

**ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN CULTIVOS DE CAÑA
DE AZÚCAR POR MEDIO DE SENSORES REMOTOS**

**FABIO HECTOR ECHEVERRY ANDRADE
DAVID MONTERO LOAIZA**

**UNIVERSIDAD DEL VALLE
FACULTAD DE INGENIERIA
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA
PROGRAMA ACADÉMICO DE INGENIERÍA TOPOGRÁFICA
SANTIAGO DE CALI
2016**

**ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN CULTIVOS DE CAÑA
DE AZÚCAR POR MEDIO DE SENSORES REMOTOS**

**FABIO HECTOR ECHEVERRY ANDRADE
DAVID MONTERO LOAIZA**

**Trabajo de Grado presentado como requisito para optar al título de:
Ingenieros Topográficos**

**Francisco Luis Hernández
Director de Trabajo de Grado**

**UNIVERSIDAD DEL VALLE
FACULTAD DE INGENIERIA
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA
PROGRAMA ACADÉMICO DE INGENIERÍA TOPOGRÁFICA
SANTIAGO DE CALI
2016**

Nota de aceptación

Firma del director

Firma del evaluador

Firma del evaluador

Santiago de Cali (24 de Mayo de 2016)

DEDICATORIA

A los que se fueron:

Para ustedes, Vicente Sandoval & Kyra Echeverry, por todo y por tanto.

A los que quedan:

*Fabio y Leyda por enseñarme a creer en que sí se puede lograr y por su amor
inmarcesible.*

Gissel, por su apoyo único e incondicional.

Viviana, por mantener los lazos.

Santiago y Daniela, por ser luz en mi vida.

Prima, por sus años.

Herr inefable.

Fabio Hector Echeverry Andrade

A mi madre.

David Montero Loaiza

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi compañero David –y a mi compañero Fabio–, por todos estos años de valiosa amistad y por ser parte de este equipo cuasi perfecto. ¡Lo logramos!

A la Universidad del Valle y al programa académico de Ingeniería Topográfica por cobijarnos todo este tiempo, formar y entregar las bases necesarias para nuestro futuro cercano.

Al profesor Francisco Hernández, por sus cursos tan inspiradores, su conocimiento y disposición en este trabajo de grado.

A Cenicaña por proporcionar los datos necesarios para la realización de este Trabajo de Grado y por compartir su conocimiento en varios de los ámbitos aquí tratados.

A Laura y Mario, integrantes de los Chiquis, por compartir su pasión por la percepción remota y hacer de esta etapa algo inolvidable.

CONTENIDO

pág.

INTRODUCCIÓN	16
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	18
2. JUSTIFICACIÓN	20
3. OBJETIVOS	21
3.1. OBJETIVO GENERAL	21
3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	21
4. MARCO TEÓRICO	22
4.1. MARCO CONCEPTUAL	22
4.1.1. Ciclo hidrológico y comportamientos del agua	22
4.1.1.1. Ciclo hidrológico	22
4.1.1.2. Balance hídrico	23
4.1.1.3. Estrés hídrico	23
4.1.2. Evapotranspiración	23
4.1.2.1. Evaporación	23
4.1.2.2. Transpiración	23
4.1.2.3. Unidades de medida	23
4.1.2.4. Evapotranspiración	24
4.1.2.5. Evapotranspiración de referencia	25
4.1.2.6. Evapotranspiración real	25
4.1.2.7. Coeficiente único de cultivo K_c	25
4.1.3. Parámetros base	25
4.1.3.1. Temperatura máxima y mínima	25
4.1.3.2. Temperatura media	25
4.1.3.3. Índice térmico	26
4.1.3.4. Latitud	26
4.1.3.5. Elevación	26
4.1.3.6. Presión atmosférica	26
4.1.3.7. Constante psicrométrica	26
4.1.3.8. Presión media de vapor de saturación	26
4.1.3.9. Pendiente de la curva de vapor de saturación	26
4.1.3.10. Presión real de vapor	26
4.1.3.11. Radiación extraterrestre	27
4.1.3.12. Duración máxima de la insolación	27
4.1.3.13. Porcentaje diario medio de horas de insolación anual	27
4.1.3.14. Radiación solar	27

4.1.3.15.	Radiación solar en un día despejado.....	27
4.1.3.16.	Radiación neta de onda corta.....	27
4.1.3.17.	Radiación neta de onda larga.....	27
4.1.3.18.	Radiación neta.....	27
4.1.3.19.	Flujo de calor del suelo.....	28
4.1.3.20.	Velocidad del viento.....	28
4.1.4.	Cañade azúcar.....	28
4.1.4.1.	Soca.....	28
4.1.4.2.	Caña de azúcar.....	28
4.1.4.3.	La plantación de caña de azúcar.....	29
4.1.5.	Percepción remota.....	29
4.1.5.1.	Espectro electromagnético.....	29
4.1.5.2.	Imágenes satelitales.....	30
4.1.5.3.	Radiancia.....	30
4.1.5.4.	Reflectancia.....	30
4.1.5.5.	Emisividad.....	30
4.1.5.6.	Proyección cartográfica.....	30
4.1.5.7.	Sistema de referencia geodésico.....	30
4.1.5.8.	Georreferenciación.....	31
4.1.5.9.	Shapefile.....	31
4.1.5.10.	Ráster.....	31
4.1.5.11.	Rasterizar.....	31
4.1.5.12.	Resampleado.....	31
4.1.6.	Métodos de evaluación.....	31
4.1.6.1.	Coeficiente de determinación.....	31
4.1.6.2.	Error medio cuadrático.....	32
4.1.6.3.	Error de predicción cuadrático medio.....	32
4.1.6.4.	Desviación media cuadrática.....	32
4.1.6.5.	Valor-p.....	32
4.2.	MARCO TEÓRICO.....	33
4.2.1.	Pre-procesamiento de imágenes MODIS.....	33
4.2.2.	Parámetros base.....	33
4.2.2.1.	Temperatura máxima y mínima.....	33
4.2.2.2.	Temperatura media.....	33
4.2.2.3.	Índice térmico.....	34
4.2.2.4.	Latitud.....	34
4.2.2.5.	Elevación.....	34
4.2.2.6.	Presión atmosférica.....	34
4.2.2.7.	Constante psicrométrica.....	34
4.2.2.8.	Presión media de vapor de saturación.....	34
4.2.2.9.	Pendiente de la curva de vapor de saturación.....	35
4.2.2.10.	Presión real de vapor.....	35
4.2.2.11.	Radiación extraterrestre.....	36
4.2.2.12.	Duración máxima de la insolación.....	36
4.2.2.13.	Porcentaje diario medio de horas de insolación anual.....	36

4.2.2.14.	Radiación solar	37
4.2.2.15.	Radiación solar en un día despejado	37
4.2.2.16.	Radiación neta de onda corta	37
4.2.2.17.	Radiación neta de onda larga	37
4.2.2.18.	Radiación neta	37
4.2.2.19.	Flujo de calor del suelo	38
4.2.2.20.	Velocidad del viento	38
4.2.3.	Evapotranspiración de referencia	38
4.2.3.1.	Método FAO Penman-Monteith	38
4.2.3.2.	Método de Hargreaves	39
4.2.3.3.	Método Blaney – Criddle	40
4.2.3.4.	Método Thornthwaite	40
4.2.4.	Asignación del coeficiente de cultivo K_c	40
4.2.5.	Evapotranspiración real	41
4.2.6.	Métodos de evaluación	41
4.2.6.1.	Coeficiente de determinación	41
4.2.6.2.	Error medio cuadrático	41
4.2.6.3.	Error de predicción cuadrático medio	41
4.2.6.4.	Desviación media cuadrática	42
4.2.6.5.	Valor-p	42
4.3.	MARCO REFERENCIAL	43
5.	METODOLOGÍA	46
5.1.	ZONA DE ESTUDIO	46
5.2.	MATERIALES	48
5.2.1.	Red de estaciones meteorológicas automatizadas (RMA)	48
5.2.2.	Suertes	49
5.2.3.	Sensor MODIS	50
5.2.3.1.	Características técnicas Sensor MODIS	50
5.2.3.2.	Descripción de productos MODIS	52
5.2.4.	Sensor ASTER	53
5.2.4.1.	Características técnicas Sensor ASTER	53
5.2.4.2.	Descripción de productos ASTER	53
5.3.	MÉTODOS	54
5.3.1.	Pre-procesamiento de imágenes	54
5.3.2.	Cálculo de parámetros base	54
5.3.2.1.	Temperatura del aire	55
5.3.2.2.	Índice térmico	56
5.3.2.3.	Latitud	56
5.3.2.4.	Elevación	56
5.3.2.5.	Presión atmosférica	56
5.3.2.6.	Constante psicrométrica	56
5.3.2.7.	Presión media de vapor de saturación	57
5.3.2.8.	Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación	57
5.3.2.9.	Presión real de vapor	57

5.3.2.10.	Radiación extraterrestre	57
5.3.2.11.	Duración máxima de la insolación	58
5.3.2.12.	Porcentaje diario medio de horas de insolación anual.....	58
5.3.2.13.	Radiación solar	58
5.3.2.14.	Radiación solar en un día despejado.....	58
5.3.2.15.	Radiación neta solar o de onda corta	58
5.3.2.16.	Radiación neta de onda larga	58
5.3.2.17.	Radiación neta.....	58
5.3.2.18.	Flujo de calor del suelo	58
5.3.2.19.	Velocidad del viento.....	59
5.3.3.	Cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_o)	59
5.3.3.1.	Evapotranspiración de referencia de Penman-Monteith (ET_{o-PM})	60
5.3.3.2.	Evapotranspiración de referencia de Hargreaves (ET_{o-H})	60
5.3.3.3.	Evapotranspiración de referencia de Thornthwaite (ET_{o-T})	61
5.3.3.4.	Evapotranspiración de referencia de Blaney-Criddle (ET_{o-BC})	61
5.3.4.	Asignación de Coeficiente de Cultivo (K_c)	62
5.3.5.	Cálculo de la evapotranspiración real (ET_c)	63
6.	RESULTADOS.....	64
6.1.	PARÁMETROS BASE	64
6.1.1.	Temperatura del aire	64
6.1.2.	Índice térmico	66
6.1.3.	Latitud	66
6.1.4.	Elevación.....	67
6.1.5.	Presión atmosférica.....	68
6.1.6.	Constante psicrométrica.....	68
6.1.7.	Presión media de vapor de saturación	68
6.1.8.	Pendiente de la curva de vapor de saturación	69
6.1.9.	Presión real de vapor	69
6.1.10.	Radiación extraterrestre	70
6.1.11.	Duración máxima de la insolación.....	71
6.1.12.	Porcentaje diario medio de horas de insolación anual	71
6.1.13.	Radiación solar.....	72
6.1.14.	Radiación solar en un día despejado	73
6.1.15.	Radiación neta de onda corta	73
6.1.16.	Radiación neta de onda larga	74
6.1.17.	Radiación neta	74
6.1.18.	Flujo de calor del suelo	75
6.1.19.	Velocidad del viento	76
6.2.	EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA (ET_o)	76
6.3.	COEFICIENTE DE CULTIVO (K_c).....	79
6.4.	EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL (ET_c)	81
7.	DISCUSIONES.....	85

8. CONCLUSIONES	91
9. RECOMENDACIONES	93
10. BIBLIOGRAFÍA	94

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1. Ciclo hidrológico del agua.....	22
Figura 2. Evapotranspiración del cultivo	24
Figura 3. Espectro electromagnético	29
Figura 4. Contraste de hipótesis	42
Figura 5. Esquema metodológico	46
Figura 6. Zona de estudio	47
Figura 7. Área de influencia de las estaciones RMA.....	48
Figura 8. Suertes usadas para la estimación de la evapotranspiración real	49
Figura 9. Simbología de los diagramas presentados para cada modelo	60
Figura 10. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Penman-Monteith.....	60
Figura 11. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Hargreaves	61
Figura 12. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Thornthwaite	61
Figura 13. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Blaney-Criddle	62
Figura 14. Regresiones lineales entre la LST de MODIS y la temperatura de la estación Cenicaña	64
Figura 15. Variación de la temperatura de MODIS Terra calibrada y la estación Cenicaña durante el periodo de estudio	65
Figura 16. Variación del índice térmico estimado y del observado de la estación Cenicaña durante el periodo de estudio.	66
Figura 17. GDEM v 2.0 de ASTER para el sector azucarero a una resolución de 1 km	67
Figura 18. Histograma del GDEM v 2.0 de ASTER para el sector azucarero.	68

Figura 19. Relación entre e_s estimado y e_s observado de la estación Cenicaña ...	68
Figura 20. Relación entre el Δ estimado y el Δ observado de la estación Cenicaña.	69
Figura 21. Relación entre el e_a estimado y el e_a observado de la estación Cenicaña	70
Figura 22. Relación entre el R_a estimado y el R_a observado de la estación Cenicaña.....	70
Figura 23. Relación entre el N estimado y el N observado de la estación Cenicaña	71
Figura 24. Relación entre el p estimado y el p observado de la estación Cenicaña	72
Figura 25. Variación de R_s observado de la estación Cenicaña	72
Figura 26. Relación entre el R_{so} estimado y el R_{so} observado de la estación Cenicaña.....	73
Figura 27. Variación del R_{ns} observado de la estación Cenicaña	73
Figura 28. Relación entre el R_{nl} estimado y el R_{nl} observado de la estación Cenicaña.....	74
Figura 29. Relación entre el R_n estimado y el R_n observado de la estación Cenicaña.....	75
Figura 30. Relación entre el G estimado y el G observado de la estación Cenicaña	75
Figura 31. Variación de u_2 observado de la estación Cenicaña.....	76
Figura 32. Variación temporal de los modelos de ET_o estimados y del ET_{o-PM} observado de la estación Cenicaña	76
Figura 33. Regresiones lineales entre los modelos de ET_o estimados y la ET_{o-PM} observada de la estación Cenicaña	78
Figura 34. Variación temporal del ET_{o-PM} estimado calibrado y del ET_{o-PM} observado de la estación Cenicaña.....	79
Figura 35. Variación temporal del K_c para cada una de las suertes.....	80

Figura 36. Variación temporal del ET_c observado y del ET_c estimado para cada una de las suertes durante sus ciclos fenológicos81

Figura 37. Regresiones lineales entre la ET_c estimada y la ET_c observada para las cuatro suertes82

LISTA DE TABLAS

	pág.
Tabla 1. Fechas de cosecha para cada una de las suertes durante el periodo de estudio	50
Tabla 2. Bandas del Sensor MODIS	50
Tabla 3. Especificaciones generales del Sensor MODIS	51
Tabla 4. Bandas del Sensor ASTER.....	53
Tabla 5. Parámetros base para el cálculo de modelos de evapotranspiración de referencia.....	54
Tabla 6. Instrumentos usados para el cálculo de los modelos de evapotranspiración de referencia.....	59
Tabla 7. K_c para la caña de azúcar	62
Tabla 8. Resumen de los valores alcanzados por cada modelo durante el periodo de estudio.	77
Tabla 9. Ciclos fenológicos para cada una de las suertes del estudio.....	79
Tabla 10. Resumen de los valores de ET_c alcanzados por suerte	83

RESUMEN

La evapotranspiración es uno de los procesos que más influyen al ciclo hidrológico y por lo tanto su estimación es necesaria para la gestión de los recursos hídricos. Sin embargo existen varias zonas del mundo donde no se cuenta con estaciones meteorológicas que brindan parámetros necesarios para el cálculo de la evapotranspiración. En el presente estudio se estimó la evapotranspiración real del cultivo de caña en cuatro suertes ubicadas en el Valle del Cauca, Colombia. Se aplicaron cuatro métodos para el cálculo de la evapotranspiración de referencia, tres de ellos basados en temperatura del aire obtenida del sensor MODIS (Hargreaves, Thornthwaite y Blaney-Criddle) y un cuarto método, Penman-Monteith FAO-56, combinando datos de sensores remotos y estaciones meteorológicas. Estos cuatro métodos se evaluaron por medio de regresión lineal comparándolos con el método Penman-Monteith FAO-56 observada de la estación meteorológica Cenicaña. Los resultados arrojaron que el mejor método estimado es el de Penman-Monteith con un R^2 de 0,838, un RMSE de 0,214 mm día⁻¹ y un valor-p de 5,251E-15, el cual fue calibrado con los parámetros de intercepto (0,676) y pendiente (0,829) obtenidos en la regresión lineal y que fue seleccionado para la estimación de la evapotranspiración real de las cuatro suertes. Se asignó un coeficiente de cultivo dependiente de la edad de las suertes de caña, que cumplieran con dos ciclos fenológicos completos comprendidos entre los años 2011-2013 y se obtuvo la evapotranspiración real del cultivo multiplicando la evapotranspiración de referencia con el coeficiente de cultivo. El promedio de la evapotranspiración real fue muy parecido para las cuatro suertes variando de 2,840 a 2,938 mm día⁻¹, al igual que la desviación estándar con una variación de 0,598 a 0,757 mm día⁻¹. Esta evapotranspiración real estimada fue evaluada mediante regresión lineal con la evapotranspiración real calculada mediante la evapotranspiración de referencia obtenida por la estación Cenicaña, obteniendo R^2 que variaron entre 0,953 y 0,975 y RMSD que variaron entre 0,119 mm día⁻¹ y 0,135 mm día⁻¹.

Palabras claves: Evapotranspiración real, coeficiente de cultivo, Caña de azúcar, sensores remotos.

INTRODUCCIÓN

El agua tiene su aparición en la naturaleza en diferentes estados: sólido, líquido y gaseoso. El ciclo hidrológico es la sucesión de etapas que atraviesa el agua al pasar de la tierra a la atmósfera y volver a la tierra, incluyendo los procesos de transición de un estado a otro (Ordoñez Gálvez, 2011). La evaporación es uno de los procesos de mayor importancia en el ciclo hidrológico, ya que es la encargada de retornar el agua precipitada sobre la superficie terrestre a la atmósfera. La evapotranspiración (ET) es un elemento que enlaza el ciclo hidrológico y el balance de energía superficial, que permite a través de la transferencia de masa y energía, mantener los niveles energéticos hídricos propicios en el sistema tierra-atmósfera (Chuvienco & Sánchez, 2000). Está constituido por un conjunto de dos procesos en donde se encuentran involucrados la transpiración de las plantas y la evaporación del agua presente en el suelo (Sánchez San Román, 2004).

La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad de medida expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua; la unidad de tiempo puede ser en horas, días, meses e incluso años. La pérdida de 1 mm de agua corresponde a una pérdida de 10 m³ de agua por hectárea. El concepto de evapotranspiración está constituido por tres diferentes definiciones en las que se ven involucrados procesos diferentes, una de esas definiciones es la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o), es un parámetro relacionado con el clima que expresa el poder evaporante de la atmósfera, este parámetro puede ser calculado a partir de datos meteorológicos, y está estrechamente ligado a la obtención de la evapotranspiración real del cultivo (Allen et al., 2006).

La estimación adecuada de la evapotranspiración real desde el punto de vista de la programación de riego es fundamental ya que hace referencia a la aplicación de riego, como la cantidad de agua a aplicar (Almorox et al., 2010). En la agricultura, la evapotranspiración real se calcula usando la evapotranspiración de referencia (ET_o) la cual es corregida por un coeficiente único de cultivo (K_c) para cada especie agrícola (Ortega et al., 1999).

Una de las especies agrícolas con mayor demanda en Colombia y el mundo entero es la caña de azúcar. Los cultivos de caña de azúcar en Colombia necesitan grandes cantidades de recursos hídricos, estos cultivos se ubican en los primeros 3 puestos de consumo de agua en Colombia (Uribe, Lozano & Martinez, 2012). Los períodos con déficit que afronta el país han obligado a los cañicultores a disminuir su producción de caña, debido a la mala distribución de riego en los cultivos en donde las fuentes superficiales de agua se han visto afectadas en porcentajes abrumadores que van desde 20% al 70%, lo mismo ocurre con las fuentes subterráneas donde los niveles de bombeo han disminuido desde el 15% al 30% (Cenicaña, 2013).

Para la realización de este estudio se implementará gran parte de los métodos empleados por la *Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura - FAO*, quienes desarrollaron el método Penman-Monteith reconocido mundialmente por varios autores para el cálculo de la Evapotranspiración Real (ET_c) (Ortega et al., 1999), lo que lo constituye en el método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia.

Aparte del cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_o) para obtener la evapotranspiración real (ET_c), es necesario incorporar las características del cultivo con el coeficiente único de cultivo (K_c), el cual integra la transpiración del cultivo y la evaporación del suelo, insumos necesarios para la definición de calendarios de riego y para los estudios de balance hídrico (Allen et al., 2006).

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El uso de recursos hídricos tiene un gran impacto sobre el ambiente y los costos de producción de un cultivo. Cuando las labores de riego se realizan sin una gestión previa, el uso del recurso hídrico puede ser desmesurado o carente para una óptima producción del cultivo.

Una manera de realizar una buena gestión de los recursos hídricos destinados a un cultivo es mediante la realización de un balance hídrico, definido como el equilibrio entre todos los recursos hídricos que ingresan al sistema y los que salen del mismo en un intervalo de tiempo determinado. La Evapotranspiración Real (ET_c), que se define como la pérdida de humedad por evaporación directa así como por la transpiración de un cultivo, hace parte de los recursos que salen del cultivo y por tal razón su estimación se hace necesaria para una buena gestión.

La oferta hídrica de Colombia en año medio asciende a $2.300 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$, la cual se ve reducida en un 38% para el año seco medio, llegando aproximadamente a $1.400 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$. El sector agrícola es el primer sector en términos de consumo hídrico en el país; de acuerdo con estudios realizados en 2008 este sector consume 88% de las aguas lluvias, es decir $34.242 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$, y un 7% de aguas subterráneas o superficiales con un total de $2.804 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$. Los cultivos de caña de azúcar ocupan el segundo y tercer puesto en consumo de agua a nivel nacional con un 13% de las aguas lluvias y un 11% en aguas superficiales, respectivamente (Uribe, Lozano & Martinez, 2012).

Durante las últimas dos décadas el sector azucarero aplicaba alrededor de 12 riegos por año al cultivo de la caña, en estos tiempos los cañicultores acostumbraban a abrir boquetes en los canales de agua para que este por medio de la pendiente y gravedad fluyera hasta los cultivos. A partir del año 1993 el sector agrícola y los ingenios replantearon las formas de riego para controlar la cantidad de agua aplicada. Estos esfuerzos arrojaron resultados satisfactorios; pero todavía queda mucho por hacer, ya que se trata de un recurso cada vez más escaso y con mayores demandas.

Los fuertes periodos con déficit hídrico que afronta el país provocan disminuciones considerables en las producciones de caña, las fuentes disponibles para riego se ven cada vez más escasas, las fuentes superficiales sufren una reducción del 20% al 70%, mientras que para las fuentes subterráneas la disminución de los caudales es del 15% al 30%; además de esta reducción, la FAO ha previsto que para el año 2050 el consumo de agua en el sector agrícola aumentará en un 19%.

Sumado a la grave situación hídrica que se presenta actualmente, casi un 40% de los cultivos de caña de azúcar en el Valle del Cauca no realizan el balance hídrico, generando una mala gestión del agua para riego (Cenicaña, 2013), mientras que

el porcentaje que sí realiza el debido balance se abastece de información suministrada por estaciones meteorológicas puntuales, cargando consigo el problema de extrapolar los datos puntuales medidos a una variación espacial de mayor escala (Rivas & Caselles, 2003).

La carencia del balance hídrico en los cultivos de caña, donde la Evapotranspiración Real es un factor primordial para su realización, y el uso de valores extrapolados que fueron medidos de estaciones puntuales para dicho cálculo generan desmesura o déficit en las acciones de riego en el cultivo de caña, afectando la producción, los costos y el control del recurso hídrico.

En vista de las elevadas cifras negativas para la preservación ambiental del agua a nivel mundial y de las problemáticas que enfrenta el sector de la caña de azúcar en Colombia, se estimará la evapotranspiración real para conocer las necesidades hídricas del cultivo de caña que servirá como insumo a los proveedores e ingenios para plantear tácticas que regulen el consumo de riego que ayudará en la reducción de costos.

2. JUSTIFICACIÓN

El agua es el recurso natural máspreciado en el planeta, su uso va desde el doméstico hasta el industrial e incluso es aprovechado como fuente de energía. En el sector agrícola este recurso se hace vital para realizar los riegos sobre distintos cultivos, promoviendo así su buen desarrollo y por ende una buena cosecha.

En el Valle del Cauca el cultivo de caña de azúcar es el más dinámico y de mayor expansión en la industria del departamento. Entidades como el *Centro de Investigación de la Caña de Azúcar en Colombia - Cenicaña*, que se dedican a representar la agroindustria de la caña de azúcar en el valle del río Cauca se han preocupado por estudiar y mejorar la gestión de este cultivo mediante el desarrollo de investigaciones sobre los cultivos en la región. Se reconoce por parte de esta entidad que las fuentes disponibles de agua para el riego se han reducido, tanto superficial como subterráneamente.

Debido a la reducción de fuentes de recurso hídrico, se han impuesto acciones por parte de distintas entidades para lograr un mejor manejo del recurso, buscando soluciones e implementando metodologías para lograr una mejor gestión del agua. Así, la estimación de la Evapotranspiración Real (ET_c) se vuelve esencial a la hora de programar el riego en un cultivo, puesto que aporta información adecuada acerca de la frecuencia del riego así como de la cantidad de agua a aplicar en el riego (Ortega et al., 1999). El cálculo de este factor por medio de imágenes satelitales genera un método alternativo a los convencionales, que es de gran ayuda a escalas regionales o incluso de parcelas, evitando el problema de la extrapolación de datos locales tomados por estaciones meteorológicas (Rivas & Caselles, 2003).

La importancia de este proyecto está sujeta a la necesidad de conocer la demanda de agua del cultivo de caña, por ser el Valle del Cauca el departamento líder en producción de caña de azúcar con 223.905 ha sembradas (Asocaña, 2012), será la localización de las suertes de caña a estudiar con el fin de conocer la evapotranspiración real de la caña, que servirá de insumo a los 13 ingenios y más de 2.000 cultivadores del sector cañero.

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GENERAL

Estimar la Evapotranspiración Real (ET_c), en cultivos de caña por medio de imágenes satelitales.

3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar las características térmicas superficiales del cultivo por métodos de teledetección.
- Estimar las variables que participan en el cálculo de la evapotranspiración mediante la incorporación de datos de imágenes satelitales y meteorológicos.
- Evaluar los resultados mediante la validación frente a resultados de la metodología convencional.

4. MARCO TEÓRICO

4.1. MARCO CONCEPTUAL

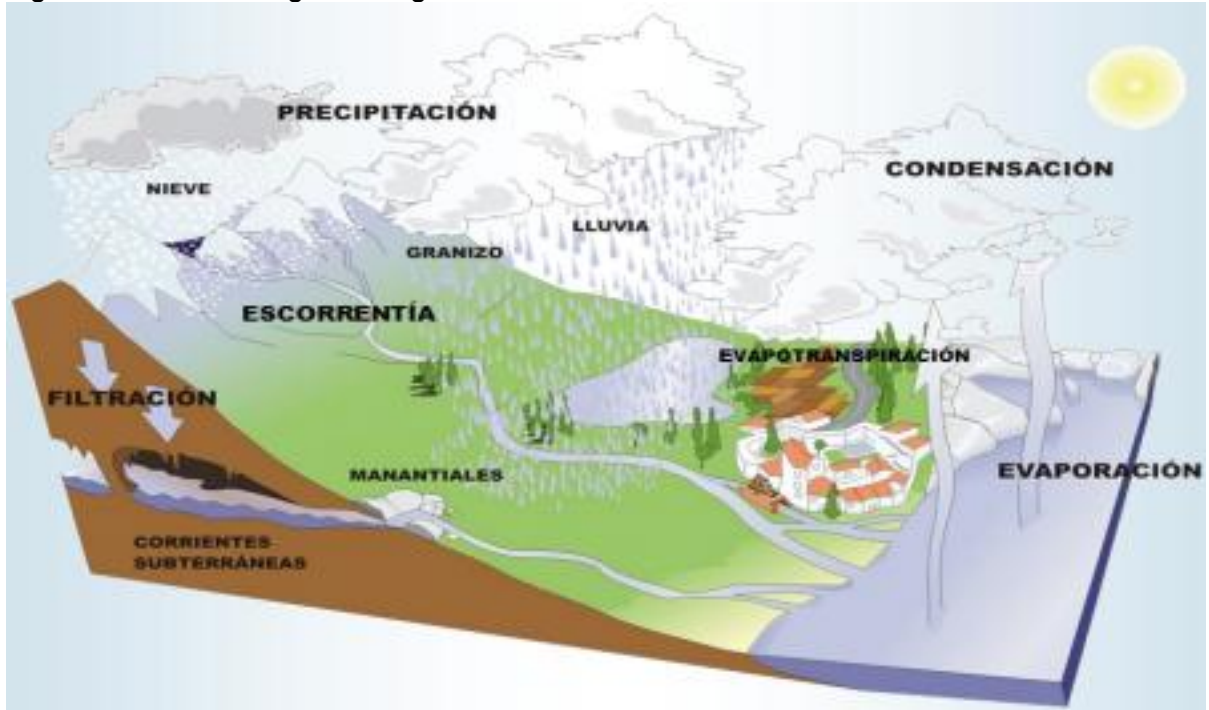
Para la interpretación del presente trabajo de grado, es necesario realizar una breve contextualización sobre todos los procesos y conceptos que abarca la evapotranspiración de un cultivo de caña. De esta manera, en este capítulo se presenta toda la información necesaria para asimilar el documento.

4.1.1. Ciclo hidrológico y comportamientos del agua

4.1.1.1. *Ciclo hidrológico*

El ciclo hidrológico (Figura 1), son las diferentes transformaciones del estado físico de las aguas producidas en la naturaleza por diferentes factores químicos. El principal factor es el sol, quien dirige el ciclo calentando las aguas, parte de las cuales se evapora y asciende al aire, donde las bajas temperaturas hacen que se condense en nubes. Cuando las partículas de las nubes chocan y crecen, caen de la atmosfera como precipitación, puede ser lluvias o nevadas dependiendo de la temperatura de la atmosfera.

Figura 1. Ciclo hidrológico del agua



Fuente: Ordoñez (2011)

4.1.1.2. Balance hídrico

Un balance hídrico analiza la entrada y salida de las aguas en un sitio a lo largo de un tiempo. Las entradas de agua pueden aparecer en forma de precipitación, y las salidas en forma de evapotranspiración y evaporación.

4.1.1.3. Estrés hídrico

El estrés hídrico es uno de los factores ambientales más importantes a analizar, ya que es el mayor causante de la limitación de la producción vegetal. El estrés hídrico o sequía se produce en las plantas en respuesta a un ambiente escaso de agua, en donde la tasa de transpiración excede la tasa de agua que ingresa al sistema.

