



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

**ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE UN CULTIVO DE VID
CON APOYO DE IMAGEN SATELITAL Y VALIDACIÓN UTILIZANDO EDDY
COVARIANCE**

VÍCTOR MANUEL GORDILLO SALINAS

T E S I S

PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL

PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MEXICO

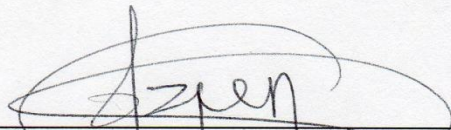
2013

La presente tesis titulada: ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE UN CULTIVO DE VID CON APOYO DE IMAGEN SATELITAL Y VALIDACIÓN UTILIZANDO EDDY COVARIANCE, realizada por el alumno: VICTOR MANUEL GORDILLO SALINAS bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO



Dr. Héctor Flores Magdaleno

ASESOR



Dr. Leonardo Tijerina Chávez

ASESOR



Dr. Ramón Arteaga Ramírez

Montecillo, Texcoco, Estado de México, Abril de 2013

RESUMEN

Experimentalmente, el cálculo de la evapotranspiración se realiza con una precisión razonable usando lisímetros de pesada, técnicas de Eddy Correlation y relación de Bowen. Estos métodos son limitados, ya que proporcionan valores puntuales de evapotranspiración para un lugar en específico y no proporciona la ET a una escala regional. La aplicación de una estimación de la evapotranspiración mediante el uso de mediciones de satélites puede llegar a superar estas limitaciones. El objetivo fue el de utilizar el modelo METRICTM (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration), para estimar la evapotranspiración mediante un balance de energía, y compararla contra datos medidos en un sistema de Eddy Correlation para el cultivo de vid en la costa de Hermosillo, Sonora. Se usaron 12 imágenes del satélite Landsat 5 TM durante la estación de crecimiento de la vid del año 2005, con un Path=35 y un Row=40. Al comparar los valores de evapotranspiración diarios estimados contra los observados se encontró un coeficiente de determinación (R^2) de 0.975, un error relativo del 7.272 % y un error estándar de 0.208 mm/día. A nivel mensual la evapotranspiración presentó un coeficiente de determinación (R^2) de 0.85, un error relativo del 8.967 % y un error estándar de 13.655 mm. Para todo el periodo anual se estimó 704 mm y el valor observado fue de 680 mm lo cual representó un error relativo de 3.53%. El balance de energía en la superficie terrestre y el uso de imágenes satelitales realizan una estimación confiable de la Evapotranspiración, sin embargo es necesario realizar pruebas adicionales para continuar evaluando la precisión del método.

Palabras Claves: Evapotranspiración, Sensores Remotos, Balance de Energía, Modelo METRICTM.

Evapotranspiration estimation of a vine crop using satellite images and validation using eddy covariance

ABSTRACT

Experimentally, the calculation of evapotranspiration can be made with potentially good accuracy using weighing lysimeters, eddy covariance techniques, and the Bowen ratio technique. These methods are limited, however, because they provide point values of ET for a specific location and fail to provide the ET on a regional scale. The application of an estimation of evapotranspiration using satellite measurements can exceed these limitations. The aim was to use the model METRICTM (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) to estimate evapotranspiration using an energy balance, and compared against measured data in an Eddy Correlation system for vine growing on the coast of Hermosillo, Sonora. 12 images of the Satellite Landsat 5 TM were used during the vine growing season of 2005, a Path=35 and a Row=40. Comparing evapotranspiration estimates against daily observed, found a coefficient of determination (R^2) of 0.975, a relative error of 8.967 % and a standard error of 13,655 mm. For the full year period was estimated 704 mm and the observed value was 680 mm which represented a relative error of 3.53%. The energy balance at the earth's surface and the use of satellite images make a reliable estimate of evapotranspiration, but additional testing is needed to further evaluate the accuracy of the method.

Keywords: Evapotranspiration, Remote Sensing, energy balance, METRICTM model.

DEDICATORIAS

A *DIOS*, por haberme dado la vida y darme fortaleza en cada uno de los momentos que lo he necesitado.

A *mi esposa (Alondra) y a mis hijos (Santiago y Leonardo)*, que son las personas que me dan alegría y me dan ánimo a seguir superándome, he llegado al parteaguas de mi vida en donde he imaginado un futuro junto a ustedes, amándolos y adorándolos, y también he prometido hacer cambios para que juntos busquemos un mejor porvenir.

A *mis padres*, por apoyarme en cada proyecto de vida y por recordarme que todo esfuerzo tiene una gran recompensa y solo con el trabajo y la constancia se llega a la meta, siempre siendo realistas, al decirme que no es fácil pero cuando se consigue la satisfacción es mucha y como dijera mi mamá "*Para tener, cuesta*".

A *mis hermanas*, porque no importa las dificultades que se presenten, siempre habrá un amor y un cariño sellado con sangre, que nos unirá. Las quiero mucho.

A *mi abuelo* que aunque ya no está físicamente con nosotros yo sé que estará orgulloso por este otro éxito y me seguirá insistiendo en no caer en el conformismo para poder seguir adelante, así como toda la vida lo demostró.

A *mis suegros* por su apoyo y sus consejos, a *mis tíos, mis primos y toda mi familia* por su cariño y por la confianza depositada en mí.

Por último a *mis amigos* que aunque cada vez los veo menos, yo sé que en las buenas y en las malas siempre estarán conmigo.

Víctor M.

AGRADECIMIENTOS

Un especial agradecimiento a mi profesor consejero, Dr. Héctor Flores Magdaleno, por su gran orientación y apoyo durante el curso de mi investigación. Dr. Leonardo Tijerina Chávez, Colegio de Postgraduados, Dr. Ramón Arteaga Ramírez, Universidad Autónoma Chapingo, por sus continuos e invaluable aportes profesionales a este estudio.

Al Colegio de Postgraduados y especialmente al programa de Hidrociencias por abrirme sus puertas para seguir alimentando mi conocimiento.

Quiero expresar mi gratitud al CONACYT y al COMECYT que han apoyado financieramente a mi estudio y a la investigación.

Víctor M.

ÍNDICE GENERAL

1	INTRODUCCIÓN	1
2	OBJETIVOS:.....	3
2.1	Generales	3
2.2	Particulares.....	3
3	HIPÓTESIS:.....	3
4	REVISIÓN DE LITERATURA	4
4.1	Evapotranspiración.....	4
4.2	Métodos de la Medición Puntual de la Evapotranspiración	5
4.3	Método Balance de Energía.....	5
4.4	Método del Volumen Aerodinámico	6
4.5	Método de la Relación de Bowen	7
4.6	Método de Eddy Correlation	8
4.7	Método de Medición con Lisímetro	9
4.8	Balance de energía basado en imágenes de satélite y el modelo METRIC™	9
4.9	Componentes del balance de energía para el modelo METRIC™	11
4.9.1	La Radiación Neta (R_n)	11
4.9.2	Flujo de calor del suelo (G)	12
4.9.3	Flujo de calor sensible (H).....	13
4.9.4	Flujo de calor latente (λE) y evapotranspiración (ET)	17
5	MATERIALES Y MÉTODOS.....	19
5.1	Materiales	19
5.2	Descripción del sitio	20
5.3	Estadísticas para evaluar los resultados	21
5.4	La operación del modelo METRIC™	22
5.4.1	Selección de la imagen y los datos meteorológicos.....	22
5.4.2	Balance de la radiación (R_n)	26
5.4.2.1	Albedo de la superficie (α).....	27
5.4.2.2	Radiación de onda Corta Entrante ($R_{s\downarrow}$)	33
5.4.2.3	Radiación de Onda Larga Saliente($R_{L\uparrow}$).....	34

