

Cálculo de evapotranspiración para la subzona hidrográfica río Tapias y otros directos al
Cauca en el departamento de Caldas, Colombia.



Wilson David Gamboa Pérez
Edward Alejandro Moreno Bojacá



UNIVERSIDAD SANTO TOMÁS
FACULTAD DE CIENCIAS Y TECNOLOGÍAS
Especialización en Ordenamiento y Gestión Integral de Cuencas Hidrográficas
Bogotá D. C.,
2019

Cálculo de evapotranspiración para la subzona hidrográfica río Tapias y otros directos al
Cauca en el departamento de Caldas, Colombia.

Wilson David Gamboa Pérez
Edward Alejandro Moreno Bojacá

Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de:
Especialistas en Ordenamiento y Gestión Integral de Cuencas Hidrográficas

Asesor
Hugo Ladino Vargas
Magíster en Geografía
Albert Johan Pórtela Ramírez
Magíster en Gestión ambiental y desarrollo Sustentable

UNIVERSIDAD SANTO TOMÁS
FACULTAD DE CIENCIAS Y TECNOLOGÍAS
Especialización en Ordenamiento y Gestión Integral de Cuencas Hidrográficas
Bogotá D. C.,
2019

NOTA DE ACEPTACIÓN

El tutor y los jurados han leído
el presente documento, escucharon la
sustentación de este por sus autores y
lo encuentran satisfactorio.

JURADO

JURADO

JURADO

Bogotá, 21/08/ 2019.

TABLA DE CONTENIDO

Resumen.....	10
INTRODUCCIÓN	11
FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	12
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	12
DELIMITACIÓN DEL PROBLEMA	13
DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA.....	13
PREGUNTAS DIRECTRICES DEL PROBLEMA.	14
JUSTIFICACIÓN	15
OBJETIVOS	16
OBJETIVO GENERAL.....	16
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
MARCO DE REFERENCIA.....	17
MARCO TEÓRICO.....	17
Localización y delimitación de la cuenca.	17
Características climáticas de la zona.....	18
Formas de utilización del territorio y sus recursos naturales	22
MARCO CONCEPTUAL	27
Evaporación	27
Transpiración	27
Evapotranspiración (ET).....	27
Evapotranspiración del cultivo de referencia (ETo)	28

Evaporación bajo condiciones estándar (ETc)	28
Evapotranspiración real y potencial	29
Balance de agua en el suelo	29
ET calculada con datos meteorológicos	29
Teledetección o percepción remota	29
Imágenes Landsat	29
Model Builder	31
Modelo SEBAL	32
METODOLOGÍA	34
ENFOQUE INVESTIGATIVO:	34
ÁREA DE ESTUDIO	34
MATERIALES Y MÉTODOS	35
Datos	35
Procedimiento	36
RESULTADOS	54
RESULTADOS	66
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	68
RECOMENDACIONES	69
REFERENCIAS	70

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 Indicadores del ENA 2010, 2014 y 2018	23
Tabla 2 Distribución de las coberturas en la SZH 2616.....	24
Tabla 3 Landsat 8 Instrumentos	31
Tabla 4 Albedo de referencia	39
Tabla 5 Cálculo emisividad.....	43
Tabla 6 Estimaciones de G/Rn para diferentes superficies	45
Tabla 7 Comparación error absoluto (EA) SEBAL, ET Penman – Monteith y ET Ideam	66

LISTA DE GRÁFICAS

Gráfica 1 Cálculo de la radiación neta superficial	36
Gráfica 2 Obtención del flujo de calor sensible (H).	48
Gráfica 3 Relación lineal entre dT y Ts.	50
Gráfica 4 Evapotranspiración acumulado mes método Penman – Monteith, con la herramienta de model builder	62
Gráfica 5 Comparación valor obtenido del cálculo de la evapotranspiración con SEBAL versus resultado de Penman – Monteith (izq) y capa evapotranspiración del Ideam (der) (unidades en mm/mes).	67

LISTA DE MAPAS

Mapa 1 Zonas hidrológicas que conforman la subzona hidrográfica SZH 2616.....	17
Mapa 2 Mapa de zonificación climática según la Clasificación Caldas.....	18
Mapa 3 Precipitación anual multianual.....	19
Mapa 4 Isotermas anual	20
Mapa 5 Brillo solar	21

Mapa 6 Evapotranspiración	22
Mapa 7 Cobertura del suelo Corine Land Cover	26
Mapa 8 Cuenca río tapias SZH 2616	35
Mapa 9 Temperatura superficial (°C).....	55
Mapa 10 NDVI	56
Mapa 11 Radiación neta.....	57
Mapa 12 Flujo de Calor del suelo (G)	58
Mapa 13 Flujo de Calor Sensible del Aire (H)	59
Mapa 14 Evapotranspiración de referencia horaria (ET _{rF})	60
Mapa 15 Evapotranspiración diaria	61
Mapa 16 Evapotranspiración acumulado mes, ET con SEBAL.	63
Mapa 17 Evapotranspiración acumulado mes, ET con método Penman – Monteith.	64
Mapa 18 Evapotranspiración acumulado mes, ET mapa IDEAM.	65

LISTA DE ECUACIONES

Ecuación 1 Cálculo de la radiación neta superficial	36
Ecuación 2 Radiancia espectral	36
Ecuación 3 Reflectancia de cada banda	37
Ecuación 4 Reflectancia de una superficie	37
Ecuación 5 Albedo en el tope de la atmósfera	38
Ecuación 6 Albedo superficial	38
Ecuación 7 Transmisividad atmosférica	39
Ecuación 8 Radiación de onda corta entrante	40
Ecuación 9 NDVI.....	40
Ecuación 10 SAVI.....	41
Ecuación 11 LAI	41

Ecuación 12 Emisiones superficiales.....	42
Ecuación 13 Temperatura de superficie	42
Ecuación 14 Temperatura de brillo aparente.....	42
Ecuación 15 Fracción de vegetación.....	43
Ecuación 16 Radiación de onda larga saliente (RL↑)	43
Ecuación 17 Radiación de onda larga entrante (RL↓)	43
Ecuación 18 Emisividad atmosférica.....	44
Ecuación 19 Radiación de onda larga	44
Ecuación 20 Flujo de calor	44
Ecuación 21 Flujo de calor sensible.....	46
Ecuación 22 Resistencia aerodinámica.....	46
Ecuación 23 velocidad de fricción u^*	46
Ecuación 24 Longitud de rugosidad del momento (zom).....	49
Ecuación 25 Velocidad del viento a una altura (U200).....	49
Ecuación 26 Longitud de rugosidad	49
Ecuación 27 Temperatura cerca de la superficie (dT).....	49
Ecuación 28 Flujo de calor sensible $H_{Frío}$	50
Ecuación 29 Temperatura cerca de la superficie $dT_{Frío}$	50
Ecuación 30 Flujo de calor sensible H_{Cal}	50
Ecuación 31 Temperatura del aire.....	51
Ecuación 32 Longitud de Monin-Obukhov	51
Ecuación 33 Función de estabilidad Ψ_m	51
Ecuación 34 Flujo de calor latente (λET)	52
Ecuación 35 Evapotranspiración horaria (ETH).....	52
Ecuación 36 Calor latente de evapotranspiración del agua	52

Ecuación 37 Fracción de evapotranspiración de referencia horaria (ET _{rF})	53
Ecuación 38 Evapotranspiración de referencia horaria 24 horas	53

Resumen

El trabajo evalúa el cálculo de la ETo para la SZH-2616 Río Tapias y otros directos al Cauca a partir de la imagen Landsat 8 del 17 de Julio de 2014 y la compara con Penman-Monteith (ET-PM) e IDEAM. La ETo para julio de 2014 está por encima de los 80 mm/mes localizándose al oriente de la SZH. Al comparar SEBAL versus ET-PM con valores anuales multianuales se encuentra que el error varía entre el 16% y el 35%, el coeficiente de correlación obtenido a) SEBAL vs ET-PM R^2 de 0.59 y b) SEBAL vs IDEAM R^2 de 0.25. Según los datos red de Cenicafé la estación El Ciprés - Aut(26165501) para el 17 de Julio del año 2014, el valor obtenido con base en los datos horarios indica que la evapotranspiración fue de 5 mm/día, al contrastar este valor con la capa de ETrF obtenida con SEBAL se observa que este método tiende a subestimar el valor de la evapotranspiración debido a que los valores oscilaron entre 0.2 y 1.2 mm/día.

Palabras clave: Evapotranspiración, SEBAL, Penman-Monteith, Landsat 8, Río Tapias

Abstract

The work evaluates the calculation of ETo for the SZH-2616 Río Tapias and other direct ones to Cauca from the Landsat 8 image of July 17, 2014 and compares it with Penman-Monteith (ET-PM) and IDEAM method. The ETo for July 2014 is above 80 mm / month, located east of the SZH. When comparing SEBAL versus ET-PM with annual multiannual values it is found that the error varies between 16% and 35%, the correlation coefficient obtained a) SEBAL vs ET-PM R^2 of 0.59 and b) SEBAL vs IDEAM R^2 of 0.25. According to the Cenicafé network data, the station El Ciprés - Aut (26165501) for July 17, 2014, the value obtained based on the hourly data indicates that the evapotranspiration was 5 mm / day, when contrasting this value with the ETrF layer obtained with SEBAL it is observed that this method tends to underestimate the value of evapotranspiration because the values oscillated between 0.2 and 1.2 mm / day.

Keywords: Evapotranspiration, SEBAL, Penman-Monteith, Landsat 8, River Tapias

INTRODUCCIÓN

Las necesidades de alimentar una población mundial incremental, con una función exponencial, hacen necesario que el elemento fundamental que sostiene la producción agropecuaria como es el agua, debe ser planificado respecto a su uso y su manejo.

Colombia como despensa de alimentos para el mundo debe mejorar su toma de decisiones, en un entorno de planificación multisectorial que permita la armonía entre los diferentes intereses por el uso del recurso hídrico.

La disponibilidad de agua para sistemas productivos agropecuarios eficientes es cada vez más limitada en cuanto a calidad y volumen, lo cual ocasiona que la eficiencia en los usos del agua en una cuenca deba estar perfectamente identificado y permita ser ordenado por los tomadores de decisión en el territorio.

Una de las variables principales para determinar déficit en los sistemas de producción de alimentos es la evapotranspiración con la cual se determina el balance hídrico, el cual permite identificar necesidades de agua en los sistemas agrícolas en el área de análisis.

La información meteorológica en el país es limitada lo cual dificulta su uso para la planificación y evaluación en el sector agropecuario, por eso el presente trabajo busca aportar una alternativa para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en la subzona hidrográfica 2616.

Los datos necesarios para abordar el trabajo tienen como premisa que sea libre y de fácil acceso, como lo es la información de las imágenes de satélite y los registros oficiales que reporta el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM o datos disponibles de redes alternas reconocidas, con la cual se puede estimar la evapotranspiración y el posterior balance hídrico.

Por lo anterior, el presente trabajo de grado pretende aportar elementos técnicos y de fácil acceso para el proceso de planificación del recurso hídrico en una cuenca de estudio, específicamente en la cuenca río Tapias y otros directos al Cauca SZH 2616, referente al dato de evapotranspiración de referencia, como insumo fundamental para el ordenamiento de la cuenca desde el componente de uso del suelo agrícola, base para la gestión del recurso hídrico del territorio.

FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El desarrollo de las ciudades¹ implica el aumento en el consumo de agua en actividades como la agricultura, la industrialización y los servicios públicos domiciliarios por la expansión de las zonas urbanas (Cárdenas & Cárdenas, 2009). Una demanda mayor de la cantidad de agua genera una fuerte presión sobre las fuentes de agua (Lorca, 2018). Esta situación se ha visto reflejada en periodos de sequía y de fuerte desabastecimiento² y los fenómenos de variabilidad climática cada vez tienen mayor intensidad sobre los recursos hídricos en el territorio nacional (García, Piñeros Botero, Bernal Quiroga, & Ardila Robles, 2012).

Por otro lado, hay poca comprensión de cómo es el comportamiento del recurso y la dificultad en establecer un modelo de ordenamiento territorial³ acorde a la oferta ambiental y en especial a la determinación de las demandas de agua por los diferentes usuarios del recurso hídrico (Mejía Ramírez, 2017) y según (Bastiaanssen et al., 2005) se debe pasar del énfasis en la gestión del agua por suministro a limitar o condicionar el consumo o asignación de agua ajustado al uso del agua y la tierra.

La planeación del uso y manejo coordinado del suelo, aguas, flora y fauna, en la perspectiva de mantener el equilibrio entre el aprovechamiento social y económico de tales recursos y la conservación de la estructura físico-biótica de la cuenca y particularmente del recurso hídrico, constituyen el desafío del instrumento⁴ del Plan de ordenación y manejo de la Cuenca Hidrográfica - POMCA (Arrázola, Madera, & Miranda, 2018). Para el desarrollo de las fases del instrumento, se requiere de criterios técnicos, procedimientos y metodologías los cuales se soportan en información; en especial para la caracterización de la cuenca referente al clima se emplean análisis detallados que requieren de gran cantidad de información y personal técnico especializado para su obtención.

Una de las variables necesarias para caracterizar climáticamente la cuenca es la evapotranspiración como factor que puede dar información respecto de los requerimientos hídricos de los cultivos existentes o potenciales en la cuenca (Allen, Pereira, Raes, & Smith,

¹ "Agua y ciudades | Decenio Internacional para la Acción "El agua" 24 nov.. 2014, https://www.un.org/spanish/waterforlifedecade/water_cities.shtml. Se consultó el 15 jun.. 2019.

² "Fenómeno Niño y Niña - IDEAM - Siac." <http://www.siac.gov.co/ninoynina>. Se consultó el 15 jun.. 2019.

³ "El ordenamiento territorial como opción de políticas urbanas y ... - Cepal." https://repositorio.cepal.org/bitstream/handle/11362/5739/1/S01111024_es.pdf. Se consultó el 15 jun.. 2019.

⁴ "DECRETO 1076 DE 2015 (Mayo 26) "Por medio del cual se ... - CAR." 26 may.. 2015, <https://www.car.gov.co/uploads/files/5accc9881fa0a.pdf>. Se consultó el 15 jun.. 2019.

2006). Para su cálculo, se requiere de metodologías capaces de brindar información confiable de evapotranspiración para los tomadores de decisiones, que se pueda generar de manera más rápida y a menores costos.

La determinación de la evapotranspiración es el primer paso para entender las necesidades hídricas de los sistemas productivos agropecuarios (Santiago-Rodríguez, Arteaga-Ramírez, Sangerman-Jarquín, Cervantes-Osornio, & Navarro Bravo, 2012), por lo cual es necesario tener información confiable y de fácil acceso para los tomadores de decisiones y es por esto que determinar la evapotranspiración mediante imágenes satelitales (Núñez Encalada, 2018) de libre acceso permite generar información valiosa para aportar en la planificación de un territorio y formular estrategias de uso eficiente del territorio, lo que se ha referenciado por varios autores (Gordillo Salinas, Flores Magdaleno, Tijerina Chávez, & Arteaga Ramírez, 2014; Karimi, Poolad, Bastiaanssen, Molden, & Cheema, 2013; Lopez Avendaño et al., 2017; Peña, Perdomo, & Núñez, 2015; Senay, Friedrichs, Singh, & Velpuri, 2016).

DELIMITACIÓN DEL PROBLEMA

El tema de esta investigación se limita a intentar demostrar que la información obtenida de sensores remotos puede ser una vía efectiva para proveer información confiable sobre la evapotranspiración de referencia en un área específica, principalmente en zonas que no poseen estaciones climatológicas que reportan esta variable.

DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

Colombia es conocido por su alto potencial hídrico con una oferta de 2,011,655 Mm³/año, según el Estudio Nacional del Agua 2014 (IDEAM, 2015) se alcanza una escorrentía superficial de 1.764 mm, equivalente a un volumen anual de 2.012 km³. El volumen total anual de precipitación empleado en el balance hídrico en este estudio es de 3.267 km³, que equivale a 2.864 mm/año. De acuerdo con lo anterior, el 62% de la precipitación se convierte en escorrentía, lo que equivale a un caudal medio de 63.789 m³s⁻¹. Sin embargo, parte de esa agua es relativa en el sentido que fenómenos de variabilidad espacial y temporal afectan su disponibilidad. La relación entre agua disponible y uso del suelo debe ser cuantificada para definir donde está siendo captado en mayor o menor medida el recurso y poder brindar información a las entidades y tomadores de decisiones para el planteamiento de políticas para el adecuado uso del recurso y la distribución de cultivos acorde a balances hídricos de la zona.

Para poder realizar una planificación efectiva del territorio, en el cual se establezcan las mejores zonas para establecer un determinado sistema productivo, que tenga un particular

requerimiento hídrico que le permitan un apropiado desarrollo, es necesario partir de un estudio que represente espacialmente la distribución de la evapotranspiración de referencia, que aporte insumos para condicionar el establecimientos de actividades agrícolas que dependen de la precipitación, siendo estos cultivos fuera de distritos de riego (Alarcón, 2013).

Una debilidad en la planificación del ordenamiento territorial colombiano y especialmente en la gestión del territorio para usos agropecuarios es la baja cobertura de registros de evapotranspiración, en la actualidad según el Catálogo Nacional de Estaciones del IDEAM ⁵ para el departamento de Caldas 23 estaciones reportan el parámetro hidroclimatológico de evaporación de las 599 a nivel nacional⁶, lo que genera una necesidad de determinar alternativas de cálculo de este parámetro, para lo cual el presente trabajo busca demostrar que la información obtenida de sensores remotos puede ser una vía efectiva para proveer información confiable sobre la evapotranspiración en el área de estudio.

PREGUNTAS DIRECTRICES DEL PROBLEMA.

1. ¿La información obtenida de sensores remotos es efectiva para cuantificar la evapotranspiración de referencia en la cuenca de estudio?
2. ¿La información para el cálculo de la evapotranspiración de referencia es libre y de fácil acceso?

⁵ "SOLICITUD DE INFORMACIÓN - IDEAM." <http://www.ideam.gov.co/solicitud-de-informacion>. Se consultó el 12 mar.. 2019.

⁶ "CNE - Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales." http://bart.ideam.gov.co/cneideam/CNE_IDEAM.xls. Se consultó el 13 jun.. 2019.

JUSTIFICACIÓN

La escasa información de reportes de evapotranspiración de referencia en la zona de estudio⁷ presenta una dificultad para determinar los potenciales usos del suelo rural, los cuales puede llegar a ser ordenados de una forma más efectiva si se conoce el balance en la zona que permita determinar la oferta de precipitación y la demanda de agua de un sistema de cultivo en particular que pueda establecerse, sin el requerimiento de riego (Allen et al., 2006) .

El presente trabajo aportará en mejorar el conocimiento de la evapotranspiración de referencia para la subzona hidrográfica Río Tapias y otros directos al Cauca (SZH 2616), pues actualmente la zona no presenta estaciones de la red de IDEAM que reporten evaporación, únicamente se encontró en el anuario meteorológico cafetero 2014 un reporte de la red de Cenicafé la estación El Ciprés – Aut (26165501)⁸. Parte de la información climatológica del área de estudio para el mes de julio de 2014 y la imagen LANDSAT 8 del 19 de julio de 2014⁹.

El desarrollo del trabajo aporta al conocimiento de la información climática a partir de datos de sensores remotos, lo que permitirá con la misma metodología hacer análisis de evapotranspiración de referencia en zonas en las que no se conoce esta variable o la información es limitada o restringida.

⁷ "diagnóstico ambiental de caldas plan de acción 2013 - 2015."

http://www.corpocaldas.gov.co/publicaciones/1257/Diagnostico_del_Plan_de_Accion_2013-2015.pdf. Se consultó el 15 jun.. 2019.

⁸ FEDERACIÓN NACIONAL DE CAFETEROS DE COLOMBIA. CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIONES DE CAFÉ. CENICAFÉ. Manizales (Colombia). Anuario Meteorológico Cafetero 2014. Manizales (Colombia), Cenicafé, 2016. 526P.

⁹ "EarthExplorer - Home - Usgs." <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Se consultó el 14 feb.. 2019.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Evaluar el cálculo de la evapotranspiración de referencia a partir de sensores remotos Landsat 8 para la cuenca Río Tapias y otros directos del cauca, en departamento de Caldas.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Determinar el valor de la evapotranspiración a partir de imágenes Landsat 8 de la subzona hidrográfica (SZH 2616), como insumo para su planificación.
2. Calcular la evapotranspiración a partir de datos meteorológicos.
3. Realizar un análisis de comparación de los resultados obtenidos por los dos métodos (Datos satelitales y meteorológicos).

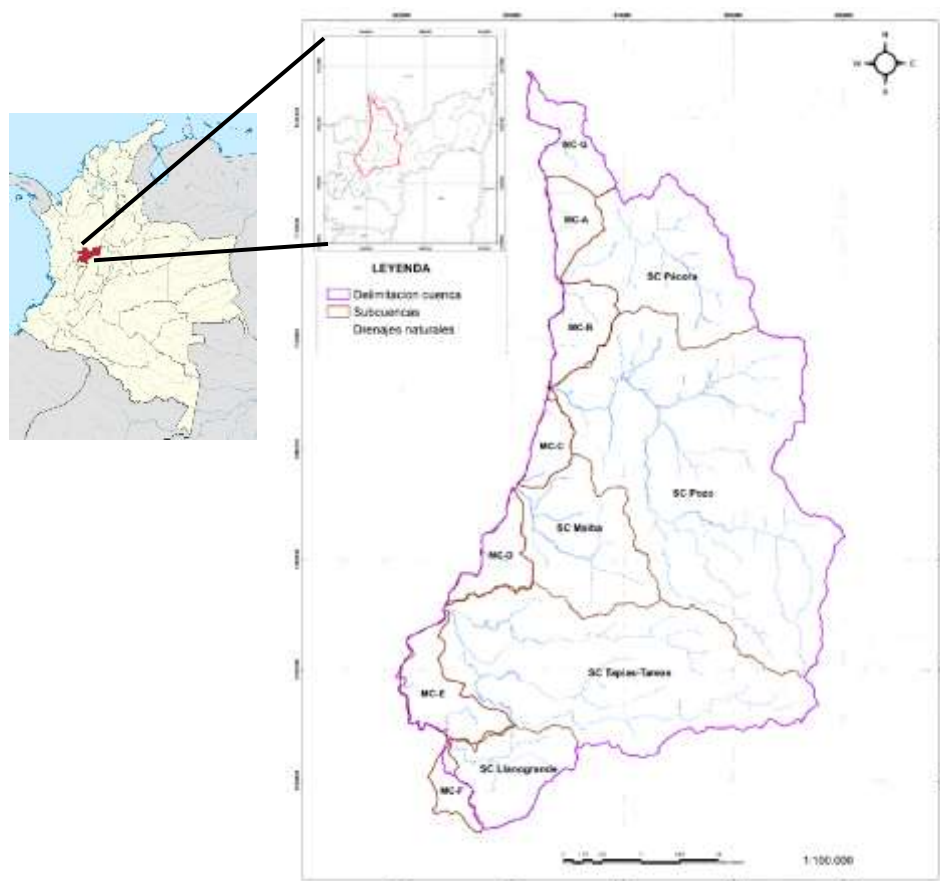
MARCO DE REFERENCIA.

MARCO TEÓRICO

Localización y delimitación de la cuenca.

Subzona hidrográfica del río tapias y otros directos al cauca SZH 2616

Mapa 1 Zonas hidrológicas que conforman la subzona hidrográfica SZH 2616



Fuente: LR ambiental S.A.S. (2015)

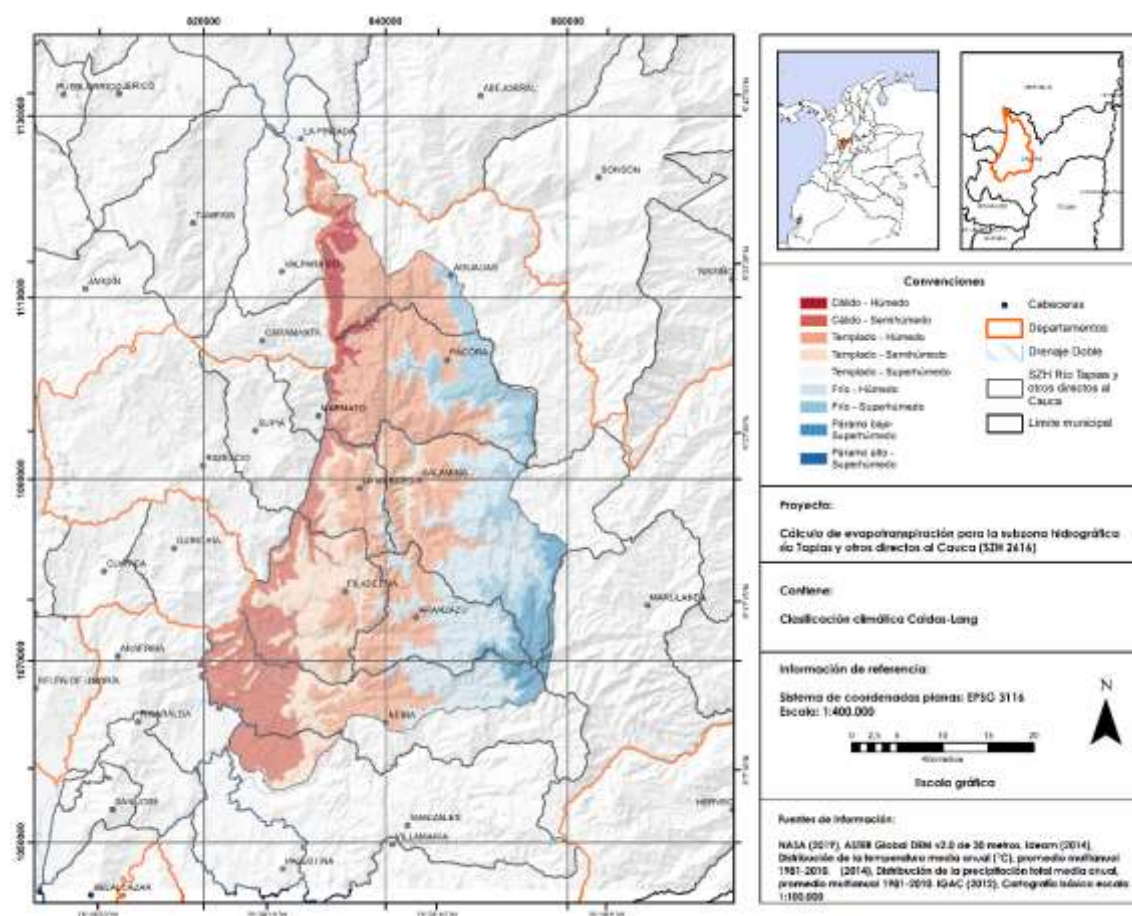
La Subzona Hidrográfica 2616¹⁰, Río Tapias y otros directos al Cauca (IDEAM, 2013) se localiza entre los 5°44'35" y los 5°5'35" de latitud y -75°19'41" a -75°42'36" de longitud en la Cordillera Central, en el departamento de Caldas, Colombia.

¹⁰ IDEAM, zonificación y codificación de unidades hidrográficas e hidrogeológicas de Colombia, Bogotá, D. C., Colombia. Publicación aprobada por el Comité de Comunicaciones y Publicaciones del IDEAM, noviembre de 2013, Bogotá, D. C., <http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/022655/MEMORIASMAPAZONIFICACIONHIDROGRAFICA.pdf>

Características climáticas de la zona

De acuerdo a la clasificación Climática Caldas - Lang, la subzona hidrográfica presenta los pisos térmicos cálido, templado, frío y páramo, los cuales están relacionados al nivel altitudinal. Los climas más cálidos se localizan hacia el río Cauca, mientras que los climas más fríos hacia las partes altas de los municipios de Pácora y Salamina. Respecto a la relación entre la precipitación y la temperatura, se observa que de acuerdo a la clasificación climática de Lang, en la zona de estudio se encuentran zonas semihúmedas, húmedas y superhúmedas.

Mapa 2 Mapa de zonificación climática según la Clasificación Caldas



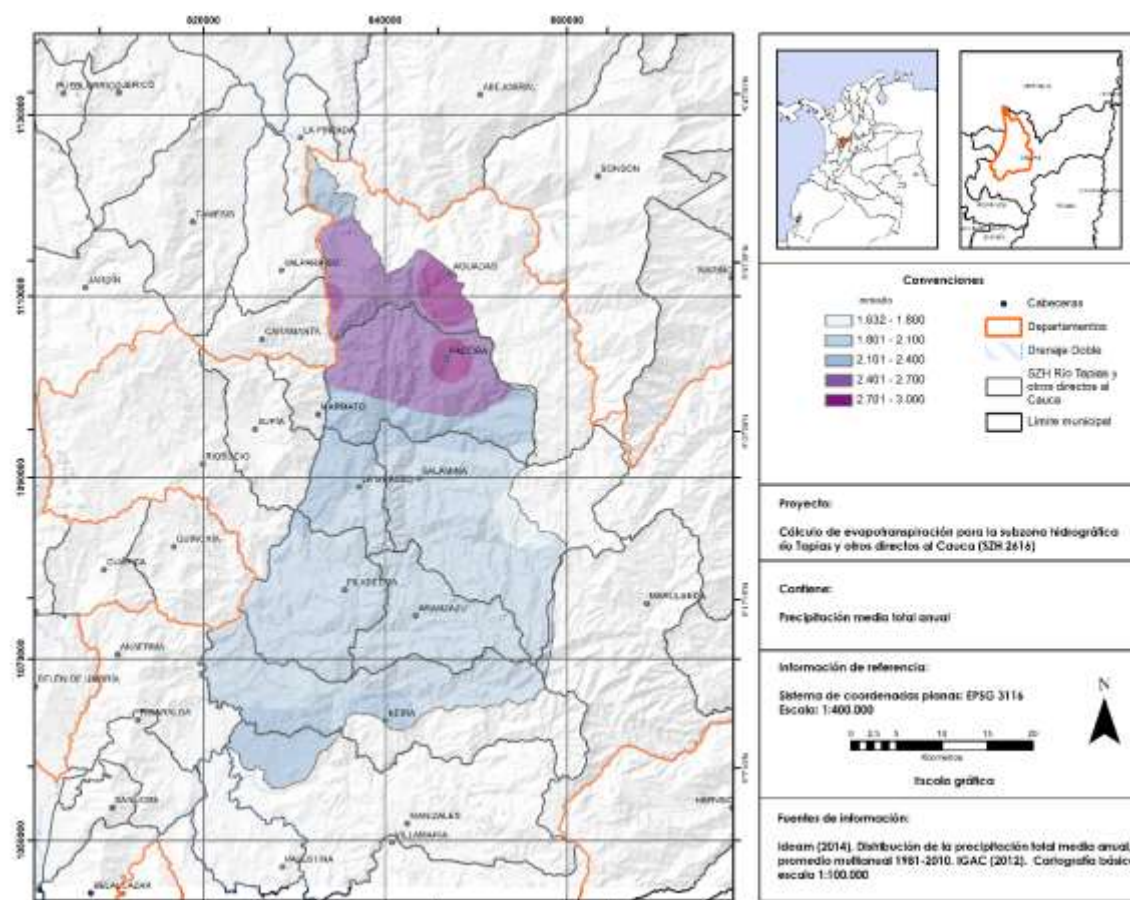
Fuente: Propia a partir de datos del IDEAM

Precipitación

La precipitación de la zona es de comportamiento bimodal, siendo los meses de mayor precipitación abril y octubre y los más secos febrero y julio de acuerdo con los registros históricos del IDEAM. La lluvia acumulada va desde los 1600 mm/año y alcanza los 3000 mm/año que se concentran en los municipios de Aguadas y Pácora. En general las precipitaciones por encima de los 2000 mm se concentran hacia el norte de la subzona

hidrográfica mientras que los valores por debajo de los 2000 se localizan hacia la parte central y sur.

Mapa 3 Precipitación anual multianual

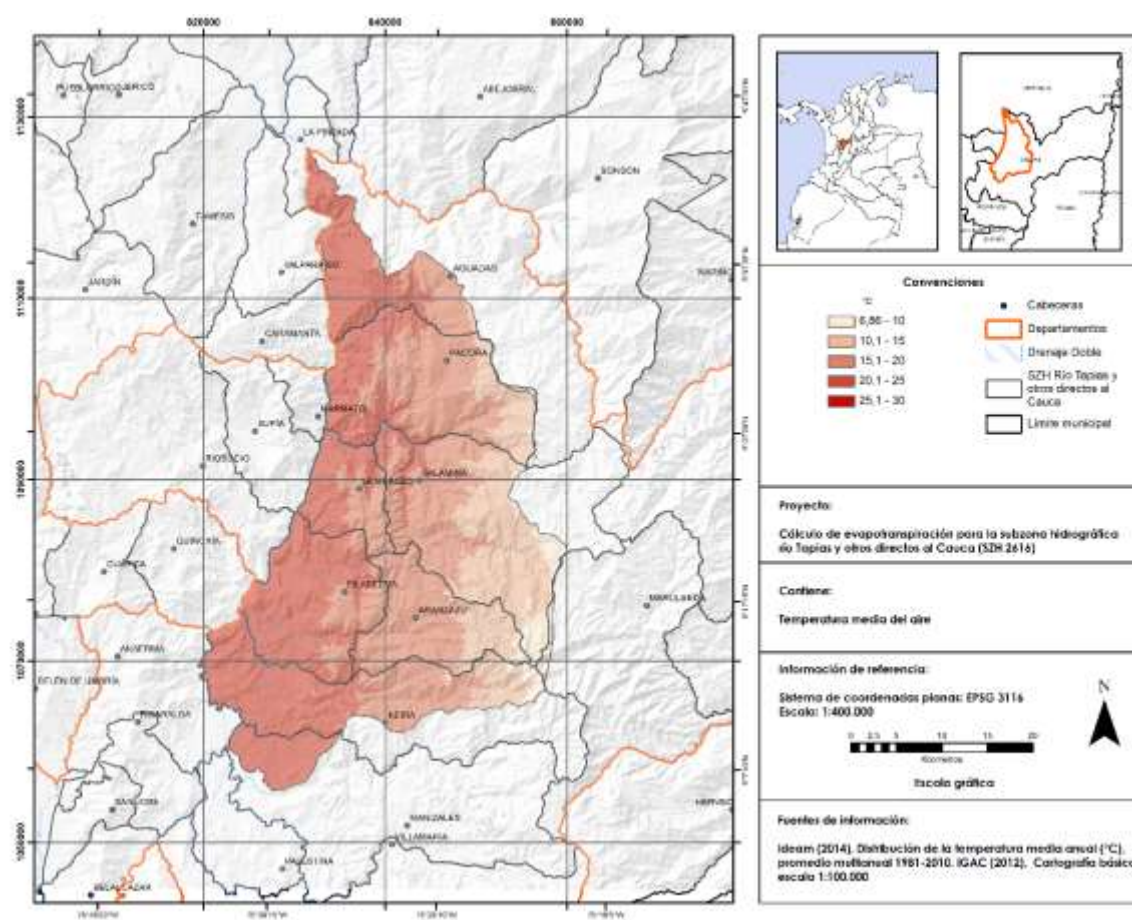


Fuente: Propia a partir de datos del IDEAM

Temperatura media

La temperatura media del aire se distribuye entre los 6 a los 30 °C, las temperaturas más altas se presentan en las zonas más bajas cercanas al río cauca, mientras que las más bajas hacia la parte montañosa alta en los municipios de Neira, Aranzazú y Salamina, en donde se llegan a temperaturas medias promedio de 6 °C. Las temperaturas medias entre 15 y 20°C se localizan en la zona central de la subzona hidrográfica en alturas entre los 1700 y 2200 msnm.

Mapa 4 Isotermas anual

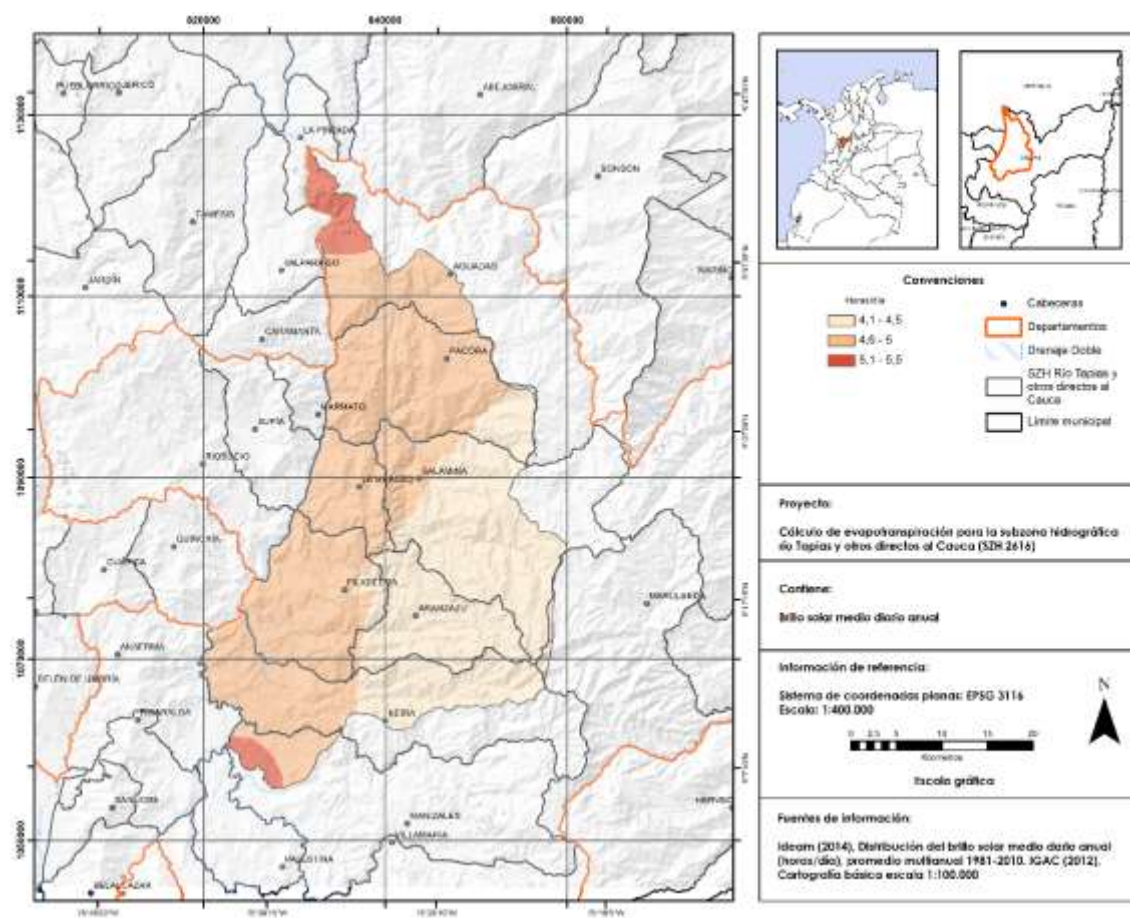


Fuente: Propia a partir de datos del IDEAM

Brillo solar

El brillo solar presenta poca variación y se sitúa entre 4.1 y 5.5 horas días. La zona de mayor horas día se localiza en el municipio de Aguadas hacia la Pintada, el resto del área tiene variaciones de 0.5 horas día, el cual es un valor medio respecto a las 8.3 horas que tiene La Guajira y las 1.7 que tiene algunas zonas del departamento del Cauca.

Mapa 5 Brillo solar

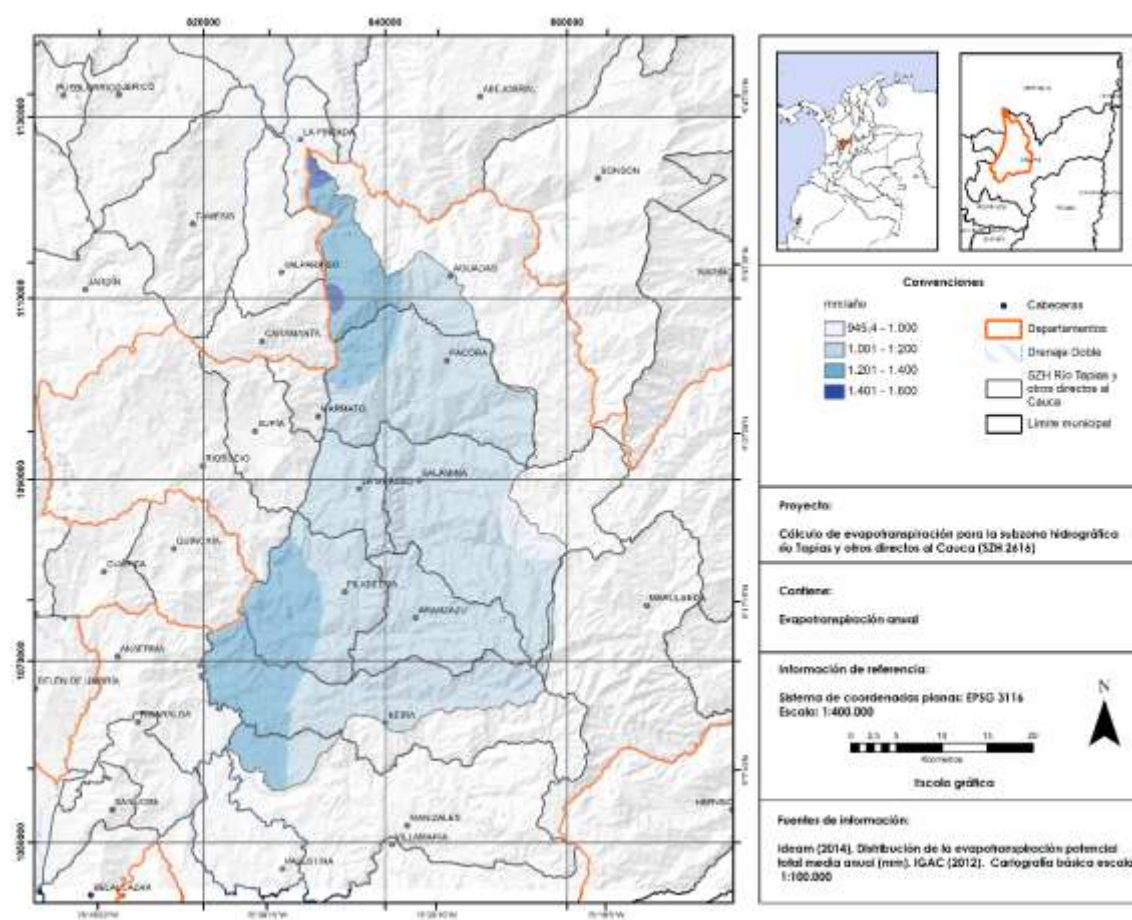


Fuente: Propia a partir de datos del IDEAM

ETP

De acuerdo con el mapa de evapotranspiración anual (ETP) del IDEAM, esta variable va desde los 945 mm/año hasta los 1600 mm/año, gran parte de la subzona hidrográfica presenta valores entre los 1000 y 1200 mm/año, así mismo se identifican dos zonas con ETP entre los 1200 y los 1400 mm/año sobre la margen del río Cauca al Norte y Sur de la subzona, de otro lado se encuentran áreas con ETP mayores a 1400 mm/año, en áreas muy pequeñas en el municipio de Aguadas.

Mapa 6 Evapotranspiración



Fuente: Propia a partir de datos del IDEAM

Formas de utilización del territorio y sus recursos naturales

Recurso Agua

A continuación, se presenta una tabla con los indicadores del ENA 2010, 2014 y 2018 para la subzona hidrográfica, Río Tapias y otros directos al Cauca (SZH 2616).

Tabla 1 Indicadores del ENA 2010, 2014 y 2018

SUBZONA HIDROGRÁFICA		Río Tapias y otros directos al Cauca		
SZH		2616		
ÁREA (KM²)		1404		
PARÁMETRO		ENA2018	ENA2014	ENA2010
OFERTA TOTAL (Mm3)	AÑO MEDIO	873,8	1605	-
	AÑO SECO	341,3	553	-
OFERTA DISPONIBLE (Mm3)	AÑO MEDIO	480,2	874	1099
	AÑO SECO	187,6	301	565
CAUDAL (m3/s)	AÑO MEDIO	-	50,9	-
	AÑO SECO	-	17,5	-
RENDIMIENTO (l/s/Km2)	AÑO MEDIO	-	36	-
	AÑO SECO	-	11	-
ESCORRENTIA (mm)	AÑO MEDIO	-	1143	-
	AÑO SECO	-	394	-
DBO (t/año)		1909,96	1347	-
DQO (t/año)		3659,68	977	-
SST (t/año)		3324,64	2430	-
Índice de retención y regulación hídrica – IRH		0,71 MODERADA	0,726 MODERADA	0,72 MODERADO
Índice de uso del agua superficial - IUA	AÑO MEDIO	9,34 BAJO	1,81 BAJO	0,97 MUY BAJO
	AÑO SECO	23,91 ALTO	5,26 BAJO	1,89 BAJO
Índice de vulnerabilidad por desabastecimiento – IVH		BAJA	BAJA	-
Índice de alteración potencial a la calidad	AÑO MEDIO	ALTA	3,8 MEDIA	MEDIO ALTO
del agua - IACAL	AÑO SECO	MUY ALTA	4,6 ALTA	ALTO
Índice de presión hídrica al ecosistema -IPHE		0,75 ALTO	0,699 ALTO	-
Índice de agua no retornada a la cuenca – IARC		0,03 BAJO	0,002 MUY BAJO	-
Índice de eficiencia en el uso del agua - IEUA		0,39 ALTO	0,074 MUY BAJO	-

Fuente: Propia a partir de combinación datos de IDEAM Estudio Nacional del Agua – ENA 2010, 2014 y 2018

Recurso suelo

De acuerdo con el mapa de coberturas del IDEAM 2010-2012 a escala 1:100.000, en el nivel 2 las principales coberturas corresponden a los pastos con el 52% del territorio, seguido del 18.6% que son cultivos permanentes, el 14,12% a Bosques y 8% de áreas agrícolas heterogéneas. Estas cuatro coberturas suman el 93.4% para un total de 131.783 ha.

A mayor detalle, en el grupo de los cultivos permanentes dominan los cultivos permanentes arbustivos con un 13.56%, mientras que en la cobertura de pastos en el nivel 3 predominan los pastos limpios con el 47,96%, en el caso de las áreas agrícolas heterogéneas la de mayor participación son los mosaicos de pastos y cultivos, seguida de los mosaicos de cultivos, pastos y espacios naturales con el 3,21% y 2,9% respectivamente; en el caso de los bosques, predomina la cobertura bosque de galería ripario con el 10,41% del total del área de estudio.

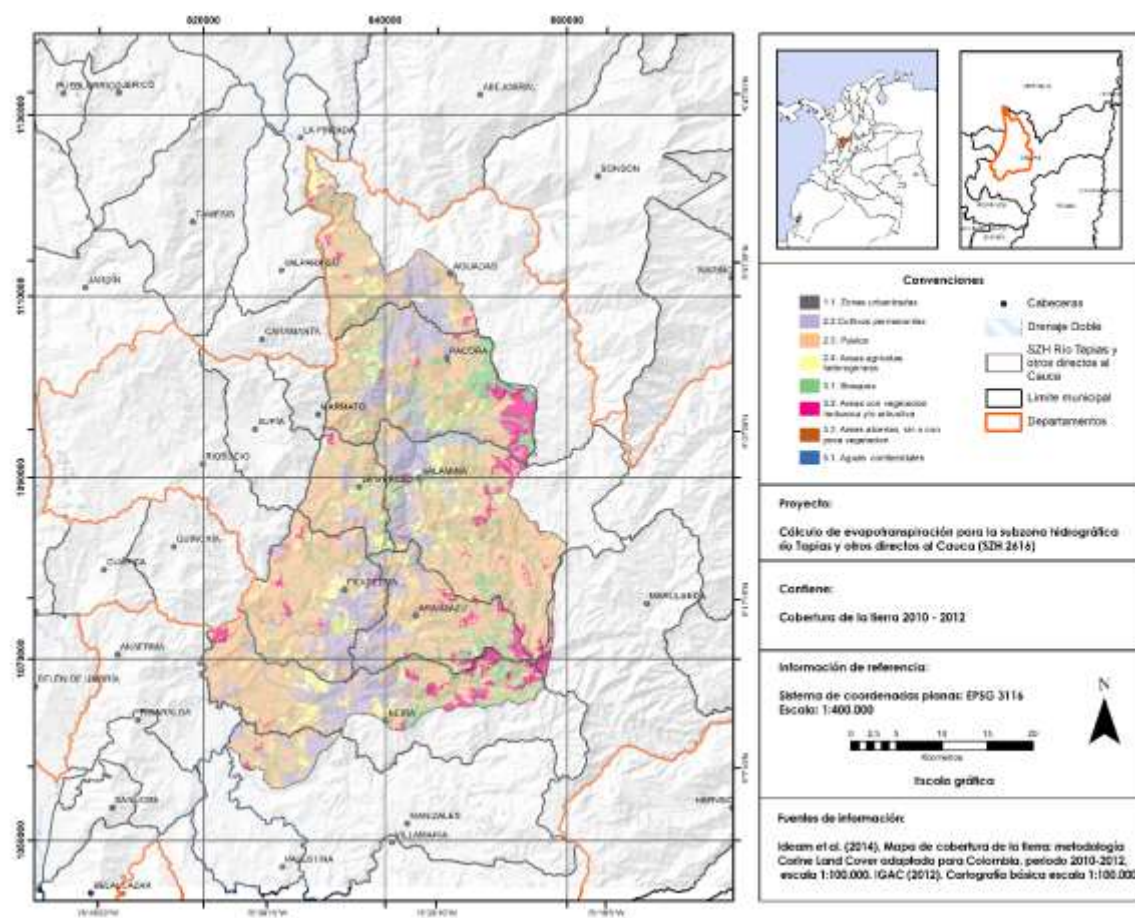
Tabla 2 Distribución de las coberturas en la SZH 2616

NIVEL1	NIVEL2	NIVEL3	Área (ha)
1. Territorios			
Artificializados	1.1. Zonas urbanizadas	1.1.1. Tejido urbano continuo	387,63
1. Territorios			
Artificializados	1.1. Zonas urbanizadas	1.1.2. Tejido urbano discontinuo	52,59
		2.2.1. Cultivos permanentes	
2. Territorios Agrícolas	2.2. Cultivos permanentes	herbáceos	6032,41
		2.2.2. Cultivos permanentes	
2. Territorios Agrícolas	2.2. Cultivos permanentes	arbustivos	19123,13
		2.2.3. Cultivos permanentes	
2. Territorios Agrícolas	2.2. Cultivos permanentes	arbóreos	1078,24
2. Territorios Agrícolas	2.3. Pastos	2.3.1. Pastos limpios	67649,94
2. Territorios Agrícolas	2.3. Pastos	2.3.2. Pastos arbolados	39,24
2. Territorios Agrícolas	2.3. Pastos	2.3.3. Pastos enmalezados	6545,14
2. Territorios Agrícolas	2.4. Áreas agrícolas heterogéneas	2.4.2. Mosaico de pastos y cultivos	4524,75
		2.4.3. Mosaico de cultivos, pastos	
2. Territorios Agrícolas	2.4. Áreas agrícolas heterogéneas	y espacios naturales	4095,22
		2.4.4. Mosaico de pastos con	
2. Territorios Agrícolas	2.4. Áreas agrícolas heterogéneas	espacios naturales	2375,62

NIVEL1	NIVEL2	NIVEL3	Área (ha)
2. Territorios Agrícolas	2.4. Áreas agrícolas heterogéneas	2.4.5. Mosaico de cultivos con espacios naturales	400,68
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.1. Bosques	3.1.1. Bosque denso	1077,02
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.1. Bosques	3.1.2. Bosque abierto	2109,18
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.1. Bosques	3.1.4. Bosque de galería y ripario	14678,23
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.1. Bosques	3.1.5. Plantación forestal	2053,95
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.2. Áreas con vegetación herbácea y/o arbustiva	3.2.1. Herbazal	212,16
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.2. Áreas con vegetación herbácea y/o arbustiva	3.2.2. Arbustal	2922,36
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.2. Áreas con vegetación herbácea y/o arbustiva	3.2.3. Vegetación secundaria o en transición	4709,40
3. Bosques y Áreas Seminaturales	3.3. Áreas abiertas, sin o con poca vegetación	3.3.3. Tierras desnudas y degradadas	57,49
5. Superficies de Agua	5.1. Aguas continentales	5.1.1. Ríos (50 m)	915,92

Fuente: Propia a partir de IDEAM base de datos de Corine Land Cover Colombia (CLC)

Mapa 7 Cobertura del suelo Corine Land Cover



Fuente: Propia a partir de datos del IDEAM

MARCO CONCEPTUAL

Evaporación

La evaporación es el proceso en el cual el agua en estado líquido localizado sobre una superficie se convierte a vapor de agua siendo retirada de la superficie evaporante (Allen et al., 2006).

Para generar este cambio de agua en estado líquido a vapor se requiere energía, la cual es principalmente proporcionada por la radiación solar directa y en menor medida por la temperatura ambiente del aire. El cambio es dado principalmente por un diferencial entre en la presión de vapor de la superficie de agua y la presión de la atmósfera circundante. A medida que se da el proceso de evaporación, el aire circundante está siendo saturado, al aumentar dicha saturación el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire ya saturado no es removido de alrededor de la hoja o la superficie de agua. El reemplazo del aire húmedo por uno más seco va en función de la velocidad del viento. De esta manera, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento, son parámetros climáticos muy importantes para considerar al momento de evaluar la evaporación.

Transpiración

La transpiración corresponde a la vaporización del agua líquida libre contenida en los tejidos de las plantas y su posterior remoción hacia la atmósfera. Las plantas pierden agua principalmente a través de los estomas, que es la estructura de la hoja localizada en el envés encargada del intercambio gaseoso con la atmósfera. La planta al abrir sus estomas genera una fuerza de succión que permite que el agua en el suelo sea absorbida por la raíz y transportada a través de la planta.

La transpiración al igual que la evaporación es un proceso que depende de aportes de energía, del gradiente de presión entre la planta y la atmósfera y la velocidad del viento. De ahí que la temperatura, la humedad y la velocidad del viento deben ser incluidos en su cálculo (Allen et al., 2006).

Evapotranspiración (ET)

La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad expresa la cantidad de pérdida de agua de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. La evaporación y la transpiración al ser procesos que se dan de manera simultánea no hay forma de separar la cantidad de agua perdida en cada proceso. Dentro

de los elementos claves en el proceso de evapotranspiración están la disponibilidad de agua en el o los horizontes del suelo y la cantidad de radiación solar que llega al suelo, la cual va disminuyendo a medida que el dosel del cultivo cierra calles y se proyecta más sombra sobre el suelo. En los estados iniciales, luego de la siembra la proporción de evaporación es alta debido a que el suelo se encuentra desnudo, a medida que las plantas van disminuyendo la evaporación y aumentar la transpiración hasta convertirse en el proceso principal.

Dentro del concepto de evapotranspiración la literatura incluye tres definiciones: evaporación del cultivo de referencia (E_{To}), evapotranspiración bajo condiciones estándar (E_{Tc}) y evaporación bajo condiciones no estándar ($E_{Tc\ aj}$) (Allen et al., 2006).

Evapotranspiración del cultivo de referencia (E_{To})

De manera general la E_{To} se refiere a evapotranspiración teniendo presente netamente las condiciones de la atmósfera y es determinada a partir de una cobertura de referencia, bajo este escenario no hay restricciones de agua. La cobertura que es utilizada como referencia corresponde a un cultivo hipotético de pasto.

En el cálculo de la E_{To} las condiciones climáticas tienen gran efecto debido a que la operación se realiza a partir de datos meteorológicos, de esta manera la E_{To} expresa de manera general las condiciones evaporantes de la atmósfera en la localidad escogida para la fecha de medición, sin contar con las condiciones de suelo y del cultivo.

Para la determinación de la E_{To} el método más recomendado es el desarrollado y presentado por FAO en el Documento 56, el método Penman – Monteith (Allen et al., 2006), de acuerdo con varias pruebas realizadas, es el método que más se aproxima teóricamente a la E_{To} de determinada localidad con parámetros climáticos, además ofrece la posibilidad de ajuste en la medida del número de variables disponibles.

Evaporación bajo condiciones estándar (E_{Tc})

La E_{Tc} por su lado se refiere al proceso que ocurre bajo condiciones óptimas de manejo, adecuado manejo de fertilidad y fitosanitario, adecuado aporte de agua en las condiciones necesarias, lo cual se expresa en la obtención de la máxima producción bajo las condiciones climáticas presentes. Mientras que la $E_{Tc\ aj}$, se refiere a la evapotranspiración que se da bajo condiciones sin manejo óptimo y con limitantes ambientales, es decir bajo condiciones no estándar.

Evapotranspiración real y potencial

La evapotranspiración real o de cultivo bajo condiciones no estándar se calcula utilizando un coeficiente de estrés hídrico K_s o ajustando K_c a todos los otros tipos de condiciones de estrés y limitaciones ambientales en la evapotranspiración del cultivo (Allen et al., 2006).

Balance de agua en el suelo

Los modelos simples de balance suponen al suelo como un reservorio de agua y requieren para su aplicación una mínima cantidad de datos de entrada, tales como la lámina de agua en el suelo al límite máximo, la lámina de agua en el suelo al límite mínimo, el ingreso de agua al suelo por precipitación y/o riego y las pérdidas por evapotranspiración (Allen et al., 2006).

ET calculada con datos meteorológicos

La dificultad por determinar mediciones precisas de ET en campo y por la dificultad de tener datos puntuales, esta se calcula por medio de datos meteorológicos y los cuales se soportan en gran variedad de ecuaciones empíricas, se determinó por la comunidad internacional el método de FAO Penman-Monteith como estándar. (Allen, Pereira, Raes, & Smith, 2006)

Teledetección o percepción remota

Adquisición de información sobre un objeto a distancia, esto es, sin que exista contacto material entre el objeto o sistema observado y el observador. (Sobrino, 2001)

Imágenes Landsat

El programa Landsat corresponde a una serie de misiones de observación liderado por la NASA y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). A lo largo de su historia que inicia con el lanzamiento de la plataforma en 1972 se ha podido obtener datos que han registrado el cambio de la cubierta de la tierra con una resolución moderada.

A la fecha han sido lanzadas 8 misiones, los tres primeros conocidos bajo el nombre Landsat 1, 2 y 3 y transportaron la tecnología MSS (sensor de escaner multiespectral). Los dos posteriores Landsat 4 y 5, incorporaron el instrumento Thematic Mapper, el Landsat 6 utilizó el Enhanced Thematic Mapper, el Landsat 7 el Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) y el actual Landsat 8.

El sistema Landsat 8 está compuesto de dos grandes segmentos: el observatorio; el cual consta de una plataforma con capacidad de carga de dos de sensores de observación terrestre, el primero de ellos denominado Operational Land Imager (OLI) y el sensor térmico infrarrojo Thermal Infrared Sensor (TIRS). OLI y TIRS recogerán los datos de forma conjunta para proporcionar imágenes coincidentes de la superficie terrestre, incluyendo las regiones costeras, hielo polar, las islas y las zonas continentales (IGAC, 2013). El segundo segmento corresponde al sistema terrestre, el cual proporciona la capacidad necesaria para la planificación y programación de las operaciones del LDCM y todas aquellas necesarias para administrar y distribuir los datos.

El sistema Landsat 8 incorpora dos instrumentos de barrido: Operational Land Imager (OLI), y un sensor térmico infrarrojo llamado Thermal Infrared Sensor (TIRS). El sensor OLI, 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 que 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 de los 10 a 12.5 micrómetros, similares a las de los sensores TM y ETM+ de misiones anteriores.

De manera concreta, las imágenes del Landsat 8 constan de nueve bandas espectrales con una resolución espacial de 30 metros para las bandas de 1 a 7 y 9. Una banda nueva (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 Tabla 3 Landsat 8 Instrumentos. 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).

Tabla 3 Landsat 8 Instrumentos

Bandas	Nombre	Longitud de onda (micrómetros)	Resolución (metros)
1	Aerosol Costero	0.435 - 0.451	30
2	Azul	0.452 - 0.512	30
3	Verde	0.533 - 0.590	30
4	Rojo	0.636 - 0.673	30
5	Infrarrojo cercano (NIR)	0.851 - 0.879	30
6	Infrarrojo de onda corta 1 (SWIR 1)	1.566 - 1.651	30
7	Infrarrojo de onda corta 2 (SWIR 2)	2.107 - 2.294	30
8	Pancromática (PAN)	0.503 - 0.676	15
9	Cirrus	1.363 - 1.384	30
10	Infrarrojo térmico (TIR 1)	10.60 - 11.19	100
11	Infrarrojo térmico (TIR 2)	11.50 - 12.51	100

Fuente: USGS Landsat Missions

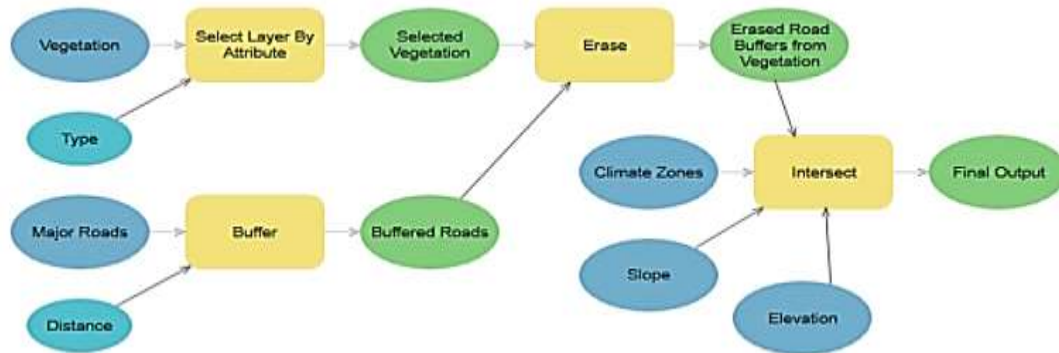
Model Builder

La herramienta model builder corresponde a un lenguaje de programación visual disponible en el software ArcGIS, el cual a través de una programación visual permite crear rutinas de trabajo de procesamiento de información espacial. Los modelos de análisis de geoprocésamiento representan de manera fácil procesos complejos, posibilita documentar los procesos y lo más interesante disminuir tiempo de trabajo.

Los modelos de trabajo son creados en la herramienta model builder en la cual a través de un diagrama se disponen representaciones gráficas de las entradas, salidas de información y las herramientas de geoprocésamiento; al final se tiene un encadenamiento de secuencias de subrutinas de procesamiento y una o unas capas con un resultado final. Es importante señalar

que los resultados pueden ser tablas o capas de información (puntos, líneas, polígonos o capas raster).

Ilustración 1 Modelo de geoprocесamiento



Fuente: ESRI11

En la figura se representa un modelo de análisis para la definición de unas áreas de interés, para ello se utilizan varias capas de información como: vegetación, vías principales, zonas climáticas, pendiente y la elevación, las cuales corresponden a las entradas (círculos azules), de otro lado están las herramientas de geoprocесamiento (círculos amarillos), como por ejemplo: buffer, erase, intersect, las cuales realizan operaciones con los datos ingresados y finalmente están los resultados (círculos verdes).

En este proyecto, se elaboró un modelo para la estimación de la evapotranspiración a través del método FAO Penman-Monteith, y así mismo se elaboró otro modelo para la estimación de la evapotranspiración aplicando el modelo SEBAL a partir de una imagen Landsat 8.

Modelo SEBAL

El Modelo SEBAL es un conjunto de técnicas usadas para estimar la evapotranspiración actual a partir de imágenes de satélite. El modelo combina datos climáticos con datos satelitales

¹¹ ¿Qué es ModelBuilder? (n.d.). Retrieved from <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/help/analysis/geoprocessing/modelbuilder/what-is-modelbuilder-.htm>

(radiancia), a partir del cálculo de la radiación solar neta, índice de vegetación normalizado, albedo, nivel de rugosidad y flujo de calor del suelo, se estima la evapotranspiración. Las bases teóricas del modelo están descritas en (Bastiaanssen, Menentia, Feddes, & Holtslag, 1998; Bastiaanssen et al., 2005; Karimi, P. & Bastiaanssen, 2015).

METODOLOGÍA

ENFOQUE INVESTIGATIVO:

La investigación corresponde a un enfoque aplicado. Parte de la aplicación consiste en la estimación de la evapotranspiración, el cual es un elemento clave para el ordenamiento de la cuenca. La aplicación de las técnicas de sensoramiento remoto contempla el uso del algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm of Land)¹². SEBAL es un modelo computacional para el procesamiento de imágenes que estima la evapotranspiración a partir del intercambio energético que se da en la superficie de la tierra y se basa en capas de superficie de albedo, índice de vegetación y temperatura. (Bastiaanssen et al., 1998).

En resumen, las actividades relevantes incluyen:

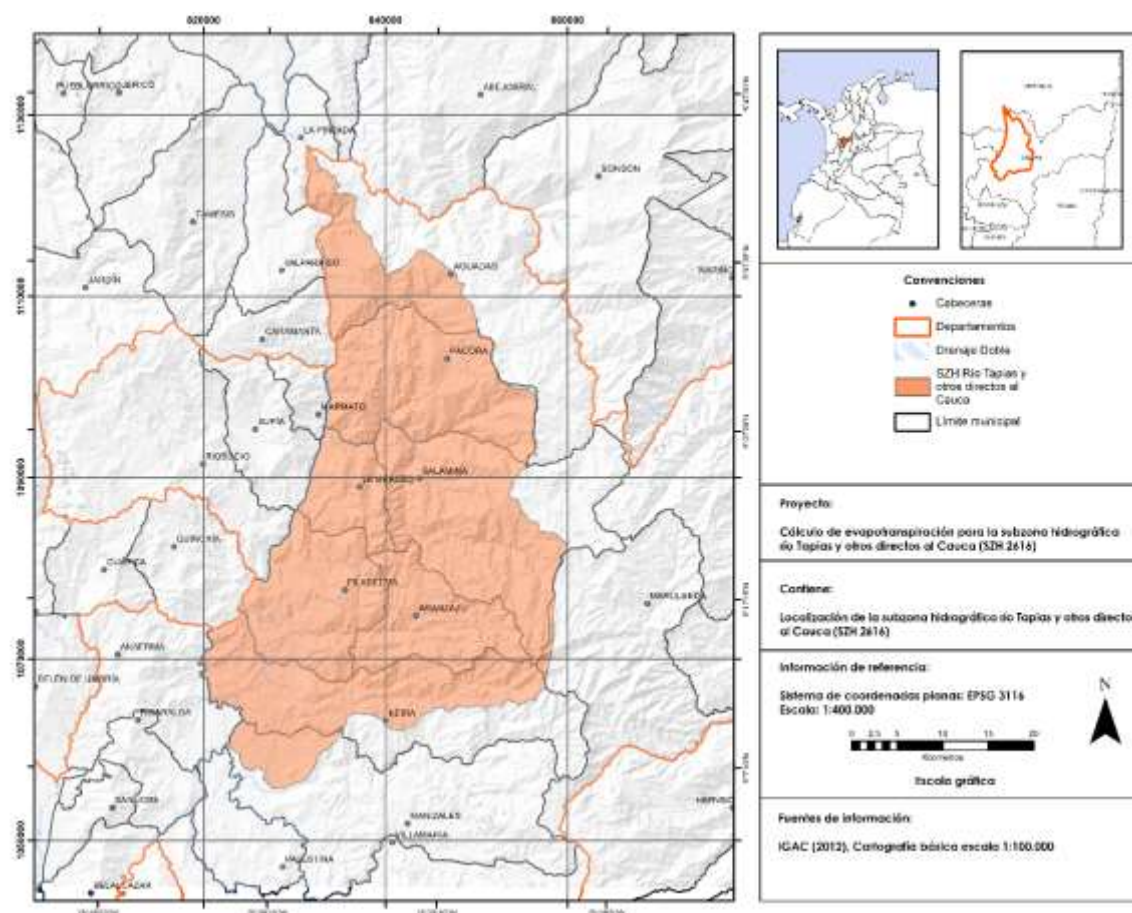
1. Preparación de las imágenes, aplicación del algoritmo SEBAL para la estimación de la evapotranspiración.
2. Estimar con base en información de las estaciones climáticas la evapotranspiración utilizando el método de FAO Penman-Monteith.
3. Realizar un reporte mostrando la evaluación de los resultados

ÁREA DE ESTUDIO

La Subzona Hidrográfica 2616, Río Tapias y otros directos al Cauca se localiza entre los 5°44'35" y los 5°5'35" de latitud y -75°19'41" a -75°42'36" de longitud en la Cordillera Central, en el departamento de Caldas, Colombia.

¹² "Modelación del flujo de calor del suelo y aplicación de algoritmo de ..." <https://repositorio.uc.cl/handle/11534/1371>. Se consultó el 17 ene. 2018.

Mapa 8 Cuenca río tapias SZH 2616



Fuente: Elaboración Propia

MATERIALES Y MÉTODOS

Datos

Los datos de sensores remotos son de 2014-07-19 (Landsat 8) descargado de <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Los datos climáticos se obtuvieron de las estaciones climáticas dentro o cercanas al área de estudio, los cuales fueron recopilados del anuario meteorológico cafetero 2014 un reporte de la red de Cenicafé la estación El Ciprés - Aut(26165501)¹³. Para este estudio se utilizó el ASTER DEM (30 m) el cual también fue descargado del portal del USGS.

¹³ FEDERACIÓN NACIONAL DE CAFETEROS DE COLOMBIA. CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIONES DE CAFÉ. CENICAFÉ. Manizales (Colombia). Anuario Meteorológico Cafetero 2014. Manizales (Colombia), Cenicafé, 2016. 526P.

Procedimiento

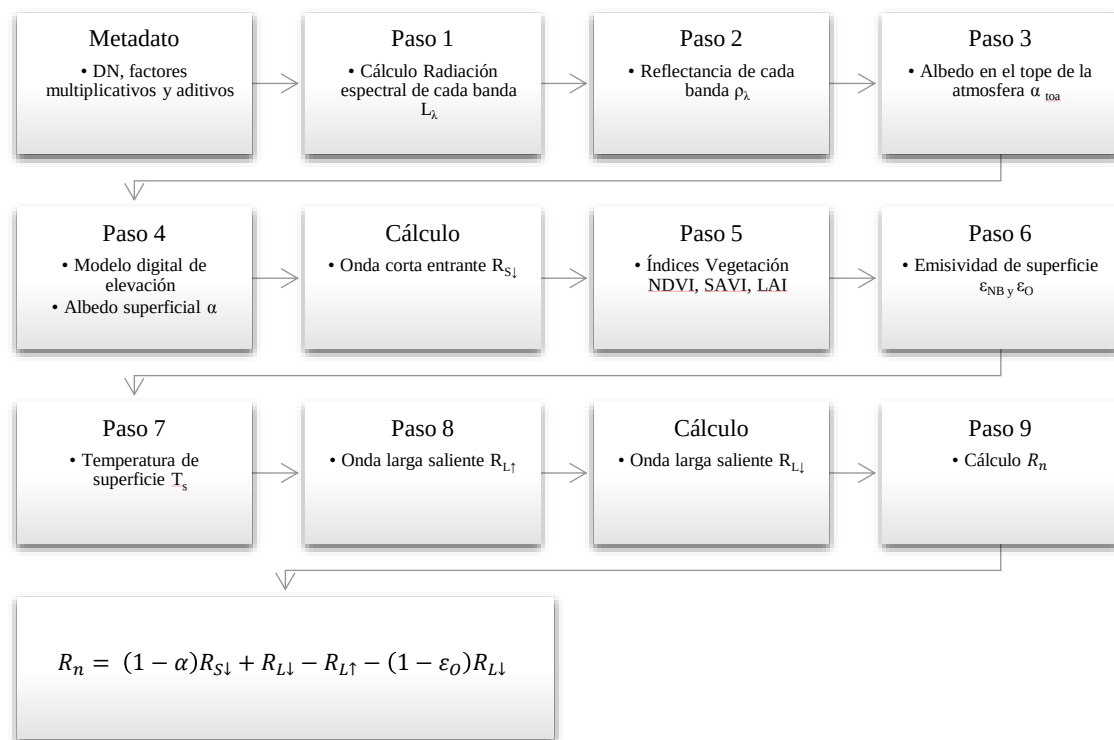
Cálculo de la radiación neta superficial

El primer paso en el modelo SEBAL consiste en el cálculo de la radiación neta superficial (R_n) usando la ecuación para el balance de radiación en la superficie, para ello se sigue el modelo propuesto por (Bastiaanssen et al., 1998):

Ecuación 1 Cálculo de la radiación neta superficial

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

Gráfica 1 Cálculo de la radiación neta superficial



Fuente: Elaboración propia

Albedo superficial (α)

El albedo superficial se define como la fracción de la radiación reflejada de la radiación de onda corta entrante. Calculada a partir de los resultados de los modelos M1 al M4.

Radiancia espectral (Lλ)

La radiancia espectral de cada banda ($L\lambda$) corresponde a la energía de la radiación saliente de la banda observada en la parte superior de la atmósfera por el satélite. Para las imágenes Landsat 8 se calcula utilizando la ecuación:

Ecuación 2 Radiancia espectral

$$L\lambda = M_L * DN + A_L$$

Donde:

DN: Valor del número de pixel

M_L : Factor multiplicativo de la reflectancia para cada banda
(RADIANCE_MULT_BAND_n del metadato)

A_L : Factor aditivo de escalado de la reflectancia para cada banda
(REFLECTANCE_ADD_BAND_n del metadato)

Reflectancia de cada banda (ρ_λ)

Para las imágenes Landsat 8 se calcula con las siguientes ecuaciones:

Ecuación 3 Reflectancia de cada banda

$$\rho'_\lambda = M_\rho * Q_{cal} + A_\rho$$

$$\rho_\lambda = \frac{\rho'_\lambda}{\text{Seno } \theta_{SE}} = \frac{\rho'_\lambda}{\text{Coseno } \theta_{SZ}}$$

Donde:

ρ'_λ = Reflectancia espectral planetaria en el tope de la atmósfera sin corrección por ángulo solar (adimensional)

M_p = Factor multiplicativo de la reflectancia para las bandas
(REFLECTANCE_MULT_BAND_n del metadato)

A_p = Factor aditivo de reflectancia para las bandas
(REFLECTANCE_ADD_BAND_n del metadato)

Q_{cal} = Valor del píxel en DN.

$\text{Seno } \theta_{SE}$ - $\text{Coseno } \theta_{SZ}$ = Corresponden a los ángulos de elevación solar reportados en el metadato como “SUN_ELEVATION” y Ángulo zenit solar ($90 - \theta_{SE}$).

Reflectancia de una superficie (ρ_λ)

La reflectancia de una superficie es definida como la relación del flujo de la radiación reflejada y el flujo de la radiación incidente. Esta es obtenida usando la siguiente ecuación:

Ecuación 4 Reflectancia de una superficie

$$\rho_\lambda = \frac{\pi * L_\lambda}{ESUN_\lambda * \text{Cos } \theta * dr}$$

Donde:

L_λ = Radiancia espectral calculada para cada banda

$ESUN_\lambda$ = Irradiación exo-atmosferica solar media para cada banda

$\text{Cos } \theta$ = Coseno del ángulo de incidencia solar (desde el nadir)

dr = Es definido como $1/d_{e-s}^2$ donde d_{e-s} corresponde a la distancia relativa entre la tierra y el sol en unidades astronómicas

$$dr = 1 + 0,033 * \cos \cos \left(DOY \frac{2\pi}{365} \right)$$

Donde:

DOY = es el día secuencial del año y el ángulo ($DOY (2\pi/365)$) es en radianes. Para Landsat 8 los valores de ESUN se obtienen despejando la ecuación de ρ_λ .

Albedo en el tope de la atmósfera (α_{TOA})

El albedo en el tope de la atmósfera corresponde al albedo no ajustado y se calcula con la ecuación:

Ecuación 5 Albedo en el tope de la atmósfera

$$\alpha_{TOA} = \sum (\omega_\lambda * \rho_\lambda)$$

Donde:

ρ_λ = Reflectividad calculada

ω_λ = Coeficiente de peso para cada banda

Albedo superficial (α)

Albedo superficial es el resultado de corregir α_{TOA} para la transmisividad atmosférica con la siguiente ecuación:

Ecuación 6 Albedo superficial

$$\alpha = \frac{\alpha_{TOA} - \alpha_{PATH_RADIANCE}}{\tau_{SW}^2}$$

Donde:

$\alpha_{PATH_RADIANCE}$ = Proporción media de la radiación solar entrante en todas las bandas

τ_{SW}^2 = Transmisividad atmosférica

Los valores para $\alpha_{PATH_RADIANCE}$ varían entre 0,025 y 0,04 para SEBAL, pero basados en Bastiaanssen (2000) el valor recomendado es 0,03. La transmisividad atmosférica es definida como la fracción de la radiación incidente que es transmitida por la atmósfera,

representando los efectos de absorción y reflexión que ocurren dentro de la atmósfera. Este efecto ocurre para la radiación entrante y saliente por lo cual se eleva al cuadrado en la ecuación, τ_{SW} incluye las transmisividades de la radiación de los rayos solares directa y la radiación difusa en la superficie. τ_{SW} se calcula asumiendo un cielo claro y bajo condiciones relativamente secas usando una relación basada en la elevación.

Ecuación 7 Transmisividad atmosférica

$$\tau_{SW} = 0,75 + 2 * 10^{-5} * z$$

Donde z es la elevación sobre el nivel del mar (m).

El albedo superficial obtenido puede ser comparado con valores de albedo de referencia.

Tabla 4 Albedo de referencia

Superficie	albedo de referencia
Nieve fresca	0,8 – 0,85
Nieve congelada	0,3 – 0,7
Suelos oscuros	0,08 – 0,14
Arcilla	0,16 – 0,23
Arena blanca – amarilla	0,34 – 0,40
Arena blanca – gris	0,18 – 0,23
Pasto	0,15 – 0,25
Campos de maíz	0,14 – 0,22
Bosques de coníferas	0,10 – 0,15
Bosques antiguos	0,15 – 0,20
Agua	0,025 – 0,348*
*Dependiendo del ángulo de elevación	

Fuente: British Columbia et al., 2002 citado por (Huerta & Cirila, 2018)

Radiación de onda corta entrante ($R_{s\downarrow}$)

La radiación de onda corta entrante se define como el flujo de radiación directa y difusa que actualmente alcanza la superficie de la tierra. Se calcula asumiendo condiciones de cielo claro para la imagen como una constante.

Ecuación 8 Radiación de onda corta entrante

$$R_s = G_{sc} * \cos \theta * d_r * \tau_{sw}$$

Donde:

G_{sc} = Constante solar (1367 W/m²)

$\cos \theta$ = Coseno del ángulo de incidencia solar

d_r = Inverso del cuadrado de la distancia relativa tierra – sol

τ_{sw} = Transmitividad atmosférica

Esta operación se realiza en hoja de cálculo. Los valores varían entre 200 y 1000 W/m²

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

La radiación de onda larga saliente corresponde al flujo termal emitido de la superficie de la tierra, la cual es calculada a partir de los índices de vegetación, la emisividad y temperatura de superficie.

Índices de vegetación

Tres índices de vegetación son utilizados, índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI), índice de vegetación ajustada del suelo (SAVI) y índice de área foliar (LAI), los cuales utilizan la reflectividad anteriormente calculada.

El NDVI es la relación entre las diferencias en reflectividades entre bandas del infrarrojo cercano (NIR) y la banda roja (RED) por la suma de las mismas.

Ecuación 9 NDVI

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}$$

El NDVI es un indicador sensible de la cantidad y condición de la vegetación verde, su valor varía entre +1 y -1. Las superficies verdes están entre 0 y 1, mientras que el agua y las nubes tienen valores menores de 0.

EL SAVI es un índice que intenta disminuir los efectos de fondo del suelo del NDVI, disminuyendo los impactos de la humedad del suelo. Se calcula:

Ecuación 10 SAVI

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

Donde L es una constante para el SAVI. Si L es 0, SAVI es igual al NDVI. Un valor de 0,5 es sugerido por la literatura. Los valores de L pueden ser obtenidos del análisis de múltiples imágenes donde la vegetación no cambia, pero la humedad del suelo si lo hace.

Por su lado, el LAI es la relación del área total de todas las hojas en una planta y el área del suelo de una planta, este es un indicador de la biomasa y resistencia vegetal. Para su cálculo se utiliza la siguiente ecuación:

Ecuación 11 LAI

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI_{ID}}{0,59}\right)}{0,91}$$

Donde SAVIID es el valor obtenido en el índice SAVI, usando el valor de 0,1 para L. El máximo valor para LAI es 6, el cual corresponde al máximo SAVI de 0,687, para un valor mayor no hay cambios significativos debido a que denota saturación.

Emisividad de superficie (ϵ_{NB} y ϵ_0)

La emisividad de superficie se define como la relación entre la energía térmica emitida por la superficie y la energía termal irradiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. En SEBAL es calculada a partir de dos emisividades.

La primera es la emisividad representada por el comportamiento de la superficie para la emisión termal en la banda 6 de Landsat (10,4 a 12,5 μm) expresada como ϵ_{NB} . La segunda emisividad se refiere a la emisividad representada el comportamiento de la superficie para la emisión termal entre 6 y 14 μm , expresada como ϵ_0 ϵ_{NB} , posteriormente usado en cálculos de la temperatura de superficie T_s y ϵ_0 , y luego usado en el cálculo total de la radiación de onda larga emitida desde la superficie.

Las emisiones superficiales son calculadas en el modelo de emisividad de superficie a partir de las siguientes ecuaciones, considerando el NDVI>0:

Ecuación 12 Emisiones superficiales

$$\epsilon_{NB}=0,97+0,0033LAI; \text{ Para } LAI<3$$

$$\epsilon_0=0,95+0,01LAI; \text{ Para } LAI<3$$

Además, $\epsilon_{NB}=0,98$ y $\epsilon_0=0,98$ cuando $LAI \geq 3$.

Para cuerpos de agua y superficie con nieve se utiliza un filtro 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 nieve, $NDVI<0$ y $\alpha\geq 0,47$, $\epsilon_{NB}=0,99$ y $\epsilon_0=0,985$

Modelo 7. Temperatura de superficie (TS)

La temperatura de superficie es calculada con la siguiente ecuación:

Ecuación 13 Temperatura de superficie

$$Ts = \frac{T_b}{1 + \lambda * \frac{T_b}{\rho} * \ln(\epsilon)}$$

Donde:

T_b = Temperatura de brillo del sensor

λ = Longitud de onda medida de la radiancia de la banda térmica

ρ = Es la constante de Boltzmann's

ϵ = Es la emisividad de la superficie de la tierra

La temperatura de brillo aparente del satélite es calculada:

Ecuación 14 Temperatura de brillo aparente

$$Tb = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)}$$

Donde:

L_λ = radiación espectral del promedio de las bandas termales 10 y 11 para Landsat 8

K_1 y K_2 = Constantes de conversión térmica de cada banda, datos reportados en el metadato (K1/K2 CONSTAANT_BAND_n)

Para calcular la emisividad se emplea la reflectancia de la banda roja y la porción de la cubierta vegetal obtenida a partir del NDVI, de la siguiente manera:

Tabla 5 Cálculo emisividad

NDVI	Emisividad
NDVI < 0,2	$\varepsilon = 0,979 - 0,035 * p_{red}$
$0,2 \leq NDVI < 0,5$	$\varepsilon = 0,986 - 0,004 * P_v$
$NDVI \geq 0,5$	$\varepsilon = 0,99$

Fuente: (Cogliati, 2015)

Donde:

ε = Emisividad de la superficie de la tierra

NDVI = Índice de vegetación de diferencia normalizada

p_{RED} = Reflectancia de la banda roja

P_v = Fracción de vegetación

Ecuación 15 Fracción de vegetación

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

Modelo 8 Radiación de onda larga saliente ($RL \uparrow$)

Radiación de onda larga saliente ($RL \uparrow$)

Se calcula con la ecuación de Stefan-Boltzmann

Ecuación 16 Radiación de onda larga saliente ($RL \uparrow$)

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 * \sigma * T_s^4$$

Donde:

ε_0 = Emisividad superficial de la banda ancha

σ = Constante de Stefan-Boltzmann

T_s = Temperatura de superficie

Los valores de $RL \uparrow$ varían entre 200 – 700 W/m², estos valores están en función de la ubicación y hora de la imagen.

Radiación de onda larga entrante ($RL \downarrow$)

La radiación de onda larga entrante es el descenso del flujo de radiación termal de la atmósfera, se calcula usando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

Ecuación 17 Radiación de onda larga entrante ($RL \downarrow$)

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a * \sigma * T_a^4$$

Donde:

ε_a = Emisividad atmosférica

σ = Constante de Stefan-Boltzman

T_a = Temperatura del aire superficial cercana

Por su parte ε_a es calculada:

Ecuación 18 Emisividad atmosférica

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

Donde:

τ_{sw} = Transmisividad atmosférica calculada

Reemplazando la emisividad en la ecuación para el cálculo de la radiación de onda larga da como resultado:

Ecuación 19 Radiación de onda larga

$$R_{L\downarrow} = 0,85 * (-\ln \tau_{sw})^{0,09} * \sigma * T_{cold}^4$$

Donde:

T_{COLD} = Temperatura superficial de la celda más fría, siendo la temperatura superficial de un punto de referencia. Los valores de $R_{L\downarrow}$ varía su valor entre 200 a 500 W/m² dependiendo de la ubicación y hora de la imagen.

Modelo 9. Cálculo de la radiación neta (Rn)

Para el cálculo de la radiación neta se tienen como variables el albedo superficial (α), radiación de onda corta entrante ($RS_{\downarrow}$), radiación de onda larga saliente ($RL_{\uparrow}$), radiación de onda larga entrante ($RL_{\downarrow}$) y emisividad superficial (ε_0). Los valores de Rn varían de 100 a 700 W/m² dependiendo de la superficie.

Cálculo del flujo de calor del suelo (G)

El flujo de calor del suelo es la relación entre el almacenamiento de calor dentro del suelo y la vegetación debido a la conducción. SEBAL primero calcula la relación G/Rn usando la siguiente ecuación:

Ecuación 20 Flujo de calor

$$\frac{G}{Rn} = \frac{Ts}{\alpha} * (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) * (1 - 0,98NDVI^2)$$

Donde:

Ts= Temperatura superficial (°C)

α = Albedo superficial

NDVI = Índice de vegetación normalizada

G es calculada al multiplicar G/Rn por el valor de Rn (Radiación neta superficial). En SEBAL los valores de G/Rn se representan bajo las siguientes condiciones:

Si NDVI < 0, se asume que la superficie es agua; G/Rn = 0,5

Si Ts < 4°C y $\alpha > 0,45$, se asume que la superficie es nieve G/Rn = 0,5

Los valores de $\frac{G}{Rn}$ se verifican en la siguiente tabla:

Tabla 6 Estimaciones de G/Rn para diferentes superficies

Tipo de superficie	$\frac{G}{Rn}$
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 alfalfa	0,04
Roca	0,2 - 0,8

Fuente: British Columbia et al., 2002 citado por (Huerta & Cirila, 2018)

Así mismo el valor de G también puede determinarse a partir de la siguiente ecuación:

Si LAI $\geq 0,5$

$$\frac{G}{Rn} = 0,05 + 0,18 * e^{-0,521*LAI}$$

Si LAI < 0,5

$$\frac{G}{Rn} = 1,8 * \frac{Ts - 273,15}{Rn} + 0,084$$

Donde:

Ts = Temperatura de la superficie en °K

LAI = Índice de área foliar

Rn = Radiación neta

Cálculo del flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es la relación de las pérdidas de calor hacia el aire por convección y conducción debido a las diferencias de temperatura mediante la siguiente ecuación:

Ecuación 21 Flujo de calor sensible

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

Donde:

ρ = Densidad del aire (kg /m³)

C_p = Calor específico del aire (1004 J/Kg/K)

dT = Corresponde a la diferencia de temperatura $T_1 - T_2$ entre dos alturas (z_1 y z_2) (°K)

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. Debido a que la ecuación para la obtención del calor sensible tiene dos incógnitas se utilizaran 2 pixeles (donde los valores confiables para H pueden ser predichos y un dT estimado).

La resistencia aerodinámica para el transporte de calor (r_{ah}) es calculado por estabilidad neutral como:

Ecuación 22 Resistencia aerodinámica

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u * K}$$

Donde:

z_1 y z_2 = Corresponden a las alturas en metros sobre el plano de desplazamiento cero (d) de la vegetación

u_* = Velocidad de fricción (m/s)

K = Constante de Von Karman's igual a 0,41

La velocidad de fricción u_* es calculada usando la ley de viento logarítmico para condiciones atmosféricas neutrales, con la siguiente ecuación:

*Ecuación 23 velocidad de fricción u_**

$$u_* = \frac{K * u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{om}}\right)}$$

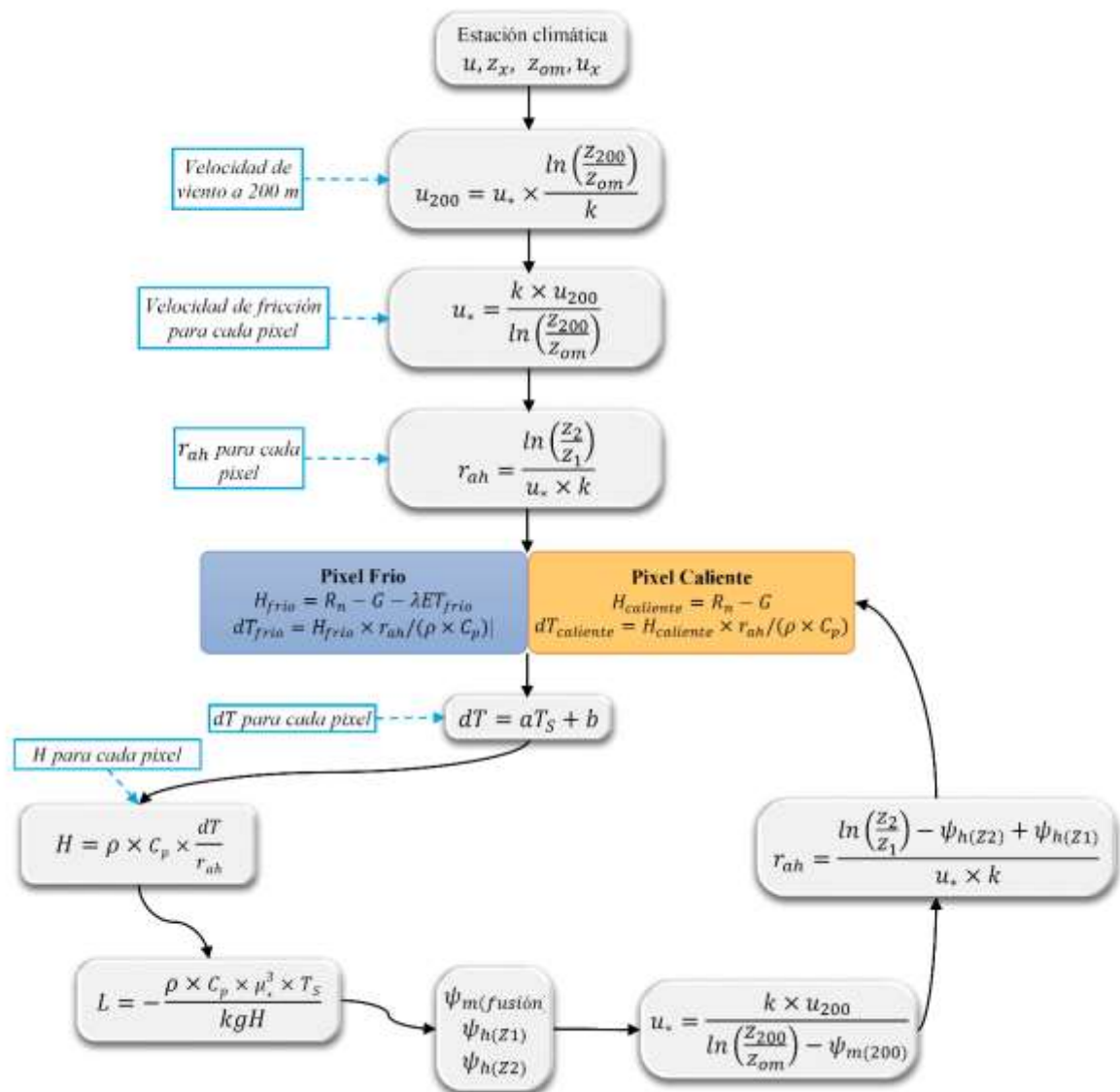
Donde:

K = Constante de Von Karman's igual a 0,41

u_x = Velocidad del viento (m/s) a una altura Z_x

Z_{om} = La medida de la forma de la resistencia y fricción de la superficie vegetal con la capa de aire que interactúa con la superficie.

Gráfica 2 Obtención del flujo de calor sensible (H).



Fuente: British Columbia et al., 2002 citado por (Huerta & Cirila, 2018)

En la figura anterior se muestra el paso propuesto por (Allen, Waters, Tasumi, Trezza, & Bastiaanssen, 2002) para la obtención del flujo de calor sensible (H).

Dentro de las variables más importante para el cálculo del calor sensible (H), están:

Velocidad de fricción (u^*): El cálculo de la velocidad de fricción requiere la medida de la velocidad del viento (U_x) a una altura conocida (z_x) para la fecha de captura de la imagen satelital. La longitud de rugosidad del momento (z_{om}) es estimado empíricamente con base a la altura de la vegetación alrededor de la estación climática a partir de la siguiente ecuación:

Ecuación 24 Longitud de rugosidad del momento (zom)

$$z_{om} = 0,12h$$

Donde h es corresponde a la altura de la vegetación (m). En caso de presentarse varias alturas se considera un promedio.

Velocidad del viento a una altura (U200): La altura se refiere a la altura de mezcla se usa 200 metros, se obtiene de la ecuación:

Ecuación 25 Velocidad del viento a una altura (U200)

$$U_{200} = u_* \times \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{K}$$

Donde u_* es la velocidad de fricción de la estación climática

Para el cálculo de la longitud de rugosidad se emplea la ecuación:

Ecuación 26 Longitud de rugosidad

$$Z_{om} = \exp\left[\left(\frac{a \times NDVI}{\alpha}\right) + b\right]$$

Donde a y b son constantes de correlación derivados de calcular la función resultado de hallar la ecuación de la línea recta luego de representar $\ln(Z_{om})$ vs $NDVI/\alpha$ de dos o más ejemplos de pixeles que representan los tipos de vegetación.

Para el cálculo del flujo de calor sensible (H), la diferencia de temperatura cerca de la superficie (dT) para cada pixel necesita ser definida, esto se da mediante $dt = T_{z1} - T_{z2}$. La temperatura en cada pixel no es conocida, con valores explícitos para T_{z1} y T_{z2} . Sin embargo, solo la diferencia dT es usada. SEBAL calcula dT para cada pixel mediante la asunción de una relación lineal entre dT y T_s .

Ecuación 27 Temperatura cerca de la superficie (dT)

$$dT = b + a \times T_s$$

Dónde: b y a son los coeficientes de correlación, para definir estos coeficientes, SEBAL usa dos pixeles anclas donde los valores para H se pueden estimar de forma fiable.

Los valores para H y dT en los pixeles anclas pueden ser calculados en hojas de Excel. La función linealidad de dT y T_s es la mayor asunción de SEBAL.

En el píxel frío se define el flujo de calor sensible a partir de la ecuación:

Ecuación 28 Flujo de calor sensible $H_{Frío}$

$$H_{Frío} = R_n - G - 1.05\lambda ET_r$$

En la cual debido a resultados de campo se asume que la ET_r es 5% mayor, dT es calculado como:

Ecuación 29 Temperatura cerca de la superficie $dT_{Frío}$

$$dT_{Frío} = \frac{H_{Frío} \times r_{ah_Frío}}{\rho_{Frío} \times Cp}$$

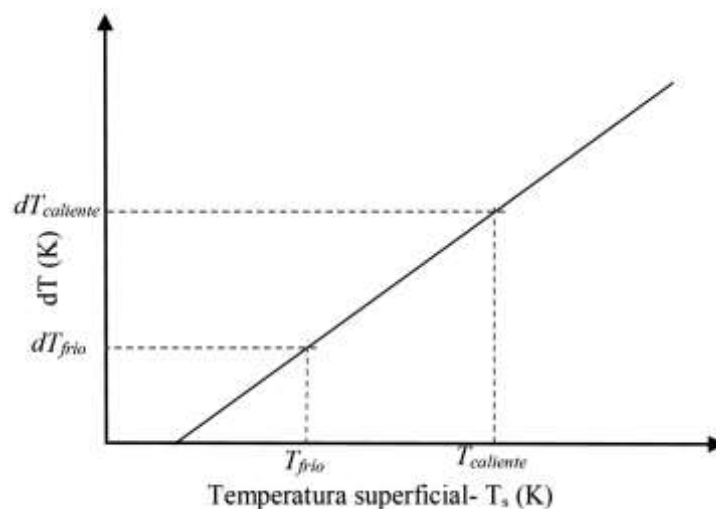
El píxel caliente es calculado como:

Ecuación 30 Flujo de calor sensible H_{Cal}

$$H_{Cal} = R_n - G - \lambda ET_{cal}$$

Donde ET_{cal} se asume que es cero para un campo agrícola "caliente" (seco) sin vegetación verde y con una capa superficial del suelo seco. Los datos meteorológicos deben ser evaluados para ver si esta suposición es correcta.

Gráfica 3 Relación lineal entre dT y T_s .



Fuente: (Huerta & Cirila, 2018)

Los coeficientes de correlación b y a son calculadas, para obtener la relación lineal $dT=b+aT_s$. La diferencial de temperatura (dT) para cada píxel puede ahora ser calculada usando los coeficientes b , a y la temperatura superficial (T_s).

Luego de obtenidos los coeficientes se realiza una aproximación para la temperatura del aire mediante la expresión:

Ecuación 31 Temperatura del aire

$$Ta = Ts - dT$$

Aquí nuevamente es calculado el flujo de calor sensible (H), asumiendo condiciones atmosféricas neutras. Para determinar el efecto de la flotabilidad por el calentamiento superficial se aplica la teoría de Monin-Obukhov (L) para definir las condiciones de estabilidad de la atmosfera:

Ecuación 32 Longitud de Monin-Obukhov

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH}$$

Donde:

ρ =Densidad del aire kg.m^{-3}

C_p = Calor específico del aire $1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

u_* = Velocidad de fricción m.s^{-1}

T_s = Temperatura superficial (K)

g = Constante gravitacional 9.81 m.s^{-1}

H = Flujo de calor sensible W.m^{-2}

k = Constante de von Karman

Los valores de L definen las condiciones de estabilidad de la atmosfera. Si $L < 0$, la atmósfera es considerada no estable; si $L > 0$, la condición atmosférica es considerada estable; si $L = 0$, la condición atmosférica es considerada neutra.

Ecuación 33 Función de estabilidad Ψ_m

Si $L < 0$ la atmósfera es considerada no estable

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

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

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

Donde:

$$X_{(200m)} = \left(1 - 16\frac{100}{L}\right)^{0.25}$$

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

$$X_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L}\right)^{0.25}$$

Si $L > 0$ la condición atmosférica es considerada estable

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

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

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

Si $L = 0$ (condición de neutralidad):

$$\Psi_m = 0 \text{ y } \Psi_h = 0$$

Flujo de calor latente (λET)

EL flujo de calor latente es la tasa de pérdida de calor latente desde la superficie gracias a la evapotranspiración, este es calculado para cada píxel.

Ecuación 34 Flujo de calor latente (λET)

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

Siendo λET un valor instantáneo para el tiempo de paso del satélite en $W.m^{-2}$.

Evapotranspiración real diaria (ET_{24})

Para la obtención de la evapotranspiración diaria, inicialmente obtenemos la evapotranspiración instantánea, que es igual al cociente entre el flujo de calor latente y el calor latente de vaporización $ET_{int} = \lambda ET / \lambda$, si este valor multiplicamos por los 3600 segundos de una hora obtenemos la evapotranspiración horaria (ET_H).

Ecuación 35 Evapotranspiración horaria (ET_H).

$$ET_H = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda}$$

Dónde λET es el flujo de calor latente ($W.m^{-2}$), λ es el calor latente de evapotranspiración del agua o Calor latente de vaporización (Allen et al., 2006), que está en función de la temperatura del agua, por ejemplo, a $20^\circ C$, λ tiene un valor cercano a $2.45 MJ.Kg^{-1}$, λ puede ser estimado mediante la siguiente ecuación:

Ecuación 36 Calor latente de evapotranspiración del agua

$$\lambda = 2.501 - 0.00236 * T_0 * 10^6$$

La fracción de evapotranspiración de referencia horaria (ETrF) es definida como el cociente de la ETH y la evapotranspiración referencial horaria ETr. Según Allen et al. (2002), es aproximadamente constante durante todo el día y puede ser obtenido mediante la siguiente ecuación:

Ecuación 37 Fracción de evapotranspiración de referencia horaria (ETrF)

$$ETrF = \frac{ET_H}{ET_r}$$

ETH es la evapotranspiración horaria (mm.h⁻¹) y ETr la evapotranspiración de referencia horaria, calculada a partir de los datos climáticos mediante el Software EToCalculator de la FAO. SEBAL calcula la ET24 asumiendo que la ETrF es el mismo que el promedio para 24 horas. Finalmente, el ET24 puede calcularse en mm.día⁻¹.

Ecuación 38 Evapotranspiración de referencia horaria 24 horas

$$ET_{24} = ETrF * ET_{r24}$$

Siendo ETrF la fracción de evapotranspiración de referencia horaria y ETr24 es la evapotranspiración de referencia en 24 horas.

RESULTADOS

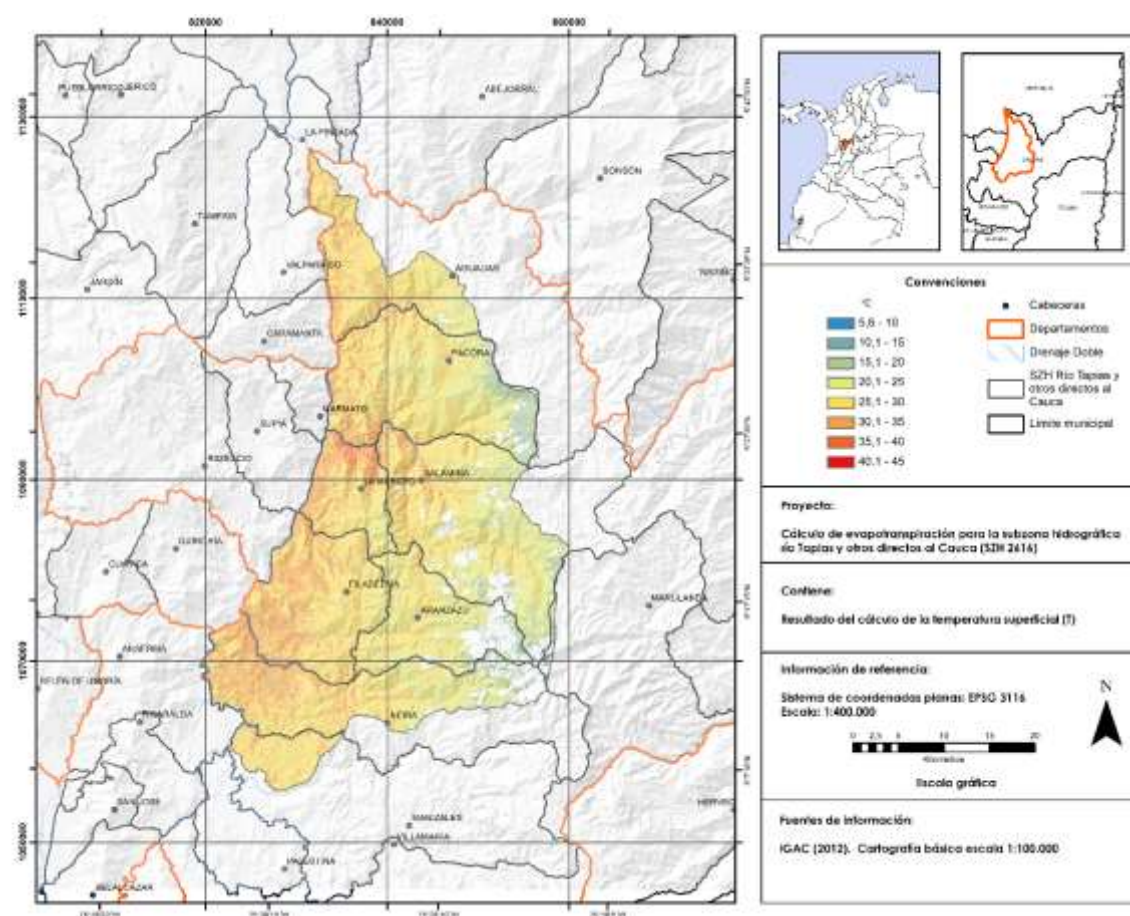
En este apartado se presentan y analizan los resultados luego de aplicar el modelo SEBAL. El objetivo es mostrar a partir de mapas el comportamiento de las variables más importantes para la estimación de la evapotranspiración. Las principales variables del proceso que se presentan a continuación son: temperatura superficial, radiación neta, flujo de calor del suelo y flujo de calor sensible.

Temperatura superficial (TS)

Para el cálculo se utilizó la Ecuación 13 Temperatura de superficie, denominada ecuación de Planck que incluye la radiancia espectral promedio de las bandas Landsat 10 y 11, índices de ajuste K y la emisividad superficial; la cual está en función del índice de área foliar Ecuación 12 Emisiones superficiales. En la emisividad se espera que a mayor cobertura vegetal mayor emisividad en la superficie, esto genera que los mapas de temperatura superficial de las zonas más bajas estén relacionados a áreas con mayor vegetación y las temperaturas más altas en las áreas urbanas y suelos desnudos.

Al relacionar los valores de temperatura superficial con la evapotranspiración (ET) se espera que zonas con temperaturas bajas tengan tasas más altas de ET debido a que estas pierden más calor respecto a las zonas de temperaturas más altas.

Mapa 9 Temperatura superficial (°C)



Fuente: Propia a partir de datos de Landsat 8

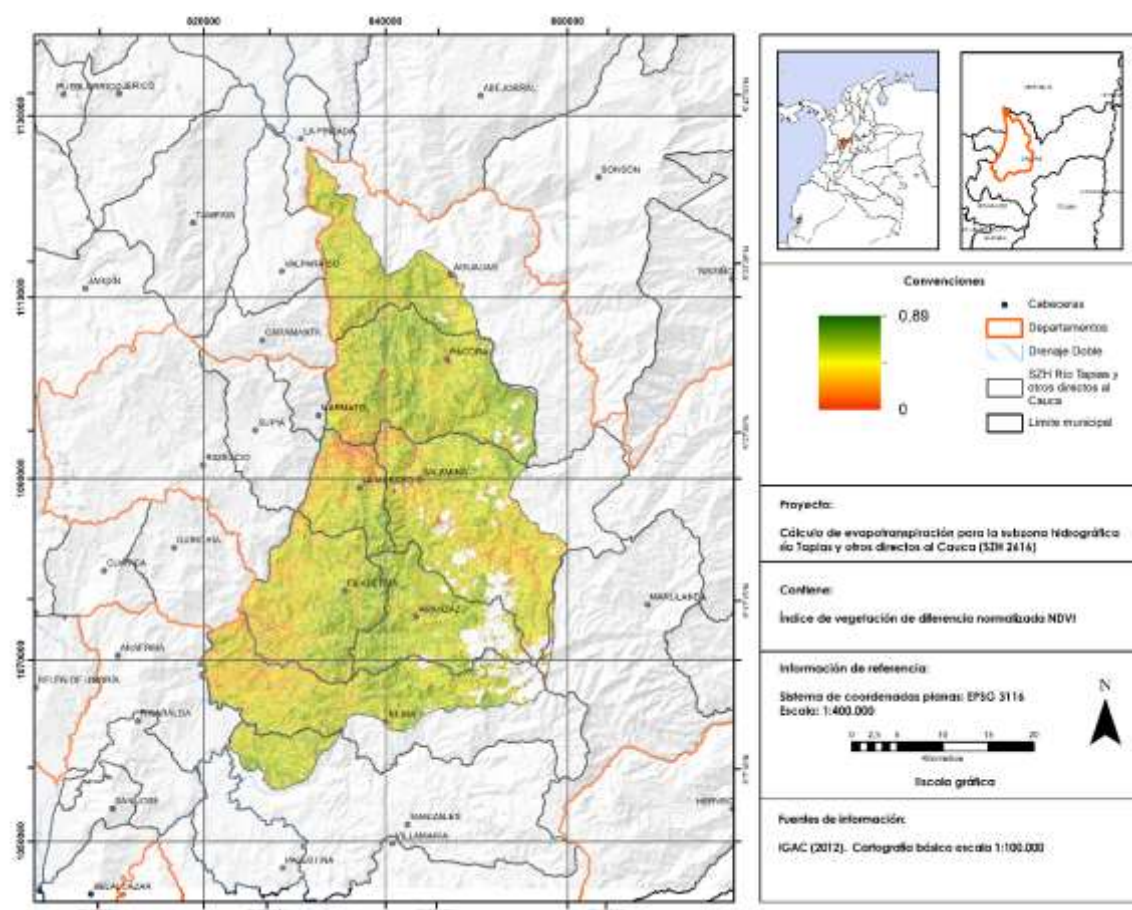
En el Mapa 9 Temperatura superficial (°C), se presenta la variación de la temperatura superficial. La TS presenta valores entre 5,6 y 45 °C, con media de 26,8 °C. Se observa que los valores más altos de temperatura se presentan hacia el occidente y los más bajos en el oriente, que coinciden con las zonas de altitud más bajas y altas de la cuenca respectivamente. Es importante señalar que hay un importante sector en los municipios de Aránzazu y Neira que no cuentan con información debido a la presencia de nubes, lo que genera cálculos errados en esta y las variables que dependen de la TS.

Radiación neta (Rn)

En la estimación de la radiación neta se utilizó la Ecuación 1 Cálculo de la radiación neta superficial ecuación propuesta por Bastiaanssen (2000) en la cual se realiza un balance de la radiación de onda corta y larga recibida y emitida del sistema, ajustada por el efecto del albedo y la emisividad superficial.

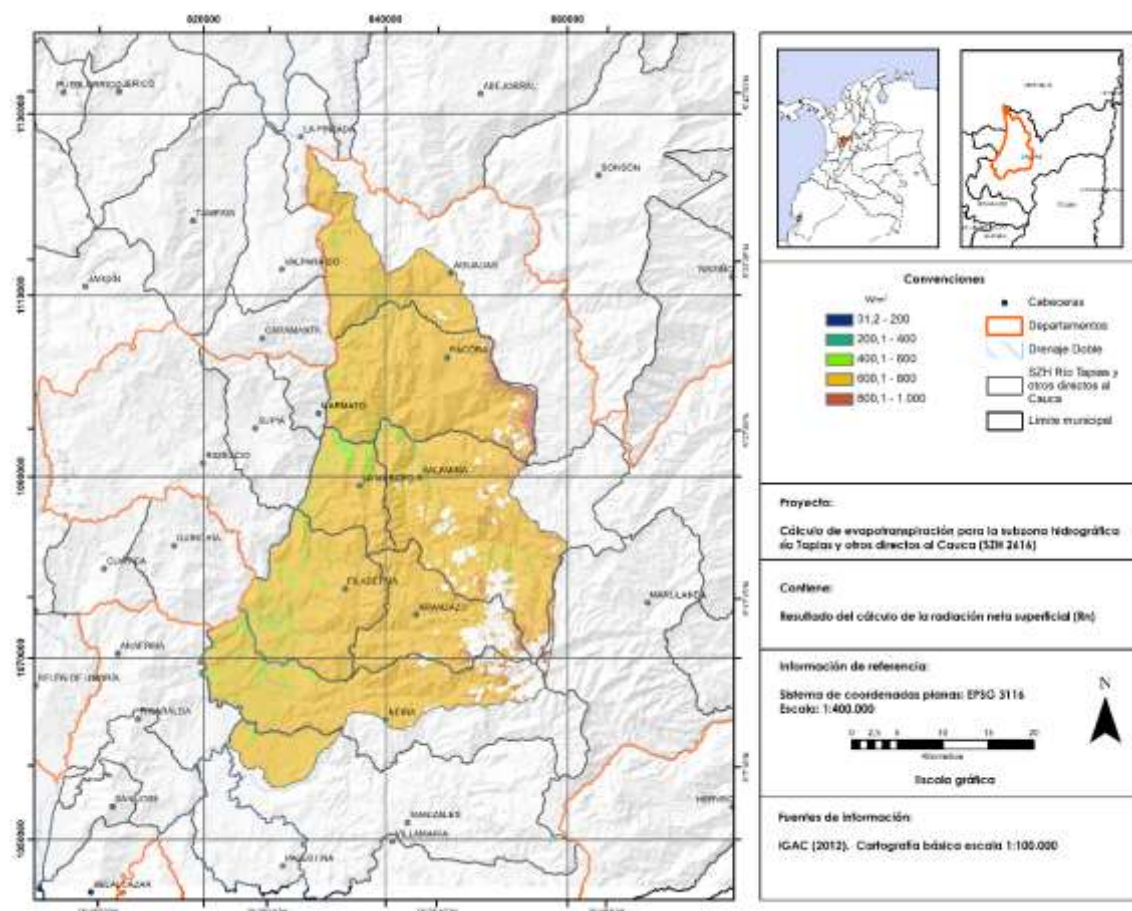
Los resultados obtenidos para el área de estudio indican que la radiación neta varía entre 31 y 913 W/m², con valores promedio de 678 W/m² y predominado los valores entre los 400 y 800 W/m². La variabilidad del valor de Rn se debe principalmente al efecto que tienen el albedo y la emisividad superficial sobre el cálculo de la misma.

Mapa 10 NDVI



Fuente: Propia a partir de datos Landsat 8

Mapa 11 Radiación neta



Fuente: Propia a partir de datos Landsat 8

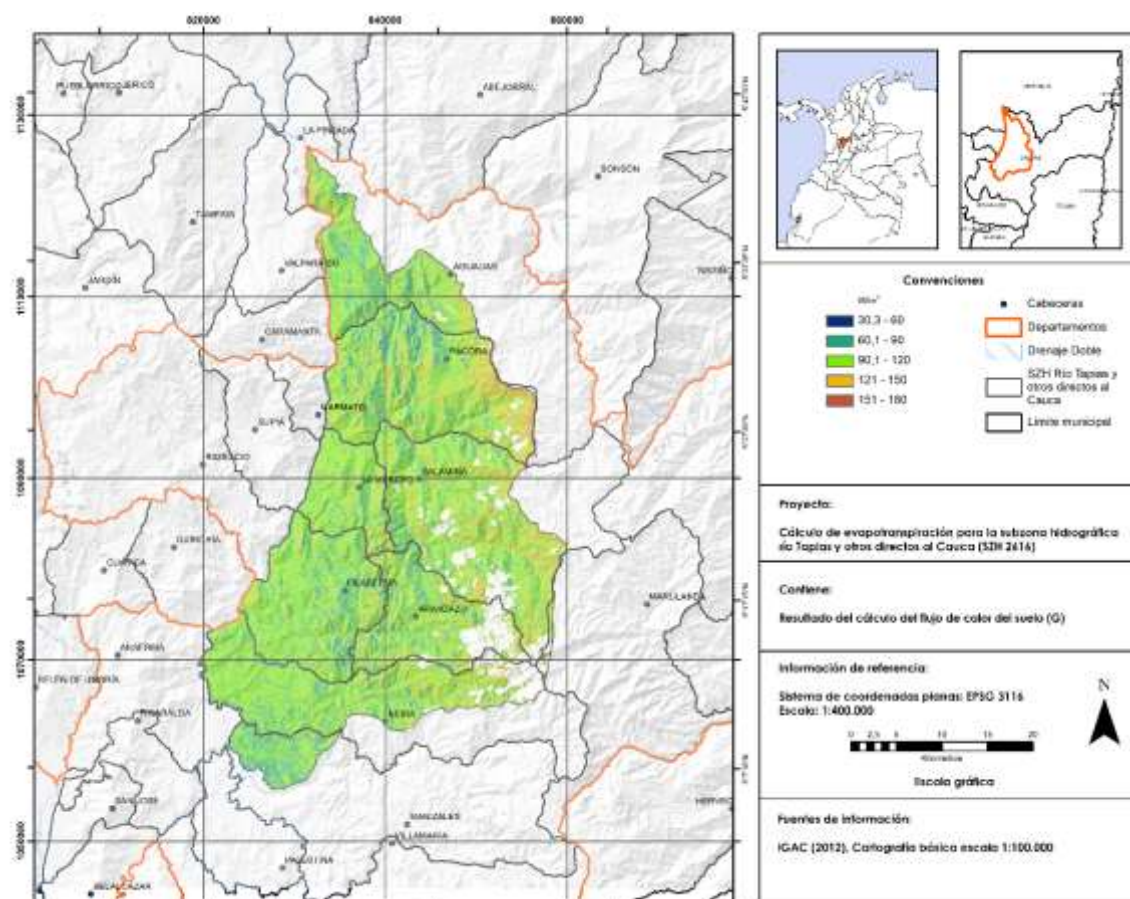
Al comparar los valores de radiación neta versus el índice NDVI se observa que en algunas zonas a menor NDVI se presenta menor radiación neta lo cual coincide con lo señalado por (Murillas Rayo & Londoño Cruz, 2015). Sin embargo, hay zonas que presentan un comportamiento diferente que está relacionado a valores altos de temperatura superficial. Al tomar como referencia la capa de cobertura del IDEAM 2010-2012 escala 1:100.000¹⁴ se observa que los valores más altos de Rn coinciden con las áreas de bosque que presentan valores que varían entre los 600 y los 1000 W/m², mientras que las zonas de pastos y áreas urbanas presentan valores entre 400 y 600 W/m². Por su parte, los demás territorios agrícolas se localizaron en el rango entre los 600 y 800 W/m².

¹⁴ <http://www.ideam.gov.co/web/ecosistemas/coberturas-nacionales>

Flujo de Calor del suelo (G)

El parámetro G representa la tasa de calor almacenada en el suelo y la vegetación debido a la conducción, para la obtención del flujo de calor del suelo se utilizó la Ecuación 20 Flujo de calor propuesta por (Bastiaanssen, 2000) la cual relaciona el NDVI, el albedo y la temperatura superficial para obtener la relación G/Rn. Los valores obtenidos para la imagen varían entre 30 y 180W m⁻², ubicándose los mayores valores en las zonas de mayor vegetación principalmente áreas boscosas, mientras que los valores medios se presentan en las zonas de cultivos y pastizales, llama la atención que algunas de las áreas con valores bajos se localicen principalmente en áreas de cultivos permanente arbustivos, lo cual coincide con lo citado por (Murillas Rayo & Londoño Cruz, 2015) de Albhaisi (2004) que al aplicar el modelo SEBAL en zonas húmedas del norte de Bélgica encontró valores más bajos correspondientes a zonas con pastizales naturales entre otras.

Mapa 12 Flujo de Calor del suelo (G)

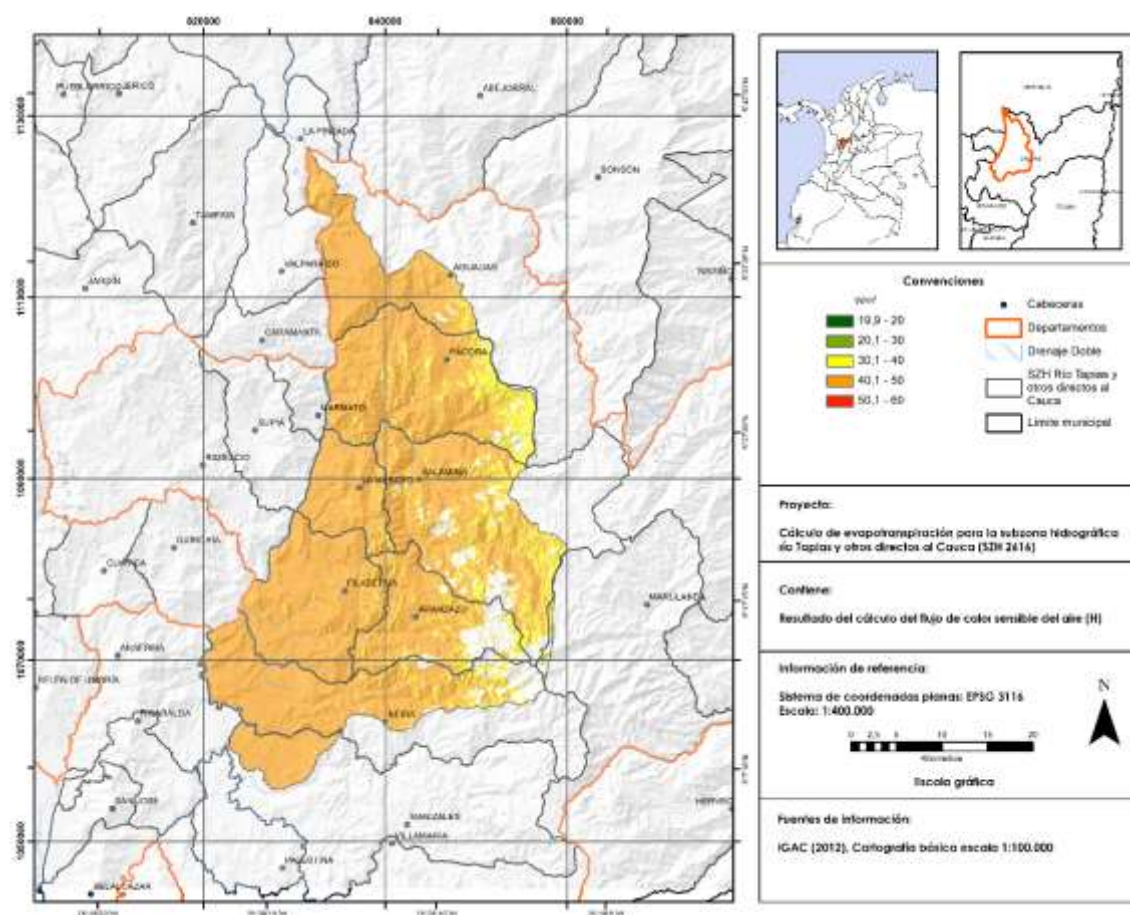


Fuente: Propia a partir de datos Landsat 8

Flujo de Calor Sensible del Aire (H)

Los valores obtenidos a partir de la Ecuación 21 Flujo de calor sensible del aire varían entre 19 y 60 W/m². Los valores más bajos de H se dan principalmente en las zonas urbanas y unas pequeñas áreas desprovistas de vegetación. Los valores medios y altos predominan en los terrenos agrícolas y las áreas con vegetación más densa.

Mapa 13 Flujo de Calor Sensible del Aire (H)



Fuente: Propia a partir de datos Landsat 8

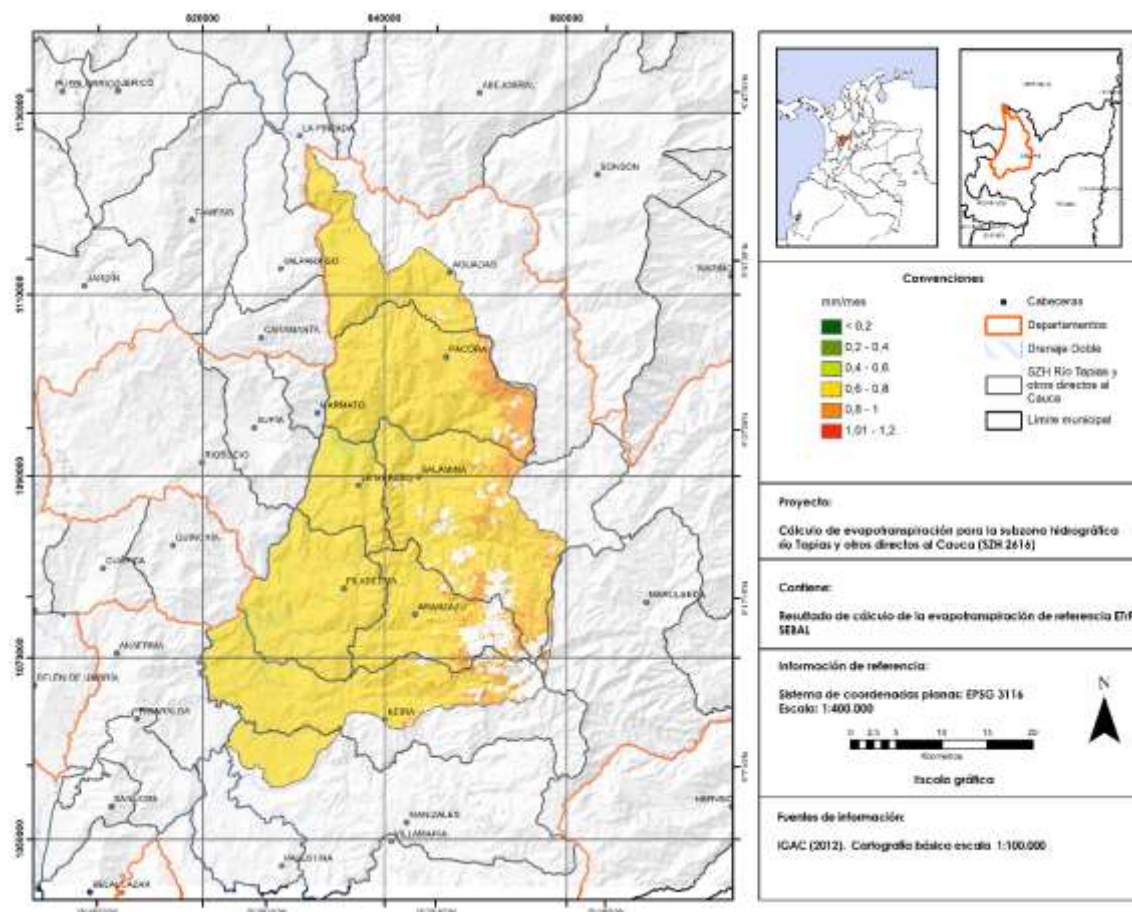
Evapotranspiración de referencia horaria (ET_{rF})

La ET_{rF} a partir de Ecuación 37 Fracción de evapotranspiración de referencia horaria (ET_{rF}) es similar al conocido coeficiente de cultivo K_c, que es resultado de la relación entre la evapotranspiración instantánea (ET_{ins}), calculada a través de SEBAL y la evapotranspiración de referencia que es calculada a partir de los datos climáticos de las estaciones utilizando el método de Penman-Monteith.

Para el área de estudio se encontró que la ET_{rF} presenta valores entre 0 y 1, correspondiendo los valores más altos a las zonas de bosques y con vegetación secundaria o en transición, por el contrario los valores más bajos corresponden a áreas de pastos limpios y zonas

urbanas que presentan valores cercanos a 0. Las demás áreas que son principalmente cultivos agrícolas presentan valores medios de ETrF que varían entre 0.4 y 0.7 mm.

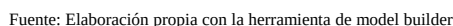
Mapa 14 Evapotranspiración de referencia horaria (ETrF)



Fuente: Propia a partir de datos Landsat 8



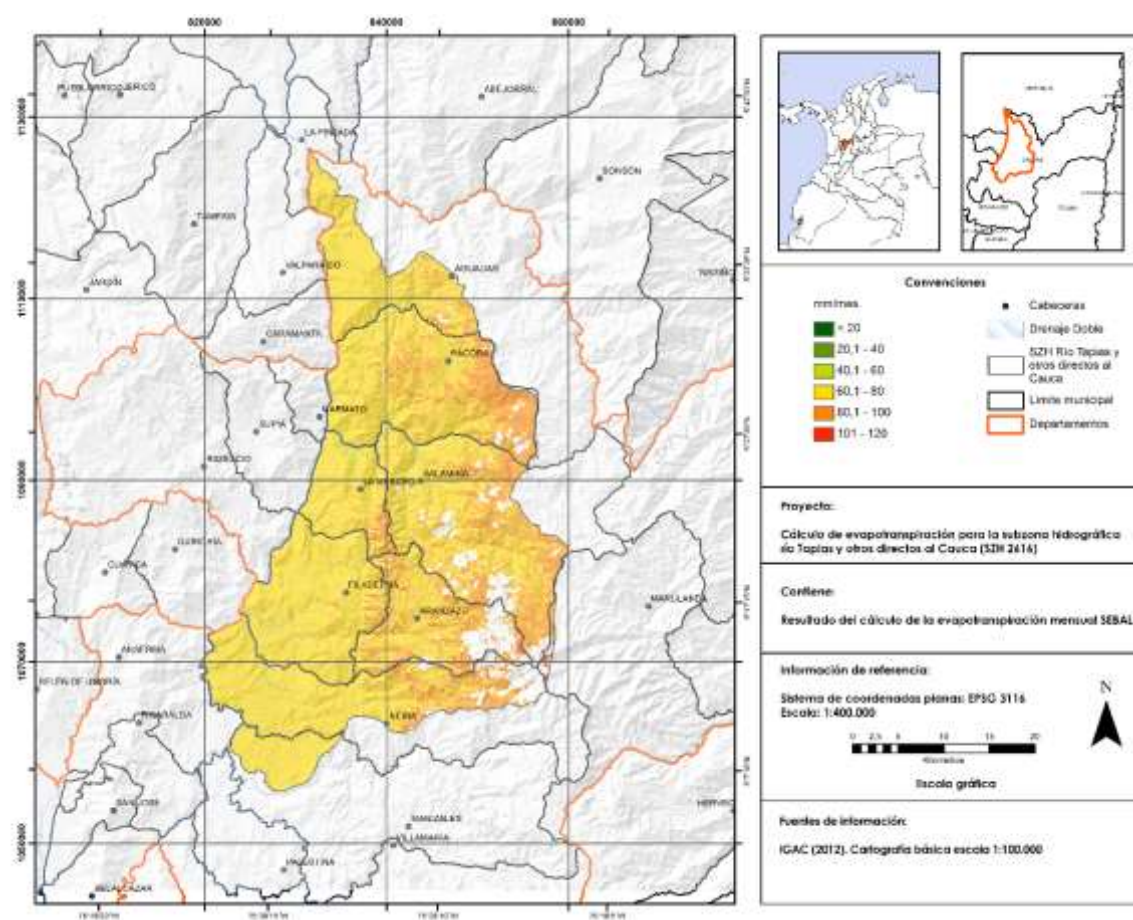
Para la estimación de la ET por el método de Penman- Monteith se recopiló información anual multianual de las temperaturas máximas, medias, mínimas, velocidad del viento y humedad relativa. Con los valores promedios del periodo de referencia 1981-2010, se realizaron interpolaciones utilizando el método IDW, a excepción de las variables de temperatura con las cuales se calculó una regresión lineal en función de la altura, para la temperatura máxima, media y mínima. Finalmente, se realizó un corte para la subzona hidrográfica de estudio.



Los valores de evapotranspiración mensual para el mes de Julio de 2014, indican que los valores máximos de ET están por encima de los 80 mm/mes, localizándose estas áreas en la margen oriental de la zona de estudio, en donde de acuerdo al mapa de coberturas hay plantaciones forestales, así como vegetación secundaria y bosque. Los valores medios y bajos se localizan en las demás coberturas (pastos y áreas agrícolas).

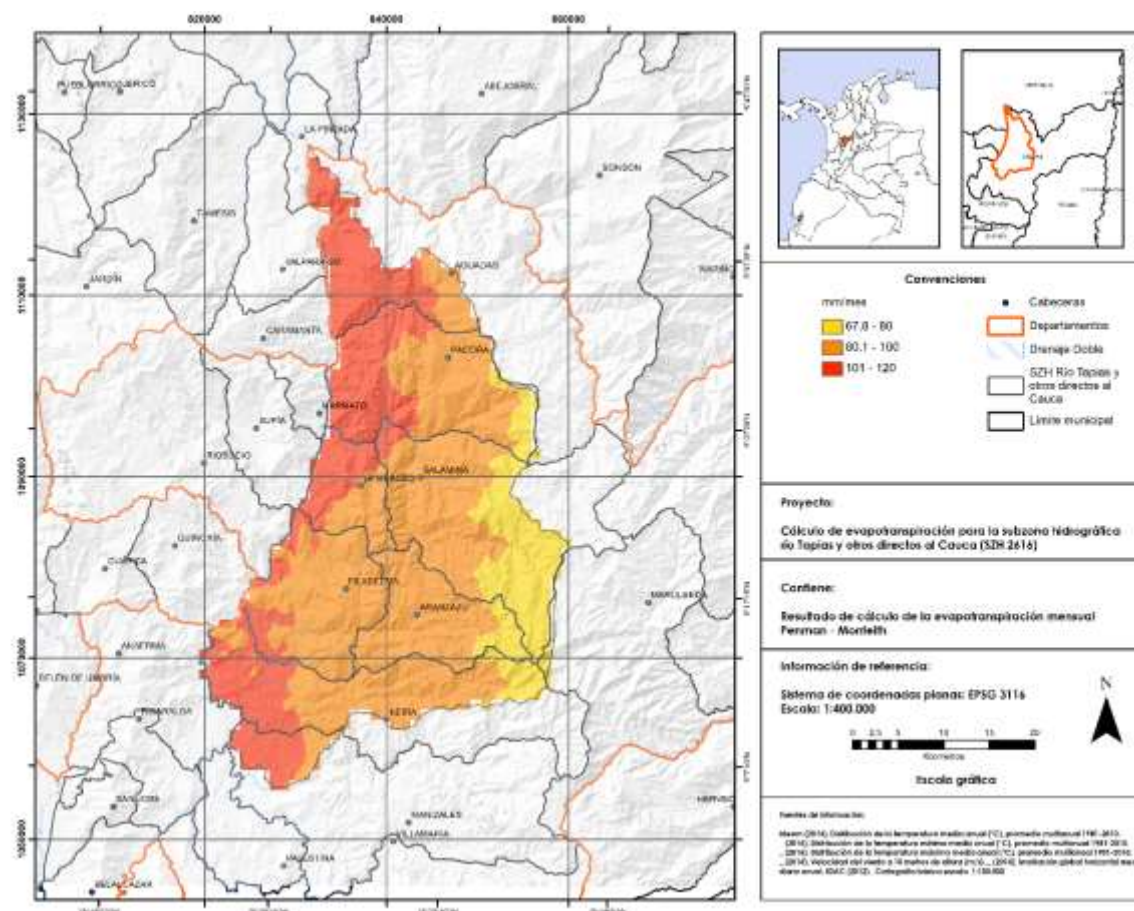
Al revisar el comportamiento de la ET mensual en ejercicios realizados al aplicar la ecuación de Penman-Monteith, se encuentra que a diferencia de los resultados obtenidos con SEBAL el área se divide en tres partes, una de alta ET, con valores mayores a los 100 mm/mes, que coinciden con la zona baja en la margen del río Cauca, una parte media con valores entre 80 y 100 mm/mes y una zona con valores inferiores a 80 mm/mes que corresponde a la zona de mayor altitud. Por su parte, al revisar el mapa de IDEAM llevado a valores mensuales no se encuentra poca variación encontrándose valores entre 30 y 50 mm/mes.

Mapa 16 Evapotranspiración acumulado mes, ET con SEBAL.



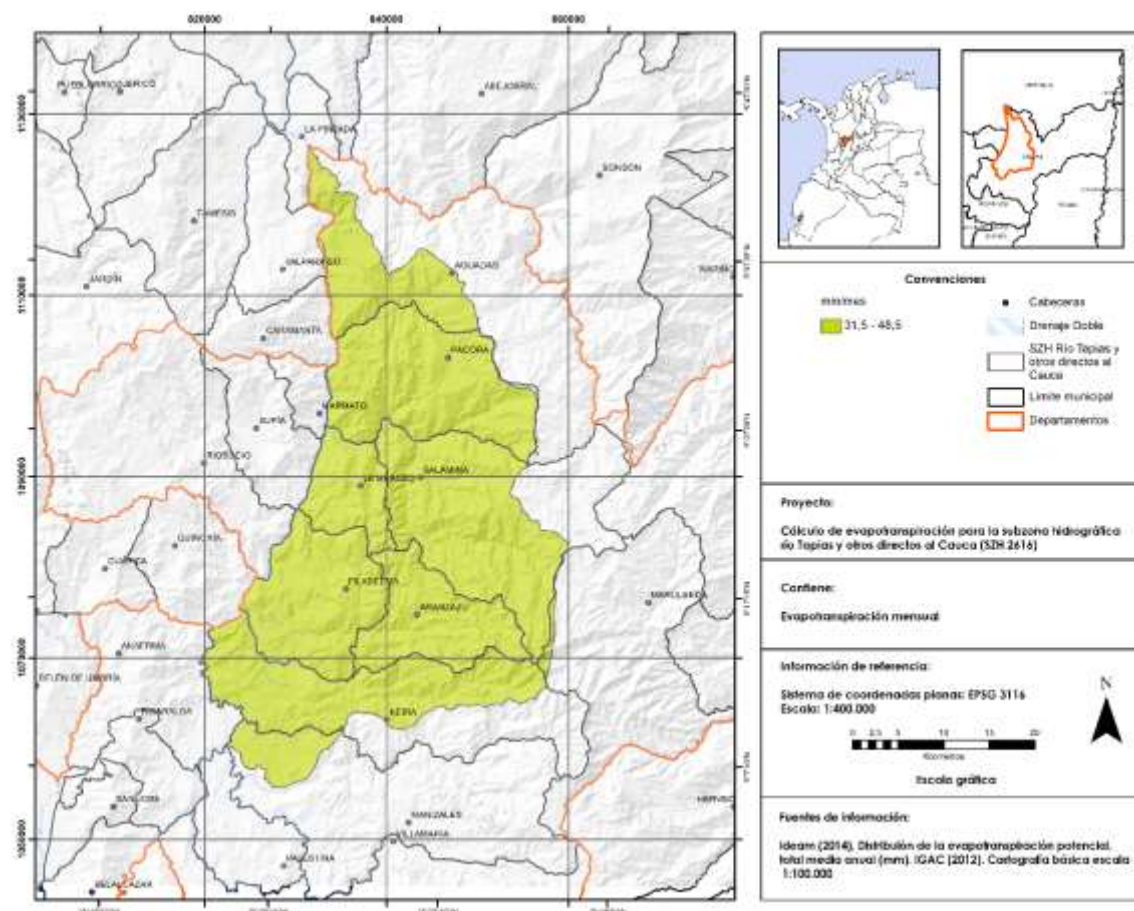
Fuente: Elaboración Propia

Mapa 17 Evapotranspiración acumulada mes, ET con método Penman – Monteith.



Fuente: Elaboración Propia

Mapa 18 Evapotranspiración acumulado mes, ET mapa IDEAM.



Fuente: Elaboración Propia a partir de datos IDEAM

RESULTADOS

Para el presente trabajo se utilizó la imagen Landast 8 del 17 de Julio de 2014, la cual se contrasto con la capa de ET publicada por el IDEAM y la capa resultado del cálculo de la evapotranspiración utilizando el método Penman – Monteith, el cual contó con datos anuales multianuales de precipitación, viento, temperatura mínima, máxima y media. Finalmente se obtuvieron para el método SEBAL y Penman-Monteith salidas diarias y mensuales de la evapotranspiración.

Para la validación se tomaron diez datos para validar generados de manera aleatoria en el software ArcGIS.

Tabla 7 Comparación error absoluto (EA) SEBAL, ET Penman – Monteith y ET Ideam

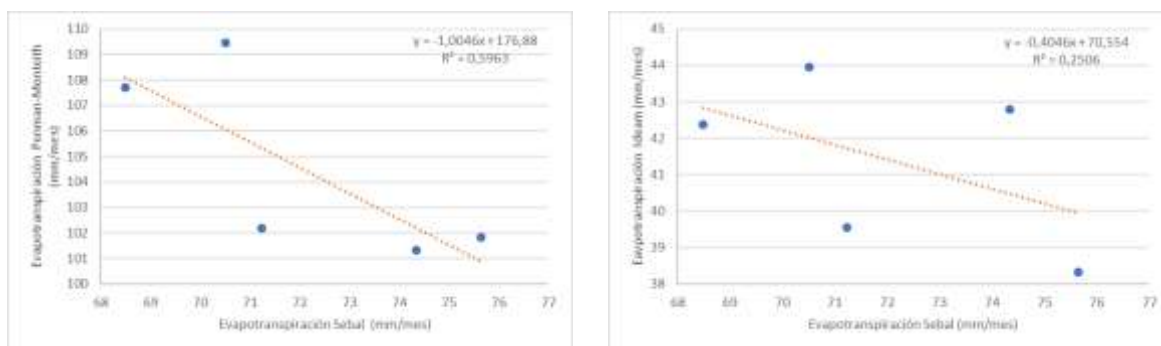
ET_SEBAL	ETo_Penman	ETP_Ideam	EA 1 - 2	EA 1 - 3	ER 1 - 2	ER 1 - 3
(1)	(2)	(3)				
70,5118	109,461	43,96008	38,9492	26,55172	0,35582719	0,60399617
74,34547	101,3239	42,78563	26,97843	31,55984	0,26625929	0,7376271
71,23859	102,198	39,56313	30,95941	31,67546	0,30293558	0,80063079
75,64764	101,8334	38,33789	26,18576	37,30975	0,25714314	0,97318214
68,48829	107,7093	42,36652	39,22101	26,12177	0,36413764	0,61656634
69,4986	106,5462	45,67853	37,0476	23,82007	0,34771395	0,5214719
77,0251	98,57123	39,06539	21,54613	37,95971	0,21858437	0,97169669
75,43403	95,92787	38,27676	20,49384	37,15727	0,21363802	0,97075275
76,0322	108,4098	42,25547	32,3776	33,77673	0,29865935	0,79934574
89,36969	76,66303	37,60973	12,70666	51,75996	0,16574691	1,37623854

Fuente: Elaboración propia

En la tabla se identifica que el mayor error absoluto estimado se obtiene en las comparaciones entre la capa de SEBAL y la del Ideam, con un valor de 37,30% que corresponde a un error del 97%. Este error al parecer es resultado de la manera en la cual se obtienen los mapas, por un lado, SEBAL realiza una estimación de la evapotranspiración en función de los niveles digitales de la imagen, los cuales están relacionados al tipo de cobertura los cuales influyen de manera importante en la radiación emitida y recibida. De otro lado, la capa de IDEAM depende de los valores puntuales calculados por estación, los cuales son interpolados para obtener valores continuos en función de la distancia, entre más cerca a la estación más parecido al valor real y a medida que se va alejando se obtienen valores estimados que probablemente no expresen de forma confiable el valor de evapotranspiración.

Al comparar los valores obtenidos por SEBAL versus la capa calculada a partir de Penman – Monteith con valores anuales multianuales se encuentra que el error varía entre el 16% y el 35%. El nivel de error que resulta ser más bajo que el obtenido al comparar con la capa de precipitación del Ideam, está relacionado al hecho que el método de Penman-Monteith incluye en el cálculo de la presión atmosférica el modelo digital de elevación el cual y las temperaturas, variables que incluyen el efecto de la elevación de alguna forma la rugosidad de la superficie, actuando de manera similar al cálculo hecho en SEBAL en la transmitividad atmosférica y posteriormente en el cálculo de la longitud de rugosidad.

Gráfica 5 Comparación valor obtenido del cálculo de la evapotranspiración con SEBAL versus resultado de Penman – Monteith (izq) y capa evapotranspiración del Ideam (der) (unidades en mm/mes).



Fuente: Elaboración propia

Al calcular el coeficiente de correlación se obtuvo que al comparar los resultados de SEBAL vs Penman e Ideam, se obtuvo que ninguna de las estimaciones llegó al 80% de correlación. El mejor ajuste se obtuvo en SEBAL vs Penman-Monteith, donde se obtuvo un valor de R^2 de 0.59, mientras que SEBAL vs Ideam contó con un R^2 de 0.25. En ambos casos los resultados son deficientes en caso de servir de referencia para tomar decisiones.

Adicional a los valores de evapotranspiración reportados por las capas ya mencionadas se realizó el cálculo con el software ET Calculator con los datos reportados por la estación en Ciprés de la red de Cenicafé para el 17 de Julio del año 2014. El valor obtenido con base en los datos horarios indica que la evapotranspiración fue de 5 mm/día, al contrastar este valor con la capa de ETrF obtenida con SEBAL se observa que este método tiende a subestimar el valor de la evapotranspiración debido a que los valores oscilaron entre 0.2 y 1.2 mm/día.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El propósito general del trabajo de estimar la evapotranspiración a través de imágenes de satélite se cumplió. De otro lado, los resultados obtenidos indican que la información no es suficiente y se requiere continuar evaluando el sistema SEBAL y otros como el METRIC para determinar cuál o cuáles algoritmos son una alternativa real para el cálculo de la evapotranspiración en áreas en las cuales no se cuenta con información de las estaciones meteorológicas o en ejercicios que requieran realizar un seguimiento de la evapotranspiración para determinada cobertura.

En este estudio se realizó un acercamiento teórico que involucró solo trabajo de oficina como procesamiento de imágenes satelitales y datos de estaciones meteorológicas. Teniendo presente esto los resultados obtenidos en los coeficientes de correlación no son suficientes para definir si el algoritmo SEBAL es adecuado o no para la estimación de la evapotranspiración, se sugiere por un lado realizar cálculos de evapotranspiración con lisímetros en parcelas demostrativas, mejorar la información satelital con una de mayor calidad como información disponible de la misión Sentinel de la Unión Europea que tiene resolución espacial de 10 metros, satélites pagos como la constelación Rapideye (5 metros) y la posibilidad de realizar muestreos con drones con cámaras multiespectrales (submétrico).

Además, la baja disponibilidad de registros climáticos, por la falta de estaciones meteorológicas en el país, hace que se continúe en la búsqueda de alternativas de obtención de datos, más aún cuando se requieren seguimientos continuos en grandes áreas plantadas como soya o maíz donde el cubrimiento de las estaciones no es suficiente.

Finalmente, a partir del presente trabajo de grado se identificaron elementos técnicos de fácil acceso para el cálculo de la evapotranspiración, como un elemento fundamental para el cálculo de balance hídrico que aporta al proceso de planificación del recurso hídrico en una cuenca de estudio, específicamente en la cuenca río Tapias y otros directos al Cauca SZH 2616, con el análisis de la información obtenida se pudo identificar que con la información de sensores remotos puede ser una vía efectiva para proveer información sobre la disponibilidad de agua y el uso del agua en la agricultura para dicha cuenca, sin embargo se debe continuar avanzando en la identificación de una metodología que permita obtener valores confiables, que respondan a las distorsiones dadas en el valor de la evapotranspiración por las condiciones orográficas y climáticas debido a que los resultados indicaron que este método tiende a subestimar el valor de la evapotranspiración para la zona de estudio.

RECOMENDACIONES

A partir de los resultados del presente trabajo, y con base en los conocimientos adquiridos en la especialización, se recomienda avanzar en la identificación de alternativas técnicas costo eficientes para determinar variables climatológicas, como la evapotranspiración de referencia, por métodos de sensores remotos con datos libres y que se constituyan como insumos para los POMCAS y los Planes de ordenamiento Territorial, al igual que sea información aportante para los planes nacionales de riego como lo recomienda (García et al., 2012).

Se debe seguir avanzando en trabajos que permitan ajustar los resultados teóricos de la evapotranspiración a las condiciones particulares de cada zona de estudio, con el fin de tener datos oportunos y confiables para elaborar modelos de ordenamiento territorial y escenarios para el desarrollo de los POMCAS en el país.

REFERENCIAS

- Alarcón, M. F. (2013). Aproximación al análisis de la capacidad de acogida del territorio para el desarrollo de la actividad agrícola: El caso de la cuenca del río miriñay, provincia de corrientes (argentina). *XIV Encuentro De Geógrafos De América Latina (EGAL-2013)*, Retrieved from <http://www.observatoriogeograficoamericalatina.org.mx/egal14/Geografiasocioeconomica/Geografiaagricola/65.pdf>
- Albhaisi, M. (2004, Estimating evapotranspiration by hyperspectral remote sensing and GIS of doode bemde wetland, belgium. *Master of Science in Physical Land Resources*,
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos* Food & Agriculture Org. Retrieved from <ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/009/x0490s/x0490s.pdf>
- Allen, R., Irmak, A., Trezza, R., Hendrickx, J. M., Bastiaanssen, W., & Kjaersgaard, J. (2011). Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrol.Process*, 25, 4011-4027. Retrieved from http://www.academia.edu/download/41157750/Satellitebased_ET_estimation_in_agricult20160114-2889-15aqvh7.pdf20160114-19908-jreit5.pdf
- Allen, R. G., Waters, R., Tasumi, M., Trezza, R., & Bastiaanssen, W. (2002). SEBAL–Surface energy balance algorithm for Land–Idaho implementation–Advanced training and users manual. *Idaho, USA*,
- Arrázola, A. M. H., Madera, K. E. L., & Miranda, J. P. R. (2018). Estado actual de la planificación de las cuencas hídricas en el departamento de sucre (Colombia). *Procesos Urbanos*, (5), 75-78. doi:10.21892/2422085X.412
- Barbosa, T. E. G., Duarte, C. A. G., & Amaya, R. J. G. (2017). Identificación de coberturas vegetales a partir de imágenes satelitales sobre la cuenca media y baja del Catatumbo. *Revista Colombiana De Tecnologías De Avanzada (Rcta)*, 1(25) Retrieved from http://ojs.unipamplona.edu.co/ojs_viceinves/index.php/RCTA/article/download/2367/1166
- Bastiaanssen, W., Menentia, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. formulation. *Journal of Hydrology*, 212(213), 198-212. Retrieved from <http://sites.google.com/site/andersonruhoff/sebal.pdf>
- Bastiaanssen, W., Noordman, E., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., & Allen, R. G. (2005). SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 131(1), 85-93.
- Bastiaanssen, W., Pelgruma, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., Roerink, G. J., & van der Wal, T. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. validation. *Journal of Hydrology*, 212(213), 213-229. Retrieved

from http://www.academia.edu/download/40091228/A_remote_sensing_Surface_Energy_Balance_20151116-5477-1mxs0lo.pdf

Bastiaanssen, W. G. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated gediz basin, turkey. *Journal of Hydrology*, 229(1-2), 87-100.

Batchelor, C., Hoogeveen, J., Faures, J., & Peiser, L. (2016). Water accounting and auditing. A sourcebook. *FAO Water Reports (FAO) Eng no.43*,

Beg, A. A. F., Al-Sulttani, A. H., Ochtyra, A., Jarocińska, A., & Marcinkowska, A. (2016). Estimation of evapotranspiration using SEBAL algorithm and landsat-8 Data—A case study: Tatra mountains region. *Journal of Geological Resource and Engineering*, 6, 257-270. Retrieved from https://www.researchgate.net/profile/Ahmed_Al-Sulttani/publication/311528493_Estimation_of_Evapotranspiration_Using_SEBAL_Algorithm_and_Landsat-8_Data-A_Case_Study_Tatra_Mountains_Region/links/58768da508ae8fce492dd284/Estimation-of-Evapotranspiration-Using-SEBAL-Algorithm-and-Landsat-8-Data-A-Case-Study-Tatra-Mountains-Region.pdf

Cárdenas, G., & Cárdenas, J. (2009). Agricultura, urbanización y agua. *Instituto Interamericano De Cooperación Para La Agricultura (IICA).San José, CR ISBN13*, , 978-992.

Carrion, D., & Armando, D. (2017). Análisis de la dinámica de los cambios de uso del suelo mediante teledetección en una microcuenca alto andina de ecuador. Retrieved from <http://uvadoc.uva.es/bitstream/10324/26386/1/TFM-L329.pdf>

Cerrudo, C. G., Daz, G. M., Juarez, S. H., & Ferreira, L. J. (2017). Análisis de la relación espacio temporal entre la precipitación estimada por el satélite TRMM (3B42RT) y el caudal medio diario en la cuenca del río iguazú. *Meteorológica*, 42(1), 39-52. Retrieved from http://www.scielo.org.ar/scielo.php?pid=S1850-468X2017000100003&script=sci_arttext&tlng=pt

Cogliati, M. G. (2015). Estudio de la variabilidad espacial de la temperatura de superficie en el norte de la provincia del neuquén con imágenes satelitales. *Meteorológica*, 40(2), 19-32.

FEDERACIÓN NACIONAL DE CAFETEROS DE COLOMBIA - FNC, & CENTRO NACIONAL DE INVESTIGACIONES DE CAFÉ - CENICAFÉ (Eds.). (2016). *Anuario meteorológico cafetero 2014*. Manizales, Caldas, Colombia: Comité Editorial Cenicafé. Retrieved from https://www.cenicafe.org/es/index.php/nuestras_publicaciones/anuarios_meteorologicos/publicaciones_anuario_meteorologico_cafetero_2014

- Galvis, K. D., & Martínez Fernández, E. (2017). Diagnóstico de la disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca del río Chicú, generado por medio de balances hídricos. Retrieved from <https://hdl.handle.net/11634/2595>
- García, M. C., Piñeros Botero, A., Bernal Quiroga, F. A., & Ardila Robles, E. (2012). Variabilidad climática, cambio climático y el recurso hídrico en Colombia. *Revista De Ingeniería*, (36), 64. Retrieved from <https://www.redalyc.org/html/1210/121025826011/>
- Gordillo Salinas, V. M., Flores Magdaleno, H., Tijerina Chávez, L., & Arteaga Ramírez, R. (2014). Estimación de la evapotranspiración utilizando un balance de energía e imágenes satelitales. *Revista Mexicana De Ciencias Agrícolas*, 5(1), 143-155. Retrieved from <http://www.scielo.org.mx/pdf/remexca/v5n1/v5n1a12.pdf>
- Huamán Gutiérrez, H. A. (2015). Estimación espacial de la evapotranspiración real usando imágenes de satélite mediante algoritmo SEBAL caso: Irrigación majes I-arequipa.
- Huerta, P., & Cirila, Y. (2018). Estimación espacial de la evapotranspiración del maíz (zea mays) mediante el algoritmo sebal en el callejón de huaylas año 2016.
- IDEAM (2013). *Zonificación y codificación de unidades hidrográficas e hidrogeológicas de Colombia*, Bogotá, D. C., Colombia. Publicación aprobada por el Comité de Comunicaciones y Publicaciones del IDEAM, noviembre de 2013, Bogotá, D. C., Colombia. Retrieved from <http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/022655/MEMORIASMAPAZONIFICACIONHIDROGRAFICA.pdf>
- IDEAM. (2015). *Estudio nacional del agua 2014*. Bogotá, D. C.:
- IDEAM. (2019). *Estudio nacional del agua 2018*. Bogotá:
- IGAC. (2013). *Descripción y corrección de productos landsat 8 LDCM*. Unpublished. doi:10.13140/RG.2.2.21308.44167 Retrieved from <https://search.datacite.org/works/10.13140/RG.2.2.21308.44167>
- Karimi, P., & Bastiaanssen, W. (2015). Spatial evapotranspiration, rainfall and land use data in water accounting-part 1: Review of the accuracy of the remote sensing data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 507. Retrieved from <http://search.proquest.com/openview/a7b970c448494dcb6129563e2d1f7e0e/1?pq-origsite=gscholar&cbl=105724>
- Karimi, P., Bastiaanssen, W. G., Molden, D., & Cheema, M. J. M. (2013). Basin-wide water accounting based on remote sensing data: An application for the Indus basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7), 2473-2486.

- López Avendaño, J. E., Díaz Valdés, T., Watts Thorp, C., Rodríguez, J. C., Velázquez Alcaraz, Teresa de Jesús, & Partida Ruvalcaba, L. (2017). Uso de datos satelitales MODIS y balance de energía para estimar la evapotranspiración. *Revista Mexicana De Ciencias Agrícolas*, 8(4) Retrieved from <http://www.redalyc.org/html/2631/263152088002/>
- Lorca, M. P. (2018). Población, cambio climático y huella ambiental//population, climate change and environmental footprint. *Ecozon@: European Journal of Literature, Culture and Environment*, 9(1), 11-36.
- Mejia Ramirez, J. A. (2017). *Análisis multitemporal utilizando técnicas de teledetección de la pérdida de cobertura vegetal por causa de la minería ilegal en el bajo cauca antioqueño* Universidad Militar Nueva Granada. Retrieved from <http://repository.unimilitar.edu.co/handle/10654/15543>
- Murillas Rayo, A., & Londoño Cruz, E. A. (2014). *Estimación de la evapotranspiración en cultivos de arroz con sensores remotos* Retrieved from <http://hdl.handle.net/10893/7894>
- Murillas Rayo, A., & Londoño Cruz, E. A. (2015). No title. *Estimación De La Evapotranspiración En Cultivos De Arroz Con Sensores Remotos [Recurso Electrónico]*,
- Núñez Encalada, D. A. (2018). *Evaluación de productos de imágenes de satélite para el cálculo de la evapotranspiración* Retrieved from <http://dspace.utpl.edu.ec/handle/20.500.11962/23348>
- Peña, R. T., Perdomo, L. S., & Núñez, A. (2015). Estimación de la evapotranspiración de los cultivos utilizando imágenes satelitales LANDSAT 8 en el sistema de riego “El cenizo”, Venezuela. *Academia*, 14(33), 7-17. Retrieved from <http://erevistas.saber.ula.ve/index.php/academia/article/view/7526/7423>
- Quispe Cabrera, J. M. (2015). Estimación de evapotranspiración mediante métodos de percepción remota y empíricos, en las cuencas de la región tacna. Retrieved from http://repositorio.unap.edu.pe/bitstream/handle/UNAP/4614/Quispe_Cabrera_Javier_Maximo.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Ring, T. (2014). *A comparison of modeling schemes for mapping daily evapotranspiration at high resolution using remote sensing*
- Santiago-Rodríguez, S., Arteaga-Ramírez, R., Sangerman-Jarquín, D. M., Cervantes-Osornio, R., & Navarro Bravo, A. (2012). Evapotranspiración de referencia estimada con fao-penman-monteith, priestley-taylor, hargreaves y RNA. *Revista Mexicana De Ciencias Agrícolas*, 3(8), 1535-1549.
- Senay, G. B., Friedrichs, M., Singh, R. K., & Velpuri, N. M. (2016). Evaluating landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the colorado river basin. *Remote Sensing of Environment*, 185, 171-185. Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425715302650>

- Shilpakar, R. L. (2003). Geo-information procedures for water accounting: A case of the east rapti river basin, nepal. Paper presented at the
- Silva, B. B. d., Braga, A. C., Braga, C. C., de Oliveira, L. M., Montenegro, S. M., & Barbosa Junior, B. (2016). Procedures for calculation of the albedo with OLI-landsat 8 images: Application to the brazilian semi-arid. *Revista Brasileira De Engenharia Agrícola E Ambiental*, 20(1), 3-8. Retrieved from http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S1415-43662016000100003&script=sci_arttext
- Sobrino, J. A. (2001). *Teledetección* Universitat de Valencia.
- Waters, R., Allen, R., Bastiaanssen, W., Tasumi, M., & Trezza, R. (2002). Sebal. *Surface Energy Balance Algorithms for Land.Idaho Implementation.Advanced Training and Users Manual, Idaho, USA*,