4.1.2. Evapotranspiración

4.1.2.1. Evaporación

La evaporación es el proceso físico en el que las moléculas del agua del suelo en estado líquido pasan a estado gaseoso. Este proceso ocurre cuando el agua se somete a energía calorífica, lo que hace que sus moléculas se muevan más rápido, aumentando el volumen del líquido; este fenómeno es conocido como dilatación. Para que las moléculas de agua presentes en el suelo se evaporen, estas deben estar cerca de la superficie y tener la suficiente energía cinética superior a la fuerza intermolecular del estado líquido.

Como consecuencia de que la energía cinética de una molécula es proporcional a la temperatura, la evaporación del agua del suelo se produce más rápidamente en ambientes con temperaturas elevadas.

4.1.2.2. Transpiración

La transpiración es el proceso por el cual las plantas devuelven el agua a la atmósfera. El agua es absorbida por las raíces de las plantas junto con nutrientes del suelo y circula para dar lugar a la evaporación que se produce en las células al interior de las hojas. El 99% del agua que las plantas absorben regresa a la atmósfera por medio del proceso de transpiración y tan solo un 1% se incorpora al tejido vegetal.

4.1.2.3. Unidades de medida

Generalmente la evapotranspiración se expresa en milímetros (mm) por unidad de tiempo, lo que quiere decir que esta medida expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. Para una mejor comprensión se plantea un ejemplo: Una hectárea equivale a 10000 m² y un

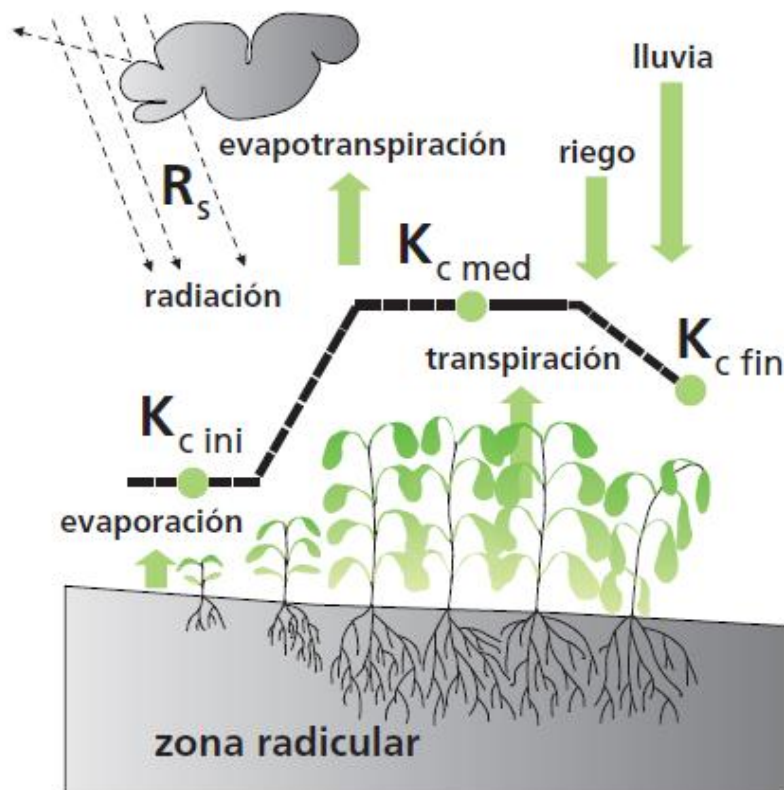
milímetro equivale a 0,001 m, la pérdida de 1 mm de agua al día corresponde a la pérdida de 10 m^3 de agua por hectárea.

La evapotranspiración también se puede expresar como el calor requerido para vaporizar el agua, conocida como el calor latente de vaporización (λ). Por ejemplo: a 20°C , el calor latente de vaporización (λ) tiene un valor cerca de 2,45 MJ, lo suficiente para vaporizar $0,001 \text{ m}^3$ de agua, por lo tanto 1 mm de agua es equivalente a $2,45 \text{ MJ m}^2$.

4.1.2.4. Evapotranspiración

La evapotranspiración (Figura 2), se da cuando los procesos de evaporación y transpiración ocurren simultáneamente y no hay manera de distinguirlos. La evaporación de un suelo cultivado está determinada por la fracción de radiación solar que ingresa en la superficie del suelo. En los primeros estados fenológicos del cultivo la pérdida de agua se da principalmente por el proceso de evaporación; a medida que el estado fenológico del cultivo alcanza niveles de madurez, el cultivo pierde agua por el proceso de transpiración.

Figura 2. Evapotranspiración del cultivo



Fuente: Allen et al. (2006)

4.1.2.5. Evapotranspiración de referencia

Se conoce como evapotranspiración de referencia (ET_0) a la tasa de evapotranspiración de una superficie sin restricciones de agua. La ET_0 expresa el poder evaporante de la atmósfera en una localidad y época del año específico y no considera las características del cultivo, ni los factores del suelo. La ET_0 se ve afectada por los parámetros climáticos, lo que posibilita calcularla a partir de datos meteorológicos.

4.1.2.6. Evapotranspiración real

La evapotranspiración real (ET_c), es la cantidad de agua que es efectivamente evaporada desde la superficie del suelo y transpirada por la cubierta del cultivo. Esta evapotranspiración aplica para cultivos sanos, sin enfermedades, con buena fertilización y que se desarrolla en espacios amplios. La evapotranspiración real puede ser calculada a través de datos climáticos e integrando directamente las características del cultivo denominado K_c , por esta razón la evapotranspiración real puede expresarse como el producto entre ET_0 con K_c .

4.1.2.7. Coeficiente único de cultivo K_c

El coeficiente único de cultivo K_c incorpora las características del cultivo y los promedios de la evaporación en el suelo. Para el cálculo de este coeficiente es necesario identificar las etapas de desarrollo del cultivo, determinando la duración de cada etapa y seleccionando los valores correspondientes, se ajustan los valores de K_c dependiendo de las condiciones climáticas durante cada etapa y finalmente se construye una curva del coeficiente único del cultivo, la cual permite obtener el K_c para cualquier etapa de desarrollo.

4.1.3. Parámetros base

A continuación se presentan todos los parámetros y variables necesarios que conforman los 4 métodos propuestos más adelante para el cálculo de la ET_0 .

4.1.3.1. Temperatura máxima y mínima

La temperatura del aire es un elemento constitutivo del clima, que hace referencia al grado de calor específico en el aire en un lugar y momento determinado. La temperatura máxima y mínima se expresa en grados centígrados ($^{\circ}C$).

4.1.3.2. Temperatura media

Es el promedio entre la temperatura máxima y la temperatura mínima.

4.1.3.3. Índice térmico

El índice térmico es adimensional, es impuesto por el régimen térmico local y es dependiente de la temperatura media mensual de una zona de trabajo.

4.1.3.4. Latitud

Es la distancia angular que hay desde un punto de la superficie de la Tierra hasta el paralelo del ecuador.

4.1.3.5. Elevación

Es la distancia vertical sobre o por debajo del geoide o del nivel medio del mar.

4.1.3.6. Presión atmosférica

La presión atmosférica es la fuerza por unidad de área que ejerce el aire sobre la superficie terrestre.

4.1.3.7. Constante psicrométrica

La constante psicrométrica es el módulo de la pendiente de la curva de enfriamiento por evaporación y depende de la temperatura, de la geometría del bulbo del termómetro y de la velocidad del aire.

4.1.3.8. Presión media de vapor de saturación

La presión media de vapor de saturación se consigue a medida que la cantidad de vapor aumenta, lo que aumenta de igual manera la presión; esto hace que se incremente la velocidad de condensación hasta que transcurrido un tiempo ambas velocidades se igualan.

4.1.3.9. Pendiente de la curva de vapor de saturación

Es la pendiente de la relación entre la temperatura y la presión de vapor de saturación y depende de la temperatura media del aire.

4.1.3.10. Presión real de vapor

Es la presión de vapor ejercida por el vapor de agua en el aire y cuando este no llega a saturarse, la presión real de vapor tiende a ser menor que la presión de vapor de saturación.

4.1.3.11. Radiación extraterrestre

Es la radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera terrestre sobre una superficie horizontal y depende del ángulo entre la dirección de los rayos solares y la atmósfera.

4.1.3.12. Duración máxima de la insolación

Es el total de horas de luz solar máximo que puede tener un día.

4.1.3.13. Porcentaje diario medio de horas de insolación anual

Es el porcentaje diario medio de horas de insolación en un año.

4.1.3.14. Radiación solar

La radiación solar es la más importante fuente de energía en el planeta y puede cambiar grandes cantidades de agua líquida en vapor de agua. La cantidad potencial de radiación que puede llegar a una superficie evaporante viene determinada por su localización y época del año.

4.1.3.15. Radiación solar en un día despejado

Es la radiación solar presente en un día con condiciones climáticas promedio.

4.1.3.16. Radiación neta de onda corta

La radiación neta de onda corta es el resultado del equilibrio entre la radiación solar entrante y la reflejada.

4.1.3.17. Radiación neta de onda larga

La radiación solar absorbida por la tierra se convierte en energía térmica. La tierra pierde esta energía por medio de varios procesos, entre los cuales se encuentra la emisión de radiación. La tierra, que tiene una temperatura mucho más baja que el sol, emite energía radiante con longitudes de onda más largas que el sol, por ello, la radiación terrestre se conoce como radiación de onda larga.

4.1.3.18. Radiación neta

La radiación neta es la diferencia entre la radiación entrante y saliente de longitudes de onda cortas y largas y representa el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre.

4.1.3.19. Flujo de calor del suelo

El calor del suelo se puede medir con un termómetro, y por tanto es calor sensible, pero se mueve principalmente por conducción, es decir de molécula en molécula, a través del suelo. Cuando la energía circula a través del suelo por conducción se denomina densidad de flujo de calor en el suelo.

4.1.3.20. Velocidad del viento

La velocidad del viento promedio diaria por lo general se mide en metros por segundo (ms^{-1}). Se puede contar con diferentes tipos de mediciones a diferentes alturas que luego podrán ser ajustadas a una altura específica.

4.1.4. Caña de azúcar

4.1.4.1. Soca

La soca es el resultado del corte de la plantilla de caña de azúcar, en donde la raíz de la planta queda fija en el terreno y su fruto es retirado por su maduración; las socas inician su crecimiento con un sistema radicular desarrollado y en completa capacidad de funcionamiento, lo que les garantiza desde su brote una amplia zona de exploración radicular y de captación del agua y nutrientes del suelo. Esto permite efectuar los riegos con intervalos largos desde el inicio del cultivo, dada su baja demanda hídrica por su reducida capacidad transpirante y su amplia zona de captación, que es aquella área por la cual se recoge el agua que fluye por la superficie proveniente de riegos o precipitaciones.

4.1.4.2. Caña de azúcar

La caña de azúcar es un cultivo de zonas tropicales o subtropicales del mundo, requiere grandes cantidades de agua y suelos adecuados para su desarrollo. Su periodo de crecimiento varía entre los 11 y 17 meses, dependiendo de la variedad de la caña y de la zona. En Colombia los cultivos de caña se encuentran ubicados en el valle geográfico del río Cauca, abarcando alrededor de 223.905 ha, y la duración de su ciclo fenológico es en promedio 12 meses.

El ciclo fenológico de la caña de azúcar se constituyen por 3 etapas de desarrollo (Germinación, crecimiento y maduración) en la primera etapa que corresponde a la germinación (3 primeros meses), la caña de azúcar requiere 355mm de agua. La segunda etapa de crecimiento se presenta en el cuarto y quinto mes, donde el tallo se alarga y requieren 1.050 mm de agua. La tercera y última etapa es la maduración, en esta etapa comprendida a partir de los 6 meses la planta reduce la humedad para incrementar y acumular sacarosa (azúcar).

4.1.4.3. La plantación de caña de azúcar

Una plantación de caña recibe el nombre de cañal y se la mide por plazas. Generalmente una plantación es muy extensa, y por ello se la divide en suertes o lotes, que pueden ser de cierto número de plazas, máximo veinte. Las suertes se siembran en escala, es decir, con un intervalo de tiempo. También se numeran las suertes para llevar más fácilmente una estadística del trabajo.

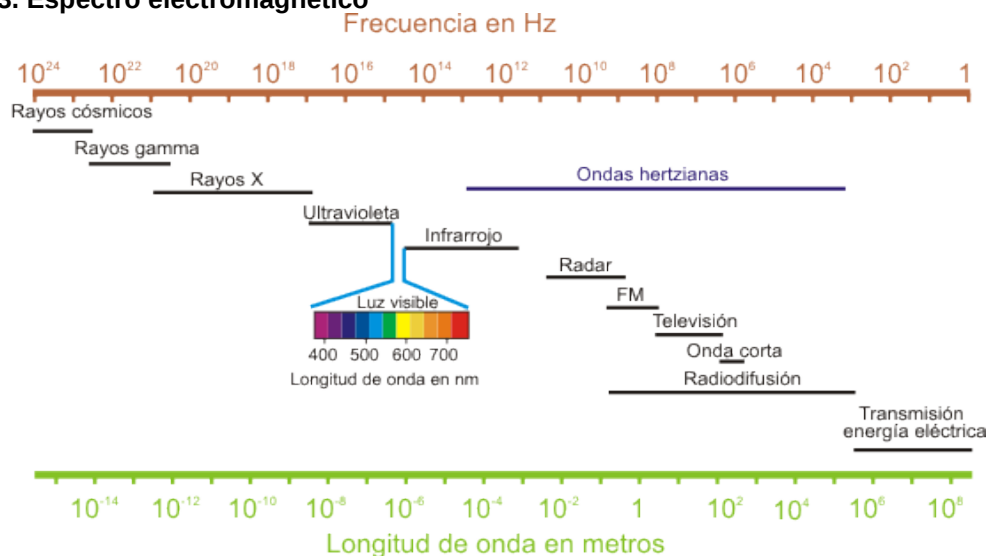
4.1.5. Percepción remota

La percepción remota es un conjunto de técnicas y procedimientos para la recolección de la información de un objeto o un área de estudio a partir de sensores que generalmente son colocados sobre satélites. Estas técnicas se basan en que no se necesita un contacto físico sobre el objeto por el contrario sus distancias pueden estar comprendidas entre centímetros a kilómetros.

4.1.5.1. Espectro electromagnético

El conjunto de todas las longitudes de onda se denomina espectro electromagnético (Figura 3), dentro del espectro electromagnético se distinguen una serie de regiones, las más utilizadas por las diferentes técnicas de teledetección son la luz visible, el infrarrojo reflejado, el infrarrojo térmico y las microondas (radar). Cualquier cuerpo en la naturaleza emite radiación y lo hace con diferentes longitudes de onda. La cantidad de energía que emite un cuerpo por radiación como la distribución de esta energía en diferentes longitudes de onda depende fundamentalmente de la temperatura de dicho cuerpo.

Figura 3. Espectro electromagnético



Fuente: Martín & Serrano (2009)

4.1.5.2. Imágenes satelitales

Las imágenes satelitales es el producto obtenido por un sensor instalado a bordo de un satélite artificial mediante la captación de la radiación electromagnética emitida o reflejada por un cuerpo, estas imágenes luego son transmitidas a estaciones terrestres para su procesamiento y visualización. Con las imágenes se obtiene información muy valiosa sobre las características de la zona representada.

4.1.5.3. Radiancia

La radiancia es el total de energía radiada por una superficie en una determinada dirección por unidad de área y por ángulo sólido de medida, se mide en vatios por metro cuadrado. Describe lo que realmente mide un sensor. Cuanto más es la temperatura del radiador también es más grande la cantidad total de radiación que emite.

4.1.5.4. Reflectancia

Es la capacidad de un cuerpo o de una superficie para reflejar la luz solar. La reflectancia de los cuerpos varía según la longitud de onda que incide sobre ellos, normalmente la reflectancia aumenta a medida que la longitud de onda disminuye. La reflectancia más baja se encuentra en el agua, aumenta para el suelo, vegetación y es máxima para la nieve.

4.1.5.5. Emisividad

Es la proporción de radiación térmica que emite una superficie por la temperatura propia de ella y es definida como el cociente entre la radiación emitida por un objeto en una dirección específica y la radiación que emitiría un cuerpo negro, es decir, un cuerpo que emite la máxima energía posible a la misma temperatura y longitud de onda.

4.1.5.6. Proyección cartográfica

La proyección cartográfica es un sistema de representación gráfico que establece una relación ordenada entre los puntos de la superficie curva de la Tierra y los de una superficie plana (mapa). De este modo se le conoce como reproyección a la acción de cambiar la referencia espacial con el fin de conseguir el sistema de coordenadas deseado.

4.1.5.7. Sistema de referencia geodésico

Un sistema de referencia geodésico se utiliza para determinar coordenadas de puntos sobre la superficie terrestre. Estos sistemas pueden ser fácilmente relacionados con el campo gravitatorio; asignan dos coordenadas para los

desplazamientos planímetros sobre la superficie terrestre y una tercera para definir la separación respecto a esta.

4.1.5.8. Georreferenciación

La georreferenciación es el uso de coordenadas para asignar una ubicación espacial a entidades cartográficas. Todos los elementos que participen en un mapa deben tener una ubicación geográfica y una extensión específica para poder situarlos en la superficie terrestre.

4.1.5.9. Shapefile

Un shapefile es un formato de almacenamiento de datos vectoriales, en él se almacena la ubicación, la forma y los atributos de entidades geográficas. Los shapefiles suelen contener grandes entidades con muchos datos asociados, y comúnmente se han utilizado en ambientes de *Sistemas de Información Geográfica - SIG*.

4.1.5.10. Ráster

Los archivos ráster son un método de almacenamiento, procesamiento y de visualización de datos geográficos. Las superficies a representar se dividen en filas y columnas formando una malla o rejilla. Cada celda o pixel de la rejilla, guarda tanto las coordenadas de la localización como el valor temático.

4.1.5.11. Rasterizar

Rasterizar es el proceso por el cual una imagen en formato gráfico vectorial se convierte en un conjunto de píxeles o puntos, para su posterior visualización o procesamiento.

4.1.5.12. Resampleado

El resampleado o remuestreo es el proceso por el cual se transforma la resolución espacial de una imagen, es decir, se aumenta o disminuye el tamaño de pixel. Existen diferentes métodos de resampleado, siendo el método de vecino más cercano el usado en este trabajo de grado, el cual asigna al punto a resamplear el valor del pixel más cercano, evitando una alteración de los valores originales.

4.1.6. Métodos de evaluación

4.1.6.1. Coeficiente de determinación

El R^2 es el porcentaje de variación de la variable de respuesta que explica su relación con una o más variables predictivas. Por lo general, mientras mayor sea

el R^2 , mejor será el ajuste del modelo a sus datos. El R^2 siempre se encuentra entre 0 y 100% en porcentaje o desde 0 a 1.

4.1.6.2. Error medio cuadrático

El error medio cuadrático (RMSE), es una forma de evaluar la diferencia entre un estimador y el valor real de la cantidad que se quiere calcular. El RMSE mide el promedio del cuadrado del "error", siendo el error el valor en la que el estimador difiere de la cantidad a ser estimada. En el presente trabajo de grado, se usará el RMSE como evaluador entre los valores estimados y los observados para los distintos parámetros calculados.

4.1.6.3. Error de predicción cuadrático medio

El error de predicción cuadrático medio (RMSPE) mide la distancia al cuadrado esperada entre lo que su factor de predicción predice para un valor específico y lo que el valor real es. En el presente trabajo de grado, se usará el RMSPE como evaluador entre los valores estimados ajustados por regresión lineal y los observados para los distintos parámetros calculados.

4.1.6.4. Desviación media cuadrática

La desviación de la raíz cuadrada media (RMSD) es una medida utilizada con frecuencia de las diferencias entre los valores de la muestra (valores de la población) predichos por un modelo o un estimador y los valores realmente observados. La RMSD representa la desviación estándar de muestra de las diferencias entre los valores predichos y los valores observados. En el presente trabajo de grado, se usará el RMSD como evaluador entre los valores estimados y los observados pero que para su cálculo presentan influencia de uno o más píxeles de las imágenes usadas que no presentan influencia para los valores observados. El RMSD sólo será usado para evaluar la ET_c de las suertes de caña de azúcar usadas en este estudio cuya área ocupa uno o más píxeles.

4.1.6.5. Valor-p

El valor-p, o el valor de probabilidad, es una medida estadística que ayuda a la toma de decisiones científicas para determinar si las hipótesis son correctas o no. Los valores-p se usan para determinar si los resultados de los experimentos se encuentran dentro del rango normal de valores para los eventos observados. Por lo general, si el valor-p de un conjunto de datos está por debajo de cierta cantidad predeterminada como 0,05, se rechaza la "hipótesis nula" de su experimento; es decir, se descarta la hipótesis en la cual las variables de un experimento no tiene un efecto significativo en los resultados.

4.2. MARCO TEÓRICO

Actualmente, la medición de la evapotranspiración es una de las mayores limitaciones que presentan muchos lugares del mundo debido a que no se cuentan con lisímetros para la medición. Los lisímetros implican altos costos de implementación y operación, como consecuencia de esta limitación la evapotranspiración debe calcularse por métodos empíricos que han venido siendo desarrollados por más de 60 años (Requena, Nordenström & Castillo, 2012). El cálculo de la evapotranspiración y el tratamiento de imágenes satelitales, vinculan a través de expresiones matemáticas diferentes variables climatológicas, estas expresiones y métodos se describen a continuación.

4.2.1. Pre-procesamiento de imágenes MODIS

Para el Pre-procesamiento de los productos MODIS MOD11A1 y MYD11A1, es necesario realizar una transformación a las extensiones de los archivos, El formato de los datos es HDF-EOS (Hierarchical Data Format – Earth Observing System). Se transforman a formato .TIFF, esto con el fin de lograr una mejor manipulación de la información.

Los datos se encuentran almacenados en 16 bits y el factor de conversión a grados Kelvin (K) es 0,02; para cada una de las imágenes se multiplica los valores digitales de cada píxel por 0,02

$$\text{Temperatura Kelvin (K)} = \text{pixel} * 0,02 \quad (1)$$

Finalmente se realiza una conversión a grados centígrados (°C), restando 273,15, quedando la temperatura en grados Celsius:

$$\text{Temperatura centigrados (°C)} = \text{Temperatura Kelvin (K)} - 273.15 \quad (2)$$

4.2.2. Parámetros base

4.2.2.1. Temperatura máxima y mínima

Las temperaturas máxima y mínima se obtuvieron directamente de los productos MODIS día y noche respectivamente para los datos estimados y fueron medidas por la estación Cenicaña para los datos observados.

4.2.2.2. Temperatura media

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

Donde T_{max} es la temperatura máxima diaria del aire, y T_{min} es la temperatura mínima diaria del aire obtenida de MODIS. Para la estación Cenicaña la temperatura media es promediada por día.

4.2.2.3. Índice térmico

$$I = \sum_{n=1}^{12} (0.2T_n)^{1.514}, \quad T_n > 0^\circ C \quad (4)$$

Donde I , es un índice térmico y T es la temperatura media mensual.

4.2.2.4. Latitud

La latitud se obtuvo directamente de los productos MODIS, utilizando el punto medio de cada pixel como la latitud asignada para cada pixel de la imagen. Para los cálculos de los parámetros observados es usada la latitud de la estación Cenicaña.

4.2.2.5. Elevación

La elevación del pixel se obtuvo directamente del GDEM de ASTER y de la estación Cenicaña.

4.2.2.6. Presión atmosférica

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 z}{293} \right)^{5,26} \quad (5)$$

Donde z es la elevación en metros obtenida del GDEM de ASTER y de la elevación elipsoidal de la estación Cenicaña para el cálculo de los parámetros observados.

4.2.2.7. Constante psicrométrica

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} * 10^{-3} = 0,00163 \frac{P}{\lambda} \quad (6)$$

Donde γ es la constante psicrométrica [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$], c_p es el calor específico del aire = $1,013 \text{ [kJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}]$, P es la presión atmosférica [kPa], ε es la relación del peso molecular del vapor de agua/aire seco = $0,622$, y λ es el calor latente de vaporización [MJ kg^{-1}] (Allen et al., 2006).

4.2.2.8. Presión media de vapor de saturación

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

Donde e_s es la presión media de vapor de la saturación [kPa], e° es la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire, T_{max} y T_{min} es la temperatura máxima y mínima respectivamente (Allen et al., 2006).

$$e^\circ(T) = 0,6108 * \exp \left[\frac{17,27 * T}{T + 237,3} \right] \quad (8)$$

Donde $e^\circ(T)$ es la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T [kPa], T es la temperatura del aire [°C] y $\exp[.]$ es 2,7183 (base del logaritmo natural) elevado a la potencia [..].

4.2.2.9. Pendiente de la curva de vapor de saturación

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

Donde Δ es la pendiente de la curva de la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T [kPa°C⁻¹], T es la temperatura media del aire [°C] y $\exp[.]$ es 2,7183 (base del logaritmo natural) elevado a la potencia [..] (Allen et al., 2006).

4.2.2.10. Presión real de vapor

Para el cálculo de la presión de vapor con los datos de la estación meteorológica Cenicaña, se utilizó la siguiente ecuación (Allen et al., 2006):

$$e_a = \frac{e^\circ(T_{min}) \frac{HR_{max}}{100} + e^\circ(T_{max}) \frac{HR_{min}}{100}}{2} \quad (10)$$

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

Para el cálculo de la presión de vapor con las imágenes MODIS, se utilizó la siguiente ecuación (Allen et al., 2006):

$$e_a = e^\circ(T_{min}) = 0,611 \exp \left[\frac{17,27 T_{min}}{T_{min} + 237,3} \right] \quad (11)$$

Donde e_a es la presión real de vapor [kPa], $e^\circ(T_{min})$ es la presión de saturación de vapor a la temperatura mínima diaria [kPa].

4.2.2.11. Radiación extraterrestre

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega)] \quad (12)$$

Donde R_a es la radiación extraterrestre [$MJ m^2 día^{-1}$], G_{sc} es la constante solar = $0,082 MJ m^{-2} día^{-1}$, d_r es la distancia relativa inversa Tierra-Sol, ω_s es el ángulo de radiación a la puesta del sol [rad], φ es la latitud [rad], y δ es la declinación solar [rad] (Allen et al., 2006).

Para la conversión de grados decimales a radianes:

$$[radianes] = \frac{\pi}{180} [grados decimales] \quad (13)$$

La distancia relativa inversa Tierra-Sol, d_r y la declinación solar, δ se calculan con las siguientes ecuaciones (Allen et al., 2006):

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (14)$$

$$\delta = 0,409 * \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (15)$$

Donde J es el número del día en el año entre 1 (1 de enero) y 365 (31 de diciembre).

El ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol, ω_s , se da por (Allen et al., 2006):

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (16)$$

4.2.2.12. Duración máxima de la insolación

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (17)$$

Donde ω_s es el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol (Allen et al., 2006).

4.2.2.13. Porcentaje diario medio de horas de insolación anual

$$p = \frac{N \cdot 100}{\sum_{i=1}^{365} N} \quad (18)$$

Donde N es la duración máxima de la insolación.

4.2.2.14. Radiación solar

La radiación solar se obtuvo directamente de la estación meteorológica Cenicaña, pero esta se encuentra medida en $\text{cal m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. La ecuación de conversión viene dada por (Allen et al., 2006):

$$\text{radiación } [\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}] = \text{radiación } [\text{cal m}^{-2} \text{ día}^{-1}] * 4,1868 * 10^{-1} \quad (19)$$

4.2.2.15. Radiación solar en un día despejado

$$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (20)$$

Donde z es la elevación de la estación sobre el nivel del mar [m] (Allen et al., 2006).

4.2.2.16. Radiación neta de onda corta

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

Donde R_{ns} es la radiación neta solar o de onda corta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$], α es el albedo o coeficiente de reflexión del cultivo, que es 0,23 para el cultivo hipotético de referencia [adimensional], R_s radiación solar entrante [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$] (Allen et al., 2006).

4.2.2.17. Radiación neta de onda larga

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

Donde R_{nl} es la radiación neta de onda larga [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$], σ es la constante de Stefan-Boltzmann [$4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$], $T_{max,K}$ es la temperatura máxima absoluta durante un periodo de 24 horas [$\text{K} = ^\circ\text{C} + 273,16$], $T_{min,K}$ es la temperatura mínima absoluta durante un periodo de 24 horas [$\text{K} = ^\circ\text{C} + 273,16$], e_a es la presión de vapor real [kPa], R_s/R_{so} es la radiación relativa de onda corta (valores $\leq 1,0$), R_s es la radiación solar medida [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$], y R_{so} es la radiación en un día despejado [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$] (Allen et al., 2006).

4.2.2.18. Radiación neta

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (23)$$

Donde R_n es la radiación neta, R_{ns} es la radiación neta de onda corta, y R_{nl} es la radiación neta de onda larga.

4.2.2.19. Flujo de calor del suelo

El flujo de calor del suelo tiene una magnitud relativamente pequeña frente a otros parámetros de balance de energía (Fritschen & Gay, 1979) y es usualmente ignorado en los cálculos de evapotranspiración (Sauer & Horton, 2005) para periodos diarios (Ecuación 24).

$$G \approx 0 \quad (24)$$

Sin embargo, para periodos mensuales su variación puede ser significativa y su cálculo, asumiendo una capacidad calorífica del suelo de $2,1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ y una profundidad media del suelo, viene dado por la fórmula:

$$G_i = 0.07 * (T_{i+1} - T_{i-1}) \quad (25)$$

Donde T es la temperatura media en $^{\circ}\text{C}$, i es el mes y G es el flujo de calor del suelo. En el caso de no contar con datos de temperatura media del mes siguiente al mes deseado el procedimiento de cálculo viene dado por la Ecuación (26) (Allen et al., 2006):

$$G_i = 0.14 * (T_i - T_{i-1}) \quad (26)$$

4.2.2.20. Velocidad del viento

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67,8z - 5,42)} \quad (27)$$

Donde u_2 es la velocidad del viento a 2 m sobre la superficie [m s^{-1}], u_z es la velocidad del viento medida a z metros sobre la superficie [m s^{-1}], y z es la altura de medición sobre la superficie [m].

4.2.3. Evapotranspiración de referencia

4.2.3.1. Método FAO Penman-Monteith

La ecuación Penman-Monteith, fue desarrollada en 1948, esta ecuación combina el balance energético con la transferencia de masa. A lo largo de los años esta ecuación ha sido modificada por varios autores, estas modificaciones aplicadas para el cálculo de la ET_0 en una superficie abierta emplean variables climatológicas y características de la zona, como humedad atmosférica, velocidad del viento, temperatura y horas de sol.

$$ET_{0-p} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (28)$$

Donde ET_{0-p} es la evapotranspiración de referencia (mm día^{-1}), R_n es la radiación neta de la superficie del cultivo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), R_n es la radiación extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), G es el flujo del calor en el suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), T es la temperatura media del aire a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$), u_2 es la velocidad del viento a 2 metros sobre la superficie (m s^{-1}), e_s es la presión de vapor de saturación (kPa), e_a es la presión real de vapor (kPa), $(e_s - e_a)$ es el déficit de presión de vapor (kPa), Δ representa la pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa}^{\circ}\text{C}^{-1}$), y γ es la constante psicométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

4.2.3.2. Método de Hargreaves

Según (Trezza, 2008), el método Hargreaves es sencillo debido a que se desarrolla a partir de información de temperatura media, máxima, y mínima. El método Hargreaves, utiliza parámetros térmicos y radiación solar extraterrestre, que se puede estimar a partir de la latitud. Este método presenta la ventaja de que se puede aplicar para cualquier zona de estudio con sólo datos de temperatura y de esta manera calcular ET_0 .

El método Hargreaves se desarrolló combinando la ecuación original de Hargreaves (1975) para la estimación de la radiación solar con la ecuación desarrollada por Hargreaves & Samani (1982).

$$ET_{0-H} = k_g * R_s * (T + 17,8) \quad (29)$$

$$R_s = k_{RS} * Ra * (T_{max} - T_{min})^{0,5} \quad (30)$$

Donde ET_{0-H} es la evapotranspiración de referencia estimada según el método HG; R_s es la radiación solar (mm día^{-1}); T es la temperatura media diaria en grados Celsius $^{\circ}\text{C}$; R_a es la radiación solar extraterrestre (mm día^{-1}) que depende de la latitud y el mes del año; T_{max} y T_{min} representan el valor máximo y mínimo de la temperatura del aire [$^{\circ}\text{C}$], respectivamente; k_{RS} y k_g son constantes.

De acuerdo con Hargreaves & Samani (1982), para el coeficiente k_g se toma el valor 0,0135, y para k_{RS} 0,17 la combinación de ambos coeficientes empíricos da como resultado un coeficiente de 0,0023 quedando:

$$ET_{0-H} = 0,0023 * Ra * (T + 17,8)(T_{max} - T_{min})^{0,5} \quad (31)$$

Inicialmente, el coeficiente de radiación k_{RS} fue fijado en 0,17 para regiones semiáridas. Posteriormente, Hargreaves recomienda el uso de 0,16 para regiones interiores y 0,17 para las zonas costeras.

Para la aplicación de este método se realiza una conversión a la radiación:

$$\text{Radiación [mm día}^{-1}] \approx \frac{\text{Radiación [MJ m}^{-2}\text{ día}^{-1}]}{2,45} = 0,408 \text{ Radiación [MJ m}^{-2}\text{ día}^{-1}] \quad (32)$$

4.2.3.3. Método Blaney – Criddle

De acuerdo con Horváth et al. (2010), el metodo Blaney-Criddle es un método empirico que se utiliza especialmente en cálculos agrícolas y de gestión del agua. El método se basa en estimar la cantidad de agua utilizado por la vegetación, que es igual a la ET_0 .

$$ET_{0-BC} = p(0.46T + 8) \quad (33)$$

Donde ET_{0-BC} es la evapotranspiración de referencia, T es la temperatura media diaria, y p es un coeficiente que depende de la latitud geográfica, que representa la relación media diaria de duración de la insolación por la latitud.

4.2.3.4. Método Thornthwaite

Según Pereira & Oregon (2004), La ET_0 por mes, durante un mes estándar de 30 días, se calcula como una función de la temperatura media mensual.

$$ET_{0-T} = 16 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a, \quad 0^\circ C \leq T \leq 26^\circ C \quad (34)$$

Donde ET_{0-T} es la evapotranspiración de referencia en mm mes^{-1} , que es dividida por el número de días del mes para transformarla a mm día^{-1} , I es un índice térmico; T es la temperatura media, y a es una función de I .

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.7912 \times 10^{-2} I + 0.49239 \quad (35)$$

4.2.4. Asignación del coeficiente de cultivo K_c

Los coeficientes de cultivo (K_c) de la caña de azúcar varían considerablemente, estas variaciones se presentan por los tipos de caña, el clima y sobre todo por las etapas fenológicas del cultivo.

Se debe tener muy en cuenta si es un cultivo virgen o si es más de un ciclo (soca). Para cultivos con más de un ciclo, como es el caso de las 4 suertes que conforman la zona de estudio, se utilizan los valores de (K_c) con una humedad relativa mínima alta y un viento suave planteados por la FAO. Estos valores se presentan en la tabla 7 de la metodología.

4.2.5. Evapotranspiración real

La evapotranspiración real (ET_c) se calcula como el producto de la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o) y el coeficiente de cultivo K_c .

$$ET_c = ET_o * K_c \quad (36)$$

Donde ET_c es la evapotranspiración real del cultivo, K_c es el coeficiente de cultivo y ET_o es la evapotranspiración del cultivo de referencia.

4.2.6. Métodos de evaluación

4.2.6.1. Coeficiente de determinación

$$r = \frac{N \sum xy - \sum x \sum y}{\sqrt{[N \sum x^2 - (\sum x)^2][N \sum y^2 - (\sum y)^2]}} \quad (37)$$

Dónde r es el coeficiente correlación de Pearson, $\sum xy$ es la sumatoria de los productos de ambas variables, $\sum x$ es la sumatoria de los valores de la variable independiente, $\sum y$ es la sumatoria de los valores de la variable dependiente, $\sum x^2$ es la sumatoria de los valores cuadrados de la variable independiente, $\sum y^2$ es la sumatoria de los valores cuadrados de la variable dependiente, N es el tamaño de la muestra en función de parejas. Para la regresión lineal se eleva el r al cuadrado.

4.2.6.2. Error medio cuadrático

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(y_i - \hat{y}_i)^2}{n}} \quad (38)$$

Donde y_i , $\hat{y}_i$ son valores observados y predichos de la variable dependiente, y n es el número total de observaciones.

4.2.6.3. Error de predicción cuadrático medio

$$RMSPE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(y_i - \hat{y}_i)^2}{n}} \quad (39)$$

Donde y_i , $\hat{y}_i$ son los valores observados y predichos ajustados por regresión lineal de la variable dependiente, y n es el número total de observaciones.

4.2.6.4. Desviación media cuadrática

$$RMSD = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(y_i - \hat{y}_i)^2}{n}} \quad (40)$$

Donde y_i , $\hat{y}_i$ son los valores observados y los estimados de la variable dependiente que utiliza valores influenciados por otros pixeles diferentes al de la localización de la estación Cenicaña, y n es el número total de observaciones.

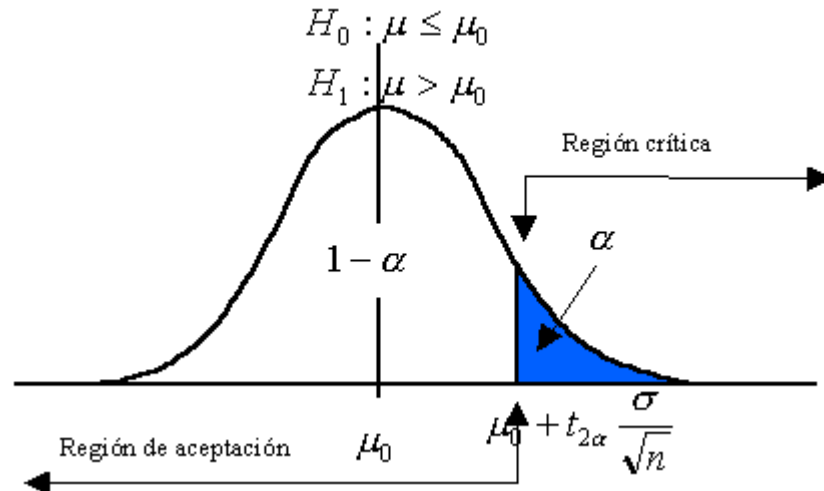
4.2.6.5. Valor-p

El valor-p, corresponde al nivel de significación más pequeño posible que puede escogerse, para el cual todavía se aceptaría la hipótesis alternativa con las observaciones actuales. Cualquier nivel de significación escogido inferior al valor-p, comporta aceptar H_0 . Al ser una probabilidad, se cumple que:

$$0 \leq \text{valor-p} \leq 1 \quad (41)$$

El valor-p se emplea para indicar cuánto (o cuán poco) contradice la muestra actual la hipótesis alternativa.

Figura 4. Contraste de hipótesis



Fuente: Tortosa (2013)

Al proporcionar el *p-valor* obtenido con la muestra actual, la decisión se hará de acuerdo a la regla siguiente: si el valor-p es menor que α se rechaza la hipótesis nula que se basa en que no existe una relación significativa entre las variables analizadas, y si el valor-p es mayor que α no se rechaza la hipótesis nula (Figura 4).

4.3. MARCO REFERENCIAL

La demanda global de recursos hídricos incrementa paralelamente al desarrollo social y económico, y a la par del crecimiento poblacional en el planeta (Wu et al., 2014); se aumenta la demanda de necesidad alimenticia y se intensifica una competición por el agua entre la agricultura, la industria y el medio ambiente (Yan & Wu, 2014). La disponibilidad de agua es un factor determinante en la producción potencial de la agricultura (Yuan et al., 2013), convirtiéndose en uno de los sectores consumidores más grandes de recursos hídricos en el mundo, consumiendo cerca del 70% del agua extraíble en distintos países y más del 90% en países con suelos áridos (Parvizi, Sepaskhah & Ahmadi, 2014).

La caña de azúcar es el cultivo más importante en adición al azúcar, donde el 60% del azúcar del planeta es producido a partir de este cultivo (Sefeedpari, Shokoohi & Behzadifar, 2014). En Colombia, la caña de azúcar es la materia prima principal en la producción de azúcar, etanol combustible, electricidad y vapor; donde aproximadamente el 99% de las plantaciones se encuentran ubicadas en el Valle del Cauca (Moncada, Tamayo & Cardiba, 2014). El déficit por estrés de agua es un factor limitante y el riego es necesario para asegurar la viabilidad económica de los cultivos de caña de azúcar (Nassif, Marin & Costa, 2014).

Continuamente se buscan formas de gestionar los riegos sobre cultivos de manera que se aproveche de la mejor forma la escasa disponibilidad de agua (Connor, Kandulu & Bark, 2014), por lo que una efectiva programación de riego se hace importante para la optimización del uso de recursos hídricos destinados al riego para la producción de caña de azúcar (Paraskevopoulos & Singels, 2014). La evapotranspiración por lo tanto entra en juego de manera fundamental en el riego y el manejo hídrico de un cultivo, así como en los balances hídricos de este (Irmak et al., 2014). Es uno de los parámetros principales a la hora de evaluar el estrés hídrico de una cubierta vegetal, puesto que se encuentra estrechamente relacionada con el estado de la humedad en el sistema suelo-vegetación, describiendo la transferencia de agua desde el sistema mencionado hacia la atmósfera (Sepulcre-Canto et al., 2014). Este parámetro es entonces un prerequisite básico para calcular el uso eficiente del agua (Katerji, Campib & Mastroilli, 2013).

La evapotranspiración es definida como el proceso simultáneo de la evaporación de agua desde el suelo y la transpiración desde las plantas (Bogawski & Bednorz, 2014), los cuales son difícilmente separables y por lo tanto se miden en conjunto (Mohsenabadi, Biglari & Moharrampour, 2014). Generalmente, para obtener la tasa de evapotranspiración, se calcula de la superficie de un cultivo de pasto de referencia que representa el efecto del clima en el proceso de evapotranspiración y se le conoce como evapotranspiración de referencia (Wang et al., 2014). Esta evapotranspiración de referencia es un componente clave del ciclo hidrológico y una base para estimar los requerimientos de agua de un cultivo (Cruz-Blanco et

al., 2014); puede ser calculada por distintos métodos, como lo son la ecuación de Penman-Monteith FAO-56, Thornthwaite, Blaney-Criddle, Linacre, Hargreaves, Kharrufa, Hargreaves Modificada, Turc, Papdakis, Priestly-Taylor, la FAO-Blaney-Criddle o el Método de Radiación (Vicente-Serrano et al., 2014), métodos que contienen distintos factores meteorológicos, aunque puede ser calculado con menos de estos parámetros cuando dichos datos no son asequibles (Shiri et al., 2014).

Usualmente la evapotranspiración es obtenida por lisímetros, aunque también se obtiene a partir de datos meteorológicos desde estaciones y después es interpolada o extrapolada según el caso (Manesh, Ahani & Rezaeian-Zadeh, 2014). Sin embargo, la extrapolación de datos de campo de evapotranspiración a escalas mayores es costosa, toma mucho tiempo y es compleja debido a la heterogeneidad que se presenta en un terreno de gran área (Byun, Wagas & Choi, 2014). Desde el primer lanzamiento de satélites meteorológicos y de observación, las técnicas de sensores remotos han sido consideradas como posibles medios para obtener información de evapotranspiración a diferentes escalas espaciales y temporales (Maselli et al., 2014), por lo que la aplicación de estos para la estimación de la evapotranspiración tiene entonces un gran potencial para mejorar la gestión y el manejo de los recursos hídricos en el sector agrícola (Zipper & Loheide, 2014).

Comúnmente se han usado algoritmos basados en el balance de energía de la superficie del suelo para el cálculo de la evapotranspiración por medio de sensores remotos (Gowda et al., 2008), entre los cuales se han desarrollado últimamente el *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998), el *Surface Energy Balance Index* – SEBI (Menenti y Choudhury, 1993), el *Simplified Surface Energy Balance Index* – S-SEBI (Roerink, Su & Menenti, 2000), el *Surface Energy Balance System*– SEBS (Su, 2002), el *ET Mapping Algorithm* – ETMA (Loheide & Gorelick, 2005) y el *Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration* – METRIC (Allen, Tasumi & Trezza, 2002). Una alternativa sencilla de cálculo de la evapotranspiración de referencia es la combinación de modelos de temperatura con los datos provenientes de imágenes satelitales, de manera que se puedan obtener temporal y espacialmente información continua de este fenómeno en grandes regiones (Rahimikhoob & Hosseinzadeh, 2014). Uno de los mejores métodos para calcular esta evapotranspiración por medio de sensores remotos ha sido la incorporación de datos de temperatura superficial de imágenes MODIS a modelos basados en temperatura, como lo son Hargreaves, Thornthwaite y el Blaney-Criddle, siendo el modelo Hargreaves el que mejores resultados ha obtenido (Eiji Maeda, Wiberg & Pellikka, 2011).

Una vez determinada la evapotranspiración de referencia, es multiplicada por un coeficiente empírico de cultivo único - K_c , dando como resultado la estimación de la evapotranspiración real, actual o de cultivo, la cual es utilizada ampliamente

para la programación de riegos de distintos cultivos (Gao et al., 2014). Este coeficiente de cultivo es una variable dependiente del clima, tipo de suelo, el agua en el suelo, el cultivo específico, su irrigación, contenido de nutrientes y su fenología (Abdul Karim et al., 2013). Para la caña de azúcar el coeficiente de cultivo K_c varía entre 0,4 y 1,25 desde el periodo inicial hasta el periodo medio, donde el dosel se encuentra en su máxima extensión, para decaer luego a 0,7 finalizando en la cosecha (Win, Zamora & Thein, 2014). Este coeficiente se encuentra clasificado según el estado de desarrollo del cultivo y de las condiciones climáticas de la zona, asignándose un valor de acuerdo a la edad del cultivo (Doorenbos & Pruitt, 1977). El coeficiente de cultivo K_c puede ser reemplazado por la suma de dos componentes de dicho coeficiente, el coeficiente de la evaporación del suelo – K_e y el coeficiente basal del cultivo – K_{cb} (Er-Raki et al., 2007). En el ámbito de la percepción remota, índices de vegetación como el NDVI y productos derivados de estos como la Fracción de Cobertura de Vegetación - f_c a partir de imágenes satelitales pueden ser usados para estimar el K_{cb} y el K_e , para después ser aplicados en el modelo de evapotranspiración real (Er-Raki, Chehbouni & Duchemin, 2010). En algunos estudios, el K_c ha sido reemplazado en contados casos por ecuaciones derivadas de índices de vegetación como el EVI de imágenes MODIS (Nagler et al., 2013); aunque el coeficiente K_c puede ser estimado de manera indirecta por medio de una función lineal a partir de una regresión lineal simple entre índices de vegetación como el NDVI y el K_c (Kamble, Kilic & Hubbard, 2013).

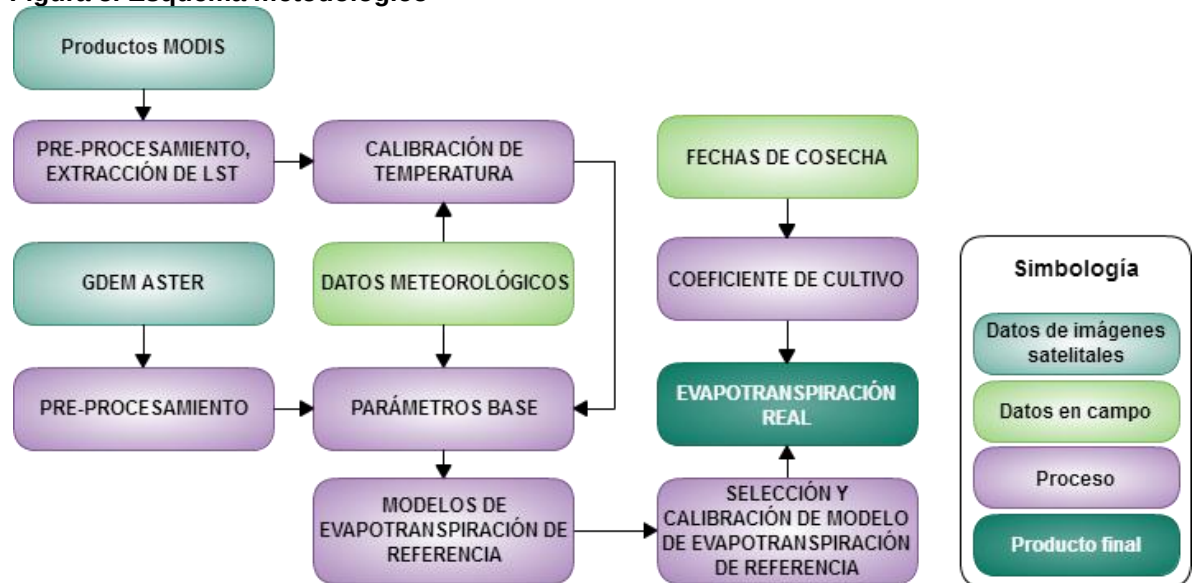
Los datos de imágenes satelitales son por lo tanto de gran utilidad para estimar la evapotranspiración de un cultivo, lo que constituye a las imágenes MODIS especialmente útiles cuando se trabaja en escala regional (Trezza, Allen & Tasumi, 2013), cuyo producto de temperatura superficial es un insumo que en conjunto con modelos basados en temperatura pueden ser usados para el cálculo de la evapotranspiración real del cultivo (Almorox et al., 2012). En los márgenes de este contexto, el presente estudio busca estimar la evapotranspiración real del cultivo de caña de azúcar a partir de los productos de temperatura superficial de MODIS en conjunto con datos de apoyo como el GDEM de ASTER y datos meteorológicos que ayudarán a evaluar y calibrar los distintos parámetros necesarios para el cálculo de la evapotranspiración de referencia, que al multiplicarse por el K_c definido por el ciclo fenológico del cultivo según la FAO, permiten la estimación de la evapotranspiración real del cultivo.

5. METODOLOGÍA

Para resolver la problemática planteada que llevó al desarrollo del presente Trabajo de Grado, se realizó una investigación robusta que queda sustentada a través del marco teórico. En el marco teórico, se plantean los conceptos, métodos, herramientas y teorías que sirvieron para la construcción y el desarrollo de la siguiente metodología. La experiencia y juicio de los autores han sido pilar fundamental para el presente trabajo de grado.

En la Figura 5, se presentan las actividades fundamentales para la estimación de la evapotranspiración real en cultivos de caña, haciendo uso de imágenes satelitales y de esta manera dar respuesta a los objetivos planteados.

Figura 5. Esquema metodológico



5.1. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro del departamento del Valle del Cauca (Figura 6), donde todas las imágenes del presente estudio fueron procesadas entre las longitudes -77° y $-75,25^{\circ}$ y entre las latitudes $2,5^{\circ}$ y $5,75^{\circ}$; sin embargo, los datos utilizados fueron extraídos del pixel en el cual la estación Cenicaña está localizada y de los pixeles a su alrededor (Figura 8). Por este Departamento pasa el Río Cauca, la segunda arteria fluvial más importante de Colombia, que nace en el páramo de Sotará, en el Macizo Colombiano, en el Departamento del Cauca. Tiene una longitud de 1350 km con un recorrido en sentido sur-norte, hasta desembocar en el Brazo de Loba del Río Magdalena, en el departamento de Bolívar. En el valle geográfico del Río Cauca se presenta un régimen de lluvias bimodal, con dos períodos lluviosos (marzo a mayo y

septiembre a noviembre) y dos períodos secos o de menores precipitaciones (diciembre a febrero y junio a agosto). La zona plana del valle geográfico del Río Cauca se encuentra localizada entre las cordilleras Occidental y Central, con alturas entre los 900 msnm y los 1100 msnm, con una temperatura media de 24°C. La precipitación promedio anual en la zona de estudio es aproximadamente 1000 mm y la humedad relativa promedio mensual está en el rango de 70% a 75% (CVC, 2002).

Figura 6. Zona de estudio



El valle geográfico del Río Cauca entre Salvajina y La Virginia comprende una de las regiones más fértiles del país y constituye un lugar estratégico para la economía colombiana puesto que en ella se encuentra ubicada la industria azucarera. En esta región hay 225.560 hectáreas sembradas en caña para azúcar, de las cuales, el 25% corresponde a tierras propias de los ingenios y el restante 75% a más de 2.750 cultivadores de caña. Dichos cultivadores abastecen a 13 ingenios de la región que integran a *La Asociación de Cultivadores de Caña de Azúcar de Colombia - Asocaña*, cuya misión es representar al sector azucarero colombiano y promover su evolución y desarrollo sostenible.

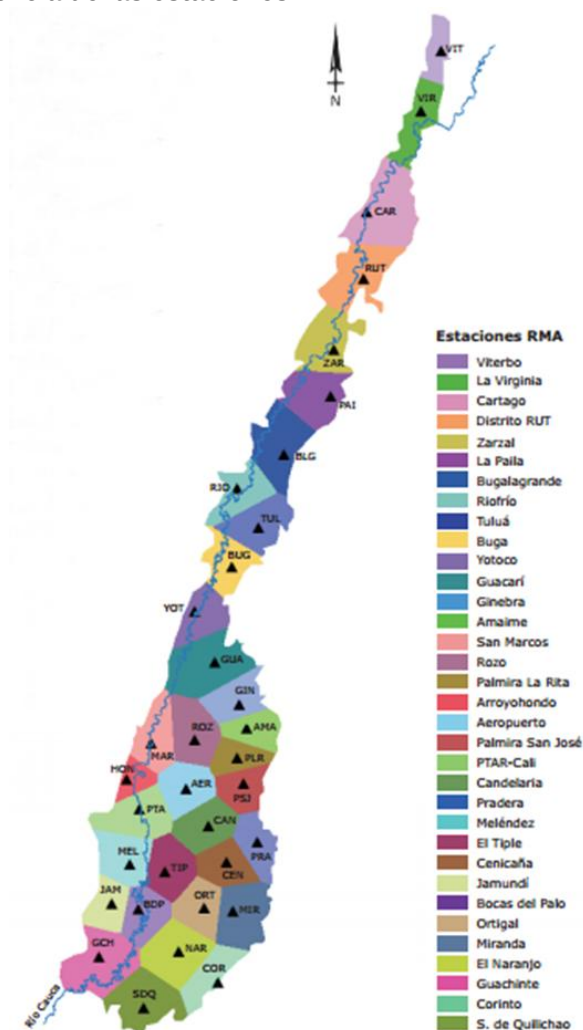
Gracias al clima privilegiado de la región, se puede sembrar y cosechar caña durante todos los meses del año; en el valle geográfico del Río Cauca no hay zafra para la caña de azúcar. Esta condición agroclimática, sumada al avance tecnológico impulsado por el *Centro de Investigación de la Caña - Cenicaña*, que funciona con el aporte de todos los cultivadores e ingenios, y la *Asociación Colombiana de Técnicos de la Caña de Azúcar - Tecnicaña*, responsable de la permanente capacitación y transferencia de tecnología hacia los técnicos del sector, han llevado a que la región se especialice en el cultivo y ostente el liderazgo en productividad a nivel mundial: más de 14 toneladas de azúcar por hectárea al año (Asocaña, 2012).

5.2. MATERIALES

5.2.1. Red de estaciones meteorológicas automatizadas (RMA)

La *Red Meteorológica Automatizada del Sector Azucarero – RMA* se trata de una compleja red de 34 estaciones meteorológicas, operada y administrada por Cenicaña, con cobertura desde Santander de Quilichao, en el norte del Cauca, hasta La Virginia, en Risaralda, y Viterbo, en Caldas (Figura 7).

Figura 7. Área de influencia de las estaciones RMA



Fuente: Cortés (2009)

Todas las estaciones de la RMA operan por medio de energía solar, utilizando software e instrumentos meteorológicos especializados de última tecnología; recolectan datos horarios y diarios de las variables atmosféricas de precipitación, temperatura y humedad relativa del aire, radiación solar, dirección y velocidad del viento. Estos datos, a través de un sistema de telecomunicación, son transmitidos

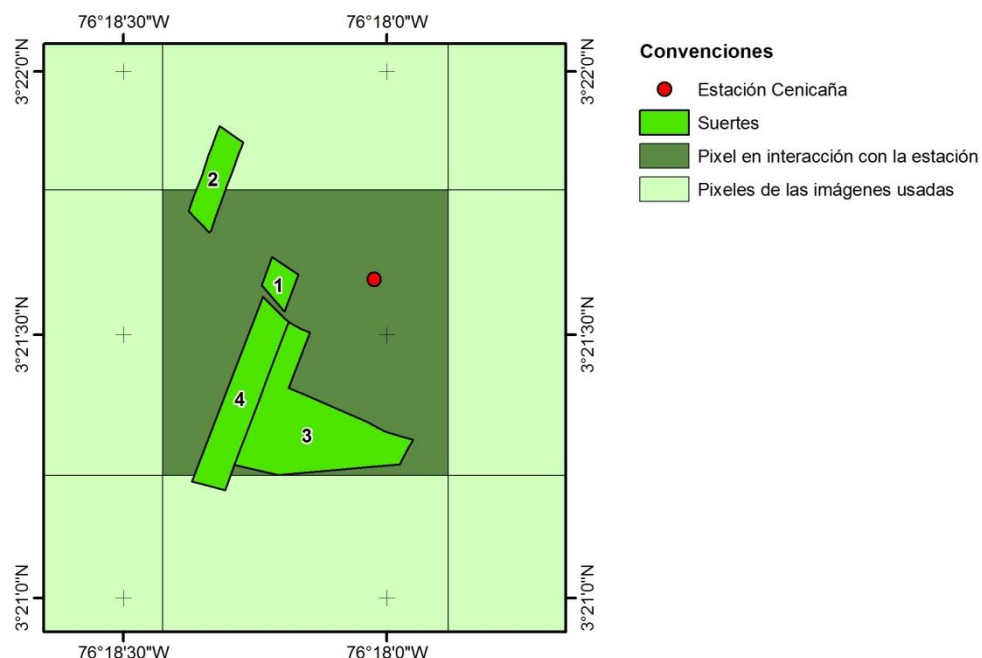
en tiempo real hacia Cenicaña, donde entran a formar parte de la base de datos meteorológicos y climatológicos del Centro de Investigación (Cortés, 2009).

De la RMA, se usaron los registros de la estación Cenicaña (Acrónimo CEN en la Figura 7). Se manipularon y procesaron los datos diarios de las variables: Temperatura máxima, temperatura media, temperatura mínima, velocidad del viento, humedad relativa máxima, humedad relativa media, humedad relativa mínima y radiación solar, así como la localización de la estación, que incluye datos de latitud, longitud y elevación. Los registros de estos datos están comprendidos en el periodo de tiempo de: enero 1 del 2011 a diciembre 31 de 2013.

5.2.2. Suertes

En el sector azucarero del país se organizan los cultivos de caña de azúcar, desde un orden superior a uno inferior, en: ingenios, haciendas, suertes y tablones. En este caso, para el presente Trabajo de Grado, se estimará la evapotranspiración real para cuatro suertes aledañas a la estación Cenicaña y que tuvieran interacción con el pixel correspondiente de las imágenes MODIS en el cual ésta está localizada (Figura 8). Los archivos de forma (shapefiles) y los datos correspondientes a las fechas de cosecha de estas suertes fueron provistos por Cenicaña (Tabla 1). Dichas suertes fueron seleccionadas de acuerdo a las siguientes condiciones: se intersectaran con el pixel de en el cual la estación Cenicaña está localizada y tuvieran fechas de cosecha en los años 2011, 2012 y 2013.

Figura 8. Suertes usadas para la estimación de la evapotranspiración real



Los valores de todos los parámetros que intervienen en el cálculo de la evapotranspiración de referencia y real fueron comparados entre los que fueron calculados directamente de los datos suministrados de la estación Cenicaña y los valores calculados de las imágenes satelitales del pixel en el cual se encuentra localizada la estación Cenicaña (Figura 8). Los valores de evapotranspiración de referencia calculados en formato ráster, y que debieron ser asignados a cada una de las suertes para el posterior cálculo de la evapotranspiración real de cada una de éstas, fueron asignados como el promedio de los valores de aquellos pixeles que se intersectaron con la suerte en cuestión.

Tabla 1. Fechas de cosecha para cada una de las suertes durante el periodo de estudio

Suerte	Cosecha 2011	Cosecha 2012	Cosecha 2013
Suerte 1	07-ene-11	09-mar-12	31-mar-13
Suerte 2	12-jul-11	14-ago-12	16-oct-13
Suerte 3	05-ago-11	17-ago-12	24-sep-13
Suerte 4	18-jul-11	26-jul-12	29-ago-13

5.2.3. Sensor MODIS

5.2.3.1. Características técnicas sensor MODIS

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) se encuentra a bordo de los satélites Terra y Aqua. Estos satélites forman parte de la misión EOS (Earth Observing System) de la NASA. Proporciona una resolución radiométrica alta, de 12 bits, en 36 bandas del espectro electromagnético que abarcan longitudes de onda desde 0.4 a 14.4 μm (Tabla 2). Dos de estas bandas poseen una resolución espacial nominal (en el nadir) de 250 m; cinco de 500 m, y las 29 bandas restantes, de 1 km. Un espejo rotatorio de doble cara proporciona un FOV (Field Of View) de $\pm 55^\circ$ (Tabla 3).

Tabla 2. Bandas del Sensor MODIS

Uso primario	Banda	Ancho de banda (1 – 19: nm; 20 – 36: μm)	Radiancia espectral ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$)
Tierra - Nubes - Aerosoles	1	620 - 670	21,80
Límites	2	841 - 876	24,70
Propiedades de la tierra, nubes y aerosoles	3	459 - 479	35,30
	4	545 - 565	29,00
	5	1230 - 1250	5,40
	6	1628 - 1652	7,30
	7	2105 - 2155	1,00
Color del océano - Fitoplancton - Biogeoquímica	8	405 - 420	44,90
	9	438 - 448	41,90
	10	483 - 493	32,10
	11	526 - 536	27,90

	12	546 - 556	21,00
	13	662 - 672	9,50
	14	673 - 683	8,70
	15	743 - 753	10,20
	16	862 - 877	6,20
Vapor de agua atmosférico	17	890 - 920	10,00
	18	931 - 941	3,60
	19	915 - 965	15,00
Temperatura superficial y nubosa	20	3,660 - 3,840	0,45 (300K)
	21	3,929 - 3,989	2,38 (335K)
	22	3,929 - 3,989	0,67 (300K)
	23	4,020 - 4,080	0,79 (300K)
Temperatura atmosférica	24	4,433 - 4,498	0,17 (250K)
	25	4,482 - 4,549	0,59 (275K)
Vapor de agua de nubes cirrus	26	1,360 - 1,390	6,00
	27	6,535 - 6,895	1,16 (240K)
	28	7,175 - 7,475	2,18 (250K)
Propiedades de nubes	29	8,400 - 8,700	9,58 (300K)
Ozono	30	9,580 - 9,880	3,69 (250K)
Temperatura superficial y nubosa	31	10,780 - 11,280	9,55 (300K)
	32	11,770 - 12,270	8,94 (300K)
Altitud de la parte superior de nubes	33	13,185 - 13,485	4,52 (260K)
	34	13,485 - 13,785	3,76 (250K)
	35	13,785 - 14,085	3,11 (240K)
	36	14,085 - 14,385	2,08 (220K)

Fuente: NASA (2015)

La órbita del satélite Terra está diseñada para pasar el ecuador por las mañanas de norte a sur, mientras que la del Aqua lo cruza de sur a norte por las tardes. Ambas se sitúan a unos 705 km de altura y proporcionan un ancho de barrido de 2330 km. Esto permite observar toda la superficie terrestre cada uno o dos días. Por lo tanto, poseen unas características muy adecuadas para mejorar el conocimiento de los procesos y de la dinámica global que experimenta nuestro planeta.

Tabla 3. Especificaciones generales del Sensor MODIS

Objeto	Descripción
Órbita	Altitud: 708 km (Terra) y 705 km (Aqua), pasando en el ecuador a 10:30 a.m. nodo descendente (Terra) y a la 1:30 p.m.; nodo ascendente (Aqua).
Tasa de escaneo	20.3 rpm, ortogonal a la órbita
Dimensiones de la franja escaneada	2.330 km (ortogonal) por 10 km (a lo largo de la órbita, al nadir)
Telescopio	17.78 cm diámetro con planos de desvío intermedios
Tamaño	1.0 x 1.6 x 1.0m

Peso	228.7 kg
Poder	162.5 W (promedio orbital)
Tasa de transferencia de datos	10.6 Mbps (pico); 6.1 Mbps (Promedio orbital)
Codificación	12 bits
Resolución espacial	250m (bandas 1-2) 500m (bandas 3-7) 1000m (bandas 8-36)
Vida útil	6 años

Fuente: García Mora & François Mas (2011)

5.2.3.2. Descripción de productos MODIS

Varios productos derivados del sensor MODIS y su amplia gama de bandas espectrales han sido desarrollados con el fin de obtener descripciones de las características de la tierra, el océano y la atmósfera que puedan ser de ayuda para procesos investigativos a escalas moderadas. Los productos MODIS son públicos y se encuentran clasificados en productos de nivel 1, que contiene los datos crudos y las radiancias calibradas; productos de atmósfera, que contienen distintas características de nubes y perfiles atmosféricos; productos de tierra, entre los cuales se encuentra la temperatura superficial terrestre, coberturas terrestres e índices de vegetación; productos de criosfera, como la cobertura de nieve y los productos de océano como la temperatura superficial del mar.

- **MOD11A1 y MYD11A1 (Land Surface Temperature and Emissivity Daily L3 Global 1km)**

Los datos de la *Temperatura Superficial Terrestre - LST* y emisividad en una resolución temporal diaria, los cuales fueron usados en el presente Trabajo de Grado, componen los productos MOD11A1 y MYD11A1 de los satélites Terra y Aqua respectivamente. Los valores de LST de estos productos se almacenan en una rejilla sinusoidal de 1 km con los valores medios de LST diurnos y nocturnos obtenidos por el sensor MODIS de cada satélite en condiciones de cielo despejado utilizando el producto MOD35 correspondiente a máscaras de nubes. Los valores de LST son calculados por el algoritmo *split-window*, mediante el cual la emisividad de distintos tipos de cobertura es estimada a partir de las bandas 31 y 32, las cuales presentan una mayor estabilidad por presentarse en el rango de longitudes de onda de los 10,5 a 12,5 μm . Para su composición, la LST de MODIS utiliza las temperaturas de brillo de las bandas 31 y 32, así como su promedio y diferencia en emisividad; además de usar coeficientes obtenidos de la temperatura superficial del aire y la columna de vapor de agua derivados de los productos de perfiles atmosféricos de MODIS y del ángulo de visión del zenit, resultando en productos de LST con errores de hasta máximo 3°K (Wan, 1999). Los productos MOD11A1 y MYD11A1, además de contener la LST y la emisividad, contienen valores de evaluación de calidad, tiempo de observación y ángulos de vista; sin embargo, para efectos de ejecución del presente trabajo de grado, solamente los productos de LST de día y noche fueron utilizados.

5.2.4. Sensor ASTER

5.2.4.1. Características técnicas sensor ASTER

El sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) se encuentra a bordo del satélite Terra y es un instrumento desarrollado en conjunto por el *Ministerio de Economía, Comercio e Industria - METI* de Japón y la *Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio - NASA* de Estados Unidos. El instrumento ASTER es capaz de obtener información espectral desde el visible hasta el infrarrojo térmico en 14 bandas (tabla 4) con una alta resolución espacial además de proveer vistas estéreo para la creación de *Modelos Digitales de Elevación – DEM*.

Tabla 4. Bandas del Sensor ASTER

Fracción del espectro	Banda	Ancho de banda (µm)	Resolución espacial (m)
Visible e infrarrojo cercano (VNIR)	1	0,52 - 0,60	15
	2	0,63 - 0,69	15
	3	0,76 - 0,86	15
Infrarrojo de onda corta (SWIR)	4	1,600 - 1,700	30
	5	2,145 - 2,185	30
	6	2,185 - 2,225	30
	7	2,235 - 2,285	30
	8	2,295 - 2,365	30
	9	2,360 - 2,430	30
Infrarrojo térmico (TIR)	10	8,125 - 8,475	90
	11	8,475 - 8,825	90
	12	8,925 - 9,275	90
	13	10,250 - 10,950	90
	14	10,950 - 11,650	90

Fuente: NASA (2004)

5.2.4.2. Descripción de productos ASTER

Los productos obtenidos de ASTER son comprendidos por las radiancias, reflectancias, temperatura, emisividad y la elevación; siendo esta última la que es usada en el presente trabajo de grado.

- **ASTGTM (Routine ASTER Global Digital Elevation Model)**

El producto ASTGTM, correspondiente al *Modelo Digital de Elevación Global – ASTER GDEM*, es desarrollado por la *Corporación de Laboratorio de Información de Sensores de Japón – SILC* gracias a la capacidad del sensor ASTER de obtener vistas estéreo en nadir y popa de imágenes en el infrarrojo cercano

(banda 3). La versión 2.0 del ASTER GDEM se desarrolla empleando un algoritmo de estéreo-correlación, en el cual se utiliza un kernel de 9x9 píxeles para encontrar correspondencias entre pares de imágenes estéreo, y así mejorar la resolución y la precisión de elevación y la regeneración de un total de 1,5 millones de datos de escenas incluyendo 250.000 escenas adicionales adquiridas después de la versión anterior; todas georreferenciadas al WGS84 y al geoide EGM96 con una resolución de 30 m.

5.3. MÉTODOS

5.3.1. Pre-procesamiento de imágenes

Todas las imágenes utilizadas, incluyendo los productos MODIS y el GDEM de ASTER, fueron reproyectadas al sistema de referencia WGS84 (EPSG: 4326) usando el algoritmo de vecino más cercano en orden de no alterar los datos originales de cada una de las imágenes. El tamaño de pixel fue ajustado a 1 km, tamaño de pixel de los productos MODIS y tamaño al cual fue ajustado el pixel del GDEM de ASTER alineando los centros de pixel como origen en orden de tener todos los ráster en la misma resolución y alineados.

5.3.2. Cálculo de parámetros base

Los parámetros base son todos aquellos parámetros que intervienen en el cálculo de la evapotranspiración de referencia por los distintos modelos usados en este estudio: Penman-Monteith, Hargreaves, Thornthwaite y Blaney-Criddle. La mayoría de parámetros son extraídos de instrumentos satelitales, sin embargo, algunos de ellos sólo pueden ser obtenidos de la estación de Cenicaña en tierra. En la Tabla 5 se muestra el listado de los parámetros calculados o medidos, el modelo de evapotranspiración que los usa y el instrumento fuente del cual fueron obtenidos.

Tabla 5. Parámetros base para el cálculo de modelos de evapotranspiración de referencia

Parámetro	Abreviatura	Modelo de Evapotranspiración	Fuente
Temperatura Máxima (°C)	T_{max}	Penman-Monteith, Hargreaves	MODIS
Temperatura Mínima (°C)	T_{min}	Penman-Monteith, Hargreaves	MODIS
Temperatura Media (°C)	T_{med}	Penman-Monteith, Hargreaves, Thornthwaite, Blaney-Criddle	MODIS
Índice térmico (adimensional)	I	Thornthwaite	MODIS
Latitud (rad)	φ	Penman-Monteith, Hargreaves, Blaney-Criddle	MODIS
Elevación (m)	z	Penman-Monteith	ASTER
Presión atmosférica (kPa)	P	Penman-Monteith	ASTER
Constante psicrométrica (kPa)	γ	Penman-Monteith	ASTER

$^{\circ}\text{C}^{-1})$			
Presión media de vapor de saturación (kPa)	e_s	Penman-Monteith	MODIS
Pendiente de la curva de vapor de saturación (kPa $^{\circ}\text{C}^{-1}$)	Δ	Penman-Monteith	MODIS
Presión real de vapor (kPa)	e_a	Penman-Monteith	MODIS
Radiación extraterrestre (MJ $\text{m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	R_a	Penman-Monteith, Hargreaves	MODIS
Duración máxima de la insolación (h)	N	Blaney-Criddle	MODIS
Porcentaje diario medio de horas de insolación anual (%)	p	Blaney-Criddle	MODIS
Radiación solar (MJ $\text{m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	R_s	Penman-Monteith	Estación
Radiación solar en un día despejado (MJ $\text{m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	R_{so}	Penman-Monteith	MODIS, ASTER
Radiación neta de onda corta (MJ $\text{m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	R_{ns}	Penman-Monteith	Estación
Radiación neta de onda larga (MJ $\text{m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	R_{nl}	Penman-Monteith	MODIS, ASTER, Estación
Radiación neta (MJ $\text{m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	R_n	Penman-Monteith	MODIS, ASTER, Estación
Flujo de calor del suelo (MJ $\text{m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	G	Penman-Monteith	No aplica
Velocidad del viento (m s^{-1})	u_2	Penman-Monteith	Estación

5.3.2.1. Temperatura del aire

La temperatura del aire fue obtenida de los productos MOD11A1 y MYD11A1 correspondientes al sensor MODIS en los satélites de la NASA Terra y Aqua respectivamente. Ambos productos contienen la temperatura superficial de la tierra en dos tomas, una durante el día y otra en la noche; las cuales son tomadas como la temperatura máxima y mínima respectivamente. Los productos MOD11A1 y MYD11A1 tienen una resolución temporal de 1 día, y los datos de temperatura superficial máxima y mínima se encuentran en grados Kelvin escalados, por lo que para convertirlos a grados centígrados fueron usadas las Ecuaciones (1) y (2).

En el cálculo de la evapotranspiración de referencia, es necesario tener la temperatura media, para la cual se usaron las temperaturas máxima y mínima en la Ecuación (3). Este procedimiento se realizó para ambos productos, y adicionalmente se realizó un promedio de cada una de las tres temperaturas (máxima, mínima, media) de ambos productos para obtener más datos en pixeles vacíos debido a la cobertura de nubes; sin embargo, la cobertura de nubes a una resolución de 1 día fue demasiado extensa, por lo que se realizó un promedio de cada una de las tres temperaturas a un nivel mensual para cada uno de los productos.

La temperatura requerida para el cálculo de la evapotranspiración de referencia es aquella que es medida en el aire a 2 m de altura, mientras que la temperatura

medida por el sensor MODIS es superficial, por tal motivo se realizó una calibración de la temperatura superficial haciendo uso de una regresión lineal entre el conjunto de las tres temperaturas obtenidas de los productos de MODIS y las temperaturas medidas por la estación Cenicaña en la zona de estudio. En los procesos posteriores para los cuales son requeridas las temperaturas, fue usada aquella que obtuvo el mejor coeficiente de determinación así como el menor error estándar en la regresión lineal, y dicha temperatura fue calibrada con los parámetros de pendiente e intercepto obtenidos de la regresión lineal. Posteriormente, para rellenar los píxeles vacíos, fue realizada una interpolación por IDW sin transformar los valores originales de píxel, agregando solamente un valor interpolado a los píxeles sin datos.

5.3.2.2. Índice térmico

El índice térmico es impuesto por el régimen térmico local y es calculado anualmente a partir de la temperatura media de cada mes del sensor MODIS mediante la Ecuación (4).

5.3.2.3. Latitud

La latitud en grados decimales fue obtenida convirtiendo una de las imágenes de temperatura en un shapefile de puntos creados en el centro de cada píxel. A este shapefile le fue calculado un atributo de coordenada Y, correspondiente a la latitud, y posteriormente fue rasterizado a la misma resolución de las imágenes de temperatura para obtener así un raster de latitudes compatible con las imágenes de temperaturas.

5.3.2.4. Elevación

La elevación en metros fue obtenida del GDEM producto del sensor ASTER del satélite de la NASA Terra. La resolución espacial del GDEM es de 30 m, por lo cual fue remuestreado a la misma resolución de las imágenes de temperatura de modo que ambos parámetros fueran compatibles.

5.3.2.5. Presión atmosférica

La presión atmosférica en kPa fue obtenida a partir de la Ecuación (5) haciendo uso del GDEM obtenido en el proceso anterior.

5.3.2.6. Constante psicrométrica

La constante psicrométrica en $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ fue calculada con la Ecuación (6) a partir del raster de presión atmosférica calculado anteriormente.

5.3.2.7. Presión media de vapor de saturación

La presión media de vapor de saturación en kPa es obtenida a partir de las temperaturas máxima y mínima del sensor MODIS. Para obtener la presión media de vapor de saturación debe calcularse la presión de vapor de saturación de la temperatura máxima por medio de la Ecuación (8) al igual que la presión de vapor de saturación de la temperatura mínima por la misma Ecuación (8). Finalmente, la presión media de vapor de saturación viene dada por la Ecuación (7) que usa las presiones de vapor de saturación de las temperaturas máxima y mínima.

5.3.2.8. Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación

La pendiente de la curva de presión de vapor de saturación en $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ hace uso de la temperatura media del sensor MODIS y es calculada mediante la Ecuación (9).

5.3.2.9. Presión real de vapor

La presión real de vapor en kPa es obtenida a partir de la humedad relativa o de la temperatura del punto de rocío, sin embargo, la temperatura de rocío puede asumirse como la temperatura mínima en caso de que esta no esté entre los datos capturados (Allen et al., 2006). Por lo tanto, la presión real de vapor se calcula con la temperatura mínima del sensor MODIS a partir de la Ecuación (11). Mientras que para los datos de la estación Cenicaña es calculada a partir de datos de humedad con la Ecuación (10).

5.3.2.10. Radiación extraterrestre

Para el cálculo de la radiación extraterrestre en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ es necesario calcular distintos parámetros que dependen de la latitud y el día juliano (día del año). El raster de latitud calculado anteriormente debe convertirse a radianes por medio de la Ecuación (13).

La distancia relativa inversa Tierra-Sol y la declinación solar en radianes son calculadas a partir del día juliano con las Ecuaciones (14) y (15) respectivamente. El ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol en radianes es calculado a partir del raster de latitudes en radianes y la declinación solar en radianes por medio de la Ecuación (16).

Finalmente, la radiación extraterrestre es calculada a partir de la constante solar ($0,082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), la distancia relativa inversa Tierra-Sol, el ángulo de radiación a la puesta del sol, el raster de latitudes en radianes y la declinación solar por medio de la Ecuación (12). Este procedimiento fue realizado para cada día de los tres años de estudio y posteriormente las imágenes resultantes de radiación extraterrestre fueron promediadas por cada mes de cada año.

5.3.2.11. Duración máxima de la insolación

La duración máxima de la insolación en horas es calculada por la Ecuación (17) a partir del ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol en radianes.

5.3.2.12. Porcentaje diario medio de horas de insolación anual

El porcentaje diario medio de horas de insolación anual es calculado a partir de la duración máxima de la insolación mediante la Ecuación (18).

5.3.2.13. Radiación solar

La radiación solar en $\text{cal m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ es obtenida en periodos diarios de la estación Cenicaña, los cuales fueron convertidos a $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ mediante la Ecuación (19) y posteriormente promediados por mes.

5.3.2.14. Radiación solar en un día despejado

La radiación solar en un día despejado es calculada a partir del GDEM de ASTER remuestreado y la radiación extraterrestre calculada anteriormente por medio de la Ecuación (20).

5.3.2.15. Radiación neta solar o de onda corta

La radiación neta de onda corta en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ fue calculada a partir de la radiación solar y del albedo del cultivo de pasto de referencia (0,23) mediante la Ecuación (21).

5.3.2.16. Radiación neta de onda larga

La radiación neta de onda larga en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ es calculada a partir de las temperaturas máxima y mínima del sensor MODIS en grados Kelvin, la presión de vapor real, la radiación solar, la radiación solar en un día despejado y la constante de Stefan-Boltzmann ($4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) mediante la Ecuación (22).

5.3.2.17. Radiación neta

La radiación neta es calculada a partir de la radiación neta de onda corta y la radiación neta de onda larga mediante la Ecuación (23).

5.3.2.18. Flujo de calor del suelo

El flujo de calor del suelo fue calculado para cada mes del periodo de estudio, exceptuando el primer y último mes, usando la Ecuación (25). Para su cálculo en el último mes fue usada la Ecuación (26) mientras que para el primer mes fue

aproximado a cero (Ecuación 24) por la falta de datos de temperatura anteriores al mes anterior y por su magnitud relativamente pequeña (Fritschen & Gay, 1979), asumiendo que éste puede ser considerado despreciable.

5.3.2.19. Velocidad del viento

La velocidad del viento en m s^{-1} es obtenida en valores diarios de la estación Cenicaña, pero esta se encuentra medida a una altura de 10 m, por lo tanto es convertida a velocidad del viento a 2 m de altura mediante la Ecuación (27).

5.3.3. Cálculo de la evapotranspiración de referencia (ET_0)

Para calcular la evapotranspiración de referencia se usaron cuatro modelos de evapotranspiración: Penman-Monteith, Hargreaves, Thornthwaite y Blaney-Criddle. Los modelos utilizados en el estudio hacen uso de distintos parámetros base que son nombrados en la Tabla 5. Los modelos de Hargreaves, Thornthwaite y Blaney-Criddle son basados en las temperaturas y la latitud, por tal motivo pueden ser calculados a partir de datos derivados únicamente del sensor MODIS; por otro lado, el modelo de Penman-Monteith es basado en otros parámetros que son obtenidos de la elevación, la velocidad del viento y la radiación solar, por lo que este modelo es calculado a partir de, además de datos derivados del sensor MODIS, datos derivados del sensor ASTER y mediciones de la estación Cenicaña (Tabla 6). Los cuatro modelos calculados serán validados mediante regresión lineal con el modelo de evapotranspiración de referencia de Penman-Monteith calculado a partir de datos provenientes únicamente de la estación meteorológica Cenicaña a nivel diario (posteriormente promediado a nivel mensual), modelo que actuará como “valor observado”, mientras que los cuatro modelos calculados por medio de sensores remotos y su combinación actuarán como “valores estimados”. Una vez realizada la regresión lineal para cada uno de los modelos estimados contra el valor observado será elegido aquel modelo que presente un mayor coeficiente de determinación así como el menor RMSE y procederá a ser calibrado con los parámetros obtenidos de la regresión lineal.

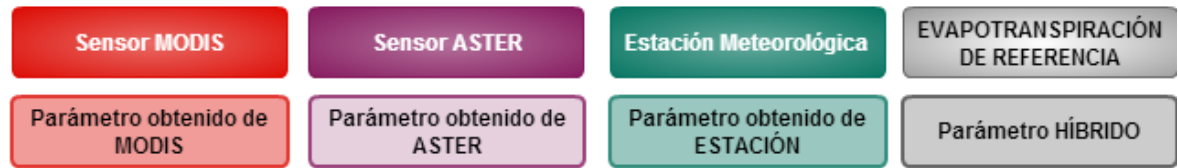
Tabla 6. Instrumentos usados para el cálculo de los modelos de evapotranspiración de referencia

Modelo	MODIS	ASTER	Estación
Penman-Monteith	X	X	X
Hargreaves	X		
Thornthwaite	X		
Blaney-Criddle	X		

Los modelos de evapotranspiración calculados en este estudio son presentados mediante diagramas de flujo y la simbología de dichos diagramas viene dada por la simbología presentada en la Figura 9. Los parámetros híbridos nombrados en la

Figura 9 son aquellos que fueron calculados usando uno o más instrumentos fuente (MODIS, ASTER, Estación) o parámetros derivados de estos.

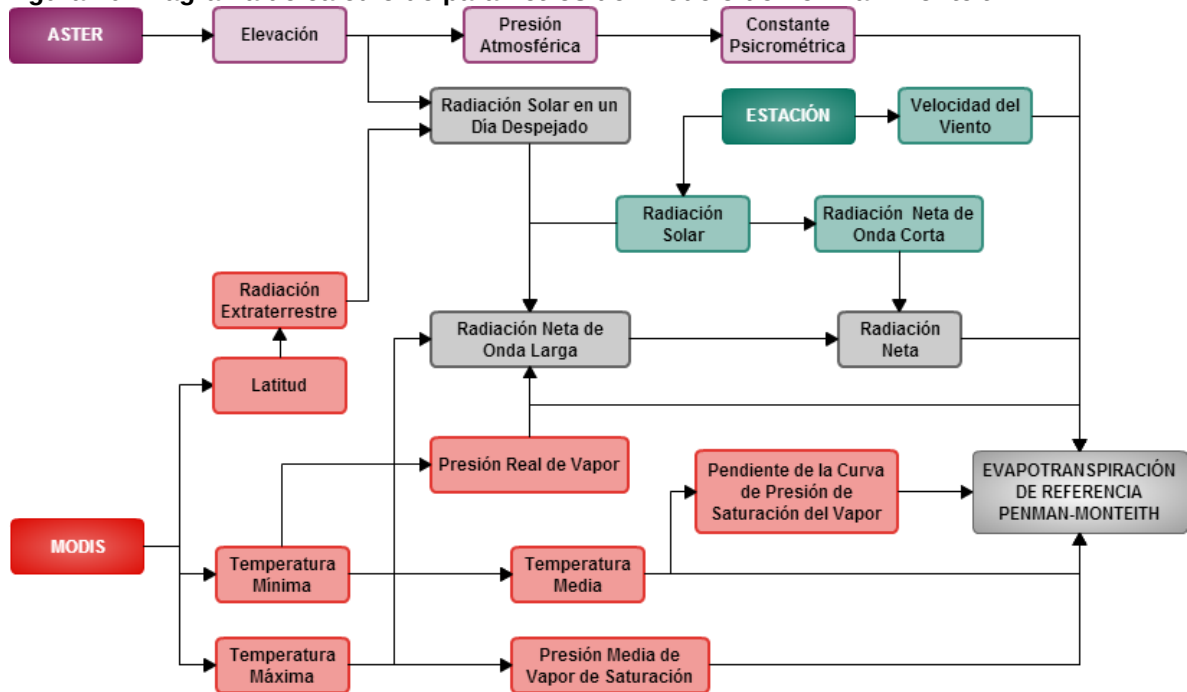
Figura 9. Simbología de los diagramas presentados para cada modelo



5.3.3.1. Evapotranspiración de referencia de Penman-Monteith (ET_{o-PM})

El modelo de Penman-Monteith (ET_{o-PM}) es el modelo recomendado por la FAO para el cálculo de la evapotranspiración de referencia en mm día^{-1} y se calcula mediante la Ecuación (28). Los parámetros base de este modelo son presentados en la Tabla 3 y su orden de cálculo y precedencia se muestra en la Figura 10.

Figura 10. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Penman-Monteith

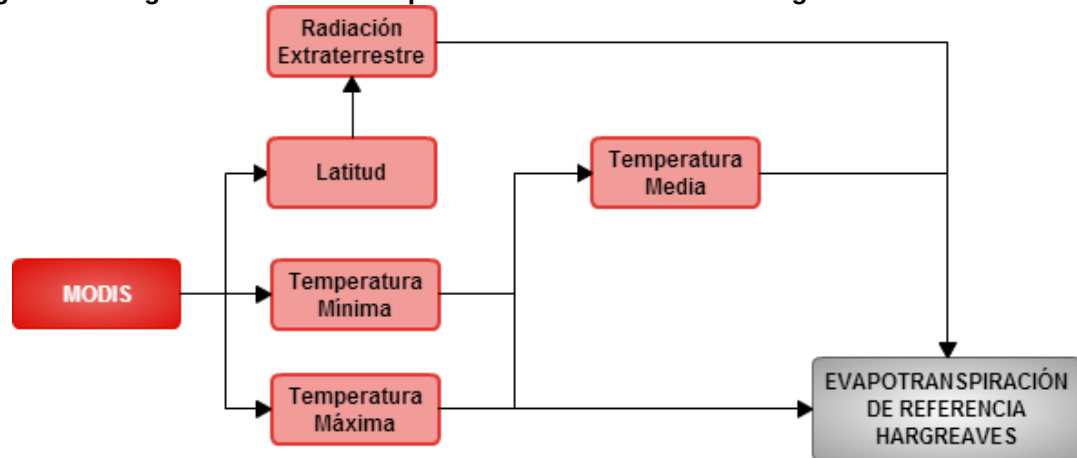


5.3.3.2. Evapotranspiración de referencia de Hargreaves (ET_{o-H})

La evapotranspiración de referencia de Hargreaves (ET_{o-H}) en mm día^{-1} es el modelo alternativo sugerido por la FAO en caso de que no se cuenten con los parámetros necesarios para calcular el modelo de Penman-Monteith. Los parámetros constan de las temperaturas máxima, media y mínima y la radiación

extraterrestre (Figura 11), la cual debe ser convertida en mm día^{-1} mediante la Ecuación (32) para después calcular la ET_{o-H} mediante la Ecuación (31).

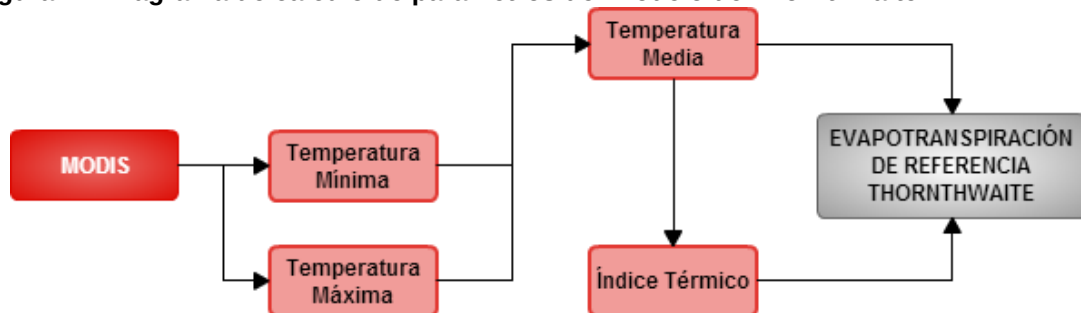
Figura 11. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Hargreaves



5.3.3.3. Evapotranspiración de referencia de Thornthwaite (ET_{o-T})

El modelo de evapotranspiración de referencia de Thornthwaite (ET_{o-T}) en mm mes^{-1} , y convertido a mm día^{-1} dividiéndolo por la duración en días del mes en cuestión, es basado plenamente en la temperatura media y el régimen térmico de la región de estudio (Figura 12), el cual se define mediante el índice térmico (Tabla 3) y mediante el cual es calculado el parámetro a por medio de la Ecuación (35), para finalmente calcular la ET_{o-T} por la Ecuación (34).

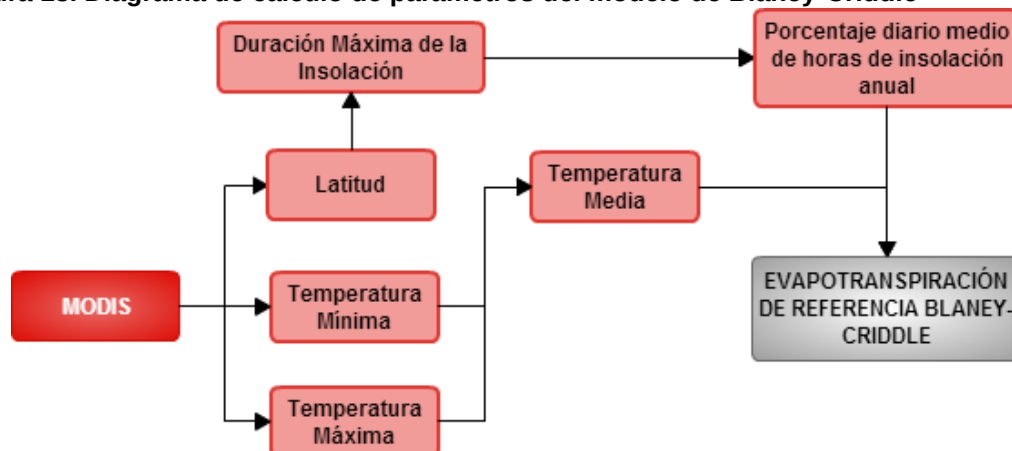
Figura 12. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Thornthwaite



5.3.3.4. Evapotranspiración de referencia de Blaney-Criddle (ET_{o-BC})

El modelo de evapotranspiración de referencia de Blaney-Criddle (ET_{o-BC}) en mm día^{-1} es otro modelo recomendado por la FAO para aquellas zonas que sólo posean datos de temperaturas y latitud (Figura 13). El modelo de Blaney-Criddle es calculado mediante la Ecuación (33).

Figura 13. Diagrama de cálculo de parámetros del modelo de Blaney-Criddle



5.3.4. Asignación de Coeficiente de Cultivo (K_c)

Tabla 7. K_c para la caña de azúcar

Intervalo (Meses)		Etapa de crecimiento	K_c
Desde	Hasta		
0	1	Plantación hasta 25% de cobertura del dosel	0,55
1	2	de 25% a 50% de cobertura del dosel	0,8
2	2,5	de 50% a 75% de cobertura del dosel	0,9
2,5	4	de 75% a 100% de cobertura del dosel	1
4	10	Pico de crecimiento	1,05
10	11	Senescencia temprana	0,8
11	12	Madurez	0,6

Para calcular la evapotranspiración real del cultivo de caña de azúcar es necesario contar con el coeficiente de cultivo K_c , coeficiente que depende del estado fenológico del cultivo, por lo cual las fechas de cosecha y edad de cosecha son necesarias para determinar la edad del cultivo durante el tiempo de estudio. En total se realizará la asignación de coeficiente de cultivo a cuatro suertes ubicadas alrededor de la estación Cenicaña y que tienen interacción con el pixel de 1 km x 1 km en el que esta cae (Figura 8). Los datos correspondientes a las fechas de cosecha de cada suerte fueron suministrados por Cenicaña y son presentados en la Tabla 1. Con estos datos es posible hallar la edad para cada suerte entre la fecha de cosecha del año 2011 y la fecha de cosecha del año 2013, capturando dos ciclos fenológicos por cada cultivo. La edad de cada cultivo fue calculada de manera diaria restándole a la fecha de cosecha de un año dado la fecha de cada día anterior a dicha fecha mientras no fuera menor a la fecha de cosecha del año anterior. Posteriormente, la edad en cada día fue transformada en meses y le fue asignado un valor de K_c dependiendo de la Tabla 7, que muestra los valores de K_c para caña de azúcar en un ciclo de soca, con una humedad relativa mínima alta y

un viento suave (Doorenbos & Pruitt, 1977). A continuación dicho valor de K_c fue promediado por mes para cada año de estudio.

5.3.5. Cálculo de la evapotranspiración real (ET_c)

Una vez obtenido el K_c correspondiente para cada lote en cada mes del periodo de estudio es posible calcular la evapotranspiración real (ET_c) del cultivo en un mes dado por medio de la Ecuación (36). Los parámetros necesarios para éste cálculo son únicamente dos, el K_c y la ET_o , la cual corresponderá a la evapotranspiración de referencia calibrada de acuerdo a los parámetros de regresión obtenidos por el mejor modelo de evapotranspiración de referencia estimada contra la evapotranspiración de referencia observada. Para cada uno de los lotes se contará entonces con dos ciclos fenológicos y, por lo tanto, con dos ciclos de ET_c .

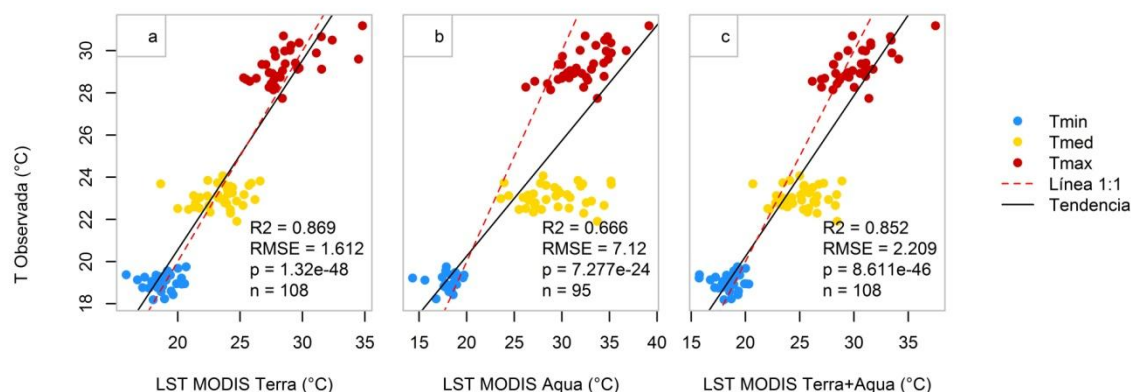
6. RESULTADOS

Los resultados presentados a continuación son derivados de la metodología presentada con antelación y son mostrados en tablas y figuras en orden de exponer el comportamiento temporal tanto de los resultados de los procesos que involucran imágenes satelitales, los cuales son los datos estimados, como de los resultados que involucran los datos observados por la estación Cenicaña.

6.1. PARÁMETROS BASE

6.1.1. Temperatura del aire

Figura 14. Regresiones lineales entre la LST de MODIS y la temperatura de la estación Cenicaña



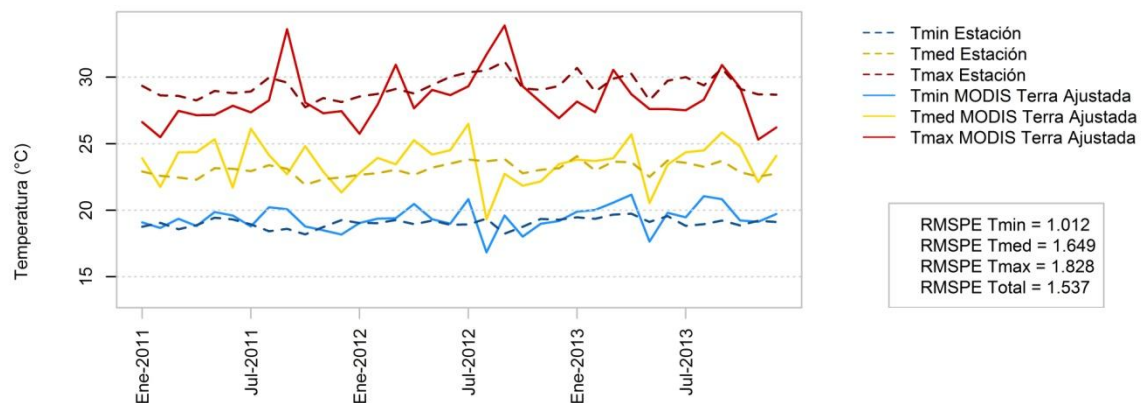
Los productos MOD11A1 y MYD11A1 de LST del sensor MODIS en los satélites Terra y Aqua, respectivamente, fueron transformados a °C y, posteriormente, promediados para obtener un nuevo producto de la unión de los productos de ambos satélites. Cada uno de los productos constó de dos mediciones de temperatura, una en el día y otra en la noche, las cuales fueron tomadas como temperaturas máxima y mínima respectivamente; y con las cuales fue calculada la temperatura media de cada producto. Estas temperaturas fueron promediadas por mes puesto que en las coordenadas de la estación Cenicaña, de donde se obtuvieron los datos observados de temperatura, el pixel correspondiente de los productos presentó cobertura nubosa en el 84,854% de imágenes del satélite Terra para la LST de día, 84,672% para la LST de noche y 74,635% para su promedio, en el satélite Aqua se presentó una cobertura nubosa en el 85,766% de imágenes para la LST de día, 95,164% para la LST de noche y 82,391% para su promedio, mientras que para la unión de ambos productos se presentó una cobertura nubosa del 77,828% de las imágenes para la LST de día, 82,99% para la LST de noche y 67,245% para su promedio; estos porcentajes son basados en un total de 1096 imágenes por cada conjunto de temperaturas para cada satélite,

las cuales corresponden a cada día de los tres años de estudio. Una vez promediados los datos de las imágenes, fueron extraídos los datos de cada mes durante el periodo de estudio del pixel en el cual la estación Cenicaña tenía su localización y se realizó una regresión lineal entre ambos conjuntos de datos para cada producto (Figura 14).

La LST de MODIS Terra fue la que mejor se ajusta a los datos observados de la estación Cenicaña con un R^2 de 0,869, un RMSE de 1,612°C y un valor-p de 1,32E-48; que corresponde al valor más alto de los tres coeficientes de determinación y el más bajo RMSE y valores p (Figura 14a). La LST de MODIS Aqua fue la que menos se ajusta a los datos observados de la estación Cenicaña con un R^2 de 0,666, un RMSE de 7,120°C y un valor-p de 7,277E-24; siendo estos el valor más bajo de los tres coeficientes de determinación y el más alto RMSE y valor-p, además de contar con menos datos (n=95) debido a cobertura nubosa, incluso cuando las imágenes fueron promediadas por mes (Figura 14b). La LST de la unión de ambos satélites tuvo un ajuste muy parecido al ajuste de la LST de MODIS Terra con un R^2 de 0,852, un RMSE de 2,209°C y un valor-p de 8,611E-46 (Figura 14c); pero siendo el coeficiente de determinación más bajo y el RMSE y valor-p más altos que los obtenidos por el ajuste de la LST de MODIS Terra.

Los R^2 , RMSE y valores p de las tres regresiones demostraron que la LST obtenida de Terra, Aqua y la combinación de ambas se encuentran relacionadas con la temperatura del aire medida por la estación Cenicaña y que sus pendientes son significativamente diferentes de cero. Debido a que la temperatura del aire es uno de los factores que mayor incidencia tiene en el cálculo de la ET_o , se eligió la LST de MODIS Terra por tener el mejor R^2 , el menor RMSE y el menor valor-p para continuar con los cálculos de variables que dependen de la temperatura. La LST de MODIS Terra fue calibrada con los parámetros de intercepto (2,563) y pendiente (0,900) obtenidos de la regresión lineal ejecutada anteriormente.

Figura 15. Variación de la temperatura de MODIS Terra calibrada y la estación Cenicaña durante el periodo de estudio



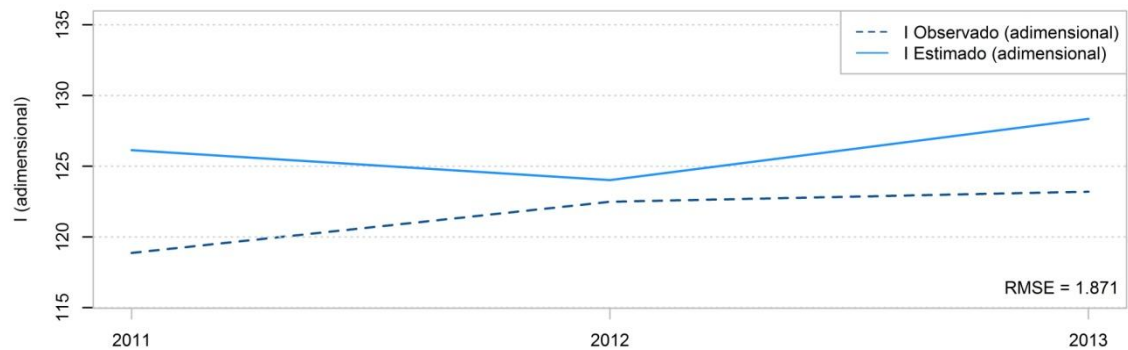
En la Figura 15 se puede observar la variación de la temperatura de MODIS Terra calibrada y la temperatura observada por la estación Cenicaña, la temperatura mínima de MODIS es la que menor RMSPE tiene con un valor de 1,012°C, seguida por el RMSPE de la temperatura media con un valor de 1,649°C y siendo la temperatura máxima la que mayor RMSPE presenta con un valor de 1,826°C. El conjunto total de temperaturas calibradas tiene un RMSPE de 1,537°C.

Las temperaturas de MODIS Terra calibradas fueron usadas en todos los cálculos siguientes que involucraban el uso de estos parámetros, ya que es la que rige el orden térmico con un mejor ajuste de los cultivos que se encuentren abarcados con cada pixel de la imagen.

6.1.2. Índice térmico

El índice térmico anual (I) fue calculado a partir de los datos de T_{med} calibrada de MODIS Terra y comparado con el índice térmico anual calculado con la T_{med} de la estación Cenicaña (Figura 16).

Figura 16. Variación del índice térmico estimado y del observado de la estación Cenicaña durante el periodo de estudio.



El I estimado sobrestima los valores del I observado alcanzando un RMSE de 1,871 unidades (Figura 16). El I estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-T} .

6.1.3. Latitud

La latitud del centro del pixel en el cual cae la estación meteorológica Cenicaña es 3,35841, mientras que la latitud de la estación Cenicaña es 3,360104; dando una diferencia de 0,001694 grados decimales (306,169 m). Esta diferencia, aunque parece grande, crea efectos mínimos en el cálculo de la radiación extraterrestre o la duración máxima de la insolación, como lo indica la comparación de los resultados observados con los estimados, obtenidos en estas variables.

6.1.4. Elevación

Las alturas mínima y máxima presentadas en la Figura 17 son errores de unos cuantos pixeles presentes en el GDEM de ASTER, como lo muestra el histograma del GDEM (Figura 18), ya que en la zona los puntos más altos corresponderían a la cordillera central, la cual tiene una altura máxima de 5364 m y los puntos más bajos estarían al nivel del mar. La elevación del pixel del GDEM de ASTER en el cual se encuentra ubicada la estación Cenicaña es de 1000 m (Figura 17b), mientras que la elevación de la estación es de 1020 m, dando una diferencia de 20 m, que es considerada mínima para los cálculos de la presión atmosférica y la constante psicrométrica, como se demuestra en la comparación entre los valores observados y estimados de estas variables.

Figura 17. GDEM v 2.0 de ASTER para el sector azucarero a una resolución de 1 km

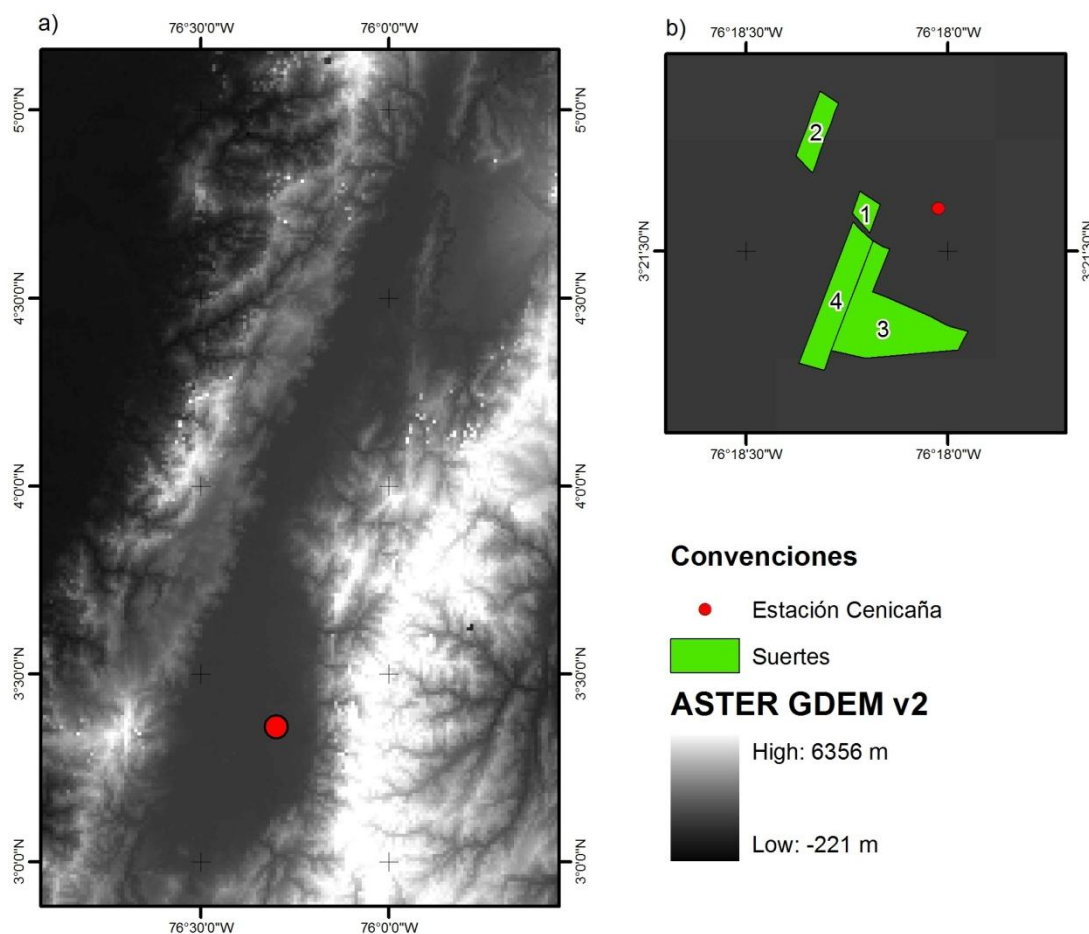
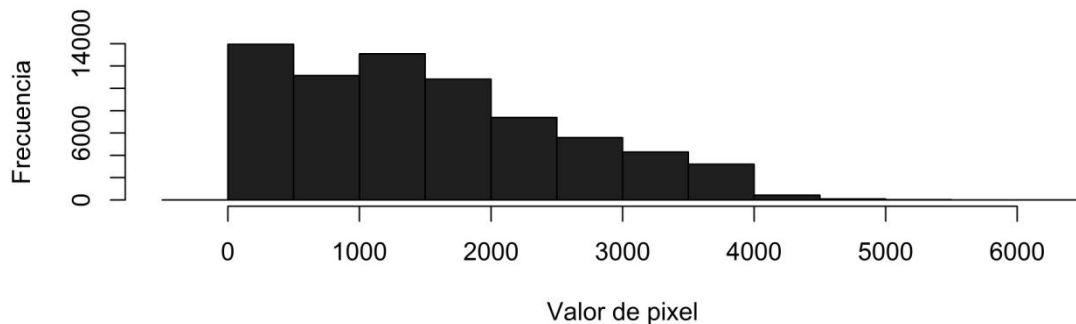


Figura 18. Histograma del GDEM v 2.0 de ASTER para el sector azucarero.



6.1.5. Presión atmosférica

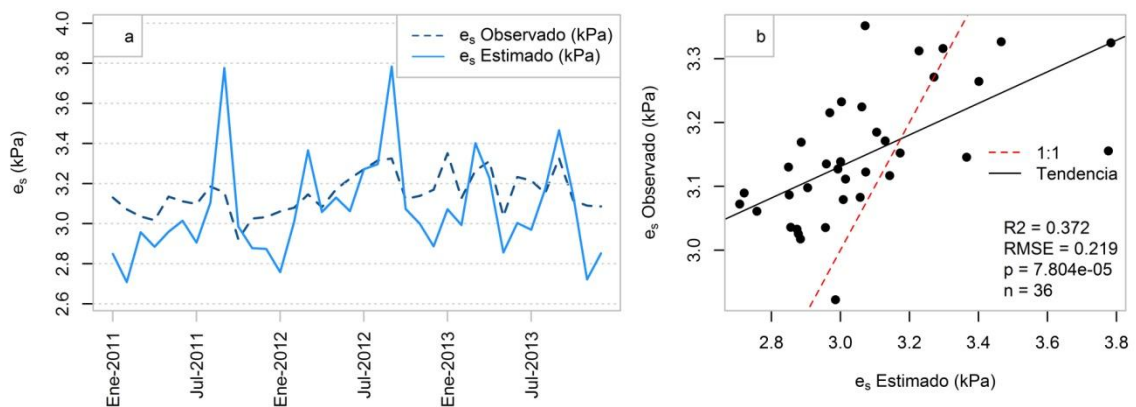
La presión atmosférica obtenida de la elevación del GDEM de ASTER en el pixel donde se encuentra ubicada la estación Cenicaña es de 91,802 kPa, mientras que la presión atmosférica dada para la elevación de la estación es de 91,583 kPa; dando una diferencia de 0,219 kPa.

6.1.6. Constante psicrométrica

La constante psicrométrica obtenida de la presión atmosférica del GDEM de ASTER fue de 0,0610 kPa °C⁻¹, mientras que la constante psicrométrica para la estación Cenicaña fue de 0,0609 kPa °C⁻¹, dando una diferencia de 0,0001 kPa °C⁻¹; lo que demuestra que la diferencia en elevación de 20 m entre el GDEM de ASTER y la elevación de la estación Cenicaña tiene efectos mínimos en el valor resultante de la constante psicrométrica.

6.1.7. Presión media de vapor de saturación

Figura 19. Relación entre e_s estimado y e_s observado de la estación Cenicaña



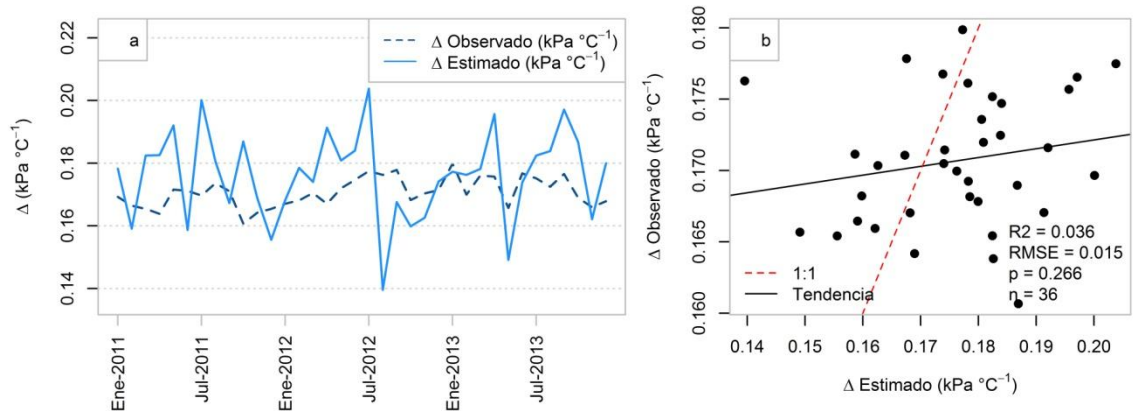
La presión media de vapor de saturación (e_s) fue calculada a partir de la $T_{\max}$ y $T_{\min}$ calibradas de MODIS Terra y comparada con la e_s calculada a partir de la $T_{\max}$ y $T_{\min}$ medidas por la estación Cenicaña (Figura 19).

La regresión lineal entre e_s estimado y e_s calculado obtuvo un R^2 de 0,372, un RMSE de 0,219 kPa pero sin embargo obtuvo un valor-p de 7,804E-05 (Figura 19b), lo que permite establecer que la pendiente es significativamente diferente de cero. El e_s estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-PM} estimada por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.8. Pendiente de la curva de vapor de saturación

La pendiente de la curva de vapor de saturación (Δ) fue calculada a partir de la T_{med} calibrada de MODIS Terra y comparada con la Δ calculada a partir de la T_{med} medida por la estación Cenicaña (Figura 20).

Figura 20. Relación entre el Δ estimado y el Δ observado de la estación Cenicaña.

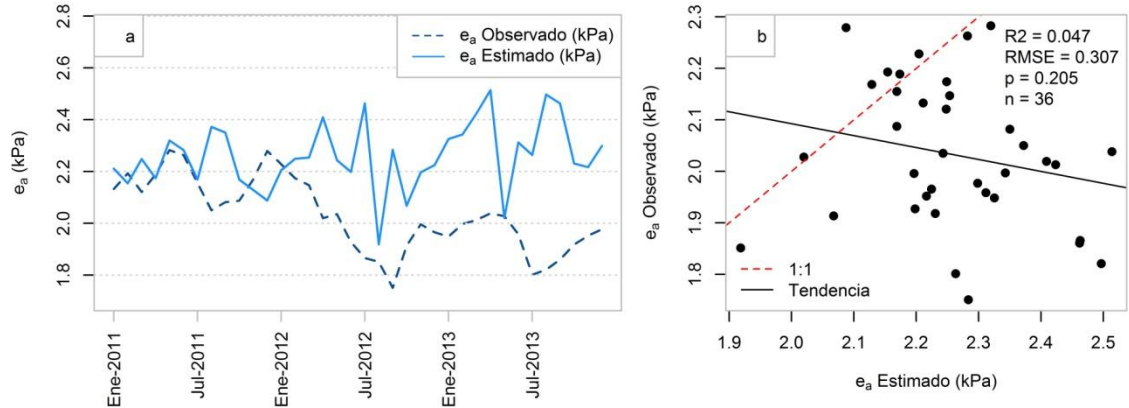


La regresión lineal entre el Δ estimado y el Δ calculado arrojó un R^2 de 0,036, un RMSE de 0,015 $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ y un valor-p de 0,266 (Figura 20b), por lo que no puede rechazarse la hipótesis nula de no-relación entre ambos parámetros. El Δ estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-PM} estimada por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.9. Presión real de vapor

La presión real de vapor (e_a) fue calculada a partir de la $T_{\min}$ calibrada de MODIS Terra con la Ecuación (11), que es recomendada por la FAO en caso de no contar con datos de humedad relativa o temperatura de rocío (Allen et al., 2006) y comparada con la e_a calculada a partir de la $T_{\max}$, $T_{\min}$, $HR_{\max}$ y $HR_{\min}$ medidas por la estación Cenicaña con la Ecuación (10) (Figura 21).

Figura 21. Relación entre el e_a estimado y el e_a observado de la estación Cenicaña

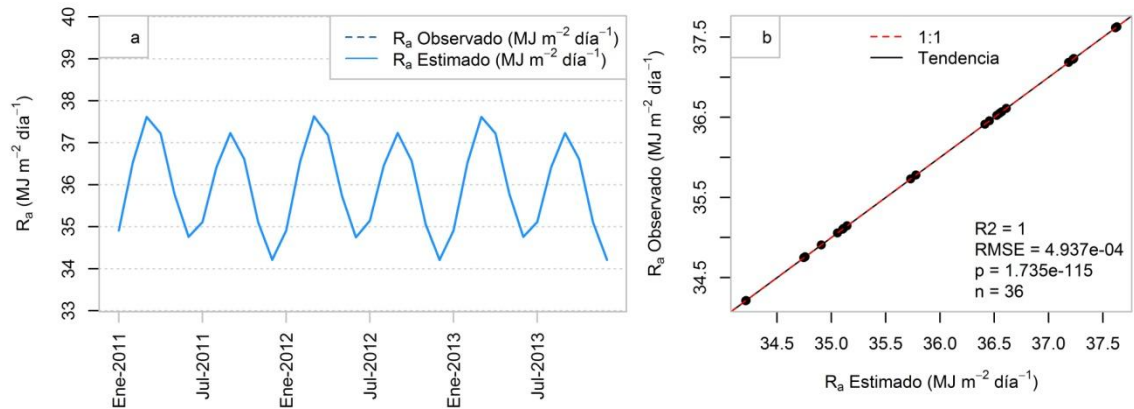


El e_a estimado tiende a sobrestimar los valores del e_a observado sobre todo en los años 2012 y 2013. La regresión lineal entre el e_a estimado y el e_a calculado arrojó un R^2 de 0,047, un RMSE de 0,307 kPa y un valor-p de 0,205 (Figura 21b), por lo que no puede rechazarse la hipótesis nula de no-relación entre ambos parámetros. El e_a estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{O-PM} estimada por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.10. Radiación extraterrestre

La radiación extraterrestre (R_a) fue calculada a partir de la latitud de MODIS Terra y comparada con la R_a calculada a partir de la latitud de la estación Cenicaña (Figura 22).

Figura 22. Relación entre el R_a estimado y el R_a observado de la estación Cenicaña



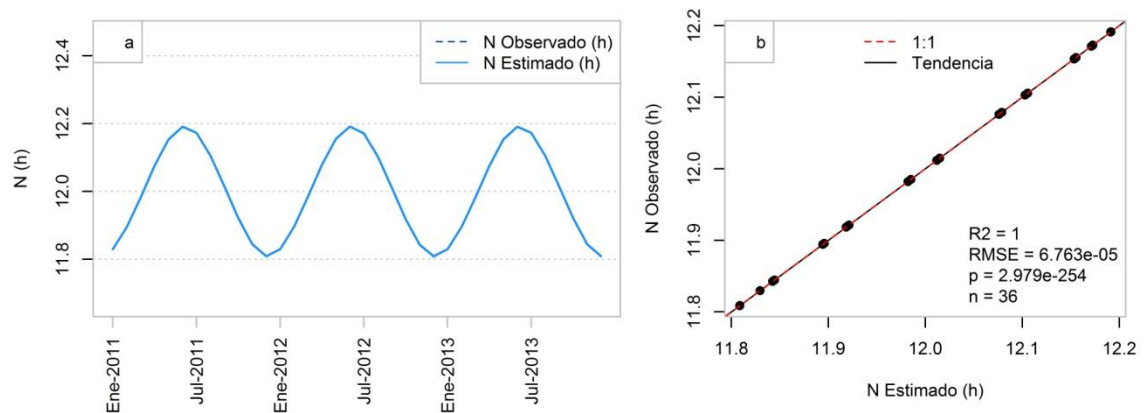
El R_a tiene un comportamiento cíclico a lo largo del periodo de estudio puesto que esta depende de la latitud y del día del año (Figura 22a). La regresión lineal entre el R_a estimado y el R_a calculado obtuvo un $R^2 = 1$, un RMSE de 4,937E-04 $MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$ y un valor-p de 1,735E-115 (Figura 22b), afirmando que la diferencia entre la

latitud del centro del pixel en que cae la estación y la latitud de la estación no causa diferencias en la R_a . El R_a estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{o-PM} y la ET_{o-H} estimadas por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.11. Duración máxima de la insolación

La duración máxima de la insolación (N) fue calculada a partir de la latitud de MODIS Terra y comparada con la N calculada a partir de la latitud de la estación Cenicaña (Figura 23).

Figura 23. Relación entre el N estimado y el N observado de la estación Cenicaña

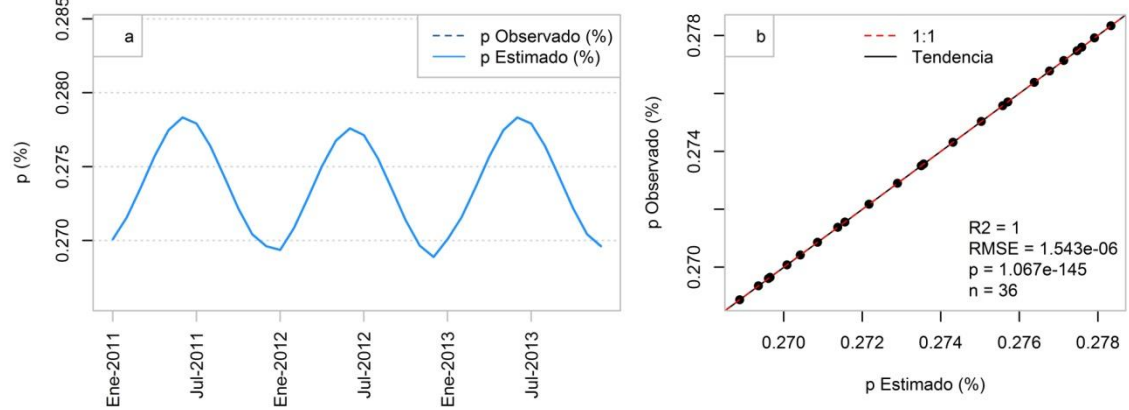


El N tiene un comportamiento cíclico a lo largo del periodo de estudio puesto que esta depende de la latitud y del día del año (Figura 23a). La regresión lineal entre el N estimado y el N calculado obtuvo un $R^2 = 1$, un RMSE de $6,763E-05$ h y un valor-p de $2,979E-254$ (Figura 23b), afirmando que la diferencia entre la latitud del centro del pixel en que cae la estación y la latitud de la estación no causa diferencias en N. El N estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{o-BC} estimada a partir del sensor MODIS.

6.1.12. Porcentaje diario medio de horas de insolación anual

El porcentaje diario medio de horas de insolación anual (p) fue calculado a partir del N calculado de MODIS Terra y comparado con el p calculado a partir del N calculado de la estación Cenicaña (Figura 24).

Figura 24. Relación entre el p estimado y el p observado de la estación Cenicaña

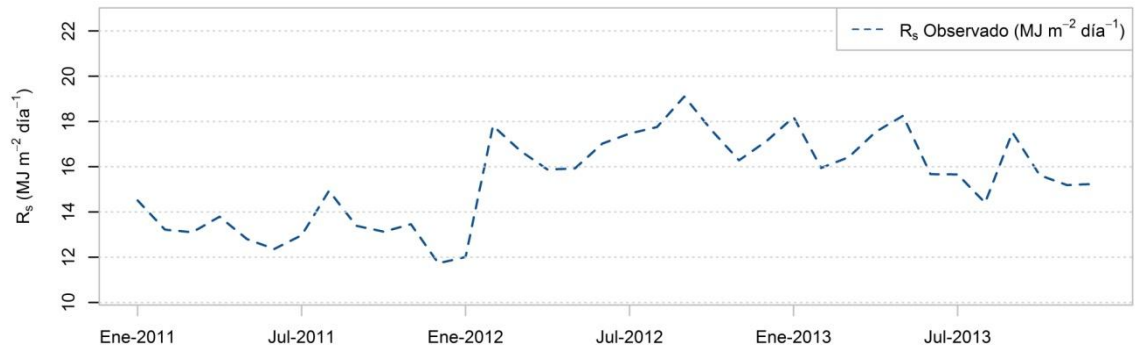


El p tiene un comportamiento cíclico a lo largo del periodo de estudio puesto que esta depende de N, que a su vez depende de la latitud y del día del año (Figura 24a). La regresión lineal entre el p estimado y el p calculado fue de $R^2 = 1$, un RMSE de $1.543E-06$ y un valor-p de $1.067E-145$ (Figura 24b), afirmando que la diferencia entre la latitud del centro del pixel en que cae la estación y la latitud de la estación no causa diferencias en p. El p estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{O-BC} estimada a partir del sensor MODIS.

6.1.13. Radiación solar

La radiación solar (R_s) fue medida directamente por la estación Cenicaña y transformada a $MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$ con la Ecuación (19). La variación de R_s a lo largo del periodo de estudio se presenta en la Figura 25.

Figura 25. Variación de R_s observado de la estación Cenicaña

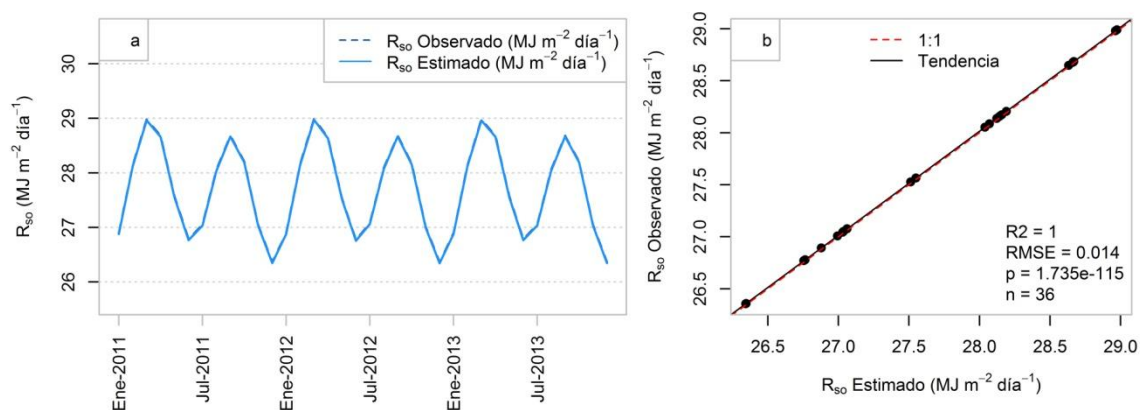


En la Figura 25 se observa un claro aumento de la radiación solar a partir del año 2012. El R_s observado fue posteriormente usado para el cálculo de la ET_{O-PM} .

6.1.14. Radiación solar en un día despejado

La radiación solar en un día despejado (R_{s0}) fue calculada a partir del R_a calculado de MODIS Terra y la elevación obtenida de ASTER y comparada con el R_{s0} calculado a partir del R_a y la elevación de la estación Cenicaña (Figura 26).

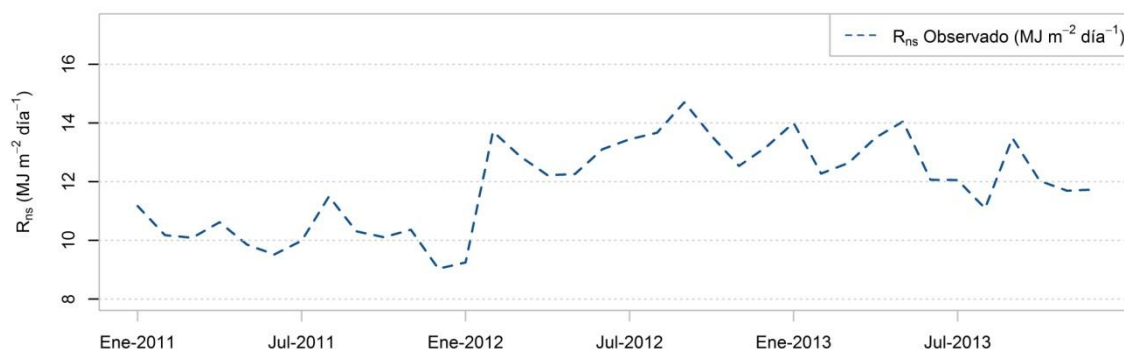
Figura 26. Relación entre el R_{s0} estimado y el R_{s0} observado de la estación Cenicaña



El R_{s0} tiene un comportamiento cíclico a lo largo del periodo de estudio puesto que este depende del R_a y la elevación (Figura 26a). La regresión lineal entre el R_{s0} estimado y el R_{s0} calculado obtuvo un $R^2 = 1$, un RMSE de 0,014 MJ m⁻² día⁻¹ y un valor-p de 1,735E-115 (Figura 26b), afirmando que la diferencia entre la R_a del centro del pixel en que cae la estación y la R_a de la estación, así como sus diferencias en elevación, no causa diferencias en la R_{s0} . El R_{s0} estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-PM} estimada por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.15. Radiación neta de onda corta

Figura 27. Variación del R_{ns} observado de la estación Cenicaña



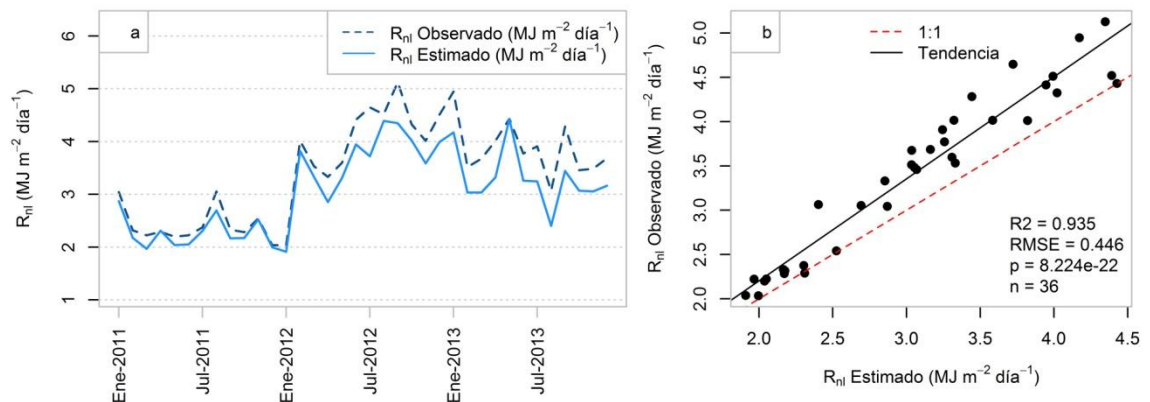
La radiación neta de onda corta (R_{ns}) fue calculada a partir del R_s medido directamente por la estación Cenicaña. La variación de R_{ns} a lo largo del periodo

de estudio es presentado en la Figura 27, en la que se identifica un claro aumento del R_{ns} a partir del año 2012 debido a que éste es una fracción del R_s . El R_{ns} observado fue posteriormente usado para el cálculo de la ET_{0-PM} .

6.1.16. Radiación neta de onda larga

La radiación neta de onda larga (R_{nl}) fue calculada a partir de la e_a de MODIS Terra, las T_{max} y T_{min} calibradas de MODIS Terra, el R_{s0} estimado de MODIS y ASTER y la R_s observada de la estación Cenicaña y comparada con la R_{nl} calculada a partir de la T_{max} , T_{min} , e_a , R_{s0} y R_s medidas y calculadas por la estación Cenicaña (Figura 28).

Figura 28. Relación entre el R_{nl} estimado y el R_{nl} observado de la estación Cenicaña

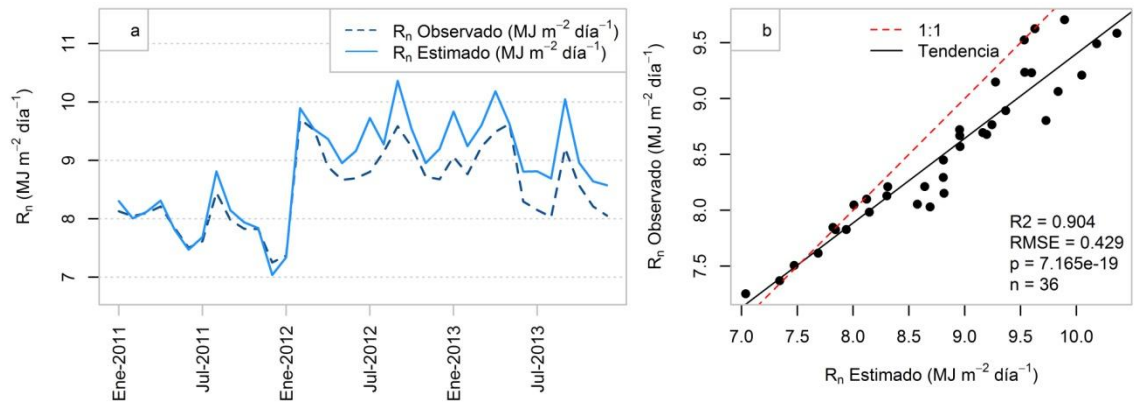


El R_{nl} estimado subestima los valores del R_{nl} observado sobre todo cuando el R_{nl} observado sobrepasa los $3\ MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$ (Figura 28a). La regresión lineal entre el R_{nl} estimado y el R_{nl} calculado obtuvo un R^2 alto de 0,935, un RMSE de $0,446\ MJ\ m^{-2}\ día^{-1}$ y un valor-p de $8,224E-22$ (Figura 28b), concluyendo que la pendiente es significativamente diferente de cero y hay una alta relación entre ambos parámetros. El R_{nl} estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-PM} estimada por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.17. Radiación neta

La radiación neta (R_n) fue calculada a partir de la R_{nl} calculada como un parámetro híbrido y la R_{ns} calculada a partir de la R_s de la estación Cenicaña y comparada con la R_n calculada a partir de la R_{nl} y R_{ns} calculadas por la estación Cenicaña (Figura 29).

Figura 29. Relación entre el R_n estimado y el R_n observado de la estación Cenicaña

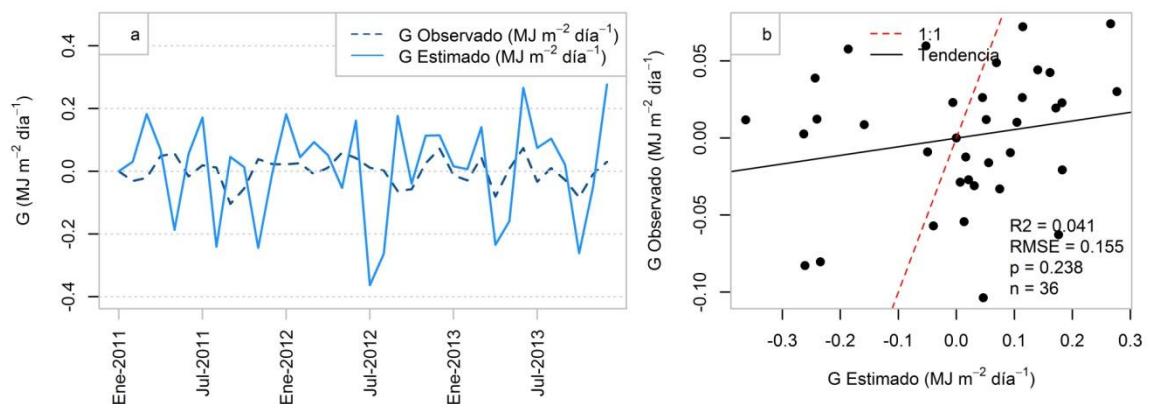


El R_n estimado sobrestima los valores del R_n observado sobre todo en los años 2012 y 2013 (Figura 29a). La regresión lineal entre el R_n estimado y el R_n observado obtuvo un R^2 alto de 0,904, un RMSE de 0,429 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y un valor- p de 7,165E-19 (Figura 29b), concluyendo que la pendiente es significativamente diferente de cero y hay una alta relación entre ambos parámetros. El R_n estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-PM} estimada por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.18. Flujo de calor del suelo

El flujo de calor del suelo (G) fue calculado a partir de la T_{med} calibrada de MODIS Terra y comparada con el G calculado a partir de la T_{med} medida por la estación Cenicaña (Figura 20).

Figura 30. Relación entre el G estimado y el G observado de la estación Cenicaña

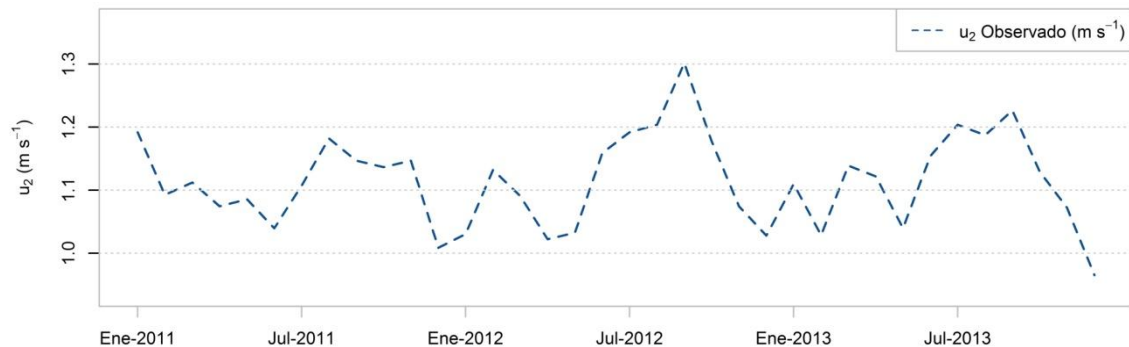


La regresión lineal entre el G estimado y el G calculado arrojó un R^2 de 0,041, un RMSE de 0,155 $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y un valor- p de 0,238 (Figura 30b), por lo que no puede rechazarse la hipótesis nula de no-relación entre ambos parámetros. El G

estimado fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-PM} estimada por la combinación de datos satelitales y de la estación Cenicaña.

6.1.19. Velocidad del viento

Figura 31. Variación de u_2 observado de la estación Cenicaña

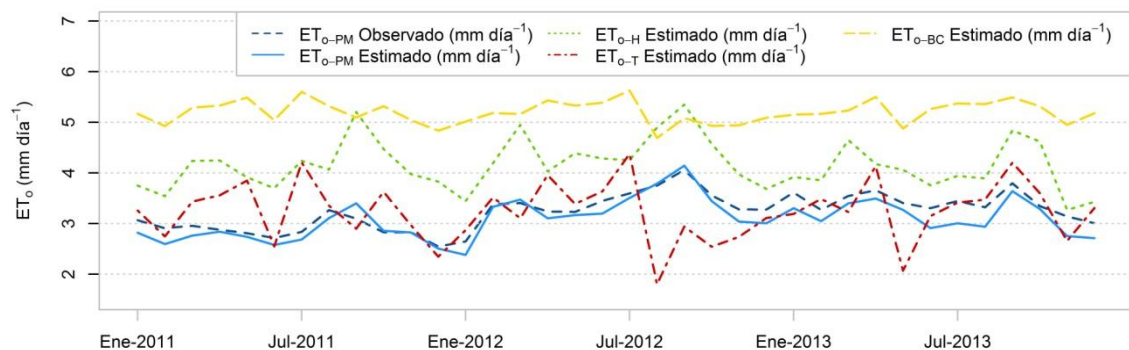


La velocidad del viento (u_2) fue medida directamente por la estación Cenicaña a una altura de 10 m y transformada a velocidad del viento con altura de 2 m con la Ecuación (27). La variación de u_2 a lo largo del periodo de estudio es mostrado en la Figura 31.

El u_2 mantiene una variación entre aproximadamente 1 m s^{-1} y $1,3 \text{ m s}^{-1}$ durante todo el periodo de estudio, considerándose una velocidad del viento suave. El u_2 fue usado posteriormente para el cálculo de la ET_{0-PM} .

6.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA (ET_0)

Figura 32. Variación temporal de los modelos de ET_0 estimados y del ET_{0-PM} observado de la estación Cenicaña



La evapotranspiración de referencia (ET_0) fue estimada por cuatro modelos distintos: Penman-Monteith (ET_{0-PM}), Hargreaves (ET_{0-H}), Thornthwaite (ET_{0-T}) y Blaney-Criddle (ET_{0-BC}). Estos cuatro modelos fueron comparados con la ET_{0-PM}

observada por la estación Cenicaña, la cual fue calculada usando parámetros obtenidos únicamente de dicha estación (Figura 32).

La ET_{0-BC} y la ET_{0-H} tienden a sobrestimar los valores de ET_0 ; la ET_{0-T} se mueve en un rango parecido al de la ET_{0-PM} observada pero con fluctuaciones muy distintas mientras que la ET_{0-PM} estimada es la que mejor se ajusta a la ET_{0-PM} observada (Figura 32). Los valores medios, máximos, mínimos y la desviación estándar de cada ET_0 es mostrada en la Tabla 8.

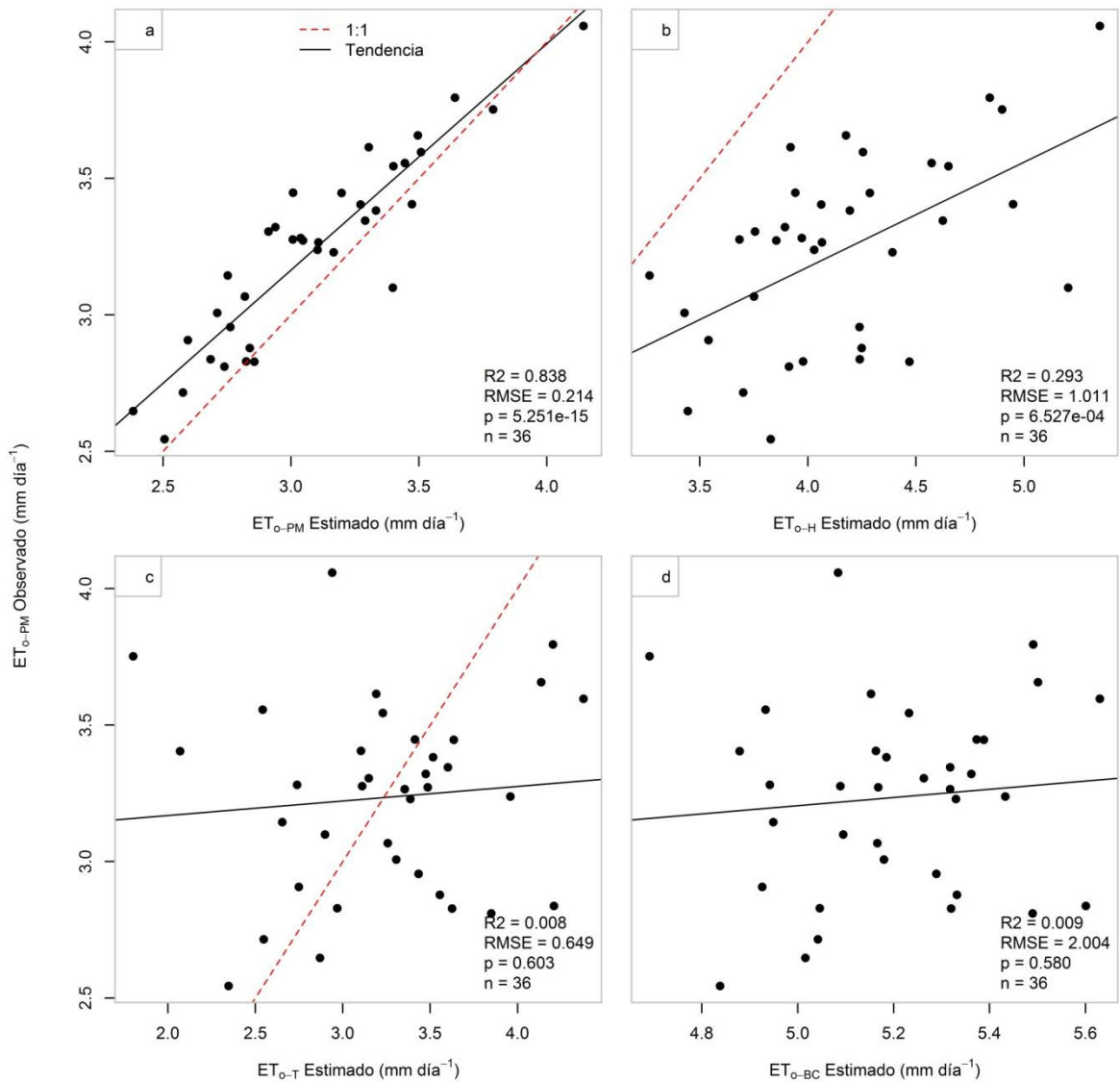
Tabla 8. Resumen de los valores alcanzados por cada modelo durante el periodo de estudio.

Modelo	Media (mm día ⁻¹)	Máximo (mm día ⁻¹)	Mínimo (mm día ⁻¹)	Desviación estándar (mm día ⁻¹)
ET_{0-PM} Observada	3,235	4,058 (Sep-2012)	2,544 (Dic-2011)	0,350
ET_{0-PM} Estimada	3,086	4,143 (Sep-2012)	2,383 (Ene-2012)	0,387
ET_{0-H} Estimada	4,156	5,350 (Sep-2012)	3,268 (Nov-2013)	0,493
ET_{0-T} Estimada	3,242	4,377 (Jul-2012)	1,801 (Ago-2012)	0,590
ET_{0-BC} Estimada	5,200	5,63 (Jul-2012)	4,691 (Ago-2012)	0,223

En la tabla 8 se observa como el promedio de ET_{0-H} estimada y ET_{0-BC} estimada sobrestiman los valores de ET_{0-PM} observada, mientras que la ET_{0-PM} estimada tiende a subestimarlos, aunque no por mucho. La ET_{0-T} tiene un promedio muy parecido al de ET_{0-PM} observada, sin embargo su variación y precisión respecto a esta difieren en gran medida como se observa en la Figura 33, que muestra las regresiones lineales realizadas entre cada uno de los modelos estimados y los valores observados de ET_{0-PM} .

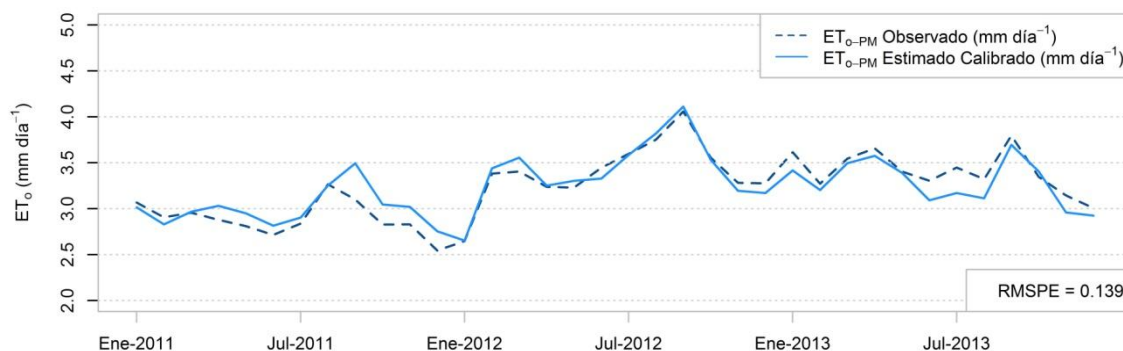
La ET_{0-PM} estimada es la que se mejor ajusta a los datos de ET_{0-PM} observada de la estación Cenicaña con un R^2 de 0,838, un RMSE de 0,214 mm día⁻¹ y un valor-p de 5,251E-15 (Figura 33a). La ET_{0-H} estimada es la presenta el segundo mejor ajuste a los datos de ET_{0-PM} observada de la estación Cenicaña con un R^2 de 0,293, un RMSE de 1,011 mm día⁻¹ y un valor-p de 6,527E-04 (Figura 33b), concluyendo que a pesar de tener un coeficiente de determinación bajo y un RMSE alto, el valor-p muestra que su pendiente es significativamente diferente de cero y que existe una relación entre ambos parámetros. La ET_{0-T} estimada obtuvo una baja relación con los datos de ET_{0-PM} observada de la estación Cenicaña un R^2 de 0,008, un RMSE de 0,649 mm día⁻¹ y un valor-p de 0,603 (Figura 33c). Por último, la ET_{0-BC} estimada obtuvo también una baja relación con los datos de ET_{0-PM} observada de la estación Cenicaña un R^2 de 0,009, un RMSE de 2,004 mm día⁻¹ y un valor-p de 0,580 (Figura 33d).

Figura 33. Regresiones lineales entre los modelos de ET_o estimados y la ET_{o-PM} observada de la estación Cenicaña



Los R^2 , RMSE y el valor-p de la regresión entre el ET_{o-PM} estimado y el ET_{o-PM} observado demostraron que dicho modelo es el que mejor se ajusta a los datos observados por la estación Cenicaña, a pesar de que el valor-p de la ET_{o-H} estimada demuestra que su pendiente es significativamente diferente de cero y que existe una relación de esta con la ET_{o-PM} observada. Debido a esto se eligió la ET_{o-PM} estimada por tener el mejor R^2 , el menor RMSE y el menor valor-p para continuar con el cálculo de la evapotranspiración real del cultivo. La ET_{o-PM} estimada fue calibrada con los parámetros de intercepto (0,676) y pendiente (0,829) obtenidos de la regresión lineal ejecutada anteriormente.

Figura 34. Variación temporal del ET_{o-PM} estimado calibrado y del ET_{o-PM} observado de la estación Cenicaña



En la Figura 34 se presenta la variación durante el periodo de estudio de la ET_{o-PM} estimada calibrada y la ET_{o-PM} observada de la estación Cenicaña, donde la ET_{o-PM} estimada calibrada tiene un RMSPE de $0,139 \text{ mm día}^{-1}$ con relación a los datos observados por la estación.

Las imágenes de ET_{o-PM} estimada calibrada fueron usadas para el cálculo de la evapotranspiración real de cada uno de los cultivos estudiados en la zona de trabajo, usando el valor promedio de esta variable para aquellos cultivos que abarcaran dos pixeles o más, donde el valor de ET_o promedio de dichos pixeles es el que rige el orden de evapotranspiración del cultivo en cuestión.

6.3. COEFICIENTE DE CULTIVO (K_c)

Se asignó el coeficiente de cultivo K_c para cada una de las suertes dependiendo de la edad que esta tuviera a lo largo del periodo de estudio. Como primera medida se obtuvieron las edades en días de cada cultivo y posteriormente se transformaron a edades en meses; En la tabla 9 se muestran las fechas de cosecha (inicio y final de un ciclo fenológico) y las edades de corte en el final de cada ciclo fenológico, de acuerdo con los datos proporcionados por Cenicaña.

Tabla 9. Ciclos fenológicos para cada una de las suertes del estudio

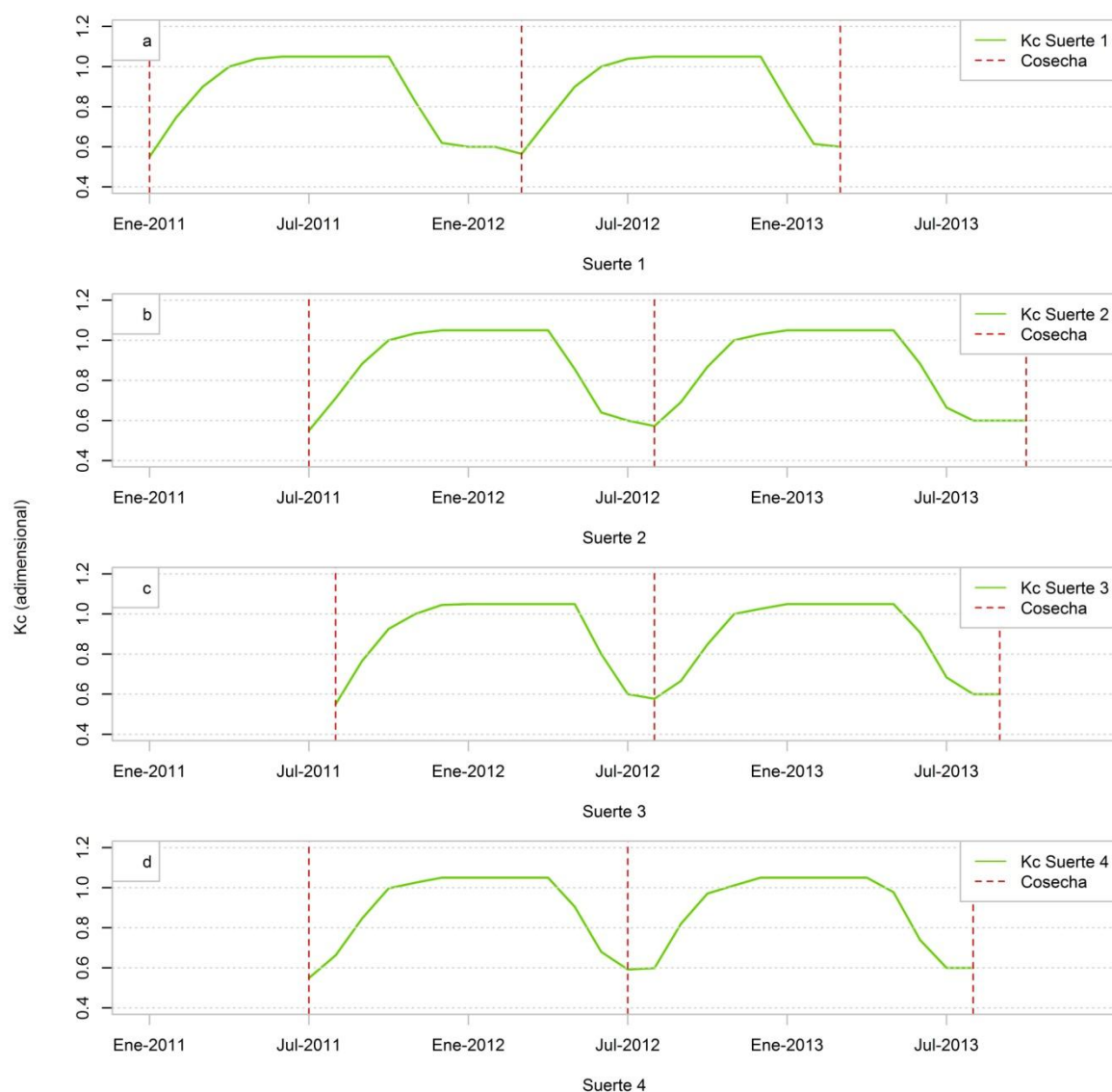
Suerte	Ciclo fenológico 1			Ciclo fenológico 2		
	Cosecha 2011 (Inicio de ciclo)	Cosecha 2012 (Final de ciclo)	Edad de corte (meses)	Cosecha 2012 (Inicio de ciclo)	Cosecha 2013 (Final de ciclo)	Edad de corte (meses)
Suerte 1	07-ene-11	09-mar-12	14,233	09-mar-12	31-mar-13	12,900
Suerte 2	12-jul-11	14-ago-12	13,300	14-ago-12	16-oct-13	14,267
Suerte 3	05-ago-11	17-ago-12	12,600	17-ago-12	24-sep-13	13,433
Suerte 4	18-jul-11	26-jul-12	12,467	26-jul-12	29-ago-13	13,300

Con las fechas de cosecha fue posible calcular la edad para cada día dentro de cada ciclo y transformarlo a edad en meses, edad con la cual se asignó un K_c a

cada uno según la Tabla 9 y finalmente se promedió por mes. En la Figura 34 se muestra el K_c promediado por mes para cada una de las cuatro suertes del estudio.

Las cuatro suertes no tuvieron las mismas fechas de cosecha en los tres años de estudio y la asignación del K_c sólo fue realizada para los dos ciclos fenológicos completos que fueran abarcados por el periodo de estudio; en este caso los ciclos de cada suerte van desde la cosecha del 2011 hasta la cosecha del 2012 y desde esta última hasta la cosecha del 2013, cumpliendo dos ciclos fenológicos completos.

Figura 35. Variación temporal del K_c para cada una de las suertes



Como muestra la Tabla 9 y confirma la Figura 35, el K_c tiene sus valores más bajos al inicio y al final de un ciclo fenológico, es decir, alcanza sus valores más bajos justo antes de llegar a la cosecha y justo después de esta. Los valores más altos de K_c se consiguen en una meseta que dura aproximadamente desde los 4 hasta los 10 meses, correspondientes al pico de crecimiento de la caña de azúcar, donde el K_c alcanza un valor de 1,05 (Doorenbos & Pruitt, 1977).

6.4. EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL (ET_c)

Figura 36. Variación temporal del ET_c observado y del ET_c estimado para cada una de las suertes durante sus ciclos fenológicos

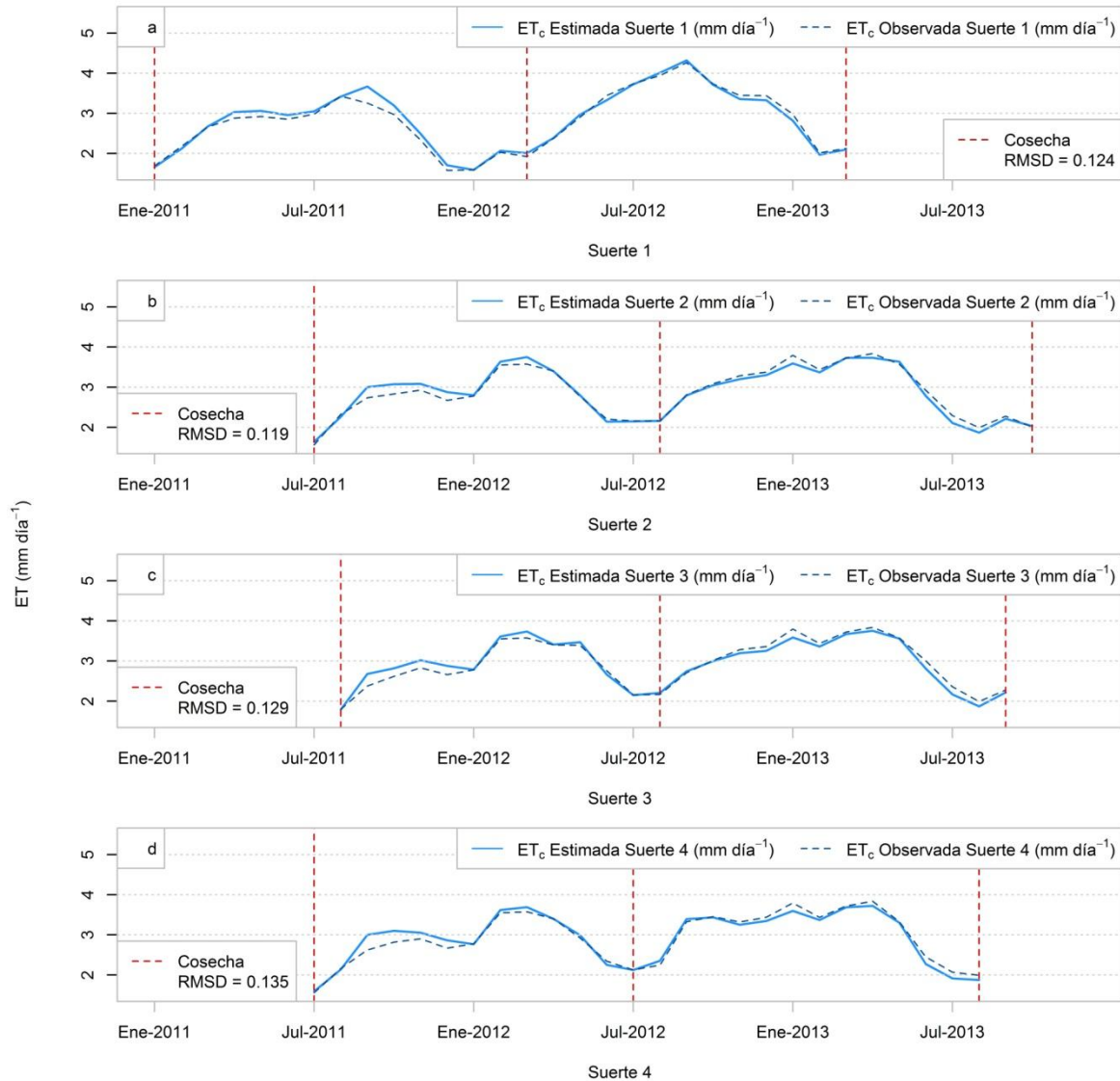
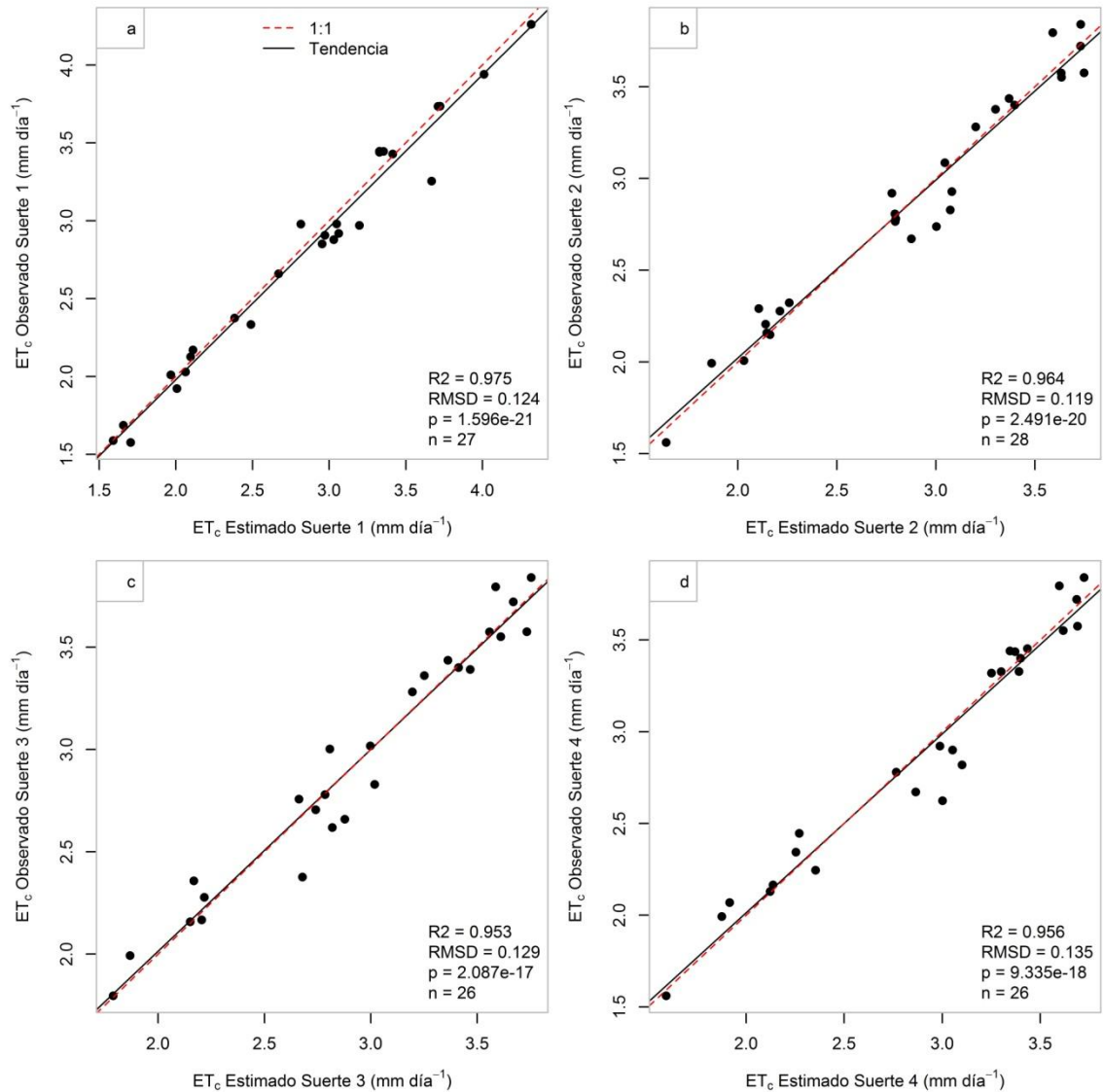


Figura 37. Regresiones lineales entre la ET_c estimada y la ET_c observada para las cuatro suertes



El cálculo de la evapotranspiración real (ET_c) de cada una de las suertes se realizó en dos pasos. El primero de ellos fue extraer para cada una de las suertes el valor de ET_{0-PM} estimada y calibrada anteriormente en el cálculo de la evapotranspiración de referencia. Si una suerte abarcaba áreas de un pixel entonces se le asignaba el valor de ET_{0-PM} estimado calibrado de dicho pixel; si una suerte abarcaba áreas de dos o más pixeles entonces se le asignaba un valor promedio de ET_{0-PM} estimado calibrado de dichos pixeles. Una vez realizado este procedimiento para cada mes del periodo de estudio se procedió a multiplicarlo por el K_c asignado con anterioridad para cada suerte y así obtener el ET_c estimado

correspondiente para cada suerte en ambos ciclos fenológicos. Para objeto de comparación, el mismo procedimiento se realizó utilizando la ET_{0-PM} observada por la estación Cenicaña, la cual fue multiplicada por el K_c correspondiente para cada una de las fechas específicas, obteniendo así un ET_c observado para cada suerte (Figura 36).

Las cuatro suertes no tienen la misma cantidad de datos, donde cada dato representa un mes, y esto se debe a que los ciclos fenológicos de cada una tuvieron duraciones diferentes, sin embargo los ciclos de la suerte 2 fueron los más largos con un total de 28 observaciones, seguido por la suerte 1 con 27 observaciones y terminando con las suertes 3 y 4 con 26 observaciones. Los RMSD de cada una de las suertes fueron inferiores al RMSPE de $0,139 \text{ mm día}^{-1}$ obtenido por la ET_{0-PM} estimada calibrada. La suerte 2 tuvo el menor RMSD con un valor de $0,119 \text{ mm día}^{-1}$, seguido por la suerte 1 con $0,124 \text{ mm día}^{-1}$, continuando con la suerte 3 con $0,129 \text{ mm día}^{-1}$ y finalizando con la suerte 4 con $0,135 \text{ mm día}^{-1}$. Todas las suertes obtuvieron de igual manera coeficientes de determinación mayores a 0,95, donde la suerte 1 fue la que mayor R^2 obtuvo con un valor de 0,975 (Figura 37a), seguido por la suerte 2 con un R^2 de 0,964 (Figura 37b), la suerte 4 con un R^2 de 0,956 (Figura 37d) y finalizando con la suerte 3 con un R^2 de 0,953 (Figura 37c). Así mismo, todas las suertes obtuvieron valores-p tendentes a cero, lo que demuestra una relación significativa entre la ET_c estimada y la ET_c observada para cada una de las suertes.

Tabla 10. Resumen de los valores de ET_c alcanzados por suerte

Suerte	Mínimo (mm día ⁻¹)	Máximo (mm día ⁻¹)	Media (mm día ⁻¹)	Desviación Estándar (mm día ⁻¹)
<i>ET_c estimada</i>				
Suerte 1	1,591 (Ene-2011)	4,318 (Sep-2012)	2,840	0,757
Suerte 2	1,638 (Jul-2011)	3,749 (Mar-2012)	2,863	0,641
Suerte 3	1,789 (Ago-2011)	3,754 (Abr-2013)	2,938	0,598
Suerte 4	1,592 (Jul-2011)	3,724 (Abr-2013)	2,927	0,648
Promedio	1,652	3,886	2,892	0,661
<i>ET_c observada</i>				
Suerte 1	1,576 (Dic-2011)	4,261 (Sep-2012)	2,801	0,750
Suerte 2	1,560 (Jul-2011)	3,840 (Abr-2013)	2,858	0,633
Suerte 3	1,796 (Ago-2011)	3,840 (Abr-2013)	2,939	0,604
Suerte 4	1,560 (Jul-2011)	3,840 (Abr-2013)	2,917	0,646
Promedio	1,623	3,945	2,879	0,658

Como consecuencia del K_c , el ET_c estimado es mucho más bajo que el ET_{0-PM} estimado calibrado en las fechas cercanas a las cosechas (inicio y final de un ciclo fenológico) y un poco más alto en el lapso de tiempo entre los 4 y los 10 meses de edad del cultivo en cada ciclo. La Tabla 10 muestra el resumen de los valores de ET_c estimados y observados alcanzados por cada una de las suertes. Los mínimos

ET_c estimados alcanzados por cada suerte son muy similares, variando en un rango de 1,638 a 1,789 mm día⁻¹, mientras que los mínimos ET_c observados variaron entre 1,560 y 1,796 mm día⁻¹; estos valores mínimos corresponden a las fechas de cosecha en el año 2011, esto se debe a que el valor de K_c en el inicio de un ciclo fenológico es el más bajo, adicionalmente que los valores de ET_{o-PM} estimados calibrados fueron bajos durante dicho año. En los valores máximos de ET_c estimados las suertes 2, 3 y 4 se obtuvieron valores similares variando entre 3,724 y 3,754 mm día⁻¹, a excepción de la suerte 1 que alcanzó un valor máximo de 4,318 mm día⁻¹, mientras que los valores máximos de ET_c observados para las suertes 2, 3 y 4 fueron el mismo (3,840 mm día⁻¹) y para la suerte 1 fue de 4,261 mm día⁻¹; los valores máximos corresponden a los valores más altos de K_c en los años 2012 y 2013, años donde la ET_{o-PM} estimada calibrada fue más alta que en el año 2011; en el caso de los valores máximos de ET_c observada, estos fueron iguales para tres suertes debido a que, a diferencia de la ET_c estimada, que usa valores de ET_{o-PM} estimados calibrados que corresponden a promedios entre pixeles para cada suerte de manera específica, la ET_c observada usa la ET_{o-PM} observada por la estación Cenicaña para cada suerte sin discriminar. El promedio de ET_c estimado fue muy parecido para las cuatro suertes variando en un rango de 2,840 a 2,938 mm día⁻¹, al igual que la desviación estándar con una variación en un rango de 0,698 a 0,757 mm día⁻¹, mientras que el promedio observado por la ET_c observada varió entre 2,801 y 2,919 mm día⁻¹, al igual que la desviación estándar varió entre 0,604 y 0,750 mm día⁻¹.

7. DISCUSIONES

Las imágenes satelitales han alcanzado un gran auge en la comunidad científica al igual que en áreas específicas como lo es el manejo de recursos hídricos. Estudios como el realizado por Farg et al. (2012), en el cual se tuvo por objetivo estimar la evapotranspiración real del cultivo de trigo por el modelo de evapotranspiración de referencia de Penman-Monteith, aplicaron metodologías que implementaron técnicas de percepción remota utilizando productos SPOT-4 y datos meteorológicos.

Por otra parte, Abu El-Magd (2009) concluyó que no hay duda de que el método Penman-Monteith ha demostrado ser uno de los mejores métodos empíricos para el cálculo de la evapotranspiración de referencia, pero requiere del implemento y cálculo de varios parámetros climatológicos (tabla 5) obtenidos en campo, que para algunas zonas del mundo suelen ser difíciles y de alto costo.

En este trabajo, cada uno de los parámetros base derivados (estimados) de sensores remotos para la estimación de la evapotranspiración real en cultivos de caña de azúcar fueron comparados con los parámetros base calculados a partir de datos medidos (observados) de la Red Meteorológica Automatizada del Sector Azucarero – RMA, operada y administrada por Cenicaña y usados posteriormente para el cálculo de los cuatro modelos de evapotranspiración de referencia. Los parámetros estimados obtenidos de la LST de MODIS fueron los que obtuvieron mayores RMSE y menores coeficientes de determinación y altos valores-p, mientras que los parámetros derivados de la latitud del centro del pixel de las imágenes MODIS fueron los que menores RMSE obtuvieron con coeficientes de determinación iguales a 1 y bajos valores-p; los parámetros obtenidos de la elevación de la versión 2 del GDEM de ASTER presentaron errores bajos a pesar del error de 20 m entre el GDEM y la elevación de la estación Cenicaña y los parámetros híbridos obtuvieron buenas relaciones con altos coeficientes de determinación, altos valores-p y bajos RMSE.

Entre los parámetros utilizados se destaca la temperatura, hacer uso de la información térmica en un cultivo permite obtener el estado hídrico a partir de las dimensiones espaciales del cultivo (Luquet et al., 2003). Para este estudio se utilizaron los productos MOD11A1 y MYD11A1, al igual que el promedio de ambos productos. Los datos de ambos y productos, al igual que los del promedio de ambos fueron promediados en imágenes mensuales, debido a que la localización en donde se encuentra la estación Cenicaña, muchas veces presentó nubosidad. Mildrexler et al., (2011) señala que existe una sobreestimación de la temperatura por parte de los productos MODIS y que existe una fuerte correlación positiva entre la temperatura MODIS de noche con la temperatura mínima. En este estudio el producto MOD11A1 (LST de MODIS Terra) obtuvo buenos resultados modelando la temperatura del aire gracias a sus productos de LST de día y noche

considerados como temperatura máxima y mínima respectivamente, al igual que su promedio considerado como temperatura media. Shen, Leptoukh & Gerasimov (2010) obtuvieron coeficientes de correlación de 0,961, 0,952 y 0,961 al modelar la temperatura máxima a partir de la LST de día de los productos MOD11A1, MYD11A1 y su combinación, respectivamente, y coeficientes de correlación de 0,963, 0,962 y 0,936 al modelar la temperatura mínima a partir de la LST de noche de los productos MOD11A1, MYD11A1 y su combinación, respectivamente; coincidiendo con los resultados obtenidos en el presente estudio, donde el modelado de la temperatura del aire fue más preciso usando el producto MOD11A1 ($R^2=0,869$) que los productos MYD11A1 y la combinación entre los productos de ambos satélites ($R^2=0,666$ y $R^2=0,852$ respectivamente). Zhu, Lü & Jia (2013) realizaron la comparación entre los productos de LST de MODIS Terra contra los valores de temperatura del aire, obteniendo un RMSE de $2,97^{\circ}\text{C}$ para el LST de noche modelando la temperatura mínima y un RMSE de $7,45^{\circ}\text{C}$ para el LST de día modelando la temperatura máxima; Eiji Maeda, Wiberg & Pellikka (2011) también encontraron relaciones estrechas entre el LST del producto MOD11A2 de día y noche y su promedio con las temperaturas del aire máxima, mínima y media respectivamente para promedios mensuales. En este estudio el conjunto de LST de día y noche y su promedio, obtenidos de MODIS Terra, se usaron para modelar la temperatura del aire medida por la estación Cenicaña, obteniendo un RMSE de $1,612^{\circ}\text{C}$ y un RMSPE de $1,537^{\circ}\text{C}$ con un coeficiente de determinación de 0,869.

Los parámetros derivados de las temperaturas de MODIS Terra obtuvieron bajos coeficientes de determinación, así como altos valores-p. El índice térmico anual presentó un RMSE de 1,871 unidades en comparación por el calculado mediante la temperatura medida por la estación Cenicaña. La e_s obtuvo una relación positiva con un coeficiente de determinación de 0,372 y significativa con un valor-p de $7,804\text{E-}05$; Hashimoto et al., (2008) realizaron la comparación entre la e_s obtenida a partir de la LST de MODIS Terra y Aqua y el déficit de presión de vapor, obteniendo coeficientes de determinación de 0,76 y 0,75 para Terra y Aqua respectivamente, con un MAE de 0,25 kPa para ambos, el cual es comparable con el RMSE de 0,219 kPa obtenido en este estudio. El Δ y el G estimados mediante la temperatura media calibrada de MODIS Terra obtuvieron coeficientes de determinación bajos de 0,036 y 0,041 respectivamente, con valores RMSE de $0,015\text{ kPa }^{\circ}\text{C}^{-1}$ y $0,155\text{ MJ m}^{-2}\text{ día}^{-1}$ para Δ y G y altos valores-p de 0,266 y 0,238 correspondientemente. La e_a estimada fue calculada en base a la temperatura mínima de MODIS Terra, mientras que la e_a observada fue calculada a partir de datos de humedad relativa medidos por la estación Cenicaña; Cai et al., (2007) realizaron la comparación entre la e_a calculada a partir de la temperatura mínima y la e_a calculada a partir de los datos de humedad relativa, obteniendo valores de RMSE que variaron entre 0,056 y 0,438 kPa; Nolan et al., (2016) también realizaron dicha comparación, obteniendo errores que variaron entre 0,330 kPa y 0,480 kPa, estos valores son similares al RMSE de 0,307 kPa obtenido por la e_a calculada a partir de la temperatura mínima de MODIS Terra en este estudio, a

pesar de haber obtenido un coeficiente de determinación de 0,047 y un valor-p de 0,205.

La elevación obtenida de la versión 2 del GDEM del sensor ASTER presentó una diferencia de 20 m frente a la elevación de la estación Cenicaña. En Estados Unidos Gesch et al., (2011) encontraron un RMSE de 8,68 m, mientras que en Japón Tachikawa et al., (2011) encontraron errores que variaron desde 6,5 m hasta 21,7 m con un promedio de 15,1 m de RMSE, rangos de errores que abarcan el error de 20 m obtenido en el presente estudio. No obstante la diferencia de 20 m de elevación entre el GDEM de ASTER y la elevación de la estación Cenicaña, los resultados obtenidos en los parámetros derivados de la elevación fueron errores pequeños (Allen et al., 2006), que se tradujeron en un error de 0,219 kPa en la presión atmosférica y finalmente un error de $1\text{E-}04 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ en la constante psicrométrica.

Los parámetros derivados de la latitud del centro del pixel obtuvieron las mejores correlaciones con los mismos parámetros derivados de la latitud de la estación Cenicaña; todos los parámetros obtuvieron coeficientes de determinación iguales a 1 y valores-p tendentes a cero. Los RMSE obtenidos por estos parámetros fueron los más bajos: la R_a sólo obtuvo un RMSE de $4,937\text{E-}04 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, N obtuvo un RMSE de $6,763\text{E-}05$ h, p tuvo un RMSE de $1,543\text{E-}06$ unidades porcentuales y la R_{so} obtuvo un RMSE de $0,014 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Estas buenas relaciones demuestran que la resolución espacial de 1 km no afecta en gran medida a los parámetros que se derivan de la latitud del centro del pixel a un punto distante que se halle localizado en el pixel en cuestión, generando errores despreciables para el cálculo de la ET_o .

Los parámetros híbridos tuvieron buenos resultados, sus errores y faltas de precisión reflejados en los coeficientes de determinación y RMSE son debidos a los parámetros derivados de la LST de MODIS y utilizados en el cálculo de estos nuevos parámetros. La R_{nl} obtuvo un R^2 igual a 0,935, un RMSE de $0,446 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y un valor-p de $8,224\text{E-}22$, sin embargo tendió a subestimar los valores de la R_{nl} observada. Mientras tanto, la R_n obtuvo un R^2 igual a 0,904, un RMSE de $0,429 \text{ MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y un valor-p de 7,165-19, pero sobrestimó los valores observados de R_n por la estación Cenicaña.

Una vez realizado el cálculo de todos los parámetros base fueron calculados los cuatro modelos de ET_o . Los únicos modelos que tuvieron valores-p bajos y que representaron relaciones significativas con la ET_{o-PM} observada por la estación Cenicaña fueron la ET_{o-PM} estimada y la ET_{o-H} estimada ($p < 0,05$). Los modelos de ET_{o-T} estimada y ET_{o-BC} estimada no obtuvieron relaciones significativas a pesar de los parámetros usados para el cálculo de estos modelos como I, N y p tuvieron buenas relaciones con los parámetros observados por la estación Cenicaña.

La ET_{0-PM} estimada fue obtenida a partir de algunos parámetros que fueron obtenidos de modelos distintos a los convencionales para su cálculo. La e_a usada para el cálculo de la ET_{0-PM} estimada fue calculada en base a la temperatura mínima, a diferencia de la e_a usada para el cálculo de la ET_{0-PM} observada, la cual fue calculada a partir de datos de humedad relativa medidos por la estación Cenicaña. La diferencia en el cálculo de ambos modelos de e_a presenta finalmente un RMSE entre la ET_{0-PM} estimada y la ET_{0-PM} observada. Los RMSE en ET_0 obtenidos por Jabloun & Sahli (2008) debido al cálculo de la e_a por medio de la temperatura mínima variaron entre 0,239 y 0,557 mm día⁻¹, mientras que los RMSE obtenidos por Todorovic, Karic & Pereira (2013), variaron entre 0,360 y 0,680 mm día⁻¹ y los obtenidos por Cai et al., (2007) variaron entre 0,052 y 0,993 mm día⁻¹; valores similares al RMSE obtenido en este estudio usando el mismo modelo (RMSE=0,214 mm día⁻¹). Los coeficientes de determinación obtenidos por estos autores en los modelos de ET_0 calculados a partir de la e_a calculada por la temperatura mínima fueron superiores a 0,9, sin embargo, Sentelhas, Gillespies & Santos, (2010) obtuvieron coeficientes de determinación entre 0,76 y 0,96, rango en el cual se abarca el coeficiente de determinación para la ET_{0-PM} estimada obtenido en este estudio ($R^2=0,838$).

La ET_{0-H} estimada obtuvo una relación positiva con la ET_{0-PM} observada por la estación Cenicaña, sin embargo, dicha relación fue baja ($R^2=0,293$) en comparación con los resultados obtenidos con otros autores, cuyos coeficientes de determinación alcanzaron valores superiores a 0,8 (Jabloun & Sahli, 2008; López-Urrea et al., 2006); no obstante, sus RMSE alcanzaron valores de hasta 0,96 mm día⁻¹, similares al valor de RMSE obtenido en este estudio (1,011 mm día⁻¹). Los valores obtenidos de la ET_{0-H} estimada tendieron a sobrestimar los valores de ET_0 en relación con los valores de la ET_{0-PM} observada por la estación Cenicaña, fenómeno al que han llegado algunos autores (Djaman et al., 2015; Berti et al., 2014); y que se debe, como lo presentaron Martinez-Cob & Tejero-Juste (2004), Gavilán et al., (2006) y Cervantes-Osornio et al., (2013), a la baja velocidad del viento presentada en la zona de estudio (aproximadamente 1,5 m s⁻¹), a su alta humedad del aire ($HR_{med} > 70\%$) y a la ubicación de la región de estudio en zonas no costeras, causando una sobrestimación de los valores de ET_0 y aumentando el RMSE en relación a la ET_{0-PM} observada, donde los autores obtuvieron valores de RMSE que variaron entre 0,46 y 1,65 mm día⁻¹, valores comparables con el RMSE obtenido en el presente estudio (1,011 mm día⁻¹).

La ET_{0-T} estimada obtuvo una mala precisión modelando la ET_{0-PM} observada de la estación Cenicaña con un coeficiente de determinación tendente a cero ($R^2=0,008$), resultado similar al obtenido por Vicente-Serrano et al., (2014) cuya ET_{0-T} obtuvo un coeficiente de determinación nulo. En un estudio realizado en Venezuela, Trezza (2008) observó que la variación entre el método de Thornthwaite y de Penman-Monteith presenta fluctuaciones considerables que varían entre el 8% y 40%. Sin embargo, la ET_{0-T} estimada en este estudio obtuvo un RMSE relativamente pequeño (RMSE=0,649 mm día⁻¹) en comparación con los

RMSE obtenidos por las ET_{0-BC} y ET_{0-H} estimadas (2,004 y 1,011 mm día⁻¹ respectivamente).

La ET_{0-BC} estimada sobrestimó los valores de ET_0 en relación con la ET_{0-PM} observada, obtuvo un coeficiente de determinación casi nulo ($R^2=0,009$) y un alto RMSE (2,004 mm día⁻¹), valores que se comparan con los obtenidos por López-Urrea et al., (2006), donde la ET_{0-BC} sobrestimó los valores de ET_0 con valores de RMSE de hasta 2,520 mm día⁻¹. Vicente-Serrano et al., (2014) obtuvo valores de ET_{0-BC} que subestimaron los valores de ET_{0-PM} y que, al igual que en el presente estudio, obtuvo un coeficiente de determinación tendente a cero ($R^2=0,08$). En contraste, Kashyap & Panda (2001) obtuvieron un coeficiente de determinación de 0,720 y un RMSE de 0,289 mm día⁻¹ mientras que Rahimikhoob & Hosseinzadeh (2014) obtuvieron un coeficiente de determinación de 0,876 modelando la ET_{0-PM} a partir de una ET_{0-BC} calculada a partir de datos de temperatura superficial del sensor AVHRR de la NOAA.

Finalmente, la ET_{0-PM} estimada fue la seleccionada para continuar con el cálculo de la ET_c estimada en lugar de la ET_{0-H} estimada (ambas tuvieron valores-p lo suficientemente bajos para obtener una relación significativa con la ET_{0-PM} observada; $p<0,01$), ya que obtuvo un mejor coeficiente de determinación ($R^2=0,838$) y un menor RMSE (0,214 mm día⁻¹) que la ET_{0-H} con un R^2 igual a 0,293 y un RMSE de 1,011 mm día⁻¹. Sin embargo, al igual que Almorox et al., (2012) obtuvo un valor-p menor a 0,01 que demuestra una relación significativa entre la ET_{0-H} estimada y la ET_{0-PM} observada con un nivel de confianza del 99%, en este estudio la ET_{0-H} también obtuvo un valor-p menor a 0,01, y al existir una correlación significativa, el método Hargreaves, mientras sea calibrado, es una muy buena opción para estimar la ET_0 cuando no se cuente con datos para la aplicación del método Penman-Monteith.

Uno de los principales factores a tener en cuenta al momento de calcular la evapotranspiración real es la etapa fenológica del cultivo (Tabla 5). Estos factores influyen fuertemente en la asignación del coeficiente único de cultivo K_c . El K_c fue asignado a cada una de las suertes dependiendo de su ciclo fenológico en soca, el cual tiene una duración aproximada de 12 meses (Doorenbos & Pruitt, 1977). El K_c es obtenido de la razón simple entre la ET_c y la ET_0 , y este puede ser calculado si se cuenta con la medición de ambas evapotranspiraciones (Allen et al., 2006). Watanabe et al., (2004) realizaron el cálculo del K_c de la caña de azúcar por el método nombrado anteriormente, obteniendo resultados similares a los coeficientes de cultivo utilizados en este estudio, los cuales son propuestos por la FAO, en el pico de crecimiento, donde el K_c alcanzó valores de aproximadamente 1,10 y 1,10 unidades. Da Silva et al., (2013) también calcularon el K_c para la caña de azúcar, obteniendo para el pico de crecimiento un K_c de 1,06, valor con una alta similitud al K_c de 1,05 usado en este estudio para el pico de crecimiento, mientras que para la etapa final encontraron un K_c de 0,76, el cual se halla entre los K_c de finales de etapa usados en este estudio (0,8 y 0,6); sin embargo, para la

etapa inicial encontraron un K_c de 0,18, el cual difiere por 0,37 unidades del K_c de 0,55 utilizado para la etapa inicial en el presente estudio.

Para este estudio el resultado el ET_c estimado se comportó con valores mucho más bajos que el ET_{0-PM} estimado calibrado durante las etapas inicial y final de un ciclo fenológico y por el contrario un poco más elevados en la etapa de crecimiento (4 a 10 meses) en un ciclo fenológico (Fig 10). Er-Raki et al., (2010) obtuvieron resultados con comportamientos similares en cultivos sobre regiones semiáridas, donde la evapotranspiración del cultivo para la etapa de crecimiento fue mayor a la etapa inicial y final. Gaurav, Prasun & Jyoti, (2010) realizaron un estudio de las necesidades hídricas del trigo, obteniendo que el consumo de agua era directamente proporcional a la evapotranspiración real y que las necesidades hídricas aumentaban en la etapa de crecimiento, siendo menores en la etapa inicial y mucho más bajas en la maduración (etapa final). Estos cambios se presentan debido a la cobertura foliar del suelo y a la altura y la resistencia aerodinámica del cultivo, puesto que en las épocas de cosecha o cercanas la evapotranspiración viene dada en gran medida por la evaporación del suelo, la cual es baja en comparación con la transpiración de la planta en su pico de crecimiento y sometida a vientos que aumentan su evapotranspiración (Allen et al., 2006). Los RMSD obtenidos de la ET_c estimada variaron entre 0,119 y 0,135 mm día⁻¹ en relación con la ET_c observada de la estación Cenicaña, valores más bajos que el RMSPE obtenido por la ET_{0-PM} estimada calibrada en relación con la ET_{0-PM} observada por la estación Cenicaña (0,139 mm día⁻¹). Los coeficientes de determinación variaron entre 0,953 y 0,975 al igual que los valores-p tendieron a cero, demostrando una relación significativa entre los ET_c estimados y los ET_c observados. Por los argumentos aquí mencionados, se determina que es posible estimar la evapotranspiración real de un cultivo de caña a partir de la combinación de datos de imágenes satelitales provenientes de los sensores MODIS y ASTER y de datos meteorológicos y concernientes al ciclo fenológico del cultivo tomados en campo.

8. CONCLUSIONES

La metodología propuesta logra acercar de manera muy precisa los valores de la evapotranspiración real ET_c en cultivos de caña de azúcar haciendo uso de datos provenientes tanto de imágenes satelitales como de datos de campo; metodología que se puede implementar a cualquier cultivo siempre y cuando se tengan las bases bibliográficas y datos de las propiedades únicas del cultivo a estudiar.

Los cultivos de caña, al abarcar grandes extensiones sobre la superficie terrestre, resultan ser adecuados como objeto de estudio donde se involucren imágenes satelitales, sin necesidad de contar con imágenes de alta resolución espacial que no se encuentran de forma libre. Los productos de temperatura superficial de MODIS, en este caso, demuestran tener la capacidad para modelar de una manera muy precisa las características térmicas que afectan los cultivos de caña de azúcar en la zona de estudio en periodos mensuales.

Los parámetros que intervienen en el cálculo de la evapotranspiración de referencia ET_0 pueden ser efectivamente derivados de datos de imágenes satelitales así como de su combinación con datos meteorológicos. Si bien algunos de estos parámetros no presentan una alta precisión en comparación con los datos observados, sus bajos errores no afectan en gran medida los valores de ET_0 finales, como lo fueron los valores obtenidos por el modelo de Penman-Monteith en comparación con la ET_0 observada.

La estimación de la evapotranspiración de referencia ET_0 es fundamental para la programación de riegos de los cultivos de caña de azúcar y así poder brindar a los sectores cañeros nuevas metodologías para su cálculo que permitan plantear una adecuada planificación y manejo de los recursos hídricos específica por suerte. Al disponer de todos los parámetros necesarios para el cálculo de la ET_0 con la implementación de datos satelitales y datos meteorológicos, el método Penman-Monteith utilizado en este estudio resulta ser el más preciso en comparación con su cálculo mediante la metodología convencional que utiliza los datos de la estación más cercana al cultivo de estudio.

Si no se cuenta con los parámetros meteorológicos necesarios registrados por estaciones meteorológicas que resultan en elevados costos de operación y mantenimiento, y sólo se dispone de datos de temperatura, el método de Hargreaves resulta ser útil, tanto derivado de imágenes satelitales como de datos meteorológicos, por su sencillez y por su alta relación con los datos observados en la estimación de la evapotranspiración de referencia ET_0 por la metodología convencional.

Cada suerte de caña de azúcar tiene características de cultivo y localización únicas, lo que crea cambios en varios parámetros utilizados en el cálculo de los

métodos de evapotranspiración de referencia. De igual manera, la influencia de la etapa fenológica del cultivo también genera una gran afectación en el cálculo de la evapotranspiración real, ya que al no haber zafra en sector azucarero colombiano, en la mayoría de ocasiones cada suerte tiene fechas distintas de siembra y cosecha, creando variaciones en el coeficiente de cultivo K_c dependiendo de la suerte y la fecha para la cual se requiera realizar el cálculo.

La evapotranspiración real ET_c de cada una de las suertes puede ser estimada efectivamente por medio de imágenes satelitales en combinación con datos meteorológicos tomados en campo. La ET_c aquí estimada demostró tener una alta relación y precisión en comparación con la ET_c observada calculada por medio de la metodología convencional, la cual se basa en el uso de los datos de la estación que abarca al cultivo en su área de influencia. Sin embargo, a pesar de contar con los avances tecnológicos y con la constante actualización de los sensores remotos y sistemas satelitales para la captura de información, es imprescindible contar con datos de muestra tomados en campo que permitan realizar una valoración y una calibración de los datos obtenidos por percepción remota.

9. RECOMENDACIONES

En el presente trabajo de grado fue estimada la evapotranspiración real ET_c de cuatro suertes de caña de azúcar aledañas a la estación Cenicaña en el valle geográfico del río Cauca. Los parámetros derivados de las imágenes satelitales, al igual que la evapotranspiración de referencia ET_o fueron calibrados utilizando datos observados únicamente por la estación Cenicaña. En orden de realizar posibles estudios futuros usando la misma metodología, la calibración de los parámetros deberá ser extendida a la localización requerida.

La ET_o obtenida por el modelo de Penman-Monteith fue el más preciso de los evaluados en este Trabajo de Grado; sin embargo, la ET_o obtenida por el modelo de Hargreaves presenta una relación significativa con la ET_o observada; motivo por el cual, de no tener a disposición más que datos de localización y temperatura, el modelo de Hargreaves es recomendado para calcular la ET_o .

Los distintos parámetros fueron obtenidos a partir de una resolución espacial moderada (1 km), nuevas imágenes satelitales con una mayor resolución espacial obtenidas por diferentes sensores pueden ser estudiadas con el fin de aumentar la precisión en la estimación de estos parámetros por cultivo a una escala regional, donde el tamaño de pixel no genere ruido por la combinación de respuestas espectrales que no sean parte del cultivo.

En el caso de investigaciones sobre cultivos específicos que requieran un detalle a nivel de parcela, los Sistemas de Aeronave Piloteados Remotamente – RPAS en conjunto con sensores que permitan definir las características térmicas del cultivo pueden ser de gran utilidad, generando avances en el ámbito de la agricultura de precisión por percepción remota.

Para el cálculo de la ET_c , es necesario contar con el coeficiente de cultivo K_c , el cual depende del estado fenológico del cultivo. La FAO ha clasificado distintos valores de K_c para distintos cultivos, sin embargo, estos también deben ser evaluados y calibrados según mediciones reales de ET_c y ET_o para aquellas zonas donde se desee realizar investigaciones al respecto.

El K_c también ha sido motivo de investigaciones en el ámbito de la percepción remota y su derivación a partir de estas metodologías se basa en el uso de índices de vegetación como el Normalized Difference Vegetation Index – NDVI, capaces de evaluar el estado de la vegetación y cuyos valores se ven altamente relacionados con el ciclo fenológico de un cultivo, motivo por el cual futuros estudios de esta metodología permitirían generar modelos de predicción de K_c a partir de estos índices obtenidos por percepción remota.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Abdul Karim, S. N., Ahmed, S. A., Nischitha, V., Bhatt, S., Kiran Raj, S., & Chandrashekarappa, K. N. (2013). FAO 56 Model and Remote Sensing for the Estimation of Crop-Water Requirement in Main Branch Canal of the Bhadra Command area, Karnataka State. *J Indian Soc Remote Sens* , 41 (4), 883–894.
- Abou El-Magd, I. H. (2009). Estimation Of The Spatial Distribution Of Crop Coefficient (Kc) From Landsat Satellite Imagery. *Enviromental Sciences* , 43-54.
- 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*. Roma: FAO.
- Allen, R. G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2002). *METRIC2M: mapping evapotranspiration at high resolution - application manual for Landsat satellite imagery*. University of Idaho, Kimberly.
- Almorox, J., Aguirre, M. E., Elisei, V., & Commegna, M. (2012). Calibración del modelo de Hargreaves para la estimación de la evapotranspiración de referencia en Coronel Dorrego, Argentina. *Rev. FCA UNCUYO* , 44 (1), 101-109.
- ASOCAÑA. (2012). *El sector Azucarero Colombiano en la actualidad*. Recuperado el 30 de 3 de 2014, de <http://www.asocana.org/publico/info.aspx?Cid=215>
- Bastiaanssen, W. G., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslang, A. A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *J Hydrol* , 198–212.
- Berti, A., Tardivo, G., Chiaudani, A., Rech, F., & Borin, M. (2014). Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. *Agricultural Water Management* , 140, 20–25.
- Bogawski, P., & Bednorz, E. (2014). Comparison and Validation of Selected Evapotranspiration Models for Conditions in Poland (Central Europe). *Water Resour Manage* , 28, 5021–5038.
- Byun, K., Waqas Liaqat, U., & Choi, M. (2014). Dual-model approaches for evapotranspiration analyses over homo and heterogeneous land surface conditions. *Agricultural and Forest Meteorology* , 197, 169–187.
- Cai, J., Liu, Y., Lei, T., & Santos Pereira, L. (2007). Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman–Monteith equation using daily weather forecast messages. *Agricultural and Forest Meteorology* , 145, 22–35.

Cenicaña. (2013). *Agua: un recurso que compromete a ingenios y cultivadores*. Santiago de Cali: Servicio de Cooperación Técnica y Transferencia de Tecnología - Cenicaña.

Cervantes-Osornio, R., Arteaga-Ramírez, R., Vázquez-Peña, M. A., Ojeda-Bustamante, W., & Quevedo-Nolasco, A. (2013). Modelos Hargreaves Priestley-Taylor y redes neuronales artificiales en la estimación de la evapotranspiración de referencia. *Ingeniería Investigación y Tecnología* , 14 (2), 163-176.

Chuvieco, E., & Sánchez, M. (2000). Estimación de evapotranspiración del cultivo de referencia, ETo, a partir de imágenes NOAA-AVHRR. *Revista de Teledetección* , 1-10.

Connor, J. D., Kandulu, J. M., & Bark, R. H. (2014). Irrigation revenue loss in Murray–Darling Basin drought: An econometric assessment. *Agricultural Water Management* , 145, 163–170.

Cortés Betancourt, E. (2009). *Cenicaña*. Obtenido de Carta Trimestral: Quince años de la Red Meteorológica Automatizada en la agroindustria de la caña de azúcar de Colombia: http://www.cenicana.org/publicaciones/carta_trimestral/ct2009/ct1y2_09/ct1y2_09_p7.php

Cruz-Blanco, M., Gavilán, P., Santos, C., & Lorite, I. J. (2014). Assessment of reference evapotranspiration using remote sensing and forecasting tools under semi-arid conditions. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* , 33, 280–289.

CVC. (2002). *Modelación de escenarios para planes de control de contaminación* . Cali.

da Silva, V. d., da Silva, B. B., Albuquerque, W. G., Borges, C. J., de Sousa, I. F., & Dantas Neto, J. (2013). Crop coefficient, water requirements, yield and water use efficiency of sugarcane growth in Brazil. *Agricultural Water Management* , 128, 102– 109.

Djaman, K., Balde, A. B., Sow, A., Muller, B., Irmak, S., N'Diaye, M. K., y otros. (2015). Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under sahelian conditions in the Senegal River Valley. *Journal of Hydrology: Regional Studies* , 3, 139–159.

Doorenbos, J., & Pruitt, W. O. (1977). *Guidelines for predicting crop water requirements*. FAO, Roma.

Eiji Maeda, E., Wiberg, D. A., & Pellikka, P. K. (2011). Estimating reference evapotranspiration using remote sensing and empirical models in a region with limited ground data availability in Kenya. *Applied Geography* , 31, 251-258.

Er-Raki, S., Chehbouni, A., & Duchemin, B. (2010). Combining Satellite Remote Sensing Data with the FAO-56 Dual Approach for Water Use Mapping In Irrigated Wheat Fields of a Semi-Arid Region. *Remote Sensing* , 2, 375-387.

Er-Raki, S., Chehbouni, A., Guemouria, N., Duchemin, B., Ezzahar, J., & Hadria, R. (2007). Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management* , 87, 41-54.

Farg, E., Arafat, S. M., Abd El-Wahed, M. S., & EL-Gindy, A. M. (2012). Estimation of Evapotranspiration ET_c and Crop Coefficient K_c of Wheat, in south Nile Delta of Egypt Using integrated FAO-56 approach and remote sensing data. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences* , 15, 83–89.

Fritschen, L. J., & Gay, L. W. (1979). *Environmental Instrumentation*. Springer-Verlag New York Inc.

Gao, Y., Yang, L., Shen, X., Li, X., Sun, J., Duan, A., y otros. (2014). Winter wheat with subsurface drip irrigation (SDI): Crop coefficients, water-use estimates, and effects of SDI on grain yield and water use efficiency. *Agricultural Water Management* , 146, 1–10.

García Mora, T. J., & François Mas, J. (2011). Presentación del sensor MODIS. *Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio* , 11-24.

Gaurav, P., Prasun, G., & Jyoti, N. (2010). Crop And Irrigation Water Requirement Estimation By Remote Sensing And GIS: A Case Study Of Karnal District, Haryana, India. *International Journal of Engineering and Technology* , 207-211.

Gavilán, P., Lorite, I. J., Tornero, S., & Berengena, J. (2006). Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. *Agricultural Water Management* , 81, 257–281.

Gesch, D., Oimoen, M., Zhang, Z., Danielson, J., & Meyer, D. (2011). *Validation of the ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) Version 2 over the Conterminous United States*. U.S. Geological Survey. Earth Resources Observation Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota, USA.

Gowda, P. H., Chavez, J. L., Colaizzi, P. D., Evett, S. R., Howell, T. A., & Tolk, J. A. (2008). ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrig Sci* , 26, 223–237.

Hargreaves, G. (1975). Moisture availability and crop production. *American society of agricultural and biological engineers* , 980-984.

Hargreaves, G., & Samani, Z. (1982). Estimating potential evapotranspiration. *American society of civil engineers* , 223-230.

Hashimoto, H., Dungan, J. L., White, M. A., Yang, F., Michaelis, A. R., Running, S. W., y otros. (2008). Satellite-based estimation of surface vapor pressure deficits using MODIS land surface temperature data. *Remote Sensing of Environment* , 112, 142–155.

Horváth, S., Jankó Szép, I., Makra, L., Mika, J., Pajtók-Tari, I., & Utasi, Z. (2010). Effect of evapotranspiration parameterisation on the Palmer Drought Severity Index. *Physics and Chemistry of the Earth* , 11-18.

Irmak, S., Payero, J. O., Kilic, A., Odhiambo, L. O., Rudnick, D., Sharma, V., y otros. (2014). On the magnitude and dynamics of eddy covariance system residual energy (energy balance closure error) in subsurface drip-irrigated maize field during growing and non-growing (dormant) seasons. *Irrig Sci* , 32, 471–483.

Jabloun, M., & Sahli, A. (2008). Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data Application to Tunisia. *Agricultural Water Management* , 95, 707-715.

Kamble, B., Kilic, A., & Hubbard, K. (2013). Estimating Crop Coefficients Using Remote Sensing-Based Vegetation Index. *Remote Sensing* , 5, 1588-1602.

Kashyap, P. S., & Panda, R. K. (2001). Evaluation of evapotranspiration estimation methods and development of crop coefficients for potato crop in a sub-humid region. *Agricultural Water Management* , 50, 9-25.

Katerji, N., Campib, P., & Mastroilli, M. (2013). Productivity, evapotranspiration, and water use efficiency of corn and tomato crops simulated by AquaCrop under contrasting water stress conditions in the Mediterranean region. *Agricultural Water Management* , 103, 14– 26.

Loheide, S. P., & Gorelick, S. M. (2005). A local-scale, high resolution evapotranspiration mapping algorithm (ETMA) with hydroecological applications at riparian meadow restoration sites. *Remote* , 98, 182–200.

López-Urrea, R., Martín de Santa Olalla, F., Fabeiro, C., & Moratalla, A. (2006). Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agricultural Water Management* , 85, 15-26.

Luquet, D., Bégue, A., Vidal, A., Clouvel, P., Dauzat, J., Olioso, A., y otros. (2003). Using multidirectional thermography to characterize water status of cotton. *Remote Sensing of Environment* , 411-421.

Manesh, S. S., Ahani, H., & Rezaeian-Zadeh, M. (2014). ANN-based mapping of monthly reference crop evapotranspiration by using altitude, latitude and longitude data in Fars province, Iran. *Environ Dev Sustain* , 16, 103–122.

Martín Blas, T., & Serrano Fernández, A. (2009). *Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Forestal*. Recuperado el 12 de Septiembre de 2015, de http://acer forestales.upm.es/basicas/udfisica/asignaturas/fisica/magnet/intro_mag net2.html

Martínez-Cob, A., & Tejero-Juste, M. (2004). A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET₀ estimation equation in semiarid regions. *Agricultural Water Management* , 64, 251–264.

Maselli, F., Papale, D., Chiesi, M., Matteucci, G., Angeli, L., Raschi, A., y otros. (2014). Operational monitoring of daily evapotranspiration by the combination of MODIS NDVI and ground meteorological data: Application and evaluation in Central Italy. *Remote Sensing of Environment* , 152, 279–290.

Menenti, M., & Choudhury, B. J. (1993). Parameterization of land surface evapotranspiration using a location dependent potential evapotranspiration and surface temperature range. *IAHS Publ* , 212, 561–568.

Mildrexler, D. J., Zhao, M., & Running, S. W. (2011). A global comparison between station air temperatures and MODIS land surface temperatures reveals the cooling role of forests. *Journal Of Geophysical Research* , 1-15.

Mohsenabadi, S. K., Biglari, M. R., & Moharrampour, M. (2014). The comparison of evapotranspiration different methods (case study: Qazvin province in Iran). *Advances in Environmental Biology* , 2822.

Moncada, J., Tamayo, J. A., & Cardona, C. A. (2014). Integrating first, second, and third generation biorefineries: Incorporating microalgae into the sugarcane biorefinery. *Chemical Engineering Science* , 118, 126–140.

Nagler, P. L., Glenn, E. P., Nguyen, U., Scott, R. L., & Doody, T. (2013). Estimating Riparian and Agricultural Actual Evapotranspiration by Reference Evapotranspiration and MODIS Enhanced Vegetation Index. *Remote Sensing* , 5, 3849-3871.

NASA. (2004). *ASTER*. Recuperado el 07 de 04 de 2016, de Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer: <http://asterweb.jpl.nasa.gov/characteristics.asp>

NASA. (2015). *MODIS*. (S. Fox, Editor) Recuperado el 07 de 04 de 2016, de MODERATE RESOLUTION IMAGING SPECTRORADIOMETER: <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php#2>

Nassif, D. N., Marin, F. R., & Costa, L. G. (2014). Evapotranspiration and Transpiration Coupling to the Atmosphere of Sugarcane in Southern Brazil: Scaling Up from Leaf to Field. *Sugar Tech* , 16 (3), 250–254.

Nolan, R. H., Resco de Dios, V., Boer, M. M., Caccamo, G., Goulden, M. L., & Bradstock, R. A. (2016). Predicting dead fine fuel moisture at regional scales using vapour pressure deficit from MODIS and gridded weather data. *Remote Sensing of Environment* , 174, 100–108.

Ordoñez Gálvez, J. J. (2011). Cartilla Técnica: Ciclo Hidrológico. *Foro Peruano p* , 1-44.

Ortega Farias, S. O., Calderon, R., Acevedo, C., & Fuentes, S. (1999). Estimación de la evapotranspiración real diaria de un cultivo de tomates usando la ecación de Penman-Monteith. *Ciencia e investigación agraria* , 91-96.

Paraskevopoulos, A. L., & Singels, A. (2014). Integrating soil water monitoring technology and weather based crop modelling to provide improved decision support for sugarcane irrigation management. *Computers and Electronics in Agriculture* , 105, 44–53.

Parvizi, H., Sepaskhah, A. R., & Ahmadi, S. H. (2014). Effect of drip irrigation and fertilizer regimes on fruit yields and waterproductivity of a pomegranate (*Punica granatum* (L.) cv. Rabab) orchard. *Agricultural Water Management* , 146, 45–56.

Pereira, A. R., & Oregon Pruitt, W. (2004). Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management* , 251-257.

Rahimikhoob, A., & Hosseinzadeh, M. (2014). Assessment of Blaney-Criddle Equation for Calculating Reference Evapotranspiration with NOAA/AVHRR Data. *Water Resour Manage* , 28, 3365–3375.

Requena, A., Nordenström, G., & Castillo, E. (2012). Consumo de agua de plantas jóvenes de manzano regadas por goteo. *FCA UNCUYO* , 41-48.

Rivas, R., & Caselles, V. (2003). La ecuación de Penman-Monteith para su uso en teledetección. *Revista de Teledetección* , 65-72.

Roerink, G. J., Su, B., & Menenti, M. (2000). S-SEBI A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Phys Clim Earth* , 25 (2), 147–157.

Sánchez San Román, F. J. (2004). *El Ciclo Hidrológico*. Recuperado el 23 de Septiembre de 2014, de <https://www.google.com.co/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=0ahUKEwjY-9md79nMAhUJdh4KHUh6>

C6oQFggaMAA&url=http%3A%2F%2Focw.um.es%2Fciencias%2Flimnologia-regional%2Fbibliografia-1%2Fsanchez-el-ciclo-hidrologico&usg=AFQjCNGPx87ROgVW

Sauer, T. J., & Horton, R. (2005). Soil Heat Flux. *Publications from USDA-ARS / UNL Faculty. Paper 1402* .

Sefeedpari, P., Shokoohi, Z., & Behzadifar, Y. (2014). Energy use and carbon dioxide emission analysis in sugarcane farms: a survey on Haft-Tappeh Sugarcane Agro-Industrial Company in Iran. *Journal of Cleaner Production* , 83, 212-219.

Sentelhas, P. C., Gillespie, T. J., & Santos, E. A. (2010). Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management* , 97, 635–644.

Sepulcre-Canto, G., Vogt, J., Arboleda, A., & Antofie, T. (2014). Assessment of the EUMETSAT LSA-SAF evapotranspiration product for drought monitoring in Europe. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* , 30, 190–202.

Shen, S., Leptoukh, G. G., & Gerasimov, I. (2010). *Estimation of Surface Air Temperature from MODIS 1km Resolution Land Surface Temperature over Northern China*. NASA Goddard Earth Sciences (GES) Data & Information Services Center (DISC), George Mason University, ADNET, San Francisco.

Shiri, J., Nazemi, A. H., Sadraddini, A. A., Landaras, G., Kisi, O., Fard, A. F., y otros. (2014). Comparison of heuristic and empirical approaches for estimating reference evapotranspiration from limited inputs in Iran. *Computers and Electronics in Agriculture* , 108, 230–241.

Su, Z. (2002). The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent fluxes. *Hydrol Earth Syst Sci* , 6, 85–99.

Tachikawa, T., Kaku, M., & Iwasaki, A. (2011). *ASTER GDEM Version 2 Validation Report*.

Todorovic, M., Karic, B., & Pereira, L. S. (2013). Reference evapotranspiration estimate with limited weather data across a range of Mediterranean climates. *Journal of Hydrology* , 481, 166–176.

Tortosa, G. (2013). *LABORATORIO Investigación Científica Para Las Ciencias Agrarias*. Recuperado el 14 de Mayo de 2016, de <http://metabolismodelnitrogeno.blogspot.com.co/2013/04/capitulo-42-estadistico-de-contraste-y.html>

Trezza, R. (2008). Estimación de evapotranspiración de referencia a nivel mensual en Venezuela. ¿Cuál método utilizar? *BIOAGRO* , 89-95.

Trezza, R., Allen, R. G., & Tasumi, M. (2013). Estimation of Actual Evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico Using MODIS and Landsat Imagery with the METRIC Model. *Remote Sensing* , 5, 5397-5423.

Uribe, D. A., Lozano Arango, J. G., & Martínez Arboleda, J. S. (2012). *Una mirada a la agricultura de Colombia desde su Huella Hídrica*. Bogota: WWF.

Vicente-Serrano, S. M., Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., Revuelto, J., López-Moreno, J. I., González-Hidalgo, J. C., y otros. (2014). Reference evapotranspiration variability and trends in Spain, 1961–2011. *Global and Planetary Change* , 121, 26–40.

Wan, Z. (1999). *MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD) Version 3.3*. Institute for Computational Earth System Science, University of California, Santa Barbara.

Wang, Z., Wu, P., Zhao, X., Cao, X., & Gao, Y. (2014). GANN models for reference evapotranspiration estimation developed with weather data from different climatic regions. *Theor Appl Climatol* , 116, 481–489.

Watanabe, K., Yamamoto, T., Yamada, T., Sakuratani, T., Nawata, E., Noichana, C., y otros. (2004). Changes in seasonal evapotranspiration, soil water content, and crop coefficients in sugarcane, cassava, and maize fields in Northeast Thailand. *Agricultural Water Management* , 67, 133–143.

Win, S. K., Zamora, O. C., & Thein, S. (2014). Determination of the Water Requirement and Kc Values of Sugarcane at Different Crop Growth Stages by Lysimetric Method. *Sugar Tech* , 16 (3), 286–294.

Wu, B., Jiang, L., Yan, N., Perry, C., & Zeng, H. (2014). Basin-wide evapotranspiration management: Concept and practical application in Hai Basin, China. *Agricultural Water Management* , 145, 145–153.

Yan, N., & Wu, B. (2014). Integrated spatial–temporal analysis of crop water productivity of winter wheat in Hai Basin. *Agricultural Water Management* , 133, 24– 33.

Yuan, M., Zhang, L., Gou, F., Su, Z., Spiertz, J. H., & van der Werf, W. (2013). Assessment of crop growth and water productivity for five C3 species in semi-arid Inner Mongolia. *Agricultural Water Management* , 122, 28– 38.

Zhu, W., Lü, A., & Jia, S. (2013). Estimation of daily maximum and minimum air temperature using MODIS land surface temperature products. *Remote Sensing of Environment* , 130, 62–73.

Zipper, S. C., & Loheide, S. P. (2014). Using evapotranspiration to assess drought sensitivity on a subfield scale with HRMET, a high resolution surface energy balance model. *Agricultural and Forest Meteorology* , 197, 91–102.