5.4.2.4	Radiación de Onda Larga Entrante ($R_{L\downarrow}$).....	38
5.4.2.5	Solución de la Ecuación del Balance de la radiación de la superficie (R_n).....	39
5.4.2.6	Datos Meteorológicos y la ET de referencia	39
5.4.2.7	Selección del Pixel “Frio” y Caliente”	44
5.4.3	Ecuación del balance de la energía	48
5.4.3.1	Flujo del calor del suelo (G)	48
5.4.3.2	Flujo del calor sensible (H).....	49
5.4.3.3	Flujo de calor latente (LE), ET Instantánea (ET_{inst}), Fracción de ET de referencia (ET,F).	59
5.4.4	Evapotranspiración a las 24 horas (ET_{24}).....	60
5.4.5	La Evapotranspiración estacional (ET estacional)	60
6	RESULTADOS Y ANÁLISIS	61
6.1	VALORES DE LOS COMPONENTES DEL BALANCE DE ENERGÍA	63
6.2	MAPEO DE LA DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA ET AL PASO DE LA IMAGEN.....	64
6.2.1	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 69	64
6.2.2	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 85	66
6.2.3	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 101	67
6.2.4	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 117	68
6.2.5	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 133	69
6.2.6	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 165	71
6.2.7	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 181.....	72
6.2.8	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 197	73
6.2.9	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 229	74
6.2.10	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 261.....	75
6.2.11	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 293	77
6.2.12	Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 309	78
6.3	VALIDACIÓN DE LA ET A NIVEL DIARIO	79
6.4	VALIDACIÓN DE LA ET A NIVEL MENSUAL	81
6.5	VALIDACIÓN DE LA ET ANUAL DEL CULTIVO DE VID	84
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	86
8	LITERATURA CITADA.....	87

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Gain y Bias para imágenes de Landsat 5	28
Tabla 2. $ESUN_{\lambda}$ para Landsat 5 TM (Chander y Markham, 2003) en $W m^{-2} \mu m^{-1}$	29
Tabla 3. Números calibrados de Cb y C1-C5 para las bandas de onda corta de Landsat. (Tasumi, et al., 2007)	32
Tabla 4. Coeficientes de ponderación para las bandas de Landsat para el cálculo del albedo en la superficie para la banda estrecha (Tasumi et al., 2007)	32
Tabla 5. Constantes K1 y K2 para Landsat 5 TM (Markham y Barker, 1986) en $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$	37
Tabla 6. Imágenes Landsat 5 TM 2005 disponibles para el área de estudios.	61
Tabla 7. Valores de R_n , G, H, ET_rF y ET_{24} para el sitio de estudio en la Costa de Hermosillo, Sonora.	63
Tabla 8. ET a nivel diario para el modelo METRIC TM y para el EC.....	79
Tabla 9. Valores estadísticos de los datos analizados a nivel diario (Estimados y Observados).	79
Tabla 10. ET a nivel mensual durante el año 2005 para la zona de estudio	81
Tabla 11. Variables estadísticas calculadas con datos estimados y medidos de la ET mensual durante el 2005 para la zona de estudio de la costa de Hermosillo, Sonora.	82
Tabla 12. Cantidad de agua evapotranspirada (anual) en el sitio de estudio de la costa de Hermosillo, Sonora.....	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual (Allen et. al., 1998).	4
Figura 2. Balance de la radiación de la superficie.....	11
Figura 3. Velocidad del viento como una función de la altura.....	16
Figura 4. Macrolocalización de la zona de estudio	20
Figura 5. Zona de Estudio (Recorte de la Imagen Landsat 5 Path=35 Row=40)	23
Figura 6. Diagrama de flujo para el cálculo de la R_n	26
Figura 7. Imagen de inicio del REF-ET	40
Figura 8. Formato de entrada de datos meteorológico que usa el REF-ET.....	41
Figura 9. Selección de archivos de entrada en el REF-ET.....	41
Figura 10. Especificación del orden de los parámetros y sus unidades en el REF-ET.....	42
Figura 11. Características físicas de la ubicación la estación meteorológica en el REF-ET.....	42
Figura 12. Especificación de la ecuación que estima ET_r y sus características de salida en el REF-ET.	43
Figura 13. Hoja de cálculo de la evapotranspiración de referencia arrojada por el REF-ET.....	43
Figura 14. Imagen Landsat 5 TM con un Path=35 y Row=40, Imagen coloreada de la T_s (Izquierda, $300^{\circ}\text{K}=\text{Azul}$ a $305^{\circ}\text{K}=\text{Rojo}$) e imagen del LAI (Derecha, LAI=3 a 4 de Café-Verde)	46
Figura 15. Datos de ET_r a nivel horario estimados con el software REF-ET	62
Figura 16. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 69 del 2005.	65
Figura 17. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 85 del 2005.	66
Figura 18. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 101 del 2005.	67
Figura 19. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 117 del 2005.	69
Figura 20. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 133 del 2005.	70
Figura 21. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 165 del 2005.	71
Figura 22. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 181 del 2005.	72
Figura 23. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 197 del 2005.	73
Figura 24. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 229 del 2005.	75
Figura 25. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 261 del 2005.	76
Figura 26. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 293 del 2005.	77
Figura 27. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 309 del 2005.	78
Figura 28. Representación gráfica de la ET (mm/día) estimada con METRIC TM y medida con EC.	80
Figura 29. Gráfica de la relación entre los valores de METRIC TM y el EC.	80
Figura 30. Representación gráfica de la ET mensual del modelo METRIC y del EC.	82
Figura 31. Gráfica de Dispersión de la ET estimada con METRIC TM y lo observado en la EC.	83
Figura 32. Gráfica de validación de la ET estimada en METRIC y la medida en EC a nivel anual.	85
Figura 33. Distribución espacial de la ET durante el año 2005	85

1 INTRODUCCIÓN

Además de la precipitación y escorrentía, la evapotranspiración (ET) representa un proceso fundamental en el ciclo hidrológico y un elemento clave en el manejo de los recursos hídricos, especialmente en regiones con clima árido o semiárido (Gao et. al., 2008).

La estimación de Evapotranspiración es una variable de interés común tanto en estudios climatológicos, hidrológicos, agrícolas y forestales, siendo aún difícil de cuantificar a través de métodos indirectos sin requerir de costosos equipos disponibles en terreno (Melesse et. al., 2007). Experimentalmente, el cálculo de la evapotranspiración puede ser hecha con una precisión potencialmente buena usando lisímetros de pesada, técnicas de Eddy covariance y la técnica de relación de Bowen. Estos métodos son limitados, ya que proporcionan valores puntuales de evapotranspiración para un lugar en específico y no proporciona la ET a una escala regional.

Diversos estudios han demostrado que la temporalidad y espacialidad de la ET depende en gran medida de la influencia de factores como la vegetación, el tipo de suelo, la topografía y las condiciones meteorológicas (Gao et. al., 2008; Courault et. al., 2005; Sánchez et. al., 2005). Actualmente existen diversos métodos para estimar a escala local las necesidades hídricas, por ejemplo, de un cultivo agrícola, basadas en dos principios fundamentales: balance de energía o balance hídrico (Melesse et. al, 2007).

El método de Penman–Monteith propuesto en el Manual de FAO 56 (Allen et. al., 1998) es uno de los más utilizados, sin embargo sus resultados no son directamente extrapolables a escala regional ante las condiciones homogéneas que supone este modelo en parámetros como resistencia aerodinámica, humedad del suelo, radiación disponible y déficit de presión de vapor. Un aporte importante resulta ser el uso de sensores remotos satelitales al proporcionar información que permite caracterizar indirectamente numerosos parámetros de superficie que se relacionan con la ET, como son: temperatura superficial,

albedo, tipo de cubierta vegetal y radiación solar, lo que ha permitido extender los modelos de estimación de ET a amplias zonas con diferentes requerimientos de datos de terreno (déficit de presión de vapor, temperatura del aire y velocidad de viento).

La Universidad de Idaho usa el METRICTM (Mapeo de la evapotranspiración en alta resolución y con calibración internalizada) como procedimiento de procesamiento de imagen para determinar ET mensuales y estacionales para grandes áreas de tierra en el noroeste de Estados Unidos. METRICTM calcula la ET como un residual en el balance de la energía de la superficie y es una variante de SEBAL, que es un algoritmo que se basa en un proceso de balance de energía desarrollado en los países bajos por Bastiaanssen et. al., (1995, 1998, 2005).

La ventaja de ET por el balance de energía es que ET real (típicamente representado por los coeficientes de cultivo) se obtiene en lugar de ET potencial. ET real puede ser menor que el potencial debido a los efectos de la escasez de agua, baja uniformidad de riego, la salinidad del suelo y del agua, escasa vegetación, las inundaciones y las enfermedades. Otra de las ventajas de ET por el balance de energía es que no es necesaria una clasificación específica y la identificación del tipo de cultivo en el campo.

La realización de una clasificación específica de un cultivo puede incrementar significativamente los costos de la cartografía de la evapotranspiración (ET). Los sensores remotos tienen un gran potencial para mejorar el manejo del riego, junto con otros tipos de manejo del agua, proporcionando estimaciones de ET para grandes áreas de la superficie terrestre utilizando una cantidad mínima de información de campo.

2 OBJETIVOS:

2.1 Generales

- Estimar la evapotranspiración de un cultivo de vid a través de un modelo de balance de energía (METRIC™) con apoyo del uso de imágenes satelitales en la región de la Costa de Hermosillo, Sonora.

2.2 Particulares

- Validar el modelo de balance de energía (METRIC™) para su aplicación en la región de estudio.
- Comparar las estimaciones calculadas con el modelo METRIC™ contra las observados por un sistema de Eddy Covariance.
- Realizar la cartografía de la Evapotranspiración de la zona de estudio.

3 HIPÓTESIS:

La utilización de un balance de energía y el uso de los sensores remotos satelitales permiten realizar una estimación confiable de la evapotranspiración.

4 REVISIÓN DE LITERATURA

4.1 Evapotranspiración

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo.

Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal. En la Figura 1 se presenta la evapotranspiración dividida en sus dos componentes (evaporación y transpiración) en relación con el área foliar por unidad de superficie de suelo debajo de él. En el momento de la siembra, casi el 100% de la ET ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del 90% de la ET ocurre como transpiración (Allen et. al., 1998).

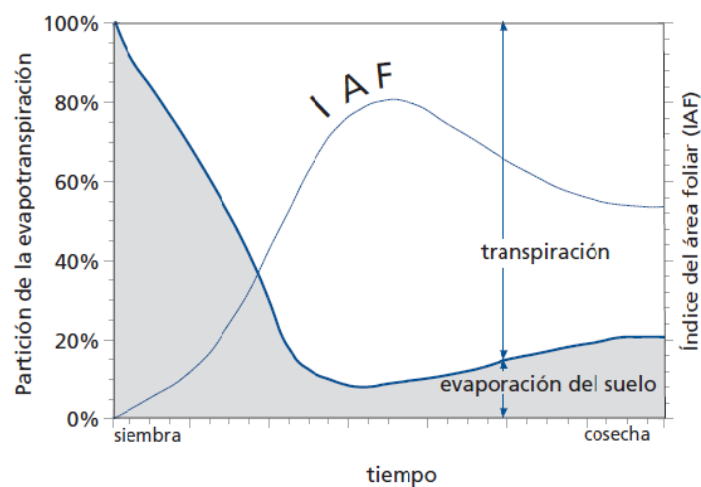


Figura 1. Repartición de la evapotranspiración en evaporación y transpiración durante el periodo de crecimiento de un cultivo anual (Allen et. al., 1998).

4.2 Métodos de la Medición Puntual de la Evapotranspiración

Experimentalmente, la medición de la evaporación se puede hacer con precisión con el equipo que evalúa la relación Bowen (Tanner, 1988), con técnicas de Correlation Eddy (Kizer y Elliot, 1991), y con lisímetros de pesaje (Wright, 1991), Kondo(2000) sugiere que para todos los métodos, balance de calor, volumen aerodinámico, la relación de Bowen y los métodos de Eddy Correlation, presentan un error de más o menos 20 W/m² con mediciones profesionales y generalmente un error relativo de 100% con mediciones no profesionales.

4.3 Método Balance de Energía

En la superficie de la tierra, las entradas y salidas de energía están balanceadas de acuerdo a la ley de conservación de energía. El balance de energía es explicado por la siguiente ecuación:

Ecuación del balance de radiación:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + (L_{entrada} - L_{salida}) - (1 - \epsilon) L_{entrada} \text{ ----- (1)}$$

Donde R_n es la radiación neta, R_s es la radiación solar entrante, α es el albedo, $L_{entrada}$ es la radiación de onda larga entrante, L_{salida} es la radiación de onda larga saliente, y ϵ es (banda-ancha) emisividad de la superficie.

4.4 Método del Volumen Aerodinámico

El método del volumen aerodinámico fue desarrollado para estimar H o ET utilizando observaciones de velocidad del viento, temperatura del aire o humedad específica a una altura sobre la superficie y la temperatura de la superficie (Kondo, 1975 y 1994, y Blanc, 1987).

Los flujos de calor sensible y latente son expresados por las siguientes ecuaciones de volumen aerodinámico:

$$H = C_p \rho_{aire} C_H u (T_s - T_a) \text{-----} (2)$$

$$\lambda E = \lambda \rho_{aire} C_E u (q_{satT_s} - q_a) \text{-----} (3)$$

Donde C_p es el calor específico del aire a presión constante, ρ_{aire} es la densidad del aire húmedo, C_H y C_E son coeficientes de transferencias volumétricas para el calor sensible y vapor de agua respectivamente, u es la velocidad del viento, T_s es la temperatura de la superficie, T_a es la temperatura del aire, q_{satT_s} es la humedad específica a saturación para la temperatura de la superficie, q_a es la humedad específica a una altura de observación.

C_H Puede ser calculada mediante la ecuación siguiente si las condiciones atmosféricas están cercanas a la neutralidad

$$C_H = \frac{k^2}{\ln((z-d)/z_{om}) \ln((z-d)/z_{oh})} \text{-----} (4)$$

$$C_E = \frac{k^2}{\ln((z-d)/z_{om}) \ln((z-d)/z_{oq})} \text{-----} (5)$$

Donde k es la constante de von Karman's , z es la altura a la cual se mide el viento y la temperatura del aire, d es la altura del plano de desplazamiento cero, z_{om} , z_{oh} y z_{oq} son la rugosidad de momento de la superficie, transporte de calor y vapor respectivamente.

C_E Puede también ser explicado por C_H como $C_E = BC_H$, donde B es una eficiencia de evaporación (B para agua es 1 y para una superficie seca es cero) para la superficie.

Es decir $C_E \approx C_H$ cuando el suelo está bastante húmedo y cuando las alturas de origen para λE y H son similares.

4.5 Método de la Relación de Bowen

La relación de Bowen es un índice que indica una relación de distribución de energía:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \text{-----} (6)$$

Cuando las alturas de origen para H y λE se consideran iguales, entonces β puede ser expresada como:

$$\beta = \frac{c_p(T_1 - T_2)}{\lambda(q_1 - q_2)} \text{-----} (7)$$

Donde T_1 y T_2 son temperaturas del aire a una altura z_1 y z_2 respectivamente, y q_1 y q_2 son unidades específicas a una altura z_1 y z_2 respectivamente.

La combinación de la relación de Bowen con la ecuación de balance de energía proporciona una solución para el flujo de calor latente por:

$$\lambda E = \frac{(R_n - G)}{\beta + 1} \text{-----} (8)$$

4.6 Método de Eddy Correlation

El calor sensible y latente en gran parte son transferidos por difusión turbulenta. Por lo tanto, los flujos de calor sensible y latente se pueden medir directamente mediante la correlación de las fluctuaciones de la velocidad del viento vertical con las fluctuaciones del escalar transportado.

Suponiendo que la velocidad media del viento vertical es cero para una superficie del suelo, uno puede expresar los flujos turbulentos por:

$$H = \rho_{aire} C_p \overline{w' T'} \text{-----} (9)$$

$$\ell E = \rho_{aire} \overline{w' q'} \text{-----} (10)$$

Donde w' es la componente vertical fluctuante de la velocidad del viento, T' es la desviación instantánea de la temperatura del aire del valor medio temporal, q' es la desviación instantánea de la humedad específica del valor medio temporal. Generalmente mediciones de 10 a 15 minutos son usados con w' , T' y q' son medidos frecuentemente.

La teoría general del transporte de fluidos que describe una componente media y fluctuante se encuentra en Tanner (1988) y Kizer y Elliott (1991).

De acuerdo con Kondo (1994), el método de Eddy Correlation requiere una superficie homogénea por lo menos 300 veces z en la dirección contra el viento, donde z es la altura de medición, para medir con precisión la ET. Sin embargo Verma *et. al.* (1983) recomienda 100 veces la altura de z .

Twine *et al.* (2000) confirmó que los flujos de calor sensible y latente han sido subestimados por los instrumentos de Eddy Correlation en numerosos experimentos de campo y entre diferentes fabricantes de instrumentos. Este problema de subestimación se conoce como una falta de cierre del balance de energía superficial.

4.7 Método de Medición con Lisímetro

Un lisímetro de pesada es un contenedor (usualmente de metal) que puede medir ET mediante la observación del cambio de peso del recipiente. Por lo tanto, a diferencia de los métodos de balance de energía y el volumétrico, las mediciones del lisímetro no persiguen el balance de energía, sino un balance hídrico. De acuerdo a Allen et. al. (1996), los lisímetros flotantes o de pesada de alta sensibilidad son uno de los mejores métodos para la medición precisa de la pérdida de agua del suelo y del dosel del cultivo, y han tenido una participación muy importante en el desarrollo y ensayo de los métodos micrometeorológicos más teóricos para estimar la ET. Sin embargo, también advierten, que el error de medición sustancial se produce con lisímetros mal administrados o mal diseñados.

4.8 Balance de energía basado en imágenes de satélite y el modelo METRIC™

La evapotranspiración (ET) constituye el mayor empleo de agua con respecto al total de riego aplicado, y por este motivo su cuantificación espacial y temporal es de suma importancia para el manejo del agua en la agricultura, fundamentalmente en zonas donde este recurso es tradicionalmente limitado.

Como norma general, la estimación de la ET en trabajos relacionados con el manejo y gestión del agua a escala regional y de parcela, se ha basado en el uso del coeficiente de cultivo (K_c), como en Allen et al. (1998) o en ASCE-EWRI (2005):

$$ET_{act} = K_c \times K_s \times ET_{ref} \text{ ----- (11)}$$

Donde ET_{ref} es la evapotranspiración de referencia (para la alfalfa, ET_r , o para un pasto, ET_o) y K_s es un factor de stress del suelo según el contenido de humedad del suelo.

Sin embargo estos procedimientos proporcionan resultados excesivamente generales y no contienen las características específicas de las parcelas individuales. Es por ello que, actualmente, empleando técnicas de teledetección es posible obtener una estimación precisa de la ET real, determinando su variabilidad espacial y temporal, mediante un balance de energía empleando información procedente de satélites (Anderson et al., 1997; Bastiaanssen , 1998; Kustas y Norman, 2000; Allen et al., 2007a).

METRICTM es un modelo para la estimación de la ET real desarrollado por la Universidad de Idaho, EEUU (Allen et al, 2007a) en el año 2002. El modelo es una variante del modelo SEBAL de Bastiaanssen (Bastiaanssen, 1998; Bastiaanssen, 2000), el cual ha sido aplicado y validado con éxito en diferentes lugares de todo el mundo (Bastiaanssen et al., 2005).

En METRICTM, la ET se determina mediante un balance de energía en la superficie empleando, imágenes procedentes de satélites. Así, la energía consumida en el proceso de la evapotranspiración se calcula como un residuo de la ecuación del balance de energía:

$$\lambda E = R_n - G - H \text{ -----(12)}$$

Donde λE es el calor latente (energía consumida en el proceso de evapotranspiración), R_n es la radiación neta, G es flujo de calor del suelo, y H es el flujo de calor sensible intercambiado entre la superficie y la atmósfera.

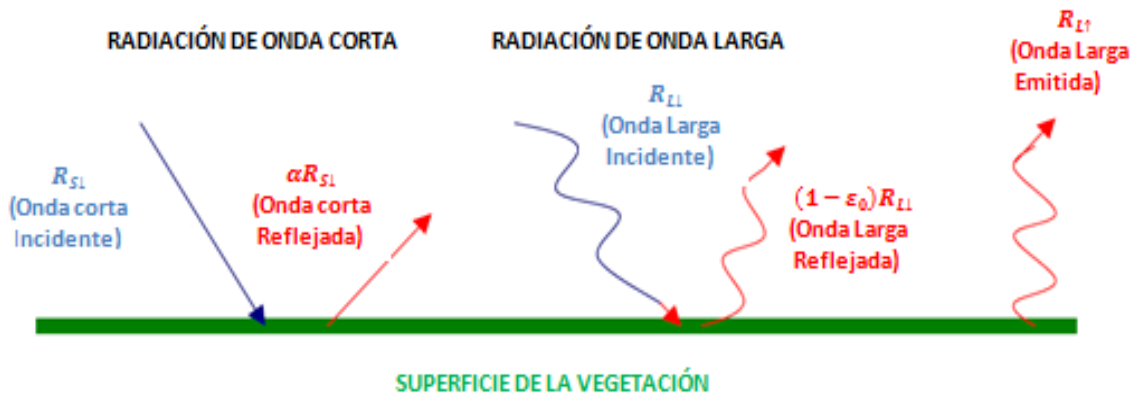
4.9 Componentes del balance de energía para el modelo METRIC™

4.9.1 La Radiación Neta (R_n)

La radiación neta se calcula restando todos los flujos salientes de todos los flujos entrantes (Figura 2), incluyendo la radiación solar y la térmica, por medio de la siguiente ecuación:

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow} \text{ ----- (13)}$$

Donde R_S es la radiación solar, es decir, la radiación de onda corta que llega a la superficie, α es el albedo de la superficie, $R_{L\downarrow}$ es la radiación de onda larga que llega a la superficie, $R_{L\uparrow}$ es la radiación de onda larga que sale de la superficie, y ε_0 es la emisividad térmica de la superficie.



RADIACIÓN NETA DE LA SUPERFICIE=GANANCIAS -PERDIDAS

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

Figura 2. Balance de la radiación de la superficie

En la ecuación 13, la cantidad de radiación de onda corta $R_{S\downarrow}$, que queda disponible en la superficie es una función del albedo de la superficie (α). El albedo de la superficie es un coeficiente de reflexión definido como la relación entre el flujo radiante reflejado y el flujo radiante incidente en el espectro solar. Este es calculado usando información de imagen de satélite de radiancia espectral para cada banda de onda corta del satélite, incluyendo el visible y el infrarrojo cercano. La radiación de onda corta entrante ($R_{S\downarrow}$) es calculada usando la constante solar, el ángulo de incidencia solar, una distancia relativa del sol a la tierra y un cálculo de transmisividad atmosférica. La radiación de onda larga entrante ($R_{L\downarrow}$) se calcula usando la ecuación modificada de Stefan-Boltzmann con transmisividad atmosférica y una seleccionada temperatura de referencia de la superficie. La radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$) se calcula usando la ecuación de Stefan-Boltzmann con un cálculo de la emisividad y temperatura de la superficie.

La emisividad de la superficie es la relación de la radiación actual emitida por una superficie y la que emite un cuerpo negro a la misma temperatura. En METRICTM, la emisividad se calcula como una función del índice de vegetación.

4.9.2 Flujo de calor del suelo (G)

La magnitud del flujo de calor almacenado o liberado por el suelo es relativamente pequeña con relación al resto de flujos. Cuando se considera un ciclo temporal diario, al darse un proceso de calentamiento y enfriamiento, no se considera su contribución al balance de energía. Si se consideraran intervalos horarios o distintos a un día completo su aportación puede ser significativa, y deberían ser incluidos.

En la aplicación de METRICTM para la obtención de G se utilizan las siguientes ecuaciones definidas por Tasumi (2003), que dependen de la radiación neta y del índice de vegetación LAI (*índice de área foliar*):

$$\frac{G}{R_n} = 0.05 + 0.18e^{-0.521LAI} \quad LAI \geq 0.5 \text{ ----- (14)}$$

$$\frac{G}{R_n} = 1.8(T_s - 273.16)/R_n + 0.084 \quad LAI < 0.5 \text{ ----- (15)}$$

Dónde: T_s es en K.

Igualmente, se asigna un valor constante de $G/R_n = 0.5$ para agua y nieve. La nieve se distingue por tener una temperatura de la superficie (T_s) inferior a 277 K, el índice de vegetación NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) inferior a cero y un elevado albedo superficial; mientras que el agua tiene NDVI menor que cero y bajo albedo.

4.9.3 Flujo de calor sensible (H)

El flujo de calor sensible es el debido al transporte de calor desde la superficie de la cubierta y el suelo a la atmósfera, por el mecanismo de convección, dada la diferencia de temperatura existente entre la superficie y la atmósfera. Su cálculo en METRIC™ se realiza mediante una función aerodinámica, basada en el gradiente de temperatura:

$$H = (\rho_{air} \cdot C_p \cdot dT)/r_{ah} \text{ ----- (16)}$$

Dónde:

ρ_{air} = Densidad del aire (kg/m^3).

C_p = Calor específico del aire a presión constante ($1004 J kg^{-1} K^{-1}$).

dT = