambda = M_\rho * Q_{cal} + A_\rho \quad (9)$$

Donde:

ρ'_λ : Es el valor de reflectancia planetaria, sin corrección por ángulo solar.

M_ρ : Es el factor multiplicativo de escalado específico (REFLECTANCEW_MULT_BAND_n) por banda obtenido del metadato, ver anexo 02.

A_ρ : Es el factor aditivo de escalado específico (REFLECTANCE_ADD_BAND_n) por banda obtenido del metadato, ver anexo 02.

Q_{cal} : Es el producto estándar cuantificado y calibrado para valores de pixel (DN).

Una vez obtenida la reflectancia en la parte superior de la atmosfera se le aplica la corrección del ángulo solar mediante una de las siguientes ecuaciones:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho'_{\lambda}}{\cos(\theta_{SZ})} = \frac{\rho'_{\lambda}}{\sin(\theta_{SE})} \quad (10)$$

Donde:

ρ_{λ} : Reflectancia

ρ'_{λ} : Reflectancia planetaria

θ_{SE} : Angulo de elevación solar “SUN_ELEVATION”, obtenido del metadato.

θ_{SZ} : Angulo zenit solar; $\theta_{SZ} = 90^{\circ} - \theta_{SE}$

La reflectancia de una superficie es definida como una relación del flujo de radiación reflejada y del flujo de radiación incidente, para Landsat 5 y 7 se calcula con la ecuación 11.

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi * L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} * \cos \theta * d_r} \quad (11)$$

Donde:

L_{λ} : Es la radiancia espectral calculada para cada banda en el Paso 1.

$ESUN_{\lambda}$: Es la irradiación exo-atmosferica solar media para cada banda ($W/m^2/\mu m$),

$\cos \theta$: Es el coseno del ángulo de incidencia solar (desde el nadir); Coseno de θ es calculado usando el dato del archivo de metadatos en ángulo de elevación del sol “sun elevation angle” (β) donde $\theta = (90^{\circ} - \beta)$.



d_r : Es la inversa de la distancia de la tierra al sol al cuadrado; $d_r = \frac{1}{d_{e-s}^2}$ donde d_{e-s} es la distancia relativa entre la tierra y el sol en unidades astronómicas (EARTH_SUN_DISTANCE) obtenido del metadato.

Para imágenes Landsat 8, los valores de ESUN en $W/m^2 \cdot \mu m$ son obtenidas despejando la ecuación 11.

c. Albedo en el tope de la atmosfera (α_{toa}) – Paso 3

Este es el albedo no ajustado para la transmisividad atmosférica, el cálculo se efectúa a través de la combinación lineal de la reflectancia (ρ_λ) y los coeficientes de peso, mediante la siguiente ecuación:

$$\alpha_{toa} = \sum(\omega_\lambda * \rho_\lambda) \quad (12)$$

Donde:

ρ_λ : Reflectividad calculada con el paso 2.

ω_λ : Coeficiente de peso para cada banda, se calcula con la ecuación 13.

$$\omega_\lambda = \frac{ESUN_\lambda}{\sum ESUN_\lambda} \quad (13)$$

Donde:

$ESUN_\lambda$: Irradiación exo-atmosférica solar media para cada banda ($W/m^2/\mu m$), son obtenidas despejando la ecuación 11.

d. Albedo superficial (α) – Paso 4

El albedo superficial consiste en corregir el α_{toa} para la transmisividad atmosférica con la ecuación 14 descrita por Allen et al. (2002).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (14)$$

Donde:

$\alpha_{\text{path_radiance}}$: Porción media de la radiación solar entrante en todas las bandas que es retrodispersada hacia el satélite antes de que alcance la superficie de la tierra; los valores están entre 0.025 y 0.04 y para SEBAL se recomienda un valor de 0.03. La transitividad atmosférica es definida como la fracción de la radiación incidente que es transmitida por la atmosfera y estos representan los efectos de absorción y reflexión que ocurren dentro de la atmosfera.

τ_{sw} : Transmisividad atmosférica, incluye las transitividades de la radiación de los rayos solares directa y la radiación difusa en la superficie, se calcula asumiendo un cielo claro y bajo condiciones relativamente secas usando una relación basada en la elevación, con la ecuación 15.

$$\tau_{\text{sw}} = 0.75 + 2 * 10^{-5} * z \quad (15)$$

Dónde: z es la elevación sobre el nivel del mar (m) obtenida a través de los datos del modelo de elevación digital ASTER GDEM de resolución espacial de 30 m x 30 m.

Los valores típicos del albedo superficial se muestran en la tabla 10.

Tabla 10. Valores típicos del albedo.

Nieve fresca	0.80 - 0.85
Nieve vieja y congelada	0.30 - 0.70
Suelos oscuros	0.08 - 0.14
Arcilla	0.16 - 0.23
Arena blanco - amarillo	0.34 - 0.40
Arena gris - blanco	0.18 - 0.23
Gras o pasto	0.15 - 0.25
Campos de maíz	0.14 - 0.22
Campos de arroz	0.17 - 0.22
Bosque de coníferas	0.10 - 0.15
Bosques antiguos	0.15 - 0.20
Agua	0.025 - 0.348

Fuente: Horiguchi, Ikuo, citado por Allen R (2002).

3.6.1.2 Radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$)

La radiación onda larga saliente, es el flujo de radiación termal emitida a partir de la superficie terrestre hacia la atmosfera (Wm^{-2}). El cálculo se efectúa en los pasos del 5 al 8.

a. Índices de vegetación: NDVI, SAVI, LAI – Paso 5

El índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), es un parámetro adoptado para estimar la cobertura y evaluar la presencia de la vegetación saludable a partir de medidas de reflectancia espectral en las bandas del rojo visible e infrarrojo cercano del espectro electromagnético (Kumar & Shekhar, 2015). El principio físico para la determinación del índice se basa en que las hojas verdes absorben la radiación en el intervalo de longitud de onda del rojo visible [0,640-0,670 μm] debido a la presencia de los pigmentos de la clorofila, mientras que refleja la radiación en el infrarrojo cercano [0,70-1,10 μm] debido a la estructura interna de la hoja (Gamón et al 1995; Fonseca, 2000). El rango de valores del NDVI oscilan entre -1 y 1. Las superficies verdes están entre 0 y 1, mientras que el agua y las nubes son usualmente menores que cero. Se estimó el NDVI mediante la siguiente ecuación 16.

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}} \quad (16)$$

Donde:

ρ_{RED} : Reflectancia en el rojo (ρ_4) el cual es obtenido del paso 2.

ρ_{NIR} : Reflectancia en el infrarrojo cercano (ρ_5) el cual es obtenido del paso 2.

Tabla 11. Datos teóricos NDVI.

Superficie	Valores esperados de NDVI
Vegetación densa (puedan ser bosques o cultivos en su etapa de máximo crecimiento)	Se encuentra entre 0.6 - 0.9
Vegetación como arbustos y pastizales o cultivos senescentes	Valores entre 0.2 – 0.5
Nubes y nieve	Es caracterizado por valores negativos
Cuerpos de agua (océano, mar, lagos y ríos)	Valores bajos positivos y altos negativos (ya que su reflectancia es baja en el rojo y en el IRC)
Suelo desnudo	Valores entre 0.1-0.2 (reflectancia espectral en el IRC es mayor que en rojo)

Fuente: http://phenology.cr.usgs.gov/ndvi_foundation.php.

El índice de vegetación ajustado para los efectos del suelo (SAVI), El Índice SAVI según Huete (1988), se utiliza con el fin de disminuir las alteraciones presentadas en los valores del NDVI en zonas de escasa vegetación y se estima utilizando la siguiente ecuación.

$$SAVI = \frac{(1+L)*(\rho_{NIR}-\rho_{RED})}{(L+\rho_{NIR}+\rho_{RED})} \quad (17)$$

Dónde:

L: Constante para SAVI, si L es 0 el índice SAVI se hace igual al NDVI, un valor de 0.5 aparece con frecuencia en la literatura para L (Allen et al., 2002).

ρ_{NIR} : Reflectividad en el infrarrojo cercano.

ρ_{RED} : Reflectividad en el rojo.

El índice de área foliar (LAI), es la relación del área total de todas las hojas en una planta y el área de suelo de una planta. Este es un indicador de la biomasa y resistencia vegetal. LAI es una de las variables biofísicas utilizadas para el modelamiento de los flujos de energía en ecosistemas terrestres (Myneni et al., 2002). LAI se estimó utilizando la siguiente ecuación (Allen et al., 2002)

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.91} \quad (18)$$

El valor máximo para LAI es 6, el cual corresponde al máximo SAVI de 0.687. Para un valor mayor de 0.687 de SAVI, está saturado, por lo que LAI no presenta cambios significativos.

b. Emisividad de superficie (ϵ_{NB} y ϵ_o) – Paso 6

Las emisividades de un cuerpo son definidas como la razón entre la energía térmica radiada por la superficie y la energía térmica radiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. Dos emisividades superficiales son usadas en SEBAL, el primero es una emisividad representando comportamientos de superficies para la emisión termal en las bandas 10 y 11 relativamente estrecha del LANDSAT (10.4 a 12.5 μm) expresada como ϵ_{NB} . El segundo es una emisividad representando comportamientos de superficie para la emisión termal en el ancho del espectro termal (6 a 14 μm), expresado como ϵ_o . ϵ_{NB} es usado en cálculos de la temperatura de superficie T_S y ϵ_o es usado posteriormente en el cálculo total de la radiación de onda larga emitida desde la superficie.

De acuerdo a Allen et al. (2002), las emisividades ϵ_{NB} y ϵ_0 en base al NDVI Y LAI usando las ecuaciones 19 y 20, para valores de NDVI > 0

$$\epsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033 * LAI, \text{ para } LAI < 3 \quad (19)$$

$$\epsilon_0 = 0.95 + 0.01 * LAI, \text{ para } LAI < 3 \quad (20)$$

Cuando $LAI \geq 3$, $\epsilon_{NB} = 0.98$ y $\epsilon_0 = 0.98$

Para el agua y la nieve usamos filtros en el modelo para un conjunto de valores de ϵ_{NB} y ϵ_0 :

- Para cuerpos de agua, NDVI < 0 y $\alpha < 0.47$, $\epsilon_{NB} = 0.99$ y $\epsilon_0 = 0.985$.
- Para cuerpos de nieve, NDVI < 0 y $\alpha \geq 0.47$, $\epsilon_{NB} = 0.99$ y $\epsilon_0 = 0.985$.

c. Temperatura de superficie (Ts) – Paso 7

La temperatura de superficie se calcula con la siguiente ecuación 21:

$$T_S = \frac{T_b}{1 + \lambda * \frac{T_b}{p} * \ln(\epsilon)} \quad (21)$$

Donde:

T_b : Temperatura de brillo del sensor ($^{\circ}\text{C}$).

λ : Longitud de onda media de la radiancia de la banda térmica, correspondiente a 11.5 μm .

$p = (h \times c) / \sigma$ (14380 mK), σ es la constante de Boltzmann's ($1.38 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$), h es la constante de Planck's ($6.626 \times 10^{-34} \text{ Js}$) y c es la velocidad de la luz ($2.998 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$).

ϵ : Emisividad de la superficie de la tierra.

La temperatura de brillo aparente de satélite es calculada usando la ecuación 22.

$$T_b = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} - 273.15 \quad (22)$$

Donde:

L_λ : Radiancia espectral (calculada en el paso 1) del promedio de las bandas 10 y 11 (bandas termales).

K_1 y K_2 : Constantes de conversión térmica de la banda,

($K_1/k_2_CONSTANT_BAND_n$) ubicado en el metadato de la imagen.

Tabla 12. Características del sensor TIRS.

Banda	K_1	K_2	Longitud de onda central λ (μm)
10	774.8853	1321.0789	10.9
11	480.8883	1201.1442	12.0

Fuente: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/?p=5689>.

Para el cálculo de la emisividad, se emplea la reflectividad de la banda roja y la porción de cubierta vegetal obtenida a partir del NDVI, mediante la siguiente tabla:

Tabla 13. Valores de emisividades.

NDVI	Emisividad
$\text{NDVI} < 0.2$	$\varepsilon = 0.979 - 0.035 * \rho_{\text{RED}}$
$0.2 \leq \text{NDVI} < 0.5$	$\varepsilon = 0.986 + 0.004 * P_v$
$\text{NDVI} \geq 0.5$	$\varepsilon = 0.99$

Fuente: Cogliati (2014).

Donde ε es la emisividad de la superficie de la tierra, NDVI es el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, ρ_{red} es la reflectancia de la banda roja, P_v es la fracción de vegetación.

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad (23)$$

d. Radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$)– Paso 8

La radiación de onda larga saliente $R_{L\uparrow}$ es el flujo de radiación térmica emitida desde la superficie del suelo hacia la atmósfera. Para la estimación de la radiación de onda larga, expresada en Wm^{-2} , se utilizó la ecuación de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 * \sigma * T_S^4 \quad (24)$$

Donde:

ε_0 : Emisividad superficial de la banda ancha (adimensional).

σ : Constante de Stefan- Boltzman ($5.67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$).

T_S : Temperatura superficial en grados kelvin (K).

Los valores de $R_{L\uparrow}$ están en el rango de 200-700 W/m^2 , dependiendo de la ubicación y hora de la imagen.

3.6.1.3 Radiación de Onda corta entrante ($R_{S\downarrow}$)– Paso 9

La radiación de onda corta entrante es el flujo de radiación solar directa y difusa que actualmente alcanza la superficie de la tierra (W/m^2). Es calculado asumiendo condiciones de cielo claro según Bisht, Venturini, Islam, & Jiang (2005), como una constante para el tiempo de la imagen, usando la ecuación 25.

$$R_{S\downarrow} = G_{SC} * \cos\theta * d_r * \tau_{sw} \quad (25)$$

Donde:



G_{SC} : Constante solar (1367 W/m^2).

$\text{Cos}\theta$: Coseno del ángulo de incidencia solar (empleado en el paso 2).

d_r : Inverso al cuadrado de la distancia relativa Tierra- Sol.

τ_{sw} : Transmisividad atmosférica.

Los valores de $R_{S\downarrow}$ tienen un rango entre 200 y 1000 W/m^2 , dependiendo del tiempo y ubicación de la imagen. También $R_{S\downarrow}$ se considera constante en toda el área de estudio, cuando la transmisividad es calculada para una altitud promedio.

3.6.1.4 Radiación de Onda larga entrante ($R_{L\downarrow}$)– Paso 10

La radiación de onda larga incidente $R_{L\downarrow}$ es el flujo de radiación térmica emitida desde la atmósfera hacia la superficie del suelo. La representación de $R_{L\downarrow}$ en la ecuación del balance de energía en la superficie está principalmente determinada por la temperatura del aire cercano a la superficie del suelo. La estimación de la radiación de onda larga incidente, expresado en Wm^{-2} , fue estimada utilizando la ecuación de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a * \sigma * T_a^4 \quad (26)$$

Donde:

ε_a : Emisividad atmosférica (adimensional).

σ : Constante de Stefan- Boltzman ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$)

T_a : Temperatura del aire superficial cercana (K).

Para el cálculo de la emisividad atmosférica ε_a se utilizó la ecuación propuesta por Bastiaanssen (1995), expresada por:

$$\varepsilon_a = 0.85 * (-\ln\tau_{sw})^{0.09} \quad (27)$$

Donde τ_{sw} es la transmisividad atmosférica calculada con la ecuación 15.

Sustituyendo la ecuación 27 en la 26, resulta la ecuación 28.

$$R_{L\downarrow} = 0.85 * (-\ln\tau_{sw})^{0.09} * \sigma * T_{Cold}^4 \quad (28)$$

Donde T_{Cold} es la temperatura superficial de la celda más fría, siendo la temperatura superficial de un punto de referencia, escogido en un pixel o una zona bien regada, donde la temperatura superficial y la del aire sean similares, corresponde a un solo dato para toda la imagen.

3.6.1.5 Radiación Neta (R_n) – Paso 11

Finalmente, la radiación neta en la superficie (paso 11) es calculado utilizando la ecuación 4 de balance de radiación en la superficie ($R_n = (1 - \alpha) R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_o) R_{L\downarrow}$) Donde: α es el albedo de superficie para radiación de onda corta entrante, $R_{S\downarrow}$ radiación de onda corta entrante, $R_{L\uparrow}$ radiación de onda larga saliente de la superficie (termal), $R_{L\downarrow}$ radiación de onda larga entrante de la atmósfera, ϵ_o emisividad superficial. Con este cálculo se completaría el primer paso para el procedimiento de SEBAL según ecuación 3.

3.6.2. Cálculo del flujo de calor del suelo (G)

3.6.2.1. Flujo de calor del suelo (G)

El flujo de calor hacia el suelo es la porción de almacenamiento de calor en el suelo y vegetación debido a la conducción. SEBAL primero calcula la proporción G/R_n usando la siguiente ecuación empírica desarrollado por Bastiaanssen (2000).

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2)(1 - 0.98NDVI^4) \quad (29)$$

Donde:

T_s : Temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$).

α : Albedo superficial.

NDVI: Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada.

El flujo de calor hacia el suelo es un término difícil de evaluar y se debe tener cuidado en el cálculo, para ello se debe de entender el área de interés con el fin de evaluar la exactitud de la ecuación 29. Los valores de G podrán ser comprobados con las mediciones actuales en el terreno, la ecuación 29 predice G promedios para cultivo irrigados cerca Kimberly, Idaho con bastante precisión (Allen et al., 2002).

En las aplicaciones de SEBAL, valores de G/R_n para agua y nieve, se usan las siguientes asunciones. En la tabla 14, se presentan estimaciones de varios tipos de superficie.

Si $\text{NDVI} < 0$; asumir que la superficie es agua; $G/R_n = 0.5$

SI $T_s < 4^{\circ}\text{C}$ y $\alpha > 0.45$; asumir que la superficie es nieve; $G/R_n = 0.5$

Tabla 14. Estimación de G/R_n para varias superficies

Tipo de superficie	G/R_n
Agua clara y profunda	0.5
Nieve	0.5
Desierto	0.2-0.4
Agricultura	0.05-0.15
Suelo desnudo	0.2-0.4
Cobertura total de alfalfa	0.04
Roca	0.2-0.8

Fuente: British et al. (2002).

3.6.3. Cálculo del flujo de calor sensible (H)

Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es la tasa de pérdida de calor del aire por convección y conducción, debido a una diferencia de temperatura. El flujo de calor sensible es la variable más difícil de estimar en el algoritmo SEBAL ya que esta depende de la resistencia aerodinámica. Este parámetro es calculado con la ecuación descrita por Allen et al. (2002):

$$H = \frac{(\rho * C_p * dT)}{r_{ah}} \quad (30)$$

Donde:

ρ : Densidad del aire (kg/m^3),

C_p : Calor específico de aire (1004 J/kg/K)

dT (K): Diferencia de temperatura ($T_1 - T_2$) entre dos alturas (z_1 y z_2).

r_{ah} : Resistencia aerodinámica para el transporte de calor (s/m).

El flujo de calor sensible (H) es una función del gradiente de temperatura, rugosidad superficial y velocidad de viento. La ecuación 30 es difícil de resolver porque hay dos incógnitas, r_{ah} y dT . Para facilitar el cálculo, nosotros utilizamos 2 pixel “anclas” (donde los valores confiables para H pueden ser predecidas y un dT estimado) y la velocidad de viento a una altura dada.

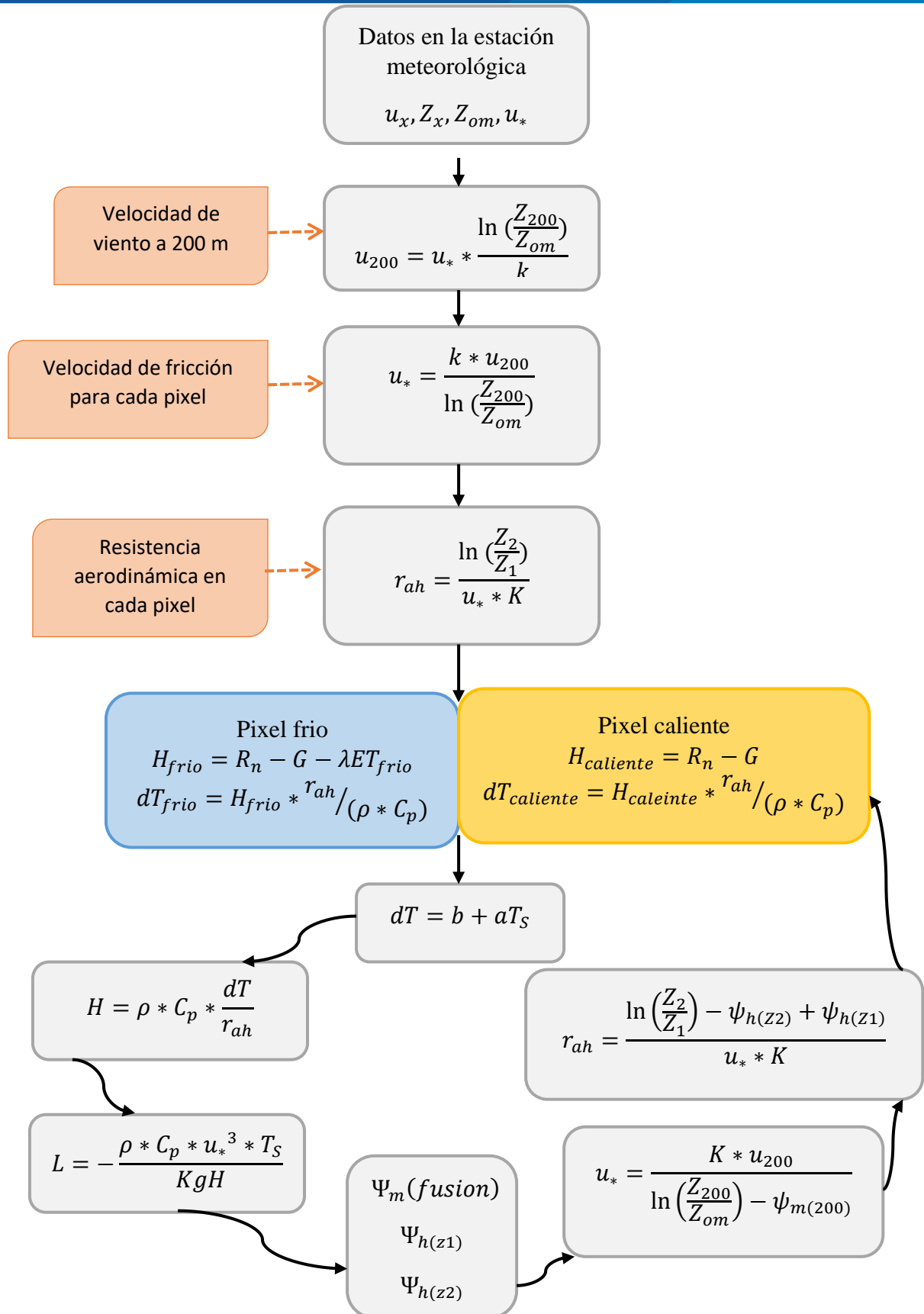


Figura 12. Diagrama de flujo del proceso iterativo para el cálculo de calor sensible (H).

Fuente: British Columbia et al. (2002).



A continuación, se describe los pasos seguidos para el cálculo del flujo de calor sensible según el diagrama de flujo de la figura 12.

1) Velocidad de fricción (u_*)

La velocidad de fricción u_* en la estación meteorológica se estimó utilizando el perfil logarítmico de viento para condición de estabilidad neutra mediante la siguiente ecuación:

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln \left(\frac{Z_x}{Z_{om}} \right)} \quad (31)$$

Donde:

K : Constante de Von Karman's ($K=0.41$).

u_x : Velocidad de viento (m/s) a una altura conocida (Z_x), para la misma hora de la captura de la imagen satelital.

Z_x : Altura (m) a la cual fue registrada la velocidad de viento (u_x) en la estación meteorológica ubicada en el interior del área de estudio.

Z_{om} : Coeficiente de rugosidad (m).

Z_{om} es una medida de la forma de resistencia y fricción de la superficie vegetal, con la capa de aire que interactúa con la superficie. Se determinó en función de la altura media de vegetación. De acuerdo a la ecuación empírica de Brutsaert (1982), se tiene la siguiente ecuación.

$$Z_{om} = 0.12h \quad (32)$$

Donde:

h es la altura media de la vegetación circundante a la estación meteorológica (m). Si existen diferentes alturas se considera un promedio.

2) Velocidad del viento a una altura (u_{200})

La velocidad de viento a una altura por encima de la estación climática, donde uno puede asumir que no hay ningún efecto de la rugosidad superficial, es calculado mediante la ecuación 33, esta altura es conocida como la “altura de mezcla”, SEBAL usa 200 metros.

$$u_{200} = u_* * \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{k} \quad (33)$$

Donde u_* es la velocidad de fricción de la estación meteorológica estimada con la ecuación 31.

3) Velocidad de fricción (u_*) para cada pixel

La velocidad de fricción u_* a 200 metros es calculado para cada pixel. De acuerdo a Allen et al. (2002), la velocidad de viento una altura de 200 metros (u_{200}) se considera constante dentro de toda la escena de la imagen, ya que ocurre a una “altura de mezcla” no afectado por las características de la superficie.

$$u_* = \frac{k * u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)} \quad (34)$$

Donde Z_{om} coeficiente de rugosidad para cada pixel.

El coeficiente de rugosidad para cada pixel de la imagen Z_{om} se obtuvo a partir del índice de vegetación SAVI. De acuerdo a Bastiaanssen (2000), mediante la siguiente ecuación.

$$Z_{om} = \exp(-5.809 + 5.62 * SAVI) \quad (35)$$

4) Resistencia aerodinámica para el transporte del calor (r_{ah})

La resistencia aerodinámica para el transporte de calor (r_{ah}) es calculado según la ecuación 36 y u_* según la ecuación 34. Una serie de iteraciones es requerida para determinar el valor de r_{ah} para cada periodo que considere el impacto de inestabilidad (es decir flotabilidad) en r_{ah} y H. Asumiendo condiciones atmosféricas neutrales, un valor inicial r_{ah} es calculado usando la ecuación 36.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* * K} \quad (36)$$

Donde:

Z_1 y Z_2 : Son las alturas en metros sobre la superficie; Basado en análisis de experiencias de Allen et al. (2002), valores $Z_1 = 0.1\text{m}$ y $Z_2 = 2.0\text{ m}$.

u_* : Velocidad de fricción para cada pixel de la imagen (m/s) el cual cuantifica las fluctuaciones de velocidad turbulenta en el aire, que fue calculada en la ecuación 34.

K: Constante de Von Karman's ($K=0.41$).

5) Diferencias de temperatura (dT)

Para calcular el flujo de calor sensible (H) con la ecuación 30, se necesita definir para cada pixel la diferencia de temperatura cercana superficial (dT). Esto es dado como $dT = T_{z1} - T_{z2}$, la temperatura del aire para cada pixel es desconocida, con valores explícitos de T_{z1} y T_{z2} , sin embargo, solo se utiliza la diferencia dT . SEBAL calcula dT para cada pixel asumiendo una relación lineal entre dT y T_s (Bastiaanssen, 1995), mediante la ecuación 37.

$$dT = b + a * T_s \quad (37)$$

Dónde: b y a son los coeficientes de correlación, para definir estos coeficientes, SEBAL usa dos pixeles “anclas” donde un valor de H puede ser estimado confiablemente. Valores de H y dT en los pixeles anclas pueden ser calculados en hoja Excel. La función de linealidad de dT y T_s es la mayor asunción de SEBAL.

El algoritmo SEBAL utiliza dos pixeles anclas para fijar las condiciones límites para el balance de energía. Estos pixeles denominados “fríos” y “calientes”, son localizados en el área de estudio. El pixel frío es seleccionado en superficies de cultivo bien irrigados y cobertura de suelo lleno de vegetación. La temperatura de superficie y la temperatura del aire cerca de la superficie son asumidas como similares en este pixel. El pixel caliente se selecciona en un campo agrícola seco y desnudo, donde la evapotranspiración es igual a cero.

La selección de estos pixeles “anclas” requiere habilidad y práctica, la calidad de los cálculos de la evapotranspiración en SEBAL depende de una cuidadosa selección de estos pixeles.

Selección del “pixel frío” y “pixel caliente”

- **Pixel frío**

Para seleccionar el pixel frío, este debe representar un área con vegetación densa o húmeda, donde se asume un flujo de calor sensible nulo ($H_{\text{frío}} = 0$) (Bastiaanssen, 1995) El flujo de calor sensible en el pixel frío se define como.

$$H_{\text{frío}} = \rho_{\text{frío}} * C_p * \frac{dT_{\text{frío}}}{r_{\text{ah_frío}}} \quad (38)$$

Para condiciones de pixel frío se tiene: $H_{\text{frío}} = 0$. Por lo tanto:

$$H_{\text{frío}} = \rho_{\text{frío}} * C_p * \frac{dT_{\text{frío}}}{r_{\text{ah_frío}}} = 0 \quad (39)$$

Utilizando las ecuaciones 38 y 39.

$$dT_{\text{frio}} = a + bT_{S_{\text{frio}}} = 0 \quad (40)$$

$$a + bT_{S_{\text{frio}}} = 0 \quad (41)$$

$T_{S_{\text{frio}}}$ es el valor registrado en el mapa de temperatura de la superficie en el punto ubicado en el pixel frio.

- **Pixel caliente**

Las características para la selección del pixel “caliente”, recomendadas por Bastiaanssen (1995), es que este ubicado en un terreno o área agrícola plana que presente suelo sin vegetación, suelo desnudo, y no en otro tipo de cobertura como ciudades, rocas, montañas, donde se asume $ET=0$.

En el pixel caliente.

$$H_{\text{caliente}} = R_{n_{\text{caliente}}} - G_{\text{caliente}} - \lambda ET_{\text{caliente}} \quad (42)$$

$$H_{\text{caliente}} = R_{n_{\text{caliente}}} - G_{\text{caliente}} = \rho_{\text{caliente}} * C_p * \frac{(a+bT_{S_{\text{caleinte}}})}{r_{ah_{\text{frio}}}} \quad (43)$$

$$a + bT_{S_{\text{caleinte}}} = r_{ah_{\text{caliente}}} * \frac{(R_{n_{\text{caliente}}} - G_{\text{caliente}})}{\rho_{\text{caliente}} * C_p} \quad (44)$$

donde ET_{caliente} se asume que va a ser cero para un campo agrícola “caliente” (seco), el cual no tiene vegetación y presenta capa superficial de suelo seco. Se debe de revisar los datos climáticos para confirmar que esta suposición es correcta. Si hay alguna precipitación 1 - 4 días antes del dato de la imagen, entonces ET_{caliente} debería ser estimado usando un modelo de balance de agua y trazando la humedad del suelo en el

pixel “caliente”. $R_{n_caliente}$, $G_{caliente}$, $T_{S_caliente}$, $r_{ah_caliente}$, son los valores de radiación neta, flujo de calor del suelo, temperatura superficie y resistencia aerodinámica, estimado para el “pixel caliente”.

Teniendo finalmente los valores de dT para cada uno de los pixeles ancla y con ayuda de una hoja de cálculo se grafica los valores de dT_{frio} vs T_{S_frio} y $dT_{caliente}$ vs $T_{S_caliente}$. El resultado obtenido es similar a la figura 13:

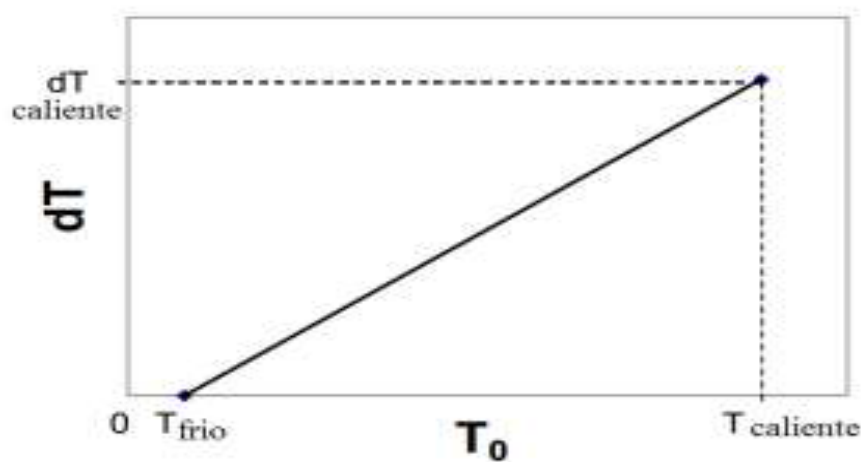


Figura 13. Dt vs Ts

Fuente: Morse et al. (2000).

Con la ecuación de la recta resultante, se tienen los coeficientes a y b , resultado de la relación lineal $dT = b + aT_s$.

6) Temperatura y densidad del aire

La temperatura del aire (T_a) para cada pixel es calculado con la ecuación 45 y una aproximación de la densidad del aire (ρ) es calculado con la ecuación 46, para los pixeles anclas.

$$T_a = T_s - dT \quad (45)$$

$$\rho = 349.467 * \frac{\left(\frac{T_a - 0.0065 * Z}{T_a}\right)^{5.26}}{T_a} \quad (46)$$

7) Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es calculado con la ecuación 30, esta es la primera aproximación de H asumiendo condiciones atmosféricas neutras, en base a valores iniciales de r_{ah} , temperatura superficial y los coeficientes de correlación a y b.

8) Corrección de estabilidad Monin-Obukhov

Las condiciones atmosféricas de estabilidad tienen una gran influencia en la resistencia aerodinámica r_{ah} (British et al., 2002). En ese sentido, se aplicó la teoría de Monin-Obukhov para una serie de correcciones iterativas con el objetivo de obtener los parámetros corregidos de resistencia aerodinámica r_{ah} y velocidad de fricción u_* necesarios para estimar H (Li et al., 2013).

Teniendo en cuenta los efectos generados por el calentamiento de la superficie el algoritmo SEBAL aplica la teoría de la longitud de Monin-Obukhov (L) donde se define las condiciones de estabilidad de la atmósfera en un proceso iterativo. L es la altura a la cual la fuerza de empuje y el mezclado del aire son iguales y es calculado en función del calor y el flujo momentáneo, (Allen et al., 2002):

$$L = - \frac{\rho * C_p * u_*^3 * T_s}{k * g * H} \quad (47)$$

Donde:

ρ : Densidad del aire (kg/m^3).

C_p : Calor específico del aire (1004 J/kg/K).

u_* : Velocidad de fricción (m/s) en cada pixel.

T_s : Temperatura de la superficie (K) en cada pixel.



g: Constante gravitacional (9.81 m/s²).

H: Flujo de calor sensible (W/m²).

k: Constante von Karman (k = 0.41).

Los valores de L definen las condiciones de estabilidad de la atmósfera de la siguiente manera: Si (L < 0), la atmósfera se considera inestable; (L > 0), la atmósfera se considera estable, (L = 0) la atmósfera se considera neutral.

Dependiendo de las condiciones atmosféricas, los valores de las correcciones de estabilidad para el transporte de momentum (ψ_m) y calor (ψ_h) debe ser considerado usando las formulaciones dadas por (Paulson, 1970) y (Webb, 1970).

Caso I: Si L < 0 (condición de inestabilidad)

$$\varphi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+X_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+X_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \text{ArcTan}(X_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (48)$$

$$\varphi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1+X_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (49)$$

$$\varphi_{h(0.1m)} = 2 \ln \left(\frac{1+X_{(0.1m)}^2}{2} \right) \quad (50)$$

Donde:

$$X_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \quad (51)$$

$$X_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \quad (52)$$

$$X_{(0.1m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L} \right)^{0.25} \quad (53)$$

Caso II: Si L > 0 (condición de estabilidad):

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (54)$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (55)$$

$$\psi_{h(0.1m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L} \right) \quad (56)$$

Caso III: Si L = 0 (condición neutra): $\psi_m = 0$ y $\psi_h = 0$

9) Valor corregido para la velocidad de fricción (u_*)

La velocidad de fricción (u_*) es calculado para cada iteración sucesiva como:

$$u_* = \frac{u_{200}k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (57)$$

Donde:

u_{200} : Velocidad de viento 200 m (m/s).

K: Constante de Von Karman's (0.41).

Z_{0m} : Coeficiente de rugosidades de cada pixel (m).

$\psi_{m(200m)}$: Corrección de estabilidad para el transporte de momentum a 200 m.

10) Valor corregido para la resistencia aerodinámica:

Se calculará la resistencia aerodinámica en el transporte de calor r_{ah} durante cada iteración con la ecuación 58.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_h(z_2) + \psi_h(z_1)}{u_*k} \quad (58)$$

Donde $z_2= 2$ metros, $z_1=0.1$ metros, $\psi_h(z_2)$ y $\psi_h(z_1)$ son las correcciones de estabilidad para el transporte de calor a 2 y 0.1 metros.

11) Proceso de iteración:

Con estos nuevos valores corregidos de u_* y de r_{ah} , se calcula nuevamente valores de dT para los pixeles ancla (“pixel frio” y “pixel caliente”) (ecuación 37). Siguiendo el procedimiento hasta obtener una nueva corrección de estabilidad. Este procedimiento es iterativo y se repite hasta que los valores sucesivos para el $dT_{caliente}$ y r_{ah} en el pixel caliente se estabilicen. El proceso iterativo se muestra en la figura 12.



- a) Para el proceso de iteración se debe retornar al paso 5 y calcular en la hoja de Excel un nuevo dT en los pixeles “frio” y “caliente” usando el r_{ah} corregido. Se calcula también los nuevos valores de a y b y luego se calcula el dT para cada pixel como $dT = b + aTs$.
- b) El paso 6 se repite para un valor revisado para la temperatura del aire (T_a) y la densidad del aire (ρ).
- c) El paso 7 se repite para calcular un valor corregido para H .
- d) El paso 8 se repite para calcular una nueva corrección de estabilidad.
- e) El proceso iterativo se repite hasta que los valores sucesivos para $dT_{caliente}$ y r_{ah} en el pixel “caliente” se estabilicen es decir su variación con respecto a su valor anterior sea de 0%.
- f) Finalmente se calcula el calor corregido para el flujo de calor sensible (H) en cada pixel, que será utilizado en el cálculo de la evapotranspiración instantánea para cada pixel.

3.6.4. Cálculo del flujo de calor latente (λET)

El flujo de calor latente es la tasa de pérdida de calor latente desde la superficie por la evapotranspiración, es calculado para cada pixel usando la ecuación 3. Donde λET es un valor instantáneo para el momento en que el satélite pasa (W/m^2).

3.6.5. Evapotranspiración horaria (ET_h)

Para obtener la evapotranspiración diaria, inicialmente se obtiene la evapotranspiración horaria, que es igual al cociente entre el flujo de calor latente y el calor latente de vaporización ($ET_{inst} = \lambda ET / \lambda$), tal como se indica en la ecuación (British et al., 2002)



$$ET_h = 3600 * \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (59)$$

Donde:

ET_h : Evapotranspiración horaria, expresada en mm/h.

λET : Flujo de calor latente (W/m^2), que fue calculada con la ecuación 3

λ : Calor Latente de Vaporización, expresado en J/kg.

Calor latente de vaporización, se define como la cantidad de energía necesaria para vaporizar una unidad de masa de agua y su estimación depende de la Temperatura Superficial, tal como lo indica la Ecuación para su cálculo, por ejemplo, a 20 °C, λ tiene un valor de cerca de 2.45×10^6 J/kg.

$$\lambda = (2.501 - 0.00236 * (T_s - 273.15)) * 10^6 \quad (60)$$

Donde:

T_s : Temperatura Superficial, expresada en K.

3.6.6. Fracción de evapotranspiración

La fracción de la evapotranspiración representa el porcentaje de energía que se evapora, con respecto a la energía disponible para evaporarse, y se representa en la siguiente ecuación.

$$\Lambda = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad (61)$$

Donde:

Λ : Fracción evaporativa, adimensional.

R_n y G son valores instantáneos obtenidos de la imagen.



3.6.7. Evapotranspiración diaria (ET_{24})

Los valores de evapotranspiración diaria son a menudo más útiles que los valores de evapotranspiración instantánea. El modelo SEBAL estima este parámetro asumiendo que la fracción evaporativa se mantiene constante durante las 24 horas del día, mediante la siguiente ecuación:

$$ET_{24} = \frac{\Lambda * R_{nd}}{\lambda} * 86400 \quad (62)$$

Donde:

ET_{24} : Evapotranspiración diaria, expresada en mm/día

Λ : Fracción evaporativa, adimensional.

λ : Calor Latente de Vaporización, expresado en J/kg.

86400: Es el número de segundos en un periodo de 24 horas.

R_{nd} : Radiación neta diaria, expresada en W/m^2 , se expresa en función de la radiación diaria extraterrestre. El modelo SEBAL, contiene un modelo independiente para el cálculo de esta variable, mediante la siguiente expresión.

$$R_{nd} = (1 - \alpha) * Ra_{24} * \tau_{sw} + 110 * \tau_{sw} \quad (63)$$

Donde

α : Albedo Superficial, adimensional.

Ra_{24} : Radiación diaria extraterrestre.

τ_{sw} : Transmisividad atmosférica.



3.7. METODOLOGÍA PARA ESTIMAR LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL MEDIANTE TANQUE EVAPORÍMETRO

El Servicio Nacional de Hidrología y Meteorología (SENAMHI) proporciono datos diarios de los observatorios meteorológicos de Huancané y Muñani como son velocidad de viento, humedad relativa y evaporación para la estimación de ETo mediante el tanque evaporímetro con la ecuación 2.

Para la estimación de la evapotranspiración real (ETR) se hizo uso del coeficiente de cultivo (K_c) a partir de la visita a campo realizado a las zonas identificadas y la revisión bibliográfica. Finalmente se estima los valores de ETR mediante la ecuación 1.

3.8. COMPARACIÓN Y VALIDACIÓN DE RESULTADOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

Dada la información disponible, se procedió a comparar los resultados obtenidos con el modelo SEBAL y tanque evaporímetro, método ampliamente utilizado y aceptado por la FAO. El proceso de comparación se hizo para cada fecha de la imagen.

Validación de resultados

Para la validación de la evapotranspiración estimada con el algoritmo SEBAL, se realizó una comparación con datos de evapotranspiración efectuados con el método del tanque evaporímetro. La validación se efectúa para todas las imágenes satelitales Landsat seleccionadas.

Para evaluar la validez se los resultados obtenidos con el modelo SEBAL, se utilizó Error Medio Cuadrático (RMSE), coeficiente de determinación (R^2) y la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE).

a. Error Medio Cuadrático (RMSE)

El error medio cuadrático (RMSE) es un índice que nos ayuda a cuantificar la performance del modelo con respecto a los observados. Un valor de RMSE igual a cero (0) indica un perfecto ajuste, mientras valores mayores indican baja performance. Para calcular el RMSE se debe aplicar la siguiente ecuación.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\text{ET}_{s,i} - \text{ET}_{o,i})^2}{n}} \quad (64)$$

Donde

$\text{ET}_{s,i}$: Evapotranspiración estimada por SEBAL.

$\text{ET}_{o,i}$: Evapotranspiración observada.

n : Número de datos analizados.

b. Coeficiente de determinación (R^2)

El coeficiente de determinación, es una medida descriptiva que sirve para evaluar la bondad de ajuste del modelo a los datos observados, ya que mide la capacidad predictiva del modelo ajustado. Se define como el cociente entre la variabilidad explicada por la regresión y la variabilidad total. El R^2 fue clasificado bajo los criterios de muy bueno >0.95 , bueno de $0.85 - 0.95$, satisfactorio de $0.65 - 0.85$ e insatisfactorio <0.65 bajo los criterios de Andersen, Refsgaard, & Jensen (2001).

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\text{ET}_{o,i} - \overline{\text{ET}_O})^2}{\sum_{i=1}^n (\text{ET}_{s,i} - \text{ET}_{o,i})^2} \quad (65)$$



Donde:

$ET_{s,i}$: Evapotranspiración estimada por SEBAL.

$ET_{o,i}$: Evapotranspiración observada.

\overline{ET}_0 : Promedio de los datos observados.

n : Número de datos analizados.

c. La eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE)

La eficiencia de Nash-Sutcliffe (Ecuación 66), es un estadístico normalizado que determina la magnitud relativa de la varianza residual, comparada con la varianza de data observada. valores obtenidos de los métodos de validación de la comparación de la ETR obtenida mediante el algoritmo SEBAL (estimado) y del tanque evaporímetro (observado).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (ET_{s,i} - ET_{o,i})^2}{\sum_{i=1}^n (ET_{o,i} - \overline{ET}_0)^2} \quad (66)$$

Donde:

$ET_{s,i}$: Evapotranspiración estimada por SEBAL.

$ET_{o,i}$: Evapotranspiración observada.

\overline{ET}_0 : Promedio de los datos observados.

n: Número de datos analizados.

La clasificación bajo criterios de Ritter & Muñoz (2013), es clasificado como muy buenos 0.90; bueno en el intervalo de 0.80 a 0.90; aceptable en el intervalo de 0.65 a 0.80; insatisfactorio para valores menores a 0.65.

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. ESTIMACIÓN DE LA ET MEDIANTE EL MODELO SEBAL

La Evapotranspiración (ET) es calculada a través del balance de energía modelo SEBAL, la misma, depende de la radiación neta (R_n), el flujo de calor en el suelo (G), el flujo de calor sensible (H) y el flujo de calor latente (λET) a través del procesamiento de las imágenes se puede obtener cada uno de estos parámetros con el fin de lograr calcular la evapotranspiración diaria.

Cálculo de la radiación neta (R_n)

La radiación neta es calculada mediante la ecuación 4, en la figura 14 se muestra los valores mínimos, medios y máximos para las fechas de análisis estos valores obtenidos oscilan entre 29.34 y 863.37 W/m^2 .

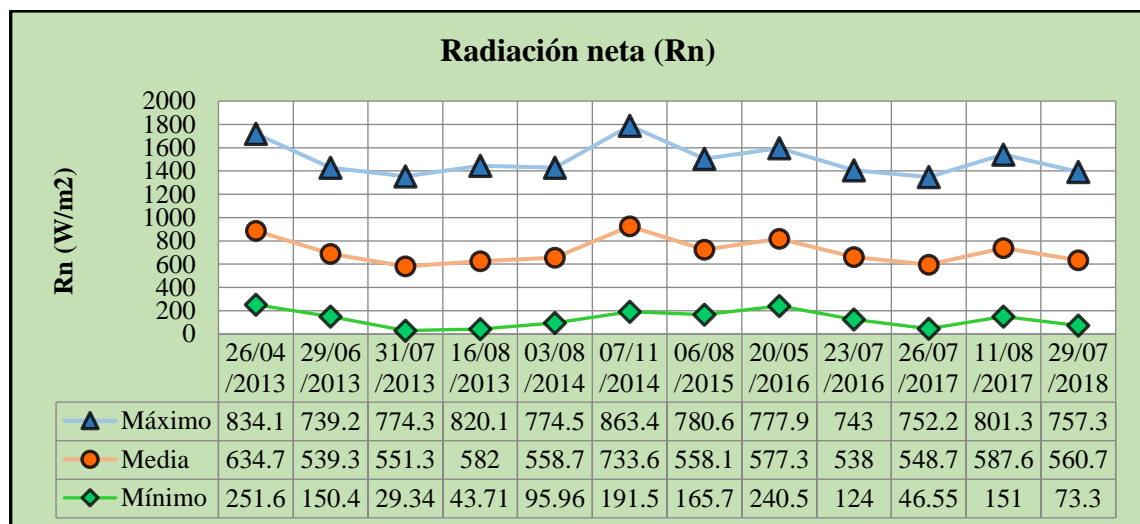


Figura 14. Variación de valores de la radiación neta (R_n).

Fuente: Elaboración propia.



La variabilidad de los resultados de R_n se ve afectada principalmente por la emisividad y el albedo superficial. En las zonas de estudios en áreas con vegetación presentan mayores valores de 483.40 a 704.67 W/m^2 y en áreas sin vegetación presenta valores inferiores a 483.40 W/m^2 . La variabilidad espacial de resultados de radiación neta se muestra en los mapas en el Anexo 08.

Huamán (2015), en su investigación presentaron valores de radiación neta en áreas con vegetación se encuentran entre 400 y 579.4 W/m^2 y en las áreas desérticas sin vegetación valores menores a 400 W/m^2 . Gamboa & Moreno (2019), quien reporta valores entre 400 y 800 W/m^2 donde los valores altos corresponden a pastizales y los valores más bajos se presentaron en zonas con suelos descubiertos. Por lo tanto, los valores obtenidos en el estudio concuerdan con los valores esperados. Estos valores corresponden a valores instantáneos registrados para el tiempo de paso del satélite.

Cálculo del flujo de calor del suelo (G)

El flujo de calor del suelo es calculado utilizando la ecuación 6, para realizar su estimación los principales parámetros de entrada son la Temperatura Superficial, el NDVI, el albedo superficial y la Radiación Neta, la figura 15 muestra los valores mínimos, medios y máximos para las fechas de análisis, los resultados oscilan entre 10.31 y 155.32 W/m^2 .

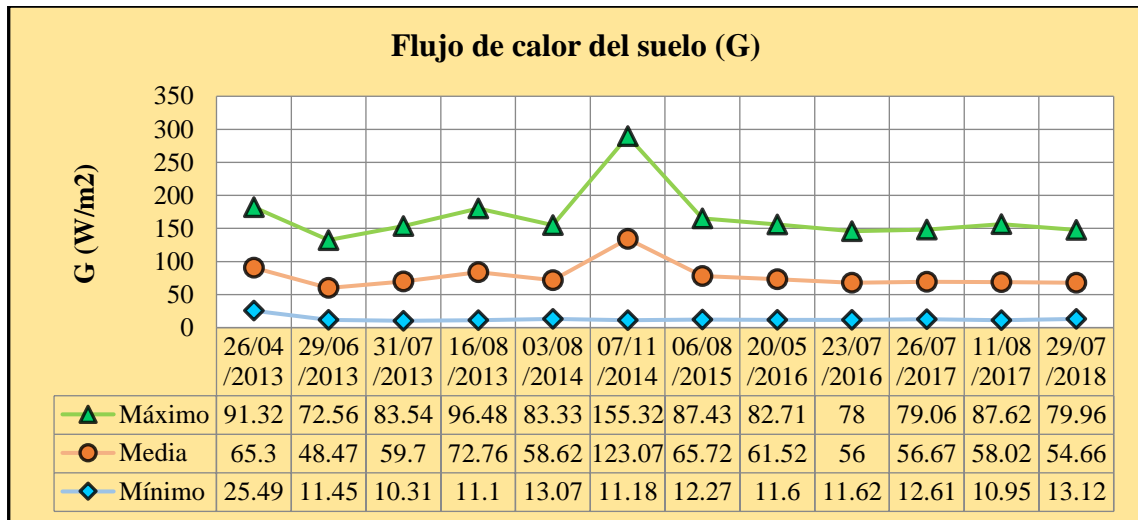


Figura 15. Variación de valores del flujo de calor del suelo (G).

Fuente: Elaboración propia.

La variabilidad espacial de resultados del flujo de calor del suelo se muestra en los mapas en el Anexo 09. En la zona de estudio presenta valores mayores a 129.13 W/m^2 que son en suelo desnudo y/o escasa vegetación, y en las áreas agrícolas con vegetación presentan valores menores que oscilan entre 49.81 y 129.13 W/m^2 .

Figueira (2019), donde al aplicar SEBAL en una cuenca en el estado de Carabobo, obtiene valores para G que varían entre 1 W/m^2 y 272 W/m^2 , donde los valores más bajos corresponden a zonas con vegetación, y los valores más altos a zonas de suelo desnudo y/o vegetación baja.

Cálculo del flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es calculado mediante la ecuación 5, para realizar su estimación se hizo el proceso iterativo que consto de 17 iteraciones hasta obtener la estabilidad de los coeficientes a y b, tal como se muestra en el Anexo 05, la figura 16 muestra los valores mínimos, medios y máximos para las fechas de análisis, los resultados oscilan entre -175.65 y 1337.75 W/m^2 .

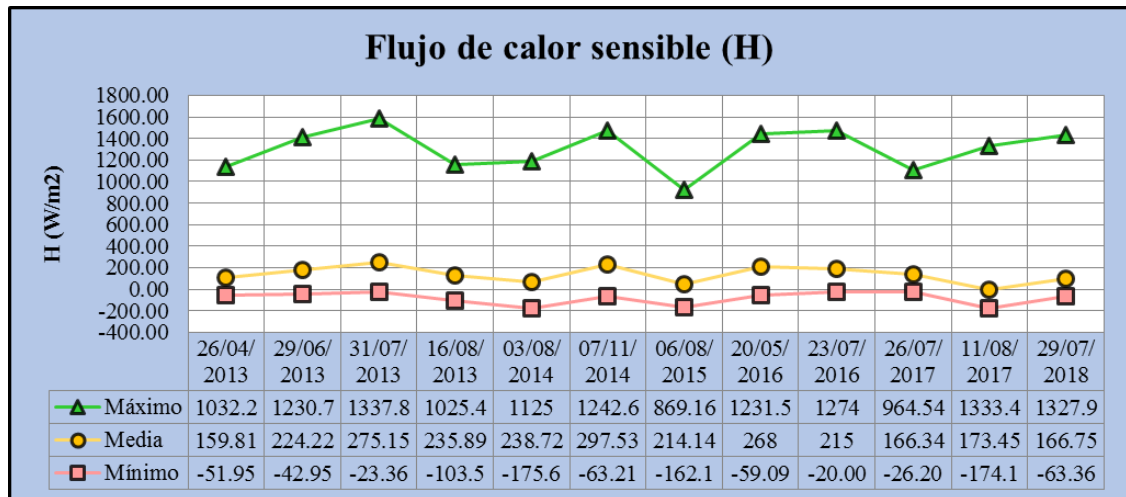


Figura 16. Variación de valores del flujo de calor sensible (H).

Fuente: Elaboración propia.

La variabilidad espacial de resultados del flujo de calor sensible se muestra en los mapas en el Anexo 10. Los valores mayores a 400.69 W/m^2 de H se presentan en las zonas sin cultivo o con valores de NDVI cercanos a cero y los valores más bajos de 85.80 a 400.69 W/m^2 se presentan en zonas con vegetación. En las zonas con pendientes muy altas, o temperaturas elevadas por sobre los rangos normales, por inexactitudes del sensor, existe valores negativos fuera de rango, el modelo SEBAL se comporta bien en las zonas de pendientes planas, los valores son aproximaciones aceptables.

Núñez (2009), realizó su investigación en la zona noreste de Santiago, los valores de pixeles con pendientes menores, en la precordillera están dentro de los rangos aceptables y en las zonas cordilleranas, posee aproximaciones muy fuera de rango.

Cálculo del flujo de calor latente (λET)

El flujo de calor latente es calculado mediante la ecuación 3, la figura 17 muestra los valores mínimos, medios y máximos para las fechas de análisis, los resultados oscilan entre -1274.91 y 995.48 W/m^2 .

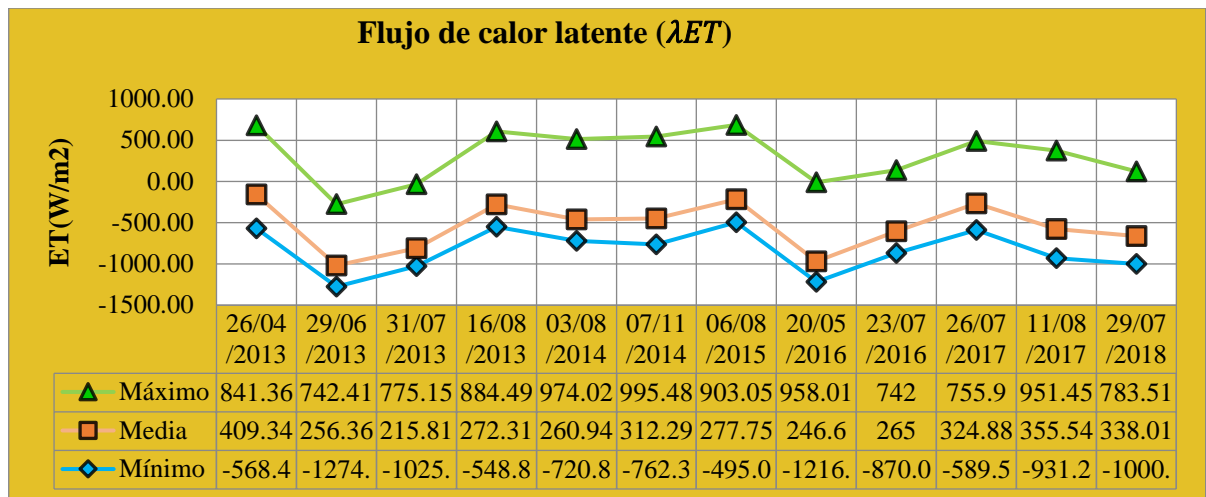


Figura 17. Variación de valores del flujo de calor latente (λET)

Fuente: Elaboración propia.

La variabilidad espacial de resultados del flujo de calor latente se muestra en los mapas en el Anexo 11. Las áreas con vegetación representan valores altos de 128.39 a 480.83 W/m^2 y en zonas sin cultivos presentan valores muy cercanos a cero. En las zonas con pendientes muy altas, o temperaturas elevadas existe valores negativos y mayores a 480.83 W/m^2 que son fuera de rango mientras en áreas con pendientes planas los valores son aceptables.

Núñez (2009), en la zona central de Chile, el modelo se comporta bien, en la zona de la depresión intermedia (entre dos cordones montañosos), y en la zona de la costa (zona de bajas altitudes y pendientes), sin embargo, en la zona con pendientes muy altas no se comporta bien.

Cálculo de la evapotranspiración real diaria (ET_{24})

Finalmente, después de obtener los principales parámetros que intervienen en el proceso de la evapotranspiración y es calculada mediante la ecuación 62, se obtienen los mapas de evapotranspiración, tal como se muestra en el Anexo 12, la figura 18 muestra los valores mínimos, medios y máximos para las fechas de análisis, los resultados oscilan entre -17.2 y 8.5 mm/día.

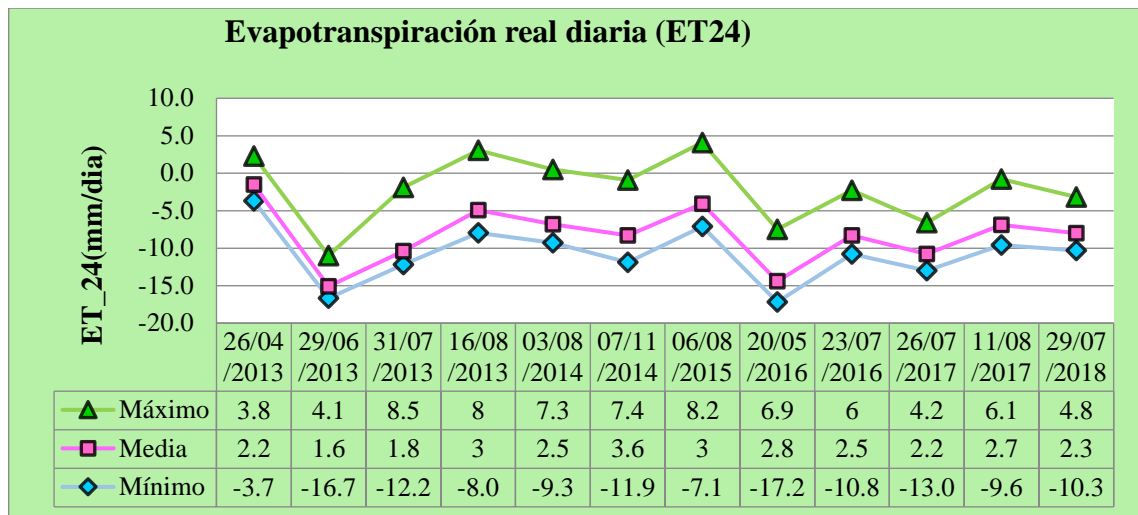


Figura 18. Variación de valores de la evapotranspiración real diaria (ET24)

Fuente: Elaboración propia.

Los valores menores a 1.50 mm/día corresponden a las zonas con suelos sin cultivo o suelos con una baja cobertura vegetal ($NDVI < 0.21$) y, por otro lado, las zonas cubiertas de vegetación o pastizales ($NDVI > 0.41$) representan valores entre 1.50 a 4.20 mm/día. Los valores negativos y mayores a 4.20 mm/día de evapotranspiración corresponden a zonas de montaña (altitudes mayores a 4000.00 msnm), sin embargo, en las zonas con pendientes menores son valores aceptables. De esta forma se ve que el modelo en las zonas con pendientes muy altas, posee aproximaciones muy fuera del rango

4.2. ESTIMACIÓN DE LA ETR MEDIANTE EL METODO TANQUE EVAPORIMETRO

La evapotranspiración real (ETR) es calculada a través del método tanque evaporímetro, la misma, depende de la evaporación de referencia y del coeficiente de cultivo.

Cálculo de la Evapotranspiración de referencia (ET_o)

La evapotranspiración de referencia es calculada para las estaciones de Huancané y Muñani mediante la ecuación 2 con información de evaporación que proporciono el

SENAMHI y del coeficiente de tanque K_b , el mismo que está en función de la situación del tanque, humedad relativa y velocidad del viento, así como indica en la tabla 1.

a. Estación Huancané.

En la tabla 15, se presenta resultados de la estimación de (E_{To}), en ella se puede apreciar que los resultados varían de 2.10 a 3.90 mm/día, con valor promedio de 2.80 mm/día; también se puede apreciar de la determinación del coeficiente del tanque (K_b).

Tabla 15. Evapotranspiración de referencia (E_{To}) – método tanque evaporímetro.

Estación	Fecha	Coefficiente de tanque K_b	Evaporación (mm/día)	E_{To} (mm/día)
Huancané	26/04/2013	0.75	2.9	2.18
Huancané	29/06/2013	0.75	2.8	2.10
Huancané	31/07/2013	0.75	3.3	2.48
Huancané	16/08/2013	0.75	3.7	2.78
Huancané	03/08/2014	0.75	3.1	2.33
Huancané	07/11/2014	0.75	5.2	3.90
Huancané	06/08/2015	0.8	3.9	3.12
Huancané	20/05/2016	0.75	4.6	3.45
Huancané	23/07/2016	0.75	4.3	3.23
Huancané	26/07/2017	0.75	3.5	2.63
Huancané	11/08/2017	0.75	4	3.00
Huancané	29/07/2018	0.8	3.1	2.48
		Mínimo	2.80	2.10
		Media	3.60	2.70
		Máximo	5.20	3.90
		Promedio	3.70	2.80

Fuente: Elaboración propia a partir de datos meteorológicos del SENAMHI.

b. Estación Muñani.

De la misma manera se estimó la evapotranspiración de referencia para la estación Muñani. En donde se puede apreciar que los valores oscilan entre 1.80 y 3.04 mm/día, con valor promedio de 2.37 mm/día; también se puede apreciar de la determinación del coeficiente del tanque.

Tabla 16. Evapotranspiración de referencia (ET_o) – método tanque evaporímetro.

Estación	Fecha	Coefficiente de tanque K _b	Evaporación (mm/día)	ET _o (mm/día)
Muñani	26/04/2013	0.75	2.8	2.10
Muñani	29/06/2013	0.75	2.4	1.80
Muñani	31/07/2013	0.75	3	2.25
Muñani	16/08/2013	0.75	2.8	2.10
Muñani	03/08/2014	0.75	3.0	2.25
Muñani	07/11/2014	0.75	2.9	2.18
Muñani	06/08/2015	0.75	3.2	2.40
Muñani	20/05/2016	0.75	3.7	2.78
Muñani	23/07/2016	0.8	3.8	3.04
Muñani	26/07/2017	0.75	3.3	2.48
Muñani	11/08/2017	0.75	3.9	2.93
Muñani	29/07/2018	0.8	2.7	2.16
		Mínimo	2.40	1.80
		Media	3.00	2.25
		Máximo	3.90	3.04
		Promedio	3.70	2.80

Fuente: Elaboración propia a partir de datos meteorológicos del SENAMHI.

Cálculo de la evapotranspiración real (ETR)

La evapotranspiración real (ETR) llamada también consumo diario (Cd) es calculado mediante la ecuación 1, para realizar su cálculo se consideró los valores de evapotranspiración de referencia estimadas anteriormente y se utilizó los mismos valores de coeficientes de cultivo K_c considerados en el “Estudio Hidrológico en las Cuencas Huancané y Suches” (ALA Huancané, 2010).

a. Estación Huancané

En la tabla 17, se presenta resultados de evapotranspiración real (ETR). Para la zona de pastos naturales los valores varían de 1.56 a 3.51 mm/día con promedio de 2.10 mm/día y pastos cultivados oscilan entre 1.91 y 3.90 mm/día con promedio de 2.44 mm/día, estas zonas fueron identificadas cercanas a la estación meteorológica.

Tabla 17. Evapotranspiración real.

Fecha	ETo (mm/día)	Pastos naturales		Pastos cultivados	
		Coefficiente de cultivo Kc	ETR (mm/día)	Coefficiente de cultivo Kc	ETR (mm/día)
26/04/2013	2.18	0.9	1.96	0.99	2.15
29/06/2013	2.10	0.9	1.89	0.98	2.06
31/07/2013	2.48	0.63	1.56	0.77	1.91
16/08/2013	2.78	0.71	1.97	0.83	2.30
03/08/2014	2.33	0.71	1.65	0.83	1.93
07/11/2014	3.90	0.9	3.51	1.00	3.90
06/08/2015	3.12	0.71	2.22	0.83	2.59
20/05/2016	3.45	0.9	3.11	1.01	3.48
23/07/2016	3.23	0.63	2.03	0.77	2.48
26/07/2017	2.63	0.63	1.65	0.77	2.02
11/08/2017	3.00	0.71	2.13	0.83	2.49
29/07/2018	2.48	0.63	1.56	0.77	1.91
		Mínimo	1.56		1.91
		Media	1.96		2.23
		Máximo	3.51		3.90
		Promedio	2.10		2.44

Fuente: Elaboración propia a partir de datos meteorológicos del SENAMHI.

b. Estación Muñani

En la tabla 18, se muestra resultados de evapotranspiración real (ETR). Para la zona de pastos naturales los oscilan entre 1.36 y 2.50 mm/día con promedio de 1.76 mm/día y pastos cultivados oscilan entre 1.66 y 2.80 mm/día con promedio de 2.04 mm/día, estas zonas fueron identificadas cercanas a la estación meteorológica.

Tabla 18. Evapotranspiración real.

Fecha	ETo (mm/día)	Pastos naturales		Pastos cultivados	
		Coefficiente de cultivo Kc	ETR (mm/día)	Coefficiente de cultivo Kc	ETR (mm/día)
26/04/2013	2.10	0.9	1.89	0.99	2.08
29/06/2013	1.80	0.9	1.62	0.98	1.76
31/07/2013	2.25	0.63	1.42	0.77	1.73
16/08/2013	2.10	0.71	1.49	0.83	1.74
03/08/2014	2.25	0.71	1.60	0.83	1.87
07/11/2014	2.18	0.9	1.96	1.00	2.18
06/08/2015	2.40	0.71	1.70	0.83	1.99
20/05/2016	2.78	0.9	2.50	1.01	2.80
23/07/2016	3.04	0.63	1.92	0.77	2.34
26/07/2017	2.48	0.63	1.56	0.77	1.91
11/08/2017	2.93	0.71	2.08	0.83	2.43
29/07/2018	2.16	0.63	1.36	0.77	1.66
		Mínimo	1.36		1.66
		Media	1.66		1.95
		Máximo	2.50		2.80
		Promedio	1.76		2.04

Fuente: Elaboración propia a partir de datos meteorológicos del SENAMHI.

4.3. COMPARACIÓN Y VALIDACIÓN DE RESULTADOS DE EVAPOTRASPIRACIÓN

a. Estación Huancané.

La tabla 19, muestra los valores obtenidos de la evapotranspiración real a nivel diario para zonas de pastos naturales obtenidas con el método tanque evaporímetro y el modelo SEBAL.

Tabla 19. Valores de ETR observados y estimados – pastos naturales.

Fecha	Día Juliano	ETR tanque evaporímetro (mm/día)	ETR SEBAL (mm/día)
26/04/2013	116	1.96	2.20
29/06/2013	180	1.89	2.12
31/07/2013	212	1.56	1.74
16/08/2013	228	1.97	2.35
03/08/2014	215	1.65	2.00
07/11/2014	311	3.51	3.80
06/08/2015	218	2.22	2.31
20/05/2016	141	3.11	3.25
23/07/2016	205	2.03	2.20
26/07/2017	207	1.65	1.81
11/08/2017	223	2.13	2.25
29/07/2018	210	1.56	2.00
	Mínimo	1.56	1.74
	Media	1.96	2.20
	Máximo	3.51	3.80
	Promedio	2.10	2.34

Fuente: Elaboración propia.

En la tabla 20, se muestra los valores obtenidos de los métodos de validación de la comparación de ETR mediante el método tanque evaporímetro (observado) y el modelo SEBAL (estimado). Obteniéndose coeficientes de ajustes muy buenos con un RMSE de 0.26, un R^2 de 0.97 este resultado es muy bueno según criterio de Andersen et al. (2001). y un NASH igual a 0.81 según los criterios de Ritter & Muñoz (2013) es bueno.

Tabla 20. Resultados obtenidos de los métodos de validación.

Método de validación	
Error medio cuadrático (RMSE)	0.26
Coefficiente de determinación (R^2)	0.97
Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NASH)	0.81

Fuente: Elaboración propia.

La tabla 21, muestra los valores obtenidos de la evapotranspiración real a nivel diario para zonas de pastos cultivados obtenida con el método tanque evaporímetro y SEBAL.

Tabla 21. Valores de ETR observados y estimados – pastos cultivados.

Fecha	Día Juliano	ETR tanque evaporímetro (mm/día)	ETR SEBAL (mm/día)
26/04/2013	116	2.15	2.48
29/06/2013	180	2.06	2.37
31/07/2013	212	1.91	2.07
16/08/2013	228	2.30	2.50
03/08/2014	215	1.93	2.25
07/11/2014	311	3.90	4.20
06/08/2015	218	2.59	2.61
20/05/2016	141	3.48	3.58
23/07/2016	205	2.48	2.57
26/07/2017	207	2.02	2.35
11/08/2017	223	2.49	2.85
29/07/2018	210	1.91	2.08
	Mínimo	1.91	2.07
	Media	2.23	2.49
	Máximo	3.90	4.20
	Promedio	2.44	2.66

Fuente: Elaboración propia.

En la tabla 22, se muestra los valores obtenidos de los métodos de validación de la comparación de ETR mediante el método tanque evaporímetro (observado) y el modelo SEBAL (estimado). Obteniéndose coeficientes de ajustes muy buenos con un RMSE de 0.25, un R^2 de 0.97 este resultado es muy bueno según criterio de Andersen et al. (2001) y un NASH igual a 0.83 según los criterios de Ritter & Muñoz (2013) es bueno.

Tabla 22. Resultados obtenidos de los métodos de validación.

Método de validación	
Error medio cuadrático (RMSE)	0.25
Coefficiente de determinación (R ²)	0.97
Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NASH)	0.83

Fuente: Elaboración propia.

b. Estación Muñani.

La tabla 23, muestra los valores obtenidos de la evapotranspiración real a nivel diario para zonas de pastos naturales obtenida con el método tanque evaporímetro y SEBAL.

Tabla 23. Valores de ETR observados y estimados – pastos naturales.

Fecha	Día Juliano	ETR tanque evaporímetro (mm/día)	ETR SEBAL (mm/día)
26/04/2013	116	1.89	2.02
29/06/2013	180	1.62	1.71
31/07/2013	212	1.42	1.50
16/08/2013	228	1.49	1.56
03/08/2014	215	1.60	1.78
07/11/2014	311	1.96	2.08
06/08/2015	218	1.70	1.91
20/05/2016	141	2.50	2.63
23/07/2016	205	1.92	1.94
26/07/2017	207	1.56	1.60
11/08/2017	223	2.08	2.28
29/07/2018	210	1.36	1.51
	Mínimo	1.36	1.50
	Media	1.66	1.85
	Máximo	2.50	2.63
	Promedio	1.76	1.88

Fuente: Elaboración propia.

En la tabla 24, se muestra los valores obtenidos de los métodos de validación de la comparación de ETR mediante el método tanque evaporímetro (observado) y el modelo SEBAL (estimado). Obteniéndose coeficientes de ajustes muy buenos con un RMSE de

0.26, un R^2 de 0.97 este resultado es muy bueno según criterio de Andersen et al. (2001) y un NASH igual a 0.81 según los criterios de Ritter & Muñoz (2013) es bueno.

Tabla 24. Resultados obtenidos de los métodos de validación.

Método de validación	
Error medio cuadrático (RMSE)	0.13
Coefficiente de determinación (R^2)	0.97
Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NASH)	0.81

Fuente: Elaboración propia.

La tabla 25, muestra los valores obtenidos de la evapotranspiración real a nivel diario para zonas de pastos cultivados obtenida con el método tanque evaporímetro y SEBAL.

Tabla 25. Valores de ETR observados y estimados – pastos cultivados.

Fecha	Día Juliano	ETR tanque evaporímetro (mm/día)	ETR SEBAL (mm/día)
26/04/2013	116	2.08	2.48
29/06/2013	180	1.76	1.89
31/07/2013	212	1.73	1.85
16/08/2013	228	1.74	1.83
03/08/2014	215	1.87	1.90
07/11/2014	311	2.18	2.20
06/08/2015	218	1.99	2.05
20/05/2016	141	2.80	2.91
23/07/2016	205	2.34	2.43
26/07/2017	207	1.91	1.94
11/08/2017	223	2.43	2.52
29/07/2018	210	1.66	1.71
	Mínimo	1.66	1.71
	Media	1.95	1.99
	Máximo	2.80	2.91
	Promedio	2.04	2.14

Fuente: Elaboración propia.

En la tabla 26, se muestra los valores obtenidos de los métodos de validación de la comparación de ETR mediante el método tanque evaporímetro (observado) y el modelo



SEBAL (estimado). Obteniéndose coeficientes de ajustes muy buenos con un RMSE de 0.14, un R^2 de 0.93 este resultado es bueno según criterio de Andersen et al. (2001) y un NASH igual a 0.82 según los criterios de Ritter & Muñoz (2013) es bueno.

Tabla 26. Resultados obtenidos de los métodos de validación

Método de validación	
Error medio cuadrático (RMSE)	0.14
Coefficiente de determinación (R^2)	0.93
Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NASH)	0.82

Fuente: Elaboración propia.



V. CONCLUSIONES

En la cuenca Huancané, se realizó el análisis comparativo, del método SEBAL a partir de imágenes Landsat 8 y el tanque evaporímetro de las estaciones Muñani y Huancané, siendo satisfactorio para futuras aplicaciones.

La estimación mediante el modelo SEBAL, a partir de datos provenientes de imágenes del satélite Landsat 8, dio como resultado en las zonas cubiertas de vegetación valores entre 1.50 a 4.20 mm/día, de acuerdo con este resultado el modelo se comporta bien para las zonas planas de la cuenca, lo cual demuestra que es viable la utilización del modelo para realizar estimaciones confiables de evapotranspiración. Sin embargo, en zonas de montaña (altitudes mayores a 4000.00 msnm) se obtuvo resultados con valores negativos fuera de rango esto indica que para zonas con pendientes altas y de mayor elevación los resultados no son los esperados.

Se logró estimar la evapotranspiración real mediante el método tanque evaporímetro. Dando como resultado para las zonas identificadas cercanas a las estaciones de Huancané y Muñani, para pastos naturales los valores promedios son de 2.10 y 1.76 mm/día y para pastos cultivados de 2.44 y 2.04 mm/día, de acuerdo con este resultado se muestra que los valores son mayores en áreas de pastos cultivados que pastos naturales. Esto se debe a que el K_c tiene una relación directa con la evapotranspiración real.

En relación a la comparación y validación de los valores observados (ETR Tanque Evaporímetro) y estimados (ETR SEBAL), para las zonas de análisis cercanas a la estación de Huancané presentan un error medio cuadrático de 0.26 y 0.25, coeficiente de determinación de 0.97 y una eficiencia de Nash-Sutcliffe de 0.81 y 0.83. Igualmente, para



las áreas cercanas a la estación de Muñani muestran un error medio cuadrático de 0.13 y 0.14, coeficiente de determinación de 0.97 y 0.93; y una eficiencia de Nash-Sutcliffe de 0.81 y 0.82. Esto demuestra que los resultados obtenidos con el modelo SEBAL en la cuenca Huancané son muy satisfactorios, podríamos señalar que este método nos podría servir para realizar estimaciones de ET.



VI. RECOMENDACIONES

La aplicación del modelo SEBAL tienen una de las principales limitaciones, es la presencia de nubes, la nubosidad en la imagen altera considerablemente los resultados. Por ello, se recomienda elegir imágenes libres de nubes o con la menor cantidad de nubes posibles, ya que los valores de los píxeles varían considerablemente.

Se recomienda realizar más trabajos de investigación con el modelo SEBAL, es modelo tiene una metodología de menor complejidad y obtener buenos resultados, siempre que se realice una elección correcta de los píxeles fríos y calientes cercanos a la estación de estudio, de esto depende una buena estimación de ET.

El uso del modelo SEBAL tiene una ventaja de requerir escasos parámetros experimentales, por lo que podría ser aplicable en la determinación del balance hídrico en diversos estudios hidrológicos, permitiendo así el manejo y gestión adecuada de los recursos hídricos.



VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALA/Huancané. (2010). *Estudio Hidrológico de las Cuencas Huancané y Suches*.
- Alfaro, R., & Gonzales, V. (2008). *Estadística y probabilidades para ingenieros* (1st ed.). UNA Puno.
- Allen, R. G., & Pereira, L. S. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: Guía para la determinación del requerimiento de agua del cultivo. FAO :Estudios FAO Riego y Drenaje 56, 297*. (Issue August 2018).
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., & Ab, W. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56 By. 1–15*.
- Andersen, J., Refsgaard, J. C., & Jensen, K. . (2001). Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin — model construction and validation. *Journal of Hydrology, 247*(3–4), 200–214.
- Arya, S. (2002). *Introduction to Micrometeorology New York* (Secon edit).
- Bank, W., Droogers, P., Immerzeel, W., & Perry, C. (2009). *Application of Remote Sensing in National Water Plans : 31*(February), 1–57.
- Bastiaanssen, R. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain A remote sensing approach under clear skies in mediterranean climates*.
- Bastiaanssen, W. (2000). Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management, 46*(2), 137–155. [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(00\)00080-9](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(00)00080-9)
- Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., & Holtslag, A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology, 212–213*, 198–212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)



- Belizario, G. (2014). *Impactos del cambio climático en la agricultura de la cuenca Ramis, Puno-Perú*. Universidad Nacional del Altiplano.
- Belizario, G. (2015). Efectos del cambio climático en la agricultura de la cuenca Ramis, Puno-Perú. *Rev. Investig. Altoandin.*, 17(1), 47–52.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.18271/ria.2015.77>
- Bezerra, J. M. (2013). “Estimativa da evapotranspiração real para área de Caatinga utilizando Sebal.” *Universidade Federal Rural de Pernambuco*.
- Bisht, G., Venturini, V., Islam, S., & Jiang, L. (2005). Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, 97(1), 52–67.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.03.014>
- British, N., Waters, R., Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., & Bastiaanssen, W. (2002). *SEBAL, Surface Energy Balance Algorithms for Land. Advance Training and Users Manual. Idaho: a NASA EOSDIS/Synergy grant from the Raytheon Company University of Idaho*. 1–97.
- Cabrera, J. (2017). *Calibración de Modelos Hidrológicos*. Lima-Peru: Universidad Nacional de Ingeniería - Facultad de Ingeniería Civil.
- Caselles, M., Delegido, G., & Hurtado, S. (1993). Teledetección: aplicando a la determinación de la evapotranspiración. *En: Agronomía Del Riego (Coordinadores F.J. Martín de Santa Olalla y J.A. De Juan), Capítulo X. Madrid: Universidad de Castilla – La Mancha. Ediciones Mundi-Prensa*.
- Chuvieco, E. (2002). *Teledetección Ambiental. La Observación de la Tierra Desde el Espacio*.
- Cogliati, M. (2014). *Estudio de la variabilidad espacial de la temperatura de superficie en el norte de la provincia del Neuquén con imágenes satelitales. Estudio de la*



- variabilidad espacial de la temperatura de superficie en el norte de la provincia del Neuquén con imágenes s. 40, 43–58.*
- Doorembos, J., & Pruit, W. (1982). *Las necesidades de agua de los cultivos.*
- Figueira, E. (2019). “*Comparación de dos métodos de diferenciación de temperatura para estimar la evapotranspiración diaria sobre la cuenca del río Chirgua en el estado Carabobo usando imágenes satelitales.*” Universidad de Carabobo. Facultad de Ingeniería.
- Folhes, M. T., Rennó, C. D., & Soares, J. V. (2009). Remote sensing for irrigation water management in the semi-arid Northeast of Brazil. *Agricultural Water Management*, 96(10), 1398–1408. <https://doi.org/10.1016/J.AGWAT.2009.04.021>
- Gamboa, W., & Moreno, E. (2019). *Cálculo de evapotranspiración para la subzona hidrográfica río Tapias y otros directos al Cauca en el departamento de Caldas, Colombia.* [Universidad Santo Tomás. Bogotá]. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Gangopadhyaya, M. (1965). Evaporation - Its Measurement and Estimation. *Symposium; Design of Hydrological Networks*, 2: 507.
- Gavilán, S. (2019). *Modelado del Balance Hídrico a partir de datos satelitales y meteorológicos para el análisis de los flujos superficiales del ciclo hidrológico.* Universidad Nacional de la Plata. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales.
- Gong, L., Xu, C., Chen, D., Halldin, S., & Chen, Y. D. (2006). Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*, 329(3–4), 620–629. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2006.03.027>
- Gordillo, V. (2013). *Estimación de la evapotranspiración de un cultivo de vid con apoyo de imagen satelital y validación utilizando Eddy Covariance.* Montecillo.



Mexico.

- Gurovich, L. (1985). *Fundamentos y diseño de sistemas de riego. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura, San José de Costa Rica.*
- Hemakumara, H. ., Chandrapala, L., & Moene, A. F. (2003). Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. *Agricultural Water Management*, 58(2), 109–122. [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(02\)00131-2](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(02)00131-2)
- Hernández Sampieri, R., Ferandez, C., & Baptista, P. (2016). *Metodología de la Investigación. Editorial Mc Graw Hill.*
- Huamán, H. (2015). *Estimación espacial de la Evapotranspiración real usando imágenes de satélite mediante el algoritmo SEBAL caso: Irrigación Majes I-Arequipa.* Universidad Nacional Agraria la Molina. Lima.
- Huete, A. . (1988). A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25(3), 295–309. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(88\)90106-X](https://doi.org/10.1016/0034-4257(88)90106-X)
- Immerzeel, W. (2008). Spatial modelling of mountainous basins; An integrated analysis of the hydrological cycle, climate change and agriculture. *Utrecht University, Royal Dutch Geographical Society.*
- Kiptala, J. K., Mohamed, Y., Mul, M. L., & Zaag, P. Van Der. (2013). *Mapping evapotranspiration trends using MODIS and SEBAL model in a data scarce and heterogeneous landscape in Eastern Africa.* 49(November), 8495–8510. <https://doi.org/10.1002/2013WR014240>
- Kumar, D., & Shekhar, S. (2015). *Statistical analysis of land Surface temperature–vegetation indexes relationship through thermal remote sensing, Ecotoxicology and Environmental Safety, Volume 121.* 39–44.
- Li, Z., Liu, X., Ma, T., Kejia, D., Zhou, Q., Yao, B., & Niu, T. (2013). Retrieval of the



- surface evapotranspiration patterns in the alpine grassland-wetland ecosystem applying SEBAL model in the source region of the Yellow River, China. *Ecological Modelling*, 270, 64–75.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.09.004>
- Liou, K. (2002). *An introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press. USA.
- Liu, S. M., Xu, Z. W., Zhu, Z. L., Jia, Z. Z., & Zhu, M. J. (2013). Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China. *Journal of Hydrology*, 487, 24–38.
<https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2013.02.025>
- Martínez Muñoz, J. (2005). www.conagua.gob.mx. [En línea].
- Medina, J. (2000). *Riego por goteo : teoría y práctica* (pp. 155).
- Meireles, M. (2007). *Estimativa da evaporação real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem landsat 5-TM na Bacia do Acaraú - CE. Dissertação de Mestrado em Irrigação e Drenagem – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza*, 88 p. 89.
- Melesse, A. M., Weng, Q., Thenkabail, P. S., & Senay, G. B. (2007). *Remote Sensing Sensors and Applications in Environmental Resources Mapping and Modelling*. 3209–3241.
- Murillas, A., & Londoño, E. (2014). *Estimación de la Evapotranspiración en cultivos de arroz con sensores remotos*. Universidad del Valle. Facultad de Ingeniería. Santiago de Cali.
- Myneni, R. . ., Hoffman, S., Knyazikhin, Y., Privette, J., Glassy, J., Tian, Y., Wang, Y., Song, X., & Zhang, Y. (2002). *Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data, Remote Sensing of Environment, Volume 83*,. 214–231.



- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I-a Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Núñez Julía, C. M. (2009). *Modelación del flujo de calor del suelo y aplicación de algoritmo de cálculo de evapotranspiración mediante teledetección*.
- Ortega, S., Calderon, R., Acevedo, C., & Fuentes, S. (2002). *Estimación de la Evapotranspiración Real Diaria de un Cultivo de Tomates Usando la ecuación de Penman-Monteith*. *Servicio Integrado de Agroclimatología y Riego (SIAR)*, 2(27), pp.91-96. 91–96.
- Pachac, Y. (2018). *Estimación espacial de la Evapotranspiración del maíz (Zea mays) mediante el algoritmo SEBAL en el callejón de Huaylas año 2016*. Universidad Nacional Agraria la Molina. Lima.
- Paulson, C. (1970). *The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer*. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 9, No. 6, 1970, pp. 857-861.
- Pereira, L., Perrier, A., Allen, R., & Alves, I. (1999). Evapotranspiration: Concepts and Future Trends. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 125(2): 45-51.
- Pilares-Hualpa, I. A., Mejia, A., Guevara-Perez, E., Fano, G., & Alfaro, R. (2018). Evaluation of water availability in the Cabanillas river basin of the Peruvian Altiplano under regionalized climatic scenarios. *Ingeniería UC*, 25(2), 307–319.
- Pilares-Hualpa, I., Alfaro-Alejo, R., Pilares-Hualpa, R., & Pilares-Calla, C. (2019). Application of an optimization model for the water management under climate scenarios of the Lagunillas integral system of the peruvian Altiplano. *38th IAHR World Congress*, 5847–5856. <https://doi.org/10.3850/38WC092019-0504>
- Quispe, J. (2015). *Estimación de Evapotranspiración mediante métodos de percepción*



- remota y empíricos en las cuencas de la región Tacna.* Universidad Nacional del Altiplano-Puno.
- Retamozo, W. (2015). *Estimación de evapotranspiración potencial a partir de imágenes satelitales MODIS aplicadas a la zona agrícola de Canaán (2756 msnm)-Ayacucho 2015.* Universidad Nacional de San Cristobal de Huamanga. Facultad de ciencias agrarias. Ayacucho.
- Ritter, A., & Muñoz, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45.
<https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.12.004>
- Rivera, J. (2018). *Implementación de un modelo físico de balance de energía para la determinación de la evapotranspiración mensual en zonas altoandinas-Huancavelica mediante teledetección.* Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Lima.
- Rouse, J. W., & Space, G. (1974). *Monitoring the Vernal Advancement and Retrogration of Natural Vegetation. Texas: Texas A & M University, Remote Sensing Center.*
- Sánchez, M. (2002). Modelos y Aproximaciones para la Estimación de la Evapotranspiración con. *Revista de Geografía Norte Grande*, 20, 107.
- Santos, C., Rennó, C., & Soares, J. (2009). Performance assessment of an irrigation scheme using indicators determined with remote sensing techniques. *Irrigation Science*, 96(10), pp.1398-408.
- Sun, Z., Wei, B., Su, W., Shen, W., Wang, C., You, D., & Liu, Z. (2011). Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. *Mathematical and Computer Modelling*, 54(3–4), 1086–1092.



<https://doi.org/10.1016/J.MCM.2010.11.039>

Traverso, K. A., Mamani, J. A., & Alfaro, R. (2019). Generation of monthly average flow rates from the hydrological characteristics in the Huancane river basin. *38th IAHR World Congress*, 4682–4691. <https://doi.org/10.3850/38WC092019-1617>

IAHR World Congress, 4682–4691. <https://doi.org/10.3850/38WC092019-1617>

Tucker, C. J. (1979). Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8(2), 127–150.

[https://doi.org/10.1016/0034-4257\(79\)90013-0](https://doi.org/10.1016/0034-4257(79)90013-0)

Valverde, J. (2007). *Riego y Drenaje* (Editorial).

Velasco, E., & Bernabé, R. (2004). *Emisiones Biogénicas. Primera Edición ed.*

Ciudad de Mexico D.F., Mexico: Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales: Instituto Nacional de Ecología.

Villaorduña, L. (2014). *Estimación de la Evapotranspiración espacial en el Valle de Mantaro mediante el algoritmo SEBAL*. Universidad Nacional Agraria la Molina. Facultad de Ingeniería Agrícola. Lima.

Webb, E. (1970). Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 407.

Weligepolage, K. (2005). *Estimation of spatial and temporal distribution of evaporatranspiration by satellite remote sensing - A case study in Hupselse Beek, The Netherlands*. 114.



ANEXOS

Anexo 01: Factores de multiplicación y adición para obtener Radiancia.

Radiancia (Factores de escala de multiplicación)						
Banda	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Banda 1	1.2397E-02	1.2149E-02	1.2187E-02	1.2248E-02	1.2195E-02	1.2786E-02
Banda 2	1.2695E-02	1.2441E-02	1.2479E-02	1.2542E-02	1.2488E-02	1.3093E-02
Banda 3	1.1698E-02	1.1464E-02	1.1500E-02	1.1557E-02	1.1508E-02	1.2065E-02
Banda 4	9.8646E-03	9.6670E-03	9.6972E-03	9.7456E-03	9.7040E-03	1.0174E-02
Banda 5	6.0367E-03	5.9157E-03	5.9342E-03	5.9638E-03	5.9384E-03	6.2258E-03
Banda 6	1.5013E-03	1.4712E-03	1.4758E-03	1.4831E-03	1.4768E-03	1.5483E-03
Banda 7	5.0601E-04	4.9587E-04	4.9742E-04	4.9990E-04	4.9777E-04	5.2186E-04
Banda 8	1.1164E-02	1.0940E-02	1.0975E-02	1.1029E-02	1.0982E-02	1.1514E-02
Banda 9	2.3593E-03	2.3120E-03	2.3192E-03	2.3308E-03	2.3209E-03	2.4332E-03
Banda 10	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04
Banda 11	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.

Radiancia (Factores de escala de multiplicación)						
Banda	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Banda 1	1.2204E-02	1.2259E-02	1.2167E-02	1.2173E-02	1.2226E-02	1.2181E-02
Banda 2	1.2497E-02	1.2553E-02	1.2459E-02	1.2465E-02	1.2520E-02	1.2473E-02
Banda 3	1.1516E-02	1.1568E-02	1.1481E-02	1.1486E-02	1.1537E-02	1.1494E-02
Banda 4	9.7112E-03	9.7545E-03	9.6815E-03	9.6860E-03	9.7284E-03	9.6924E-03
Banda 5	5.9428E-03	5.9693E-03	5.9246E-03	5.9273E-03	5.9533E-03	5.9312E-03
Banda 6	1.4779E-03	1.4845E-03	1.4734E-03	1.4741E-03	1.4805E-03	1.4750E-03
Banda 7	4.9814E-04	5.0036E-04	4.9661E-04	4.9684E-04	4.9902E-04	4.9717E-04
Banda 8	1.0990E-02	1.1039E-02	1.0957E-02	1.0962E-02	1.1010E-02	1.0969E-02
Banda 9	2.3226E-03	2.3329E-03	2.3155E-03	2.3165E-03	2.3267E-03	2.3181E-03
Banda 10	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04
Banda 11	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04	3.3420E-04

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.



Radiancia (Factores de escala de adición)						
Banda	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Banda 1	-61.98616	-60.74426	-60.93395	-61.23810	-60.97691	-63.92878
Banda 2	-63.47458	-62.20286	-62.39710	-62.70856	-62.44110	-65.46385
Banda 3	-58.49128	-57.31941	-57.49840	-57.78540	-57.53894	-60.32438
Banda 4	-49.32314	-48.33495	-48.48589	-48.72791	-48.52008	-50.86892
Banda 5	-30.18330	-29.57858	-29.67095	-29.81905	-29.69187	-31.12924
Banda 6	-7.50631	-7.35592	-7.37889	-7.41573	-7.38410	-7.74156
Banda 7	-2.53003	-2.47934	-2.48708	-2.49950	-2.48884	-2.60932
Banda 8	-55.82022	-54.70186	-54.87268	-55.14658	-54.91137	-57.56961
Banda 9	-11.79632	-11.55998	-11.59608	-11.65396	-11.60425	-12.16601
Banda 10	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000
Banda 11	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.

Radiancia (Factores de escala de adición)						
Banda	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Banda 1	-61.02209	-61.29403	-60.83515	-60.86368	-61.13035	-60.90369
Banda 2	-62.48737	-62.76584	-62.29593	-62.32515	-62.59822	-62.36612
Banda 3	-57.58157	-57.83818	-57.40517	-57.43209	-57.68373	-57.46985
Banda 4	-48.55603	-48.77241	-48.40727	-48.42997	-48.64217	-48.46181
Banda 5	-29.71387	-29.84629	-29.62284	-29.63673	-29.76658	-29.65621
Banda 6	-7.38957	-7.42250	-7.36693	-7.37038	-7.40268	-7.37523
Banda 7	-2.49068	-2.50178	-2.48305	-2.48421	-2.49510	-2.48585
Banda 8	-54.95206	-55.19695	-54.78371	-54.80940	-55.04955	-54.84544
Banda 9	-11.61285	-11.66461	-11.57728	-11.58271	-11.63345	-11.59032
Banda 10	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000
Banda 11	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000	0.10000

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.

Anexo 02: Factores de multiplicación y adición para obtener Reflectancia

Reflectancia (Factores de escala de multiplicación)						
Banda	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Banda 1	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 2	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 3	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 4	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 5	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 6	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 7	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 8	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 9	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.

Reflectancia (Factores de escala de multiplicación)						
Banda	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Banda 1	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 2	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 3	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 4	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 5	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 6	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 7	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 8	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05
Banda 9	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.

Reflectancia (Factores de escala de adición)						
Banda	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Banda 1	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 2	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 3	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 4	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 5	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 6	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 7	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 8	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 9	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.

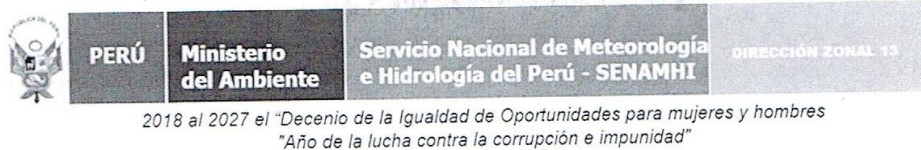


Reflectancia (Factores de escala de adición)						
Banda	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Banda 1	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 2	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 3	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 4	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 5	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 6	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 7	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 8	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100
Banda 9	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100	-0.100

Fuente: Elaboración propia a partir de metadatos de imagen Landsat 8.



Anexo 03: Datos meteorológicos utilizados del SENAMHI.



Puno, 23 de diciembre de 2019

CARTA N°007-2019/SENAMHI-DZ13

Señor:
DANNY XAVIER ARONI QUISPE
Facultad de Ingeniería Agrícola
TESISTA – UNA PUNO

Asunto: CERTIFICACION DE LISTA DE DATOS METEOROLOGICOS

Ref. : ANEXO 02 FORMATO DE SOLICITUD ESTUDIANTES /TEISTAS-DIRECCION ZONAL;
de fecha de recepción 13 de agosto 2019

Es grato dirigirme a usted expresando el cordial saludo de esta Dirección Desconcentrada de SENAMHI en Puno, con la finalidad de certificar los datos obtenidos para proyecto de tesis denominado: "ESTIMACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION MEDIANTE PERCEPCION REMOTA EN LA CUENCA HUANCANE-PUNO" ya que estos fueron obtenidos de la DIRECCION ZONAL 13-SENAMHI PUNO, en atención al documento de referencia, en el siguiente detalle:

ESTACION DE HUANCANÉ

PARAMETROS:
- VELOCIDAD DE VIENTO
- HUMEDAD RELATIVA
- EVAPORACION DIARIA

ESTACION DE MUÑANI

PARAMETROS:
- VELOCIDAD DE VIENTO
- HUMEDAD RELATIVA
- EVAPORACION

La presente para los trámites y fines que corresponda.

SFS/lod
Cc/Archivo
ADJUNTO: 03 FOLIOS



Ing. Sixto Flores Sancho
DIRECTOR ZONAL 13
SENAMHI - PUNO

Jr. Cahuide 785, Jesús María, Lima, Perú
Teléfono: (51)-1-614 1414
<https://senamhi.gob.pe/>

Jr. Carlos Rubina 158-B, Puno
Teléfono (51)-353242



SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA SENAMHI – PUNO

"SENAMHI ORGANO OFICIAL Y RECTOR DEL SISTEMA HIDROMETEOROLOGICO NACIONAL AL SERVICIO DEL DESARROLLO SOCIO ECONOMICO DEL PAIS"

ESTACIÓN CO. 115037 LATITUD 15°12'5,4" DEPARTAMENTO PUNO
HUANCANÉ LONGITUD 69°45'12,8" PROVINCIA HUANCANÉ
ALTITUD 3890 m.s.n.m DISTRITO HUANCANÉ

Parámetro: Velocidad de viento en m/s

Día	V.viento
26/04/2013	2.6
29/06/2013	2.4
31/07/2013	2.0
16/08/2013	3.8
03/08/2014	5.0
07/11/2014	3.0
06/08/2015	4.8
20/05/2016	2.7
23/07/2016	2.0
26/07/2017	2.7
11/08/2017	4.7
29/07/2018	1.3

Parámetro: Humedad Relativa en %

Día	H.R.
26/04/2013	52
29/06/2013	50
31/07/2013	57
16/08/2013	60
03/08/2014	50
07/11/2014	52
06/08/2015	77
20/05/2016	56
23/07/2016	57
26/07/2017	56
11/08/2017	41
29/07/2018	65

Parámetro: Evaporación en mm

Día	Evaporación
26/04/2013	2.9
29/06/2013	2.8
31/07/2013	3.3
16/08/2013	3.7
03/08/2014	3.1
07/11/2014	5.2
06/08/2015	3.9
20/05/2016	4.6
23/07/2016	4.3
26/07/2017	3.5
11/08/2017	4.0
29/07/2018	3.1

RCC
INFORMACIÓN PROCESADA PARA: DANNY XAVIER ARONI QUISPE.

Puno, 11 de Septiembre de 2019.





Anexo 04: Datos meteorológicos utilizados del SENAMHI.



SERVICIO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E HIDROLOGÍA SENAMHI – PUNO

"SENAMHI ORGANO OFICIAL Y RECTOR DEL SISTEMA HIDROMETEOROLOGICO NACIONAL AL SERVICIO DEL DESARROLLO SOCIO ECONOMICO DEL PAIS"

ESTACIÓN	CO. 110785	LATITUD	14°46'1"	DEPARTAMENTO	PUNO
MUÑANI		LONGITUD	69°57'6,5"	PROVINCIA	AZANGARO
		ALTITUD	3948 m.s.n.m	DISTRITO	MUÑANI

Parámetro: Velocidad de viento en m/s

Día	V.viento
26/04/2013	2.2
29/06/2013	2.8
31/07/2013	3.0
16/08/2013	3.2
03/08/2014	3.4
07/11/2014	2.8
06/08/2015	3.2
20/05/2016	4.0
23/07/2016	1.3
26/07/2017	2.6
11/08/2017	4.0
29/07/2018	1.3

Parámetro: Humedad Relativa en %

Día	H.R.
26/04/2013	48
29/06/2013	50
31/07/2013	48
16/08/2013	46
03/08/2014	50
07/11/2014	51
06/08/2015	59
20/05/2016	57
23/07/2016	48
26/07/2017	44
11/08/2017	45
29/07/2018	46

Parámetro: Evaporación en mm

Día	Evaporación
26/04/2013	2.8
29/06/2013	2.4
31/07/2013	3.0
16/08/2013	2.8
03/08/2014	3.0
07/11/2014	2.9
06/08/2015	3.2
20/05/2016	3.7
23/07/2016	3.8
26/07/2017	3.3
11/08/2017	3.9
29/07/2018	2.7



RCC

INFORMACIÓN PROCESADA PARA: DANNY XAVIER ARONI QUISPE.

Puno, 11 de Septiembre de 2019.



Anexo 05: Proceso iterativo, coeficientes a y b, para el cálculo de flujo de calor sensible (h).

Iteración	26/04/2013		29/06/2013		31/07/2013		16/08/2013		03/08/2014		07/11/2014	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
1	3.181	-931.72	5.865	-1706.36	3.826	-1110.05	1.666	-487.87	1.434	-415.81	2.116	-634.35
2	0.447	-130.78	0.708	-206.12	0.325	-94.32	0.450	-131.78	0.557	-161.60	0.370	-110.91
3	1.345	-393.84	2.341	-681.01	1.400	-406.23	0.872	-255.35	0.859	-249.04	0.984	-295.05
4	0.891	-260.99	1.480	-430.51	0.753	-218.47	0.712	-208.52	0.765	-221.75	0.690	-206.81
5	1.054	-308.82	1.790	-520.85	0.994	-288.33	0.764	-223.83	0.793	-229.89	0.797	-238.83
6	0.988	-289.25	1.660	-482.96	0.882	-255.87	0.747	-218.63	0.785	-227.45	0.754	-226.00
7	1.014	-296.84	1.711	-497.88	0.929	-269.55	0.753	-220.37	0.787	-228.18	0.770	-230.93
8	1.003	-293.83	1.691	-491.85	0.908	-263.54	0.751	-219.78	0.786	-227.96	0.764	-229.01
9	1.007	-295.02	1.699	-494.26	0.917	-266.13	0.751	-219.98	0.787	-228.03	0.766	-229.76
10	1.006	-294.55	1.696	-493.30	0.913	-265.00	0.751	-219.92	0.787	-228.01	0.766	-229.46
11	1.006	-294.73	1.697	-493.68	0.915	-265.49	0.751	-219.94	0.787	-228.02	0.766	-229.58
12	1.006	-294.66	1.696	-493.53	0.914	-265.28	0.751	-219.93	0.787	-228.01	0.766	-229.53
13	1.006	-294.69	1.697	-493.59	0.915	-265.37	0.751	-219.93	0.787	-228.01	0.766	-229.55
14	1.006	-294.68	1.696	-493.57	0.915	-265.33	0.751	-219.93	0.787	-228.01	0.766	-229.54
15	1.006	-294.68	1.696	-493.58	0.915	-265.35	0.751	-219.93	0.787	-228.01	0.766	-229.55
16	1.006	-294.68	1.696	-493.57	0.915	-265.34	0.751	-219.93	0.787	-228.01	0.766	-229.55
17	1.006	-294.68	1.696	-493.57	0.915	-265.35	0.751	-219.93	0.787	-228.01	0.766	-229.55

Fuente: Elaboración propia.

Iteración	06/08/2015		20/05/2016		23/07/2016		26/07/2017		11/08/2017		29/07/2018	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
1	1.407	-411.32	4.387	-1283.46	3.924	-1140.81	3.000	-872.16	1.990	-578.70	3.311	-964.05
2	0.520	-151.98	0.654	-191.46	0.337	-97.84	0.324	-94.13	0.690	-200.81	0.581	-169.23
3	0.828	-242.03	1.914	-560.00	1.467	-426.37	1.187	-345.11	1.138	-330.83	1.474	-429.14
4	0.728	-212.99	1.284	-375.66	0.780	-226.69	0.703	-204.26	0.990	-287.92	1.071	-312.02
5	0.759	-221.81	1.513	-442.70	1.039	-301.96	0.883	-256.55	1.035	-301.05	1.210	-352.21
6	0.749	-219.10	1.419	-415.24	0.917	-266.51	0.803	-233.40	1.021	-296.98	1.158	-337.11
7	0.752	-219.93	1.456	-425.94	0.969	-281.63	0.836	-242.90	1.025	-298.24	1.176	-342.59
8	0.751	-219.68	1.441	-421.69	0.946	-274.89	0.822	-238.88	1.024	-297.85	1.170	-340.58
9	0.752	-219.76	1.447	-423.37	0.956	-277.84	0.828	-240.56	1.025	-297.97	1.172	-341.31
10	0.751	-219.73	1.445	-422.70	0.951	-276.54	0.825	-239.85	1.024	-297.93	1.171	-341.04
11	0.751	-219.74	1.446	-422.97	0.953	-277.11	0.826	-240.15	1.024	-297.94	1.171	-341.14
12	0.751	-219.74	1.445	-422.86	0.952	-276.86	0.826	-240.03	1.024	-297.94	1.171	-341.11
13	0.751	-219.74	1.446	-422.90	0.953	-276.97	0.826	-240.08	1.024	-297.94	1.171	-341.12
14	0.751	-219.74	1.446	-422.89	0.953	-276.92	0.826	-240.06	1.024	-297.94	1.171	-341.11
15	0.751	-219.74	1.446	-422.89	0.953	-276.94	0.826	-240.06	1.024	-297.94	1.171	-341.12
16	0.751	-219.74	1.446	-422.89	0.953	-276.93	0.826	-240.06	1.024	-297.94	1.171	-341.11
17	0.751	-219.74	1.446	-422.89	0.953	-276.94	0.826	-240.06	1.024	-297.94	1.171	-341.11

Fuente: Elaboración propia.



Anexo 06: Resultados obtenidos en la estación Huancané.

Cultivo pastos naturales						
Valores	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Albedo	0.135	0.173	0.198	0.199	0.189	0.184
Rl saliente (w/m ²)	419.748	397.845	414.814	434.782	412.171	481.011
Rl entrante (w/m ²)	305.369	297.442	294.022	305.090	293.103	335.118
Rs entrante (w/m ²)	853.858	740.486	788.155	838.143	791.270	1051.012
Rn (w/m ²)	612.008	497.778	496.783	526.712	508.736	696.539
G (w/m ²)	60.726	49.811	59.787	73.356	59.248	119.406
H (w/m ²)	142.589	121.476	245.252	241.079	247.828	259.854
LE (w/m ²)	408.694	326.490	191.744	212.277	201.660	317.279
Etr (mm/día)	2.20	2.12	1.74	2.35	2.00	3.80

Fuente: Elaboración propia.

Cultivo pastos naturales						
Valores	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Albedo	0.196	0.154	0.195	0.176	0.202	0.179
Rl saliente (w/m ²)	428.836	414.174	412.530	411.872	406.176	408.643
Rl entrante (w/m ²)	303.459	304.020	296.378	296.380	296.937	298.419
Rs entrante (w/m ²)	798.688	788.599	764.930	770.966	816.895	776.330
Rn (w/m ²)	501.711	542.957	485.271	503.147	528.555	513.114
G (w/m ²)	66.819	59.572	57.214	58.470	59.655	57.105
H (w/m ²)	230.571	212.086	200.825	177.410	180.428	182.060
LE (w/m ²)	204.321	271.298	227.232	267.266	288.472	273.949
Etr (mm/día)	2.31	3.25	2.20	1.81	2.25	2.00

Fuente: Elaboración propia.

Cultivo pastos cultivados						
Valores	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Albedo	0.140	0.171	0.184	0.181	0.174	0.176
Rl saliente (w/m ²)	413.419	401.522	412.387	439.182	414.385	480.461
Rl entrante (w/m ²)	305.393	297.466	294.015	305.114	293.126	335.148
Rs entrante (w/m ²)	853.713	740.361	788.193	838.000	791.137	1050.808
Rn (w/m ²)	614.049	495.891	510.276	539.146	518.546	704.637
G (w/m ²)	63.725	51.077	59.234	74.492	59.988	119.176
H (w/m ²)	85.803	173.776	222.262	263.668	261.844	255.926
LE (w/m ²)	464.521	271.038	228.781	200.985	196.714	329.534
Etr (mm/día)	2.48	2.37	2.07	2.50	2.25	3.20

Fuente: Elaboración propia.



Cultivo pastos cultivados						
Valores	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Albedo	0.168	0.156	0.184	0.162	0.171	0.145
Rl saliente (w/m ²)	430.543	412.718	413.058	413.348	407.517	411.357
Rl entrante (w/m ²)	303.486	304.044	296.402	296.404	296.961	298.435
Rs entrante (w/m ²)	798.533	788.466	764.801	770.836	816.757	776.235
Rn (w/m ²)	522.984	543.210	493.916	515.532	552.487	537.721
G (w/m ²)	66.852	59.645	57.304	57.913	60.220	57.625
H (w/m ²)	245.574	183.469	201.319	163.399	190.881	198.921
LE (w/m ²)	210.557	300.096	235.293	294.220	301.386	281.174
Etr (mm/día)	2.61	3.58	2.57	2.35	2.85	2.08

Fuente: Elaboración propia.

Anexo 07: Resultados obtenidos en la estación Muñani.

Cultivo pastos naturales						
Valores	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Albedo	0.110	0.118	0.176	0.135	0.170	0.169
Rl saliente (w/m ²)	427.847	410.088	426.283	452.171	422.265	505.852
Rl entrante (w/m ²)	305.137	297.217	293.780	304.859	292.874	334.864
Rs entrante (w/m ²)	855.221	741.668	789.480	839.481	792.571	1052.689
Rn (w/m ²)	626.061	529.730	511.220	566.615	521.781	695.030
G (w/m ²)	71.455	53.493	60.647	78.779	57.533	129.125
H (w/m ²)	220.548	303.861	287.950	359.446	285.804	400.692
LE (w/m ²)	334.058	172.377	162.620	128.391	178.443	165.212
Etr (mm/día)	2.02	1.71	1.50	1.56	1.78	2.08

Fuente: Elaboración propia.

Cultivo pastos naturales						
Valores	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Albedo	0.169	0.137	0.154	0.199	0.228	0.196
Rl saliente (w/m ²)	435.980	421.102	419.081	417.986	410.380	415.359
Rl entrante (w/m ²)	303.211	303.789	296.137	296.138	296.695	298.172
Rs entrante (w/m ²)	800.060	789.858	766.244	772.290	818.298	777.682
Rn (w/m ²)	517.631	552.962	512.078	483.397	504.136	493.256
G (w/m ²)	69.055	58.963	59.192	59.114	60.897	59.587
H (w/m ²)	283.951	277.080	257.990	195.190	222.650	265.282
LE (w/m ²)	164.625	216.919	194.896	229.093	220.589	168.387
Etr (mm/día)	1.91	2.63	1.94	1.60	2.28	1.51

Fuente: Elaboración propia.



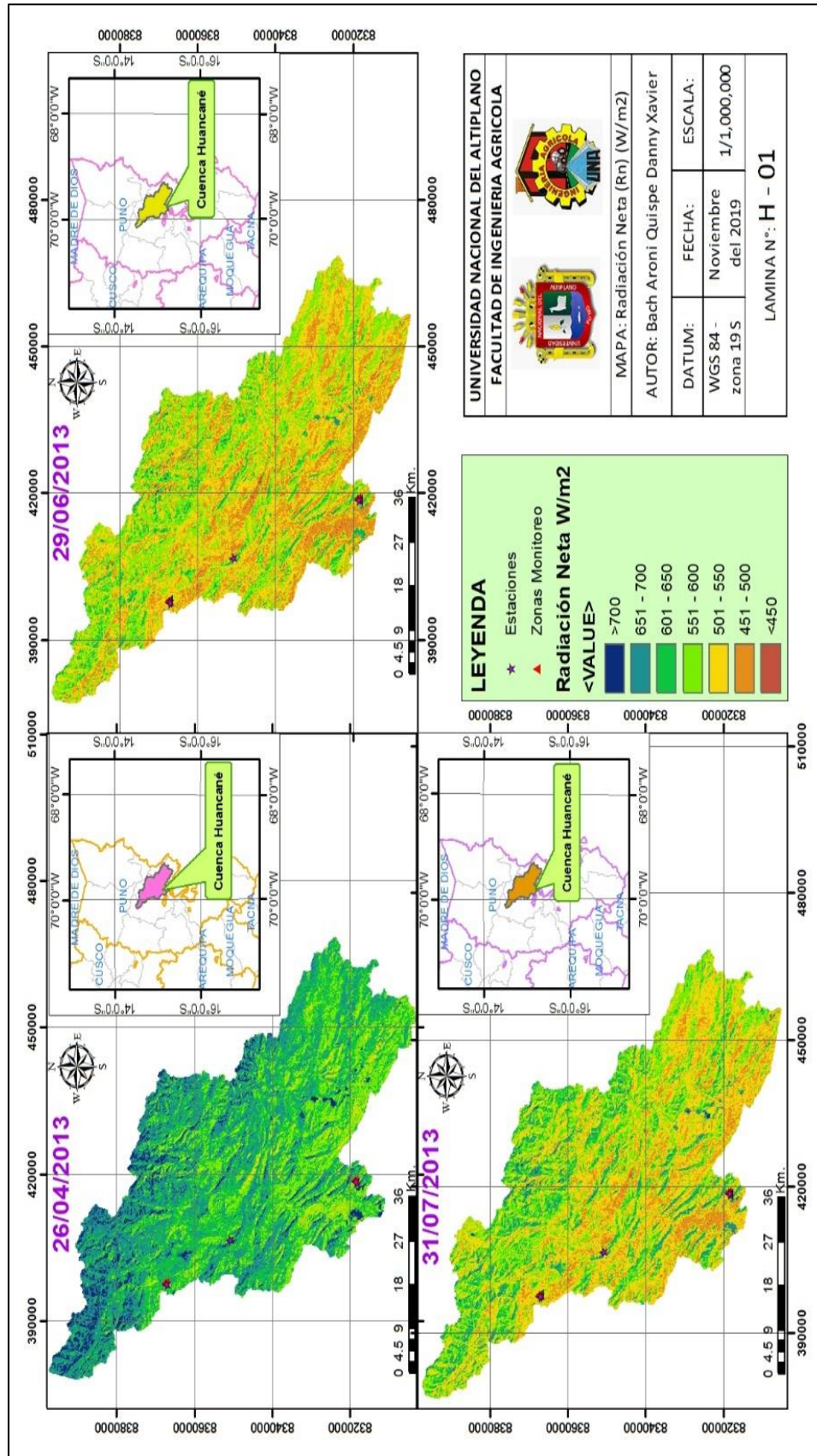
Valores	Cultivo pastos cultivados					
	26/04/2013	29/06/2013	31/07/2013	16/08/2013	03/08/2014	07/11/2014
Albedo	0.127	0.161	0.178	0.173	0.158	0.172
Rl saliente (w/m ²)	416.949	407.255	410.425	447.475	407.824	502.919
Rl entrante (w/m ²)	305.127	297.206	293.809	304.848	292.898	334.852
Rs entrante (w/m ²)	855.283	741.722	789.356	839.541	792.438	1052.766
Rn (w/m ²)	625.997	504.883	513.029	543.323	534.514	698.467
G (w/m ²)	58.956	50.774	59.641	75.535	58.570	124.724
H (w/m ²)	86.212	167.692	250.518	292.614	247.641	346.555
LE (w/m ²)	480.828	286.417	202.870	175.175	228.304	227.188
Etr (mm/día)	2.48	1.89	1.85	1.83	1.90	2.20

Fuente: Elaboración propia.

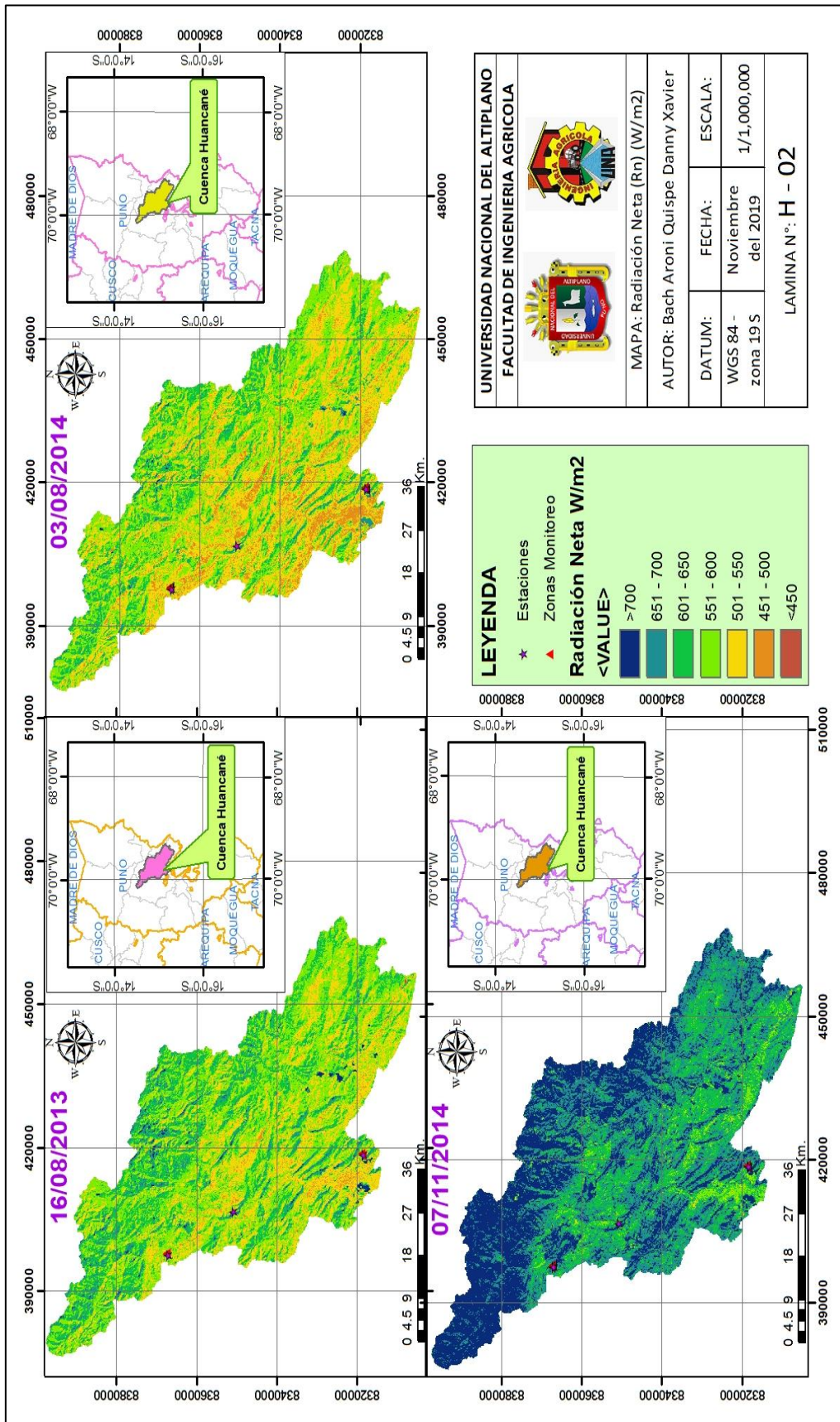
Valores	Cultivo pastos cultivados					
	06/08/2015	20/05/2016	23/07/2016	26/07/2017	11/08/2017	29/07/2018
Albedo	0.205	0.136	0.171	0.151	0.170	0.158
Rl saliente (w/m ²)	434.329	420.498	415.340	419.809	407.508	416.497
Rl entrante (w/m ²)	303.218	303.778	296.143	296.145	296.702	298.175
Rs entrante (w/m ²)	800.021	789.915	766.207	772.253	818.259	777.663
Rn (w/m ²)	496.103	556.660	506.118	522.195	557.807	525.954
G (w/m ²)	66.434	59.116	56.536	57.271	57.824	57.758
H (w/m ²)	230.545	233.430	183.798	180.924	155.067	225.903
LE (w/m ²)	199.124	264.120	265.784	284.000	344.916	242.293
Etr (mm/día)	2.05	2.91	2.43	1.94	2.52	1.71

Fuente: Elaboración propia.

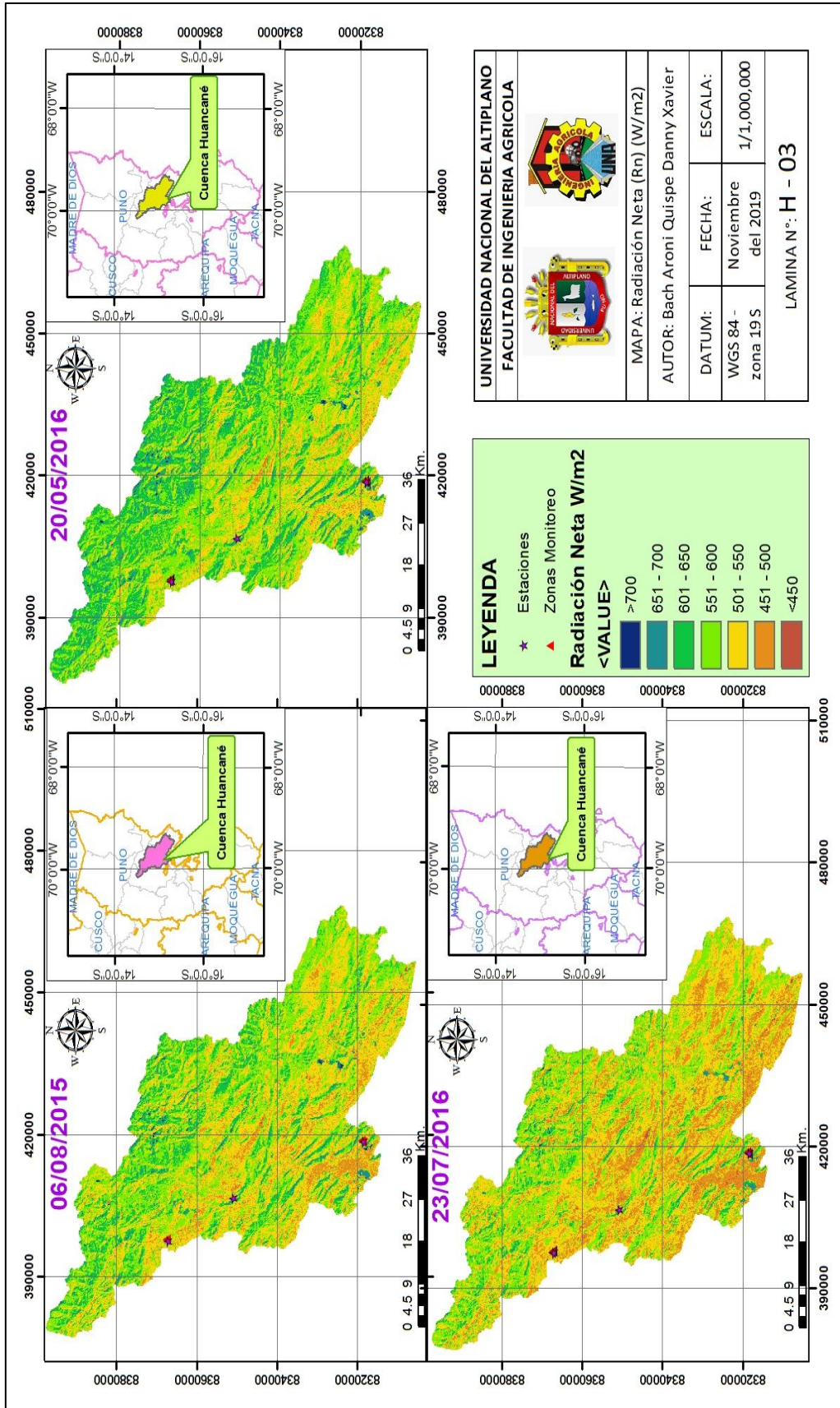
Anexo 08: Resultados de Radiación Neta (Rn).



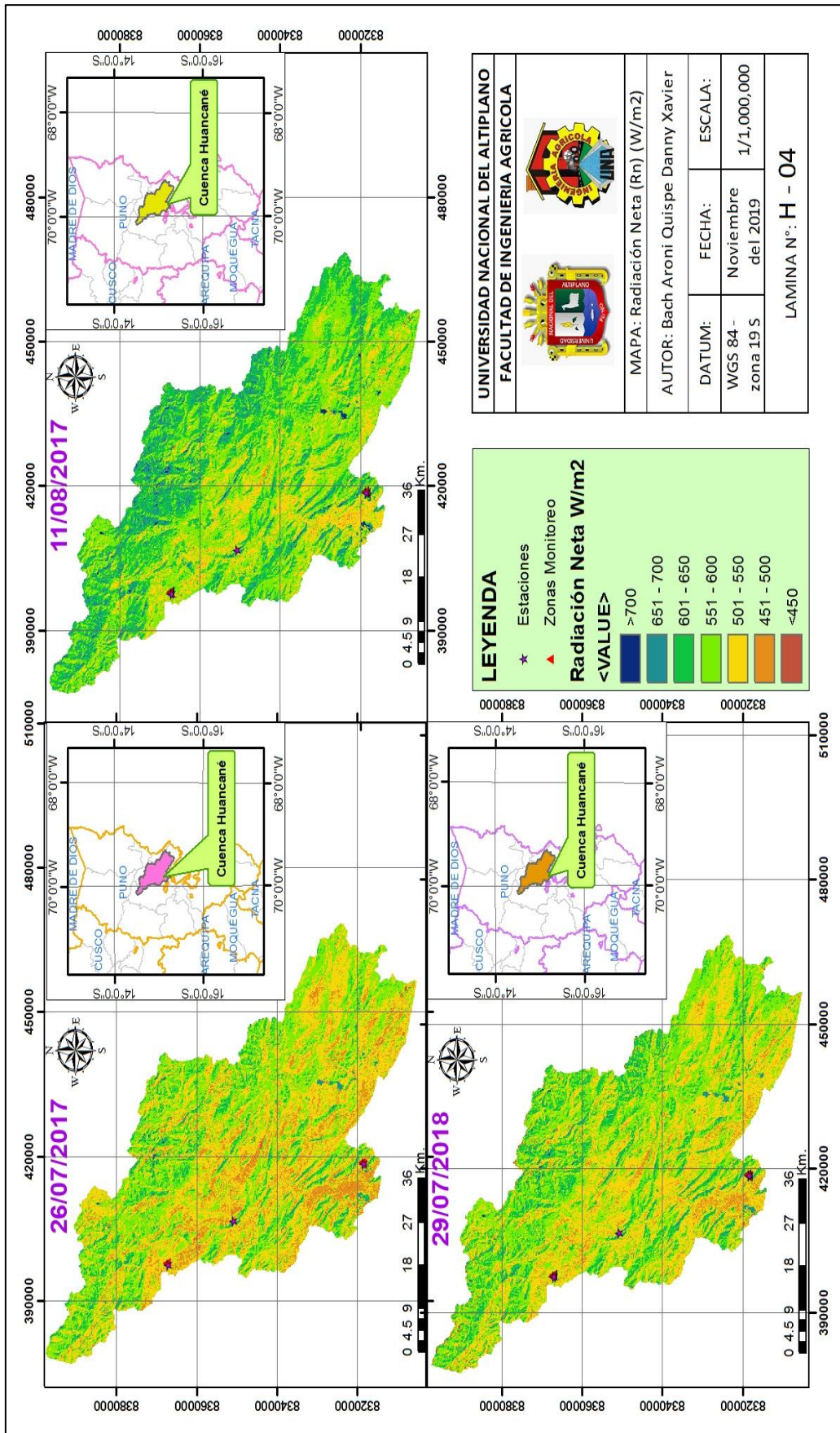
Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

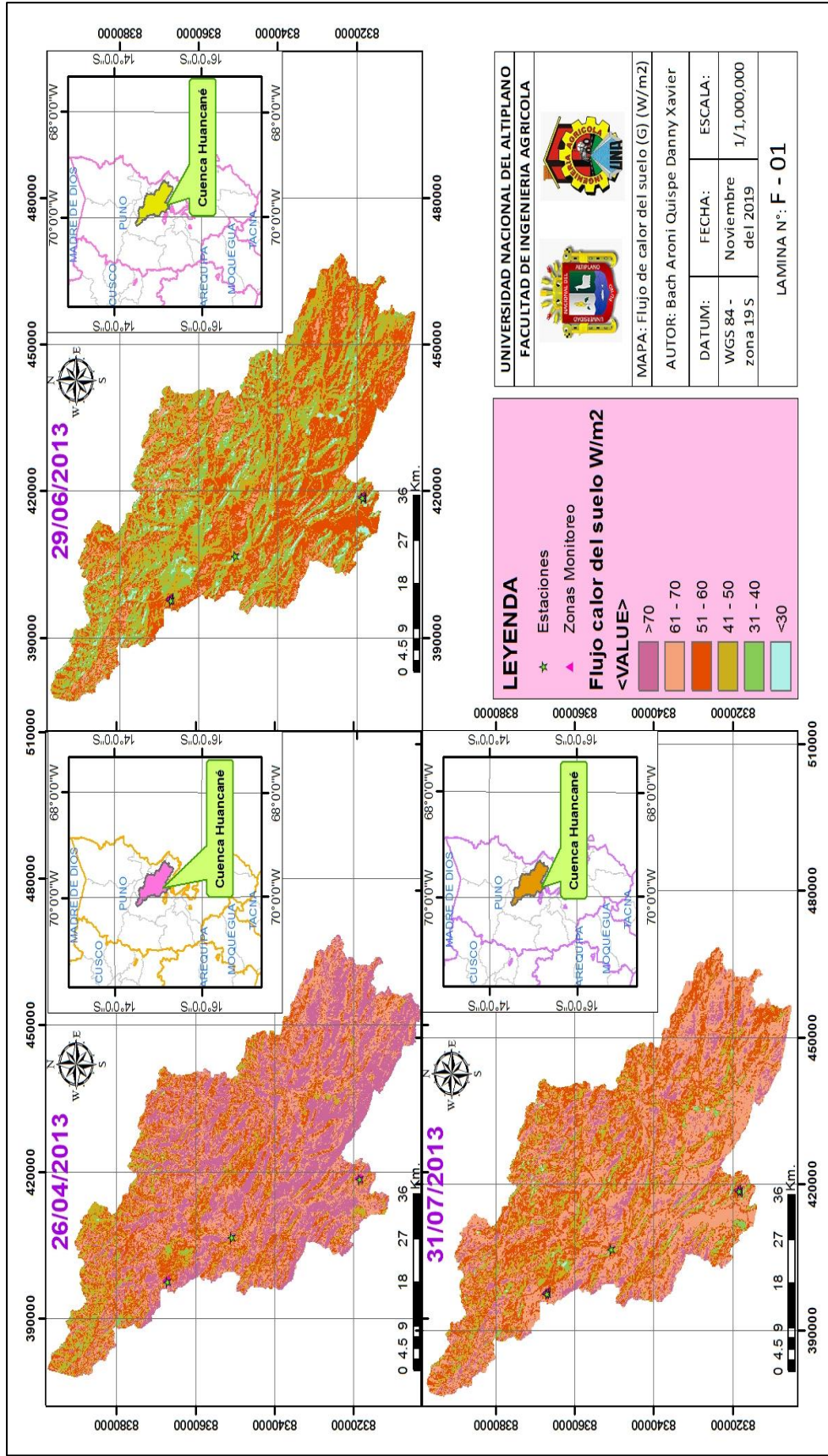


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

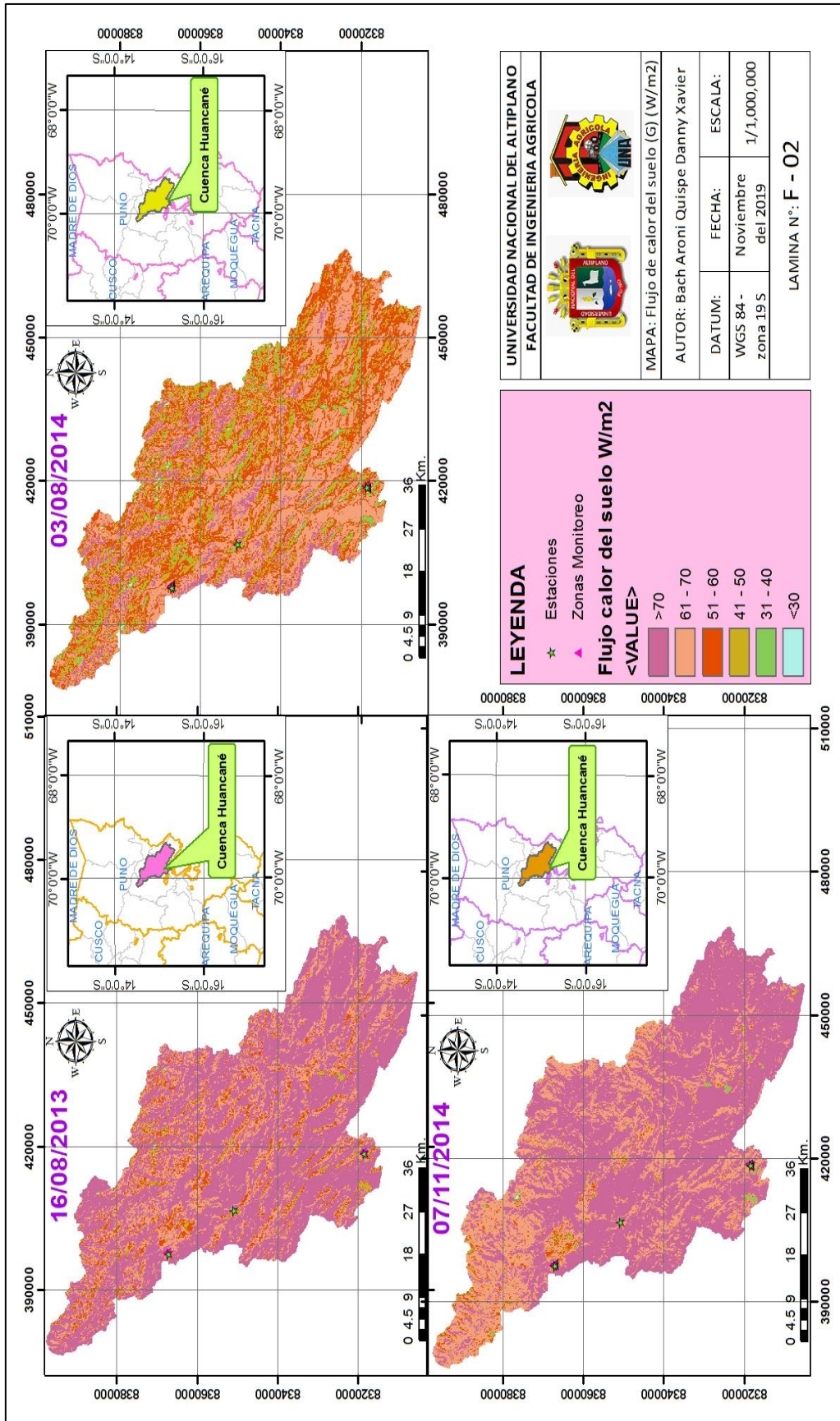


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

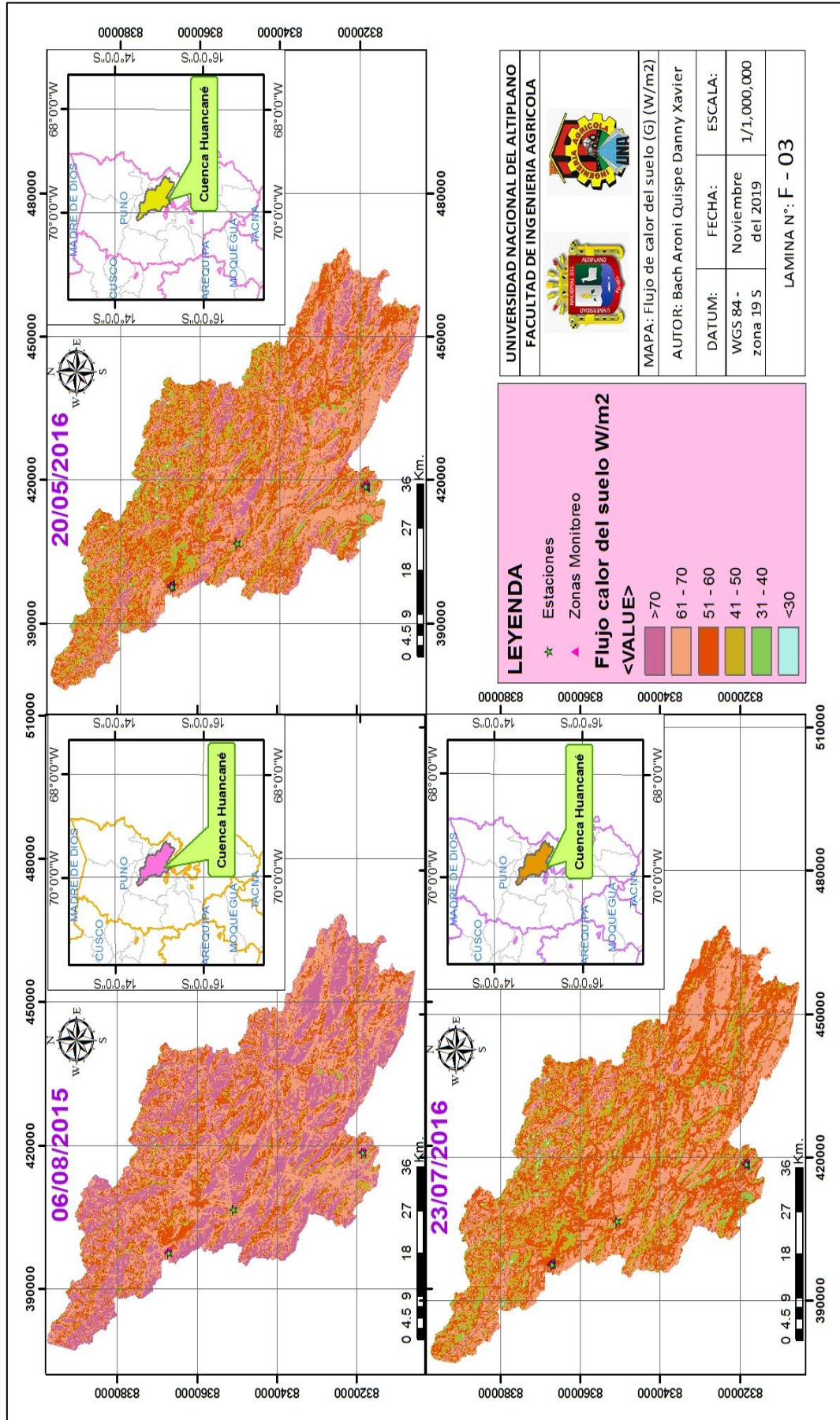
Anexo 09: Resultados de flujo de calor del suelo (G).



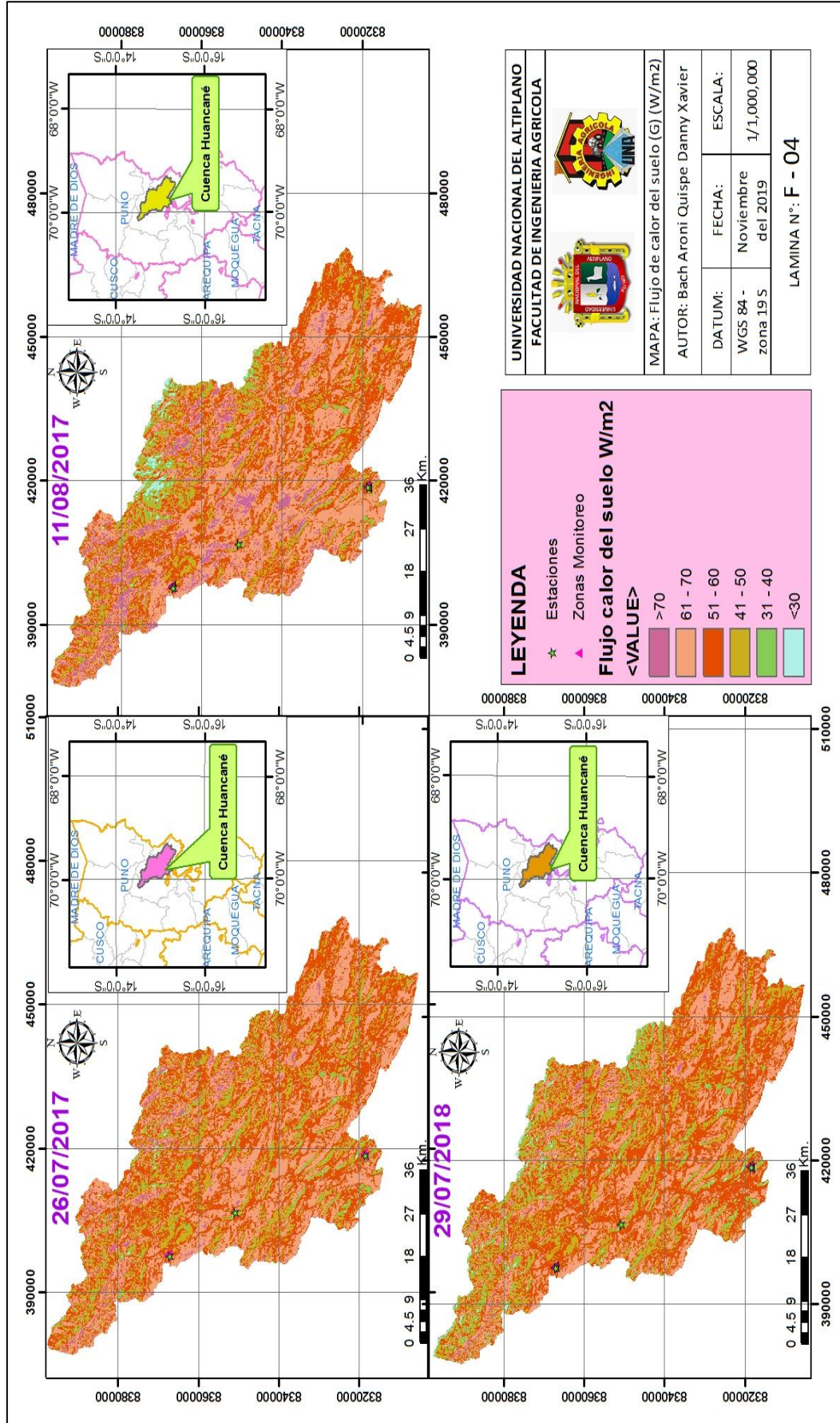
Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

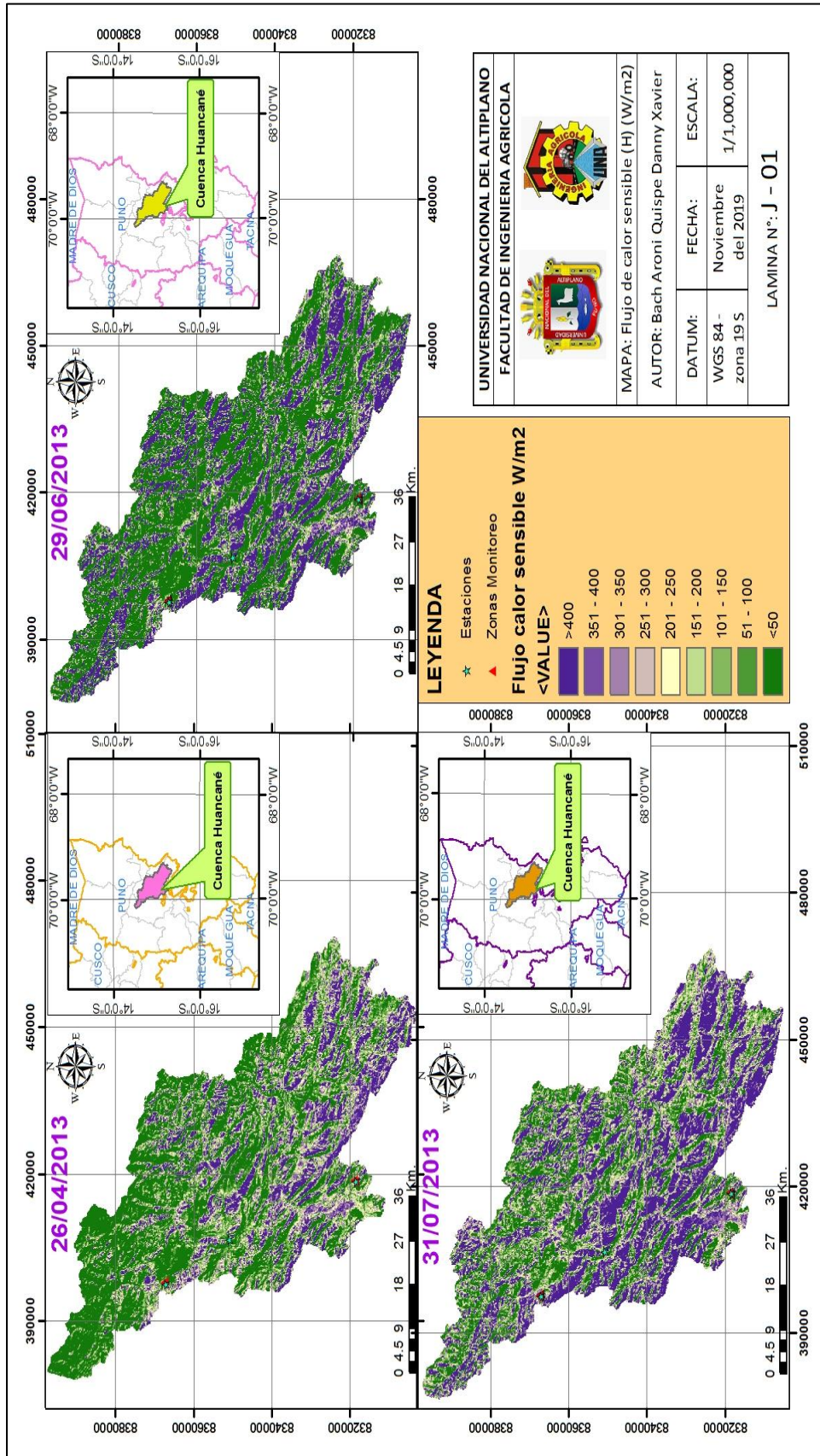


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

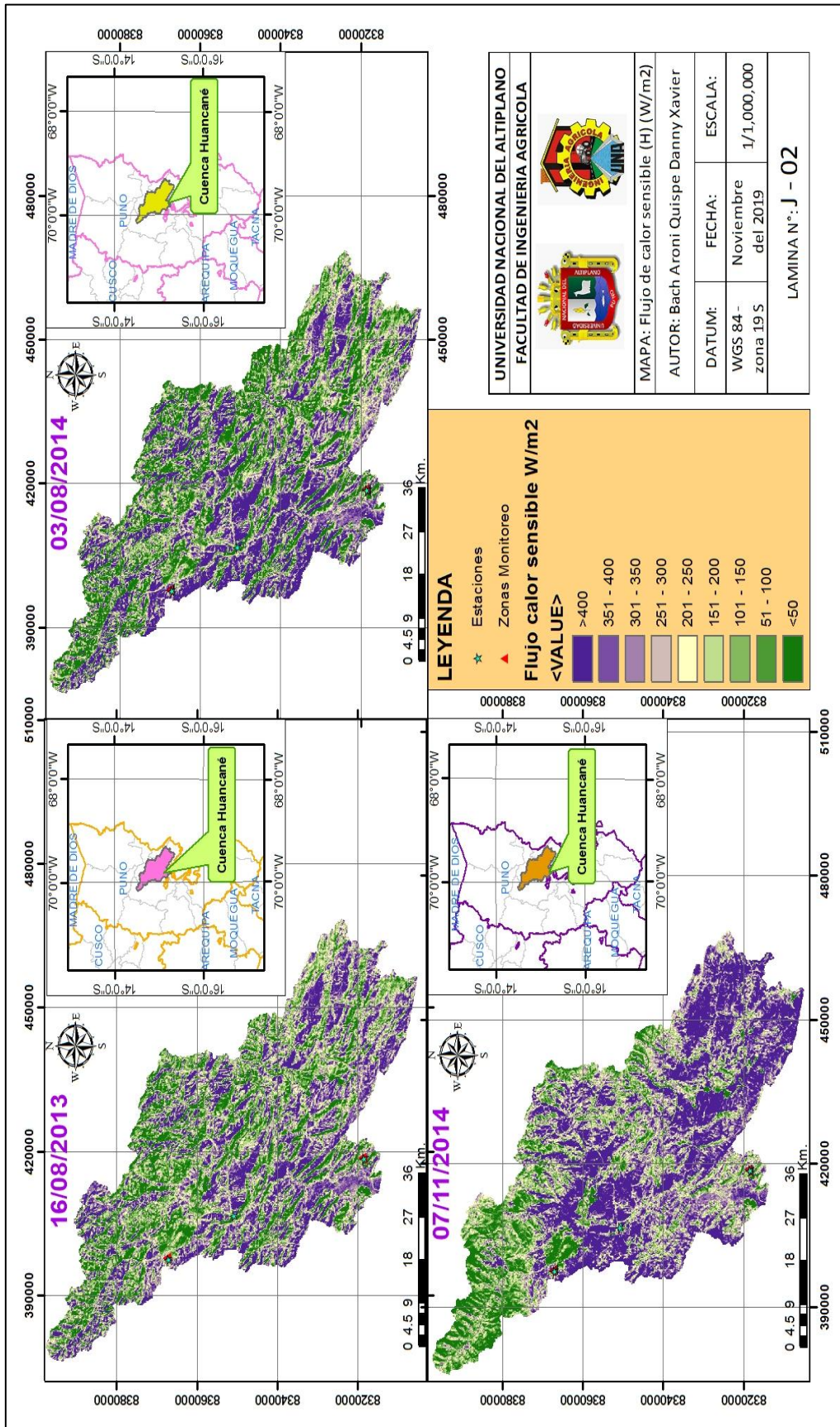


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

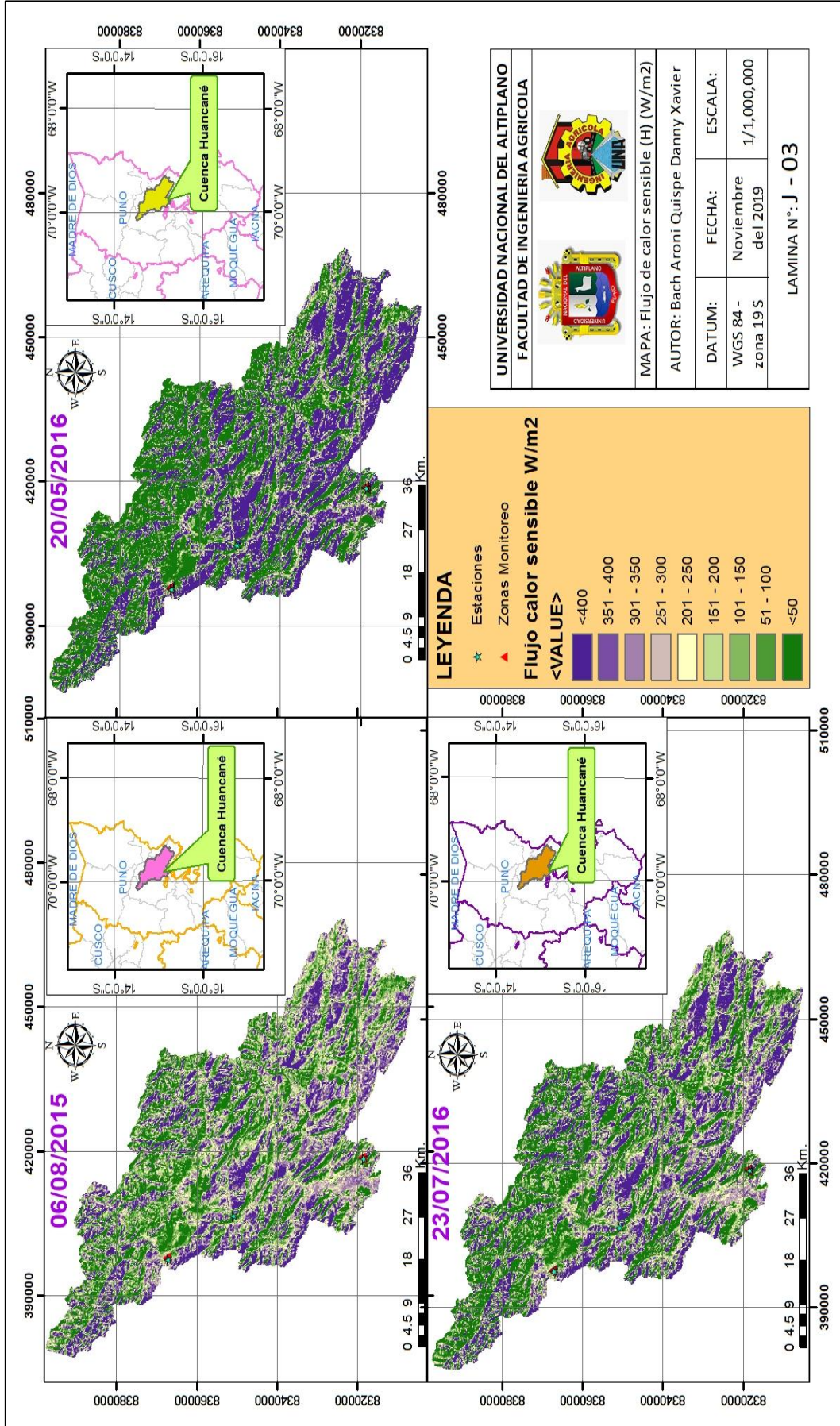
Anexo 10: Resultados de flujo de calor sensible (H).



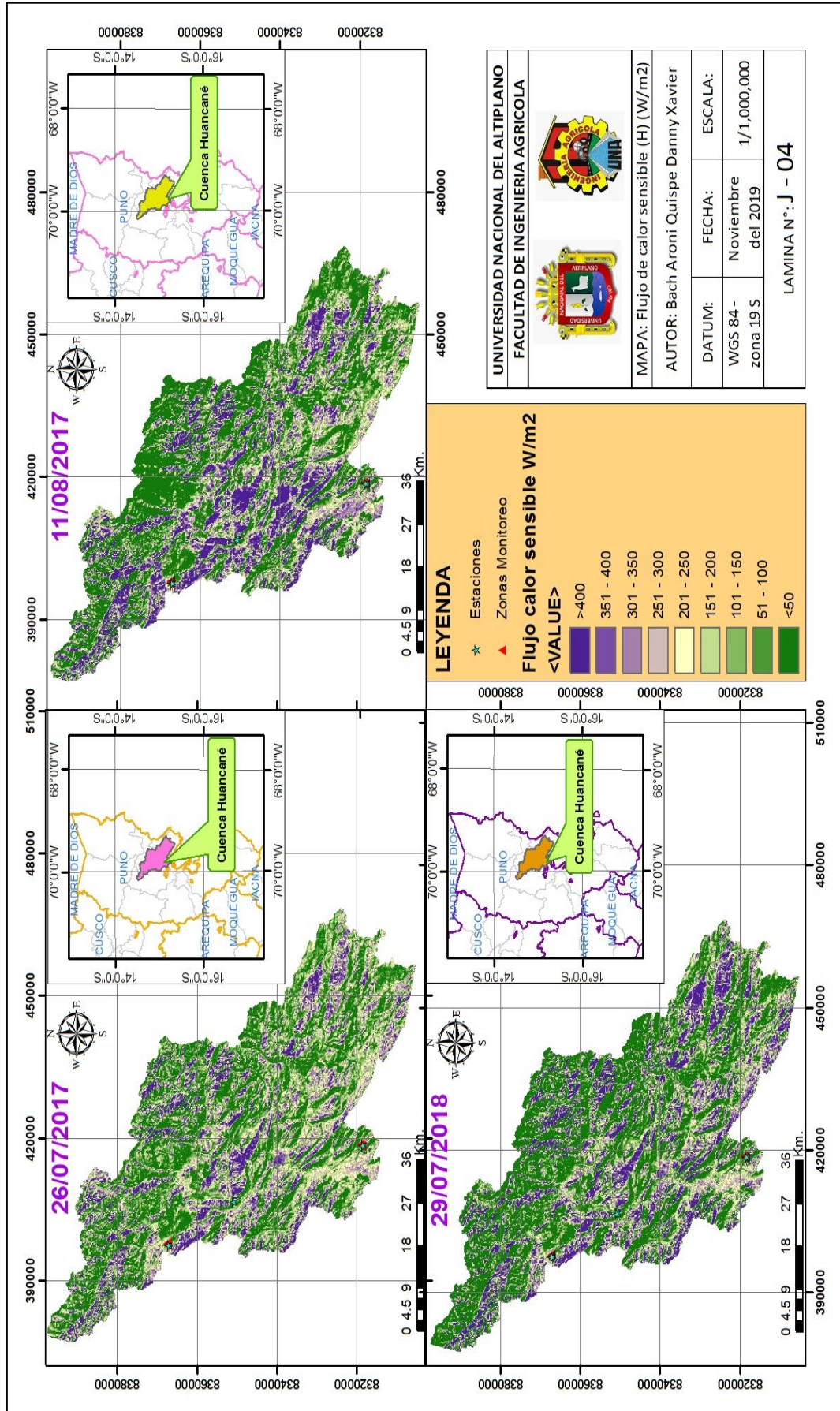
Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

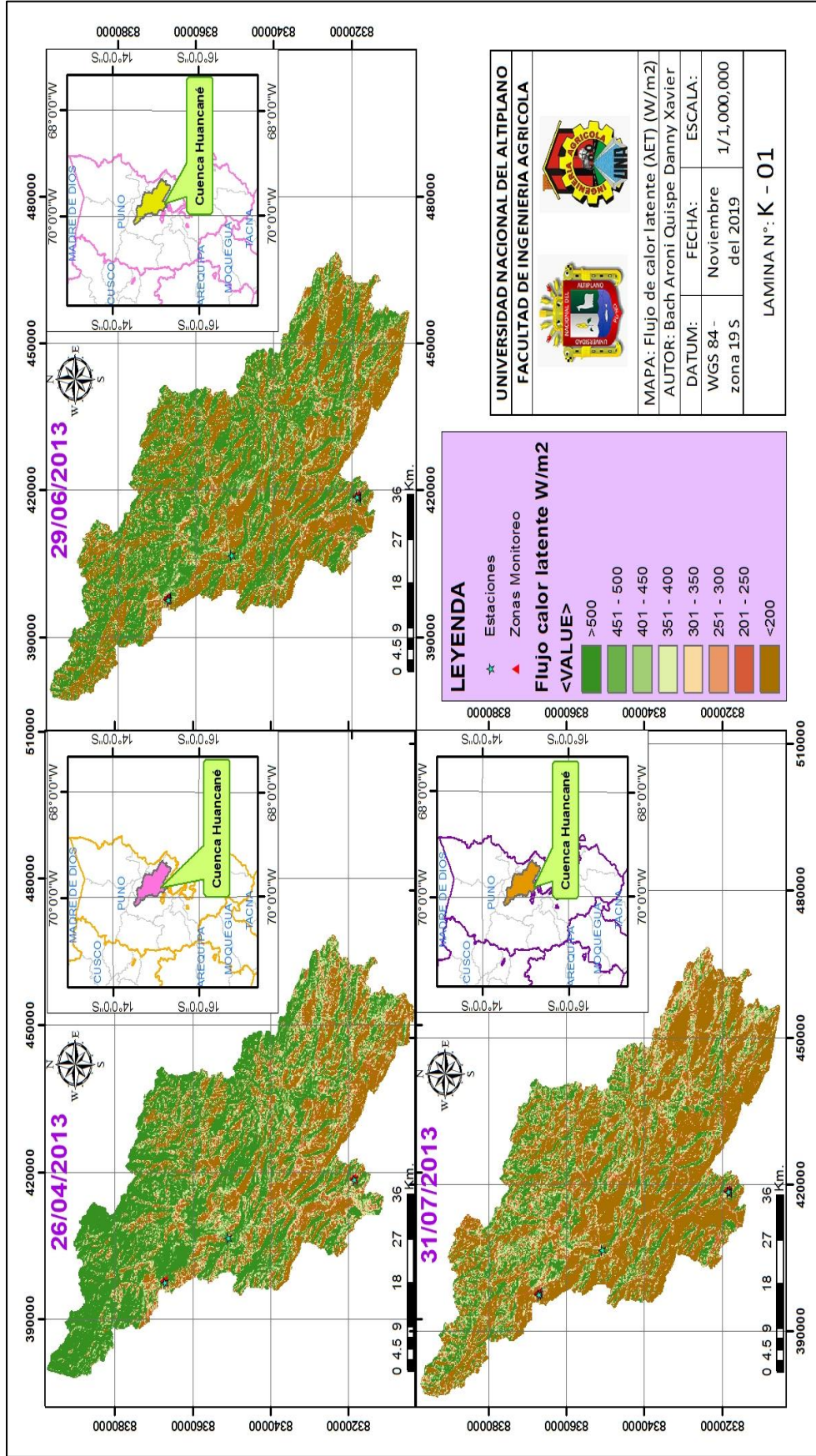


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

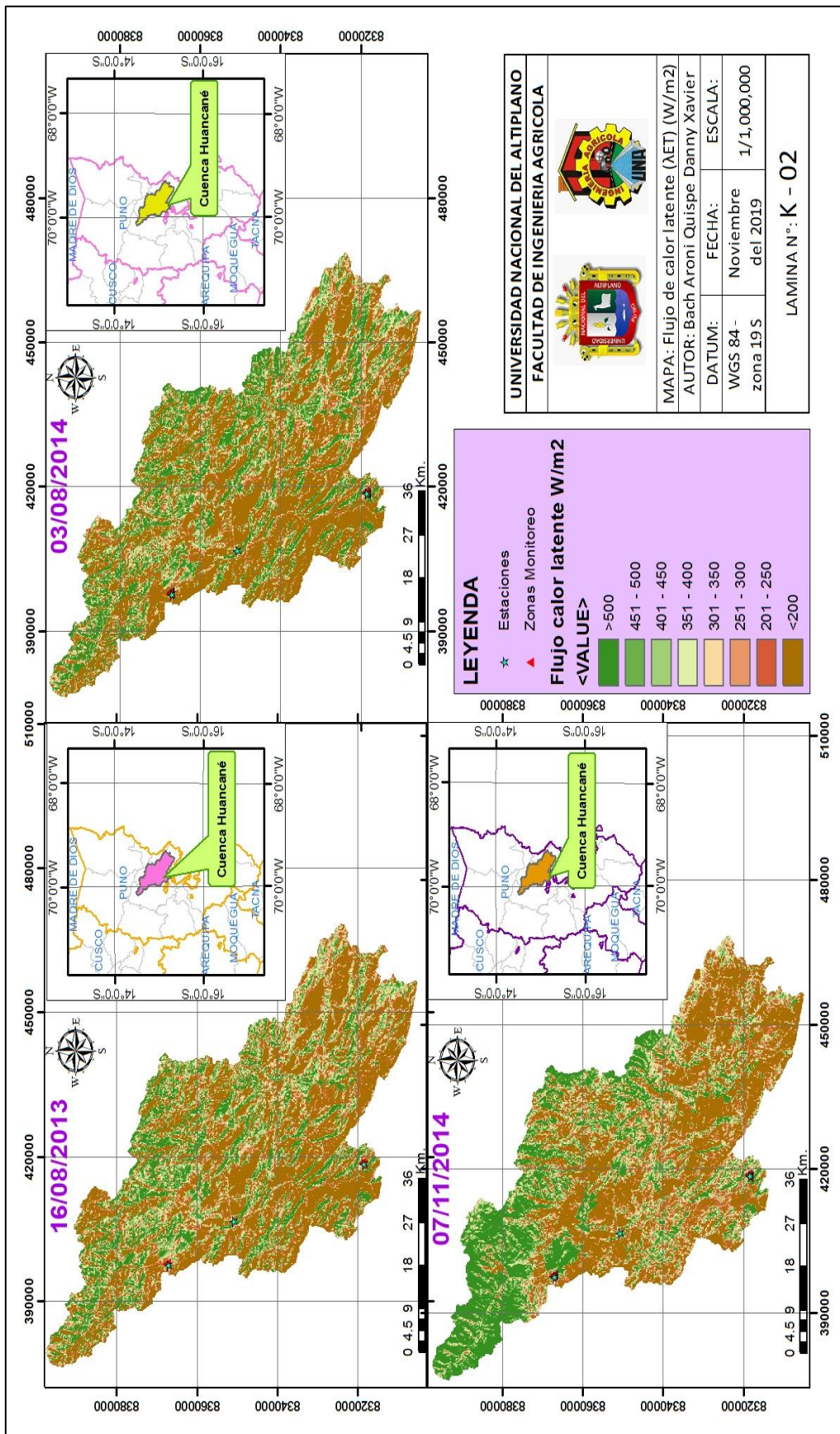


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

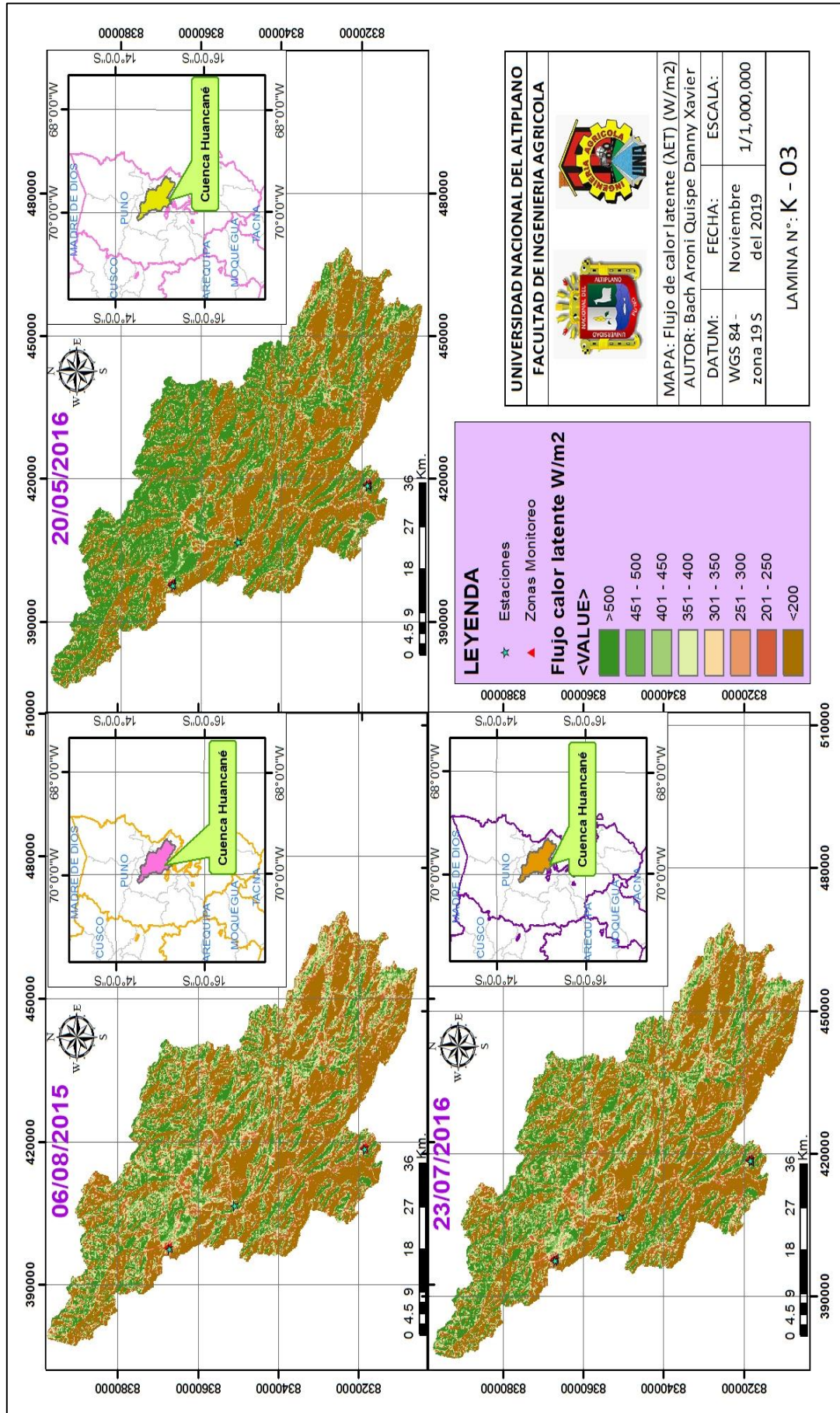
Anexo 11: Resultados de flujo de calor latente (AET).



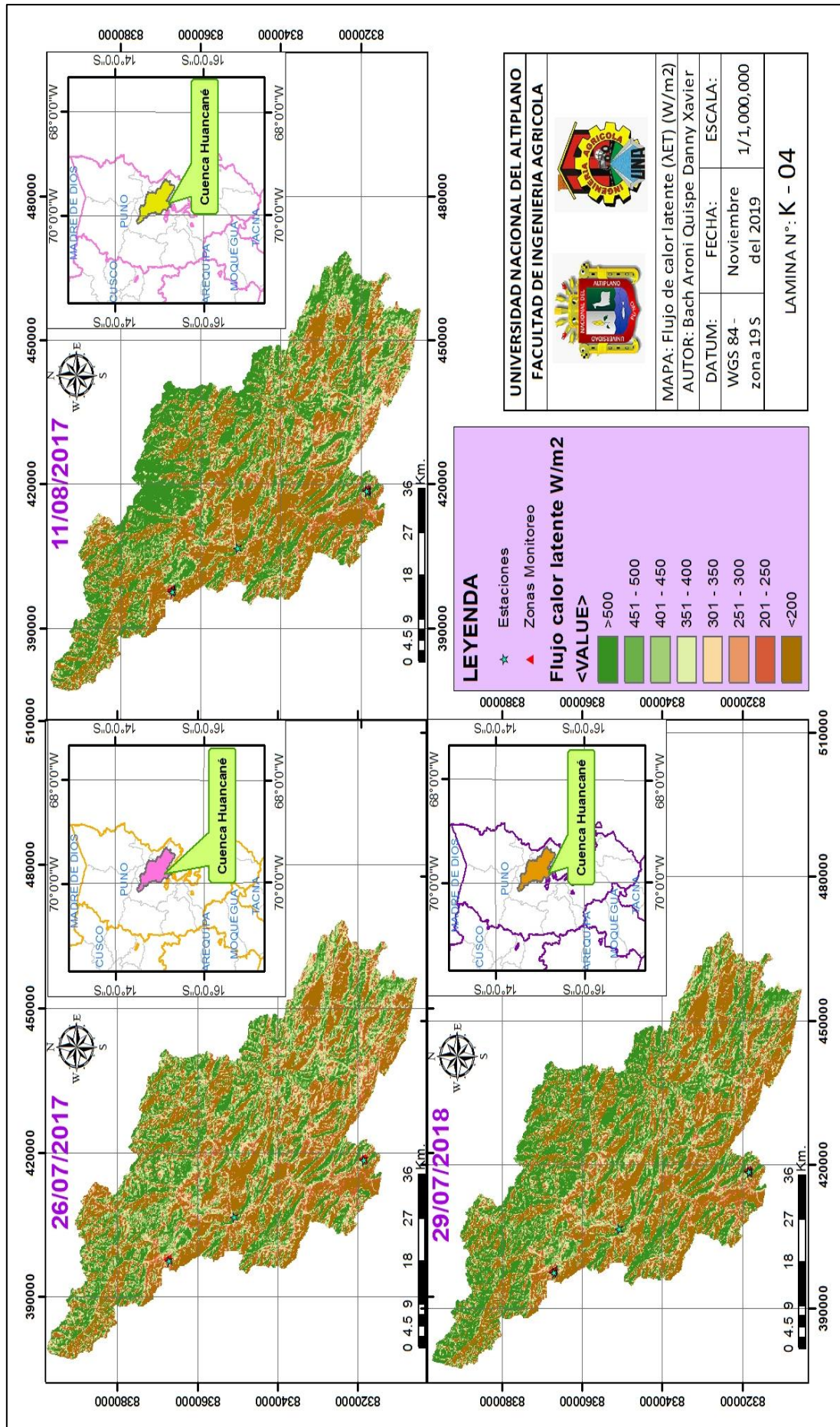
Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

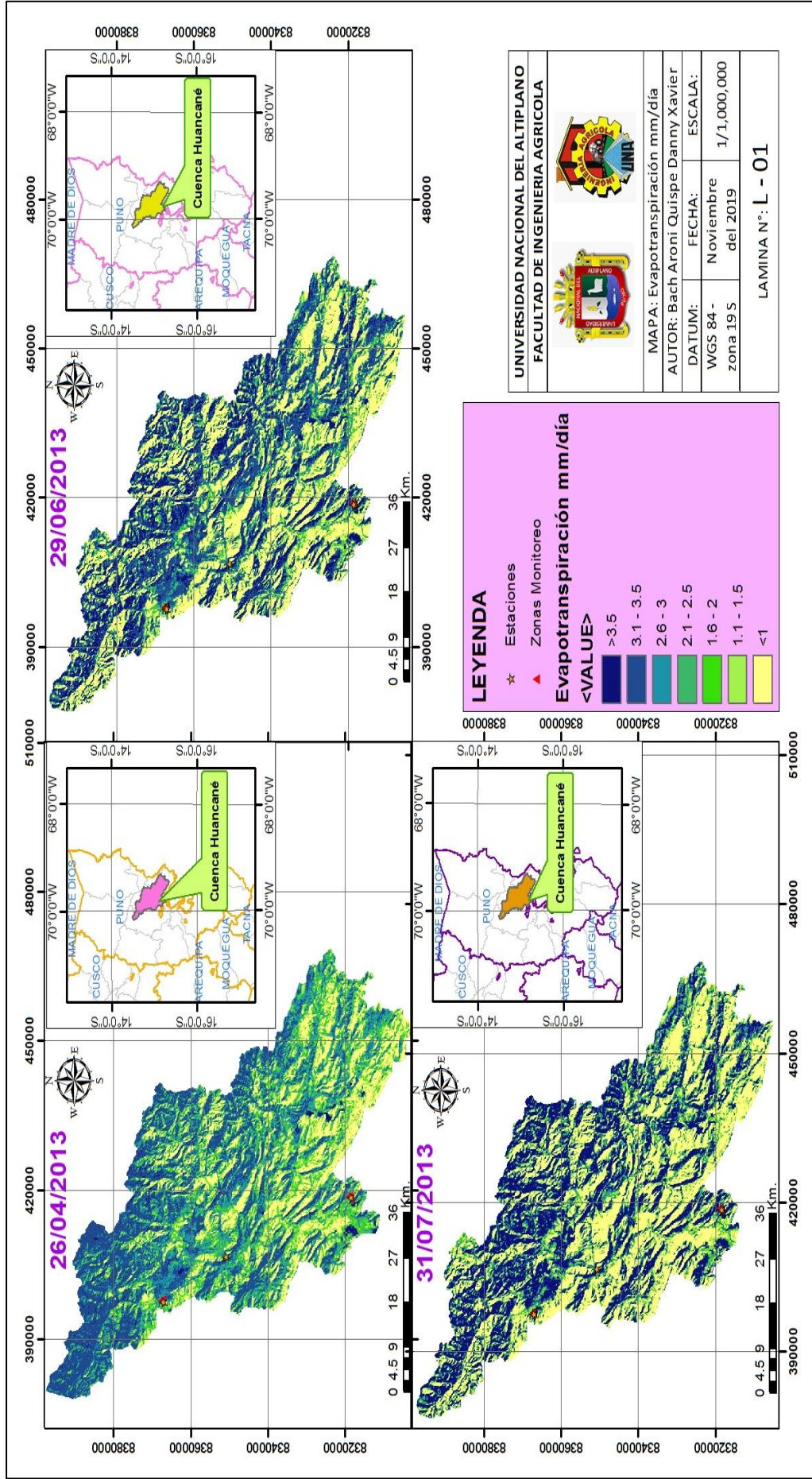


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

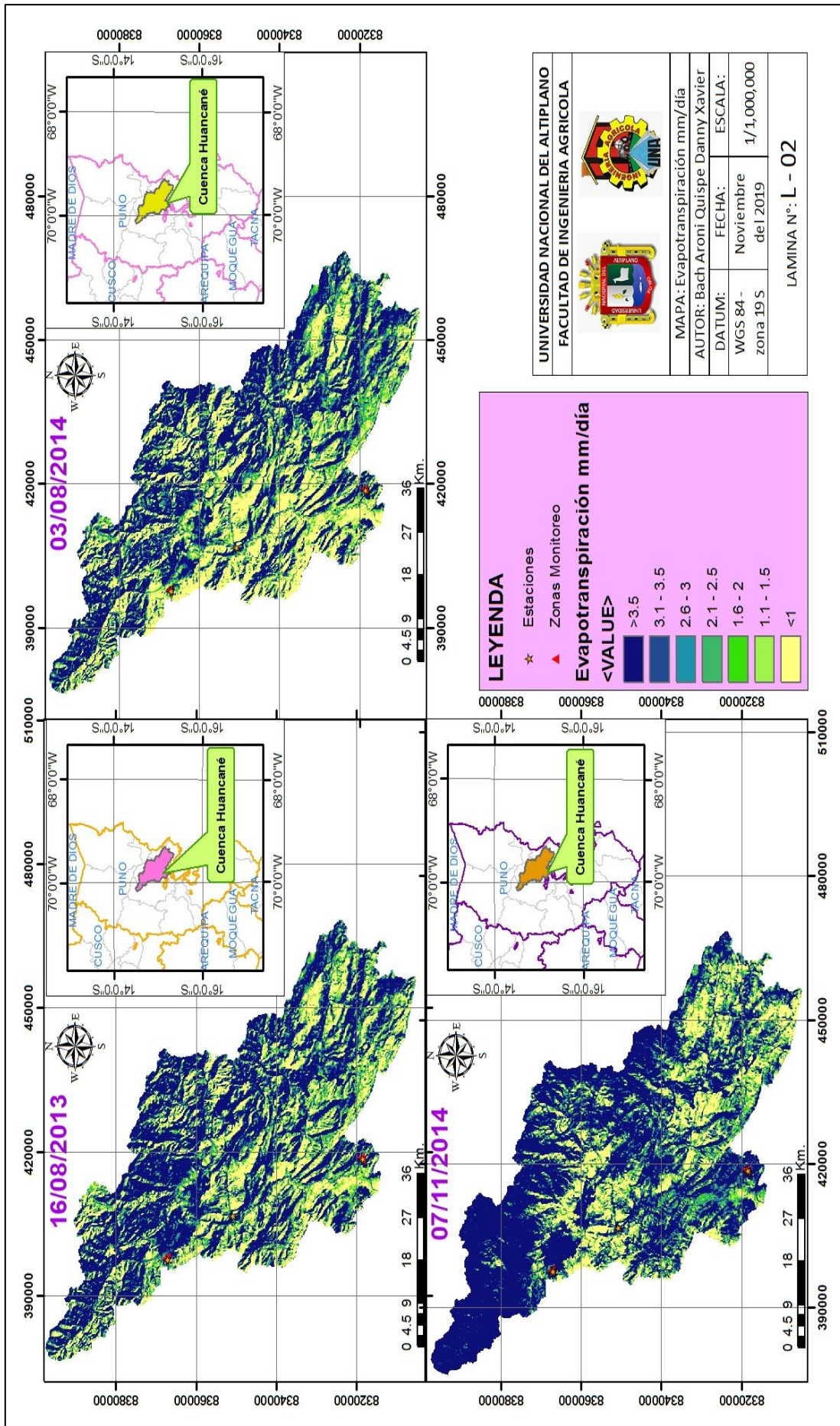


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

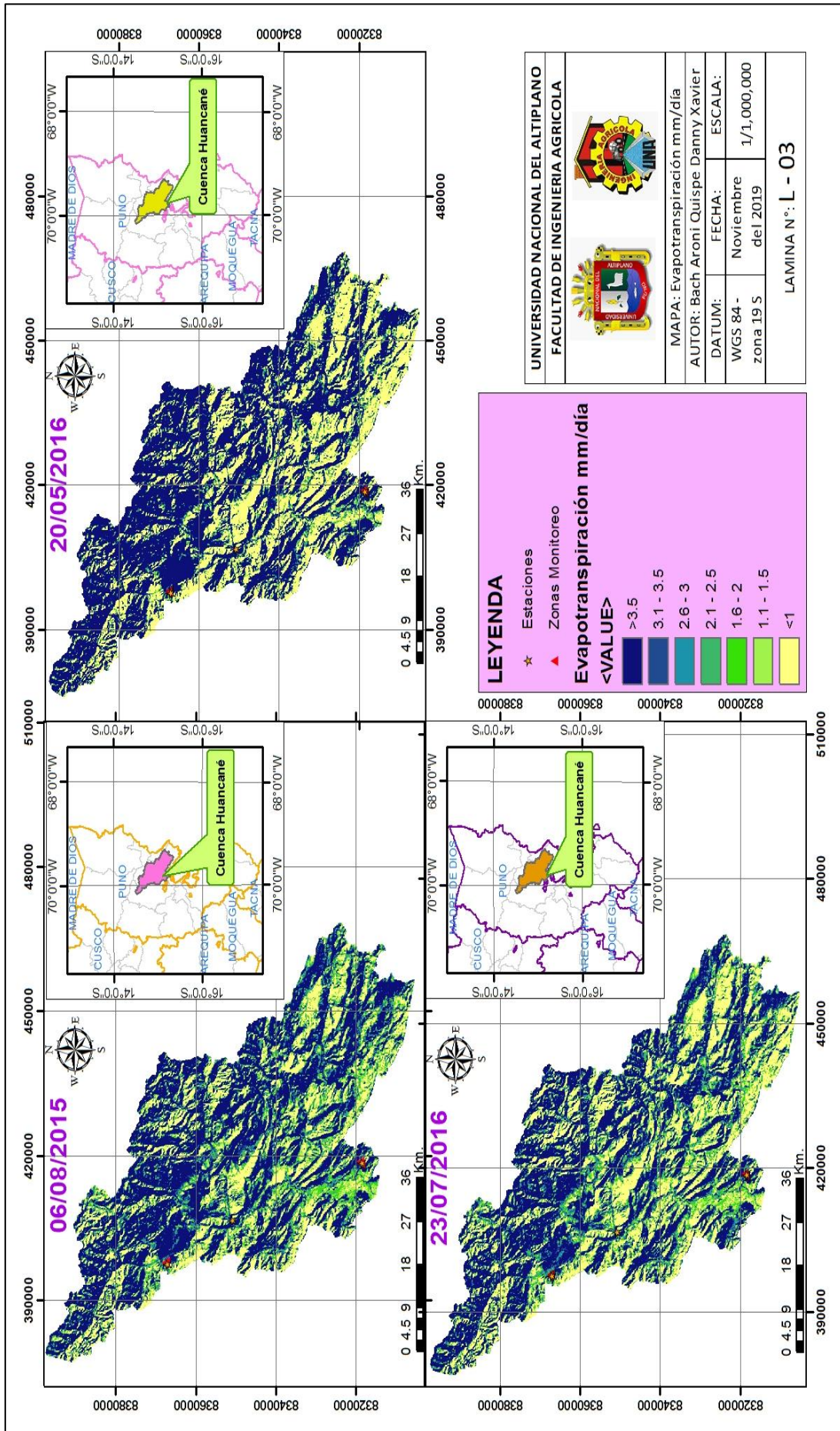
Anexo 12: Resultados de evapotranspiración (ET).



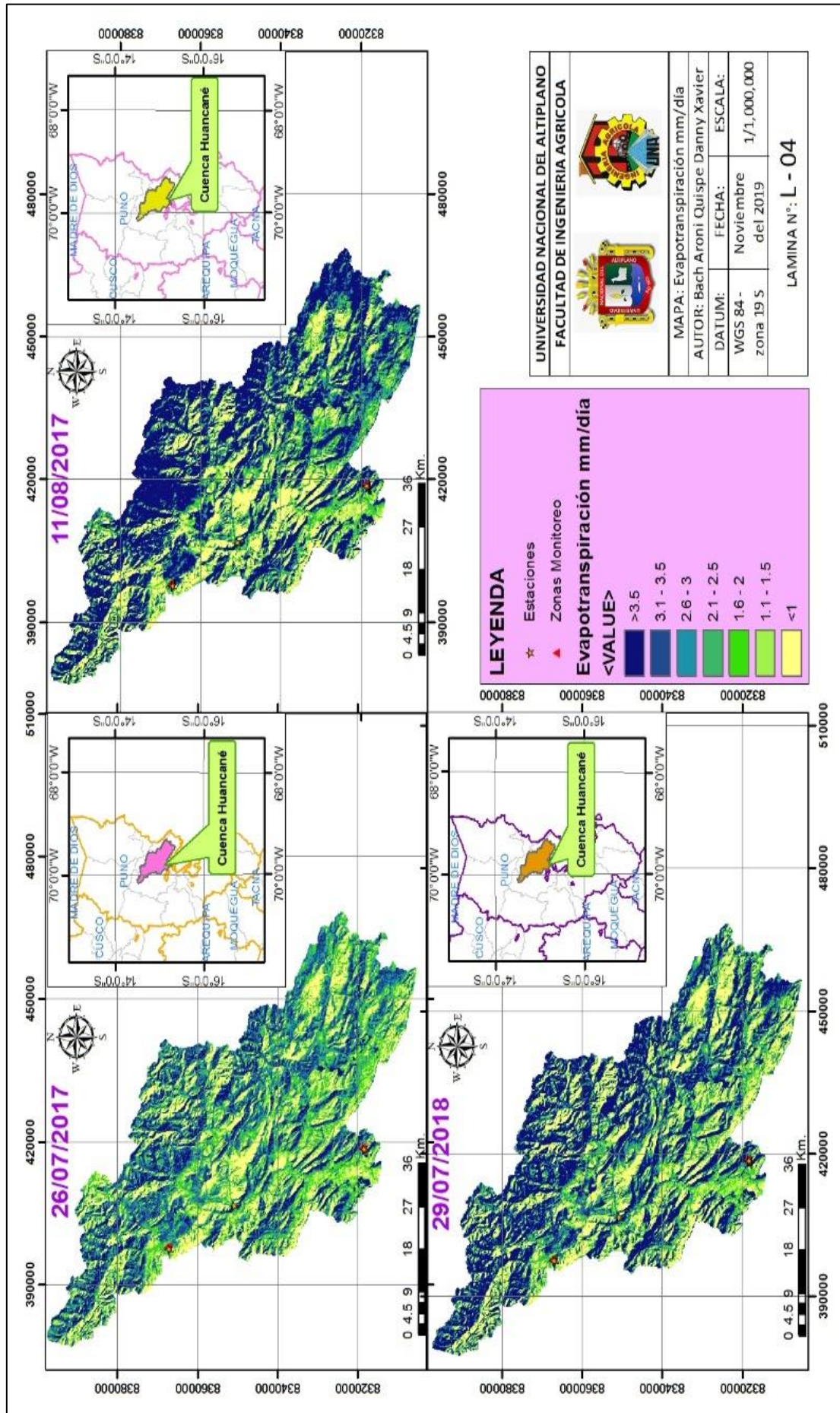
Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

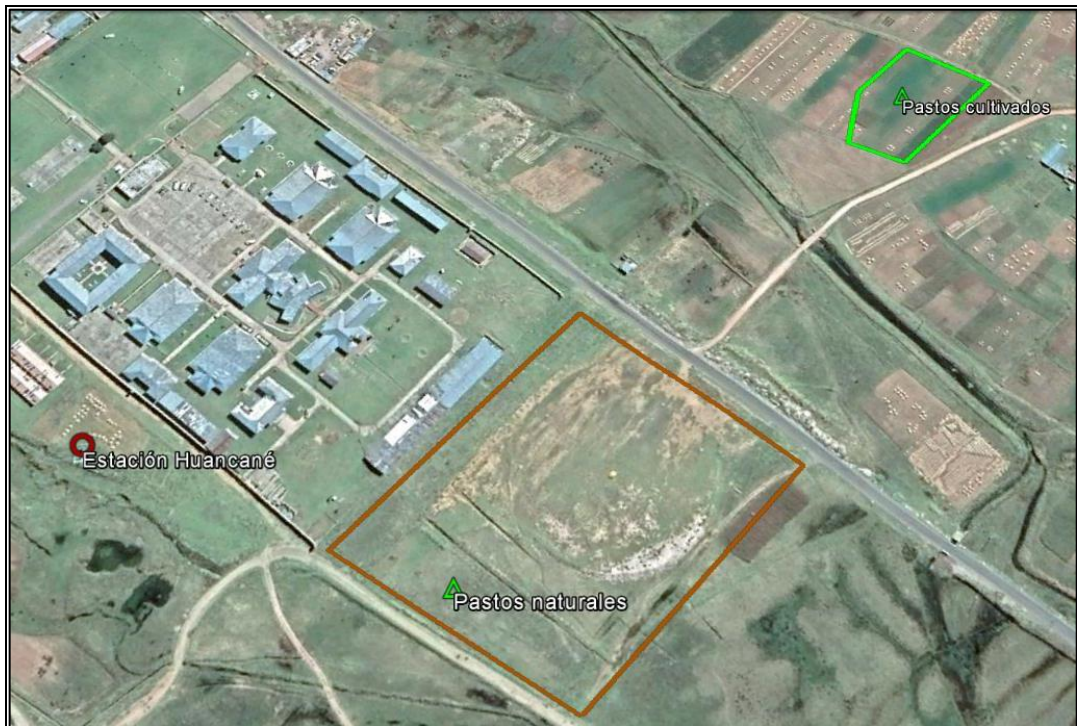


Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos Landsat 8.

Anexo 13: Panel fotográfico de las zonas identificadas – Estación Huancané



Vista de la estación Huancané y las zonas identificadas.

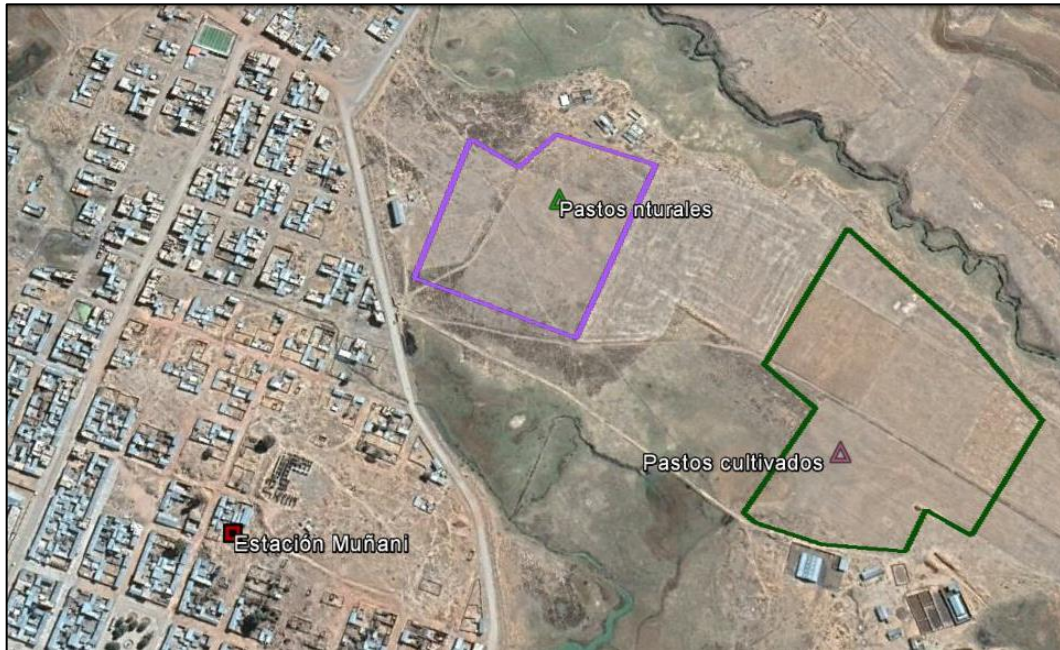


Estación Meteorológica Huancané - Tanque evaporímetro tipo A



Observador encargado de la Estación Meteorológica Huancané Sr Francisco.

Anexo 14: Panel fotográfico de las zonas identificadas – Estación Muñani



Vista de la estación Muñani y las zonas identificadas.



Estación Meteorológica Muñani - Tanque evaporímetro tipo A.



Estación Meteorológica Muñani.



Observador encargado de la Estación Meteorológica Muñani Sr Felipe Laura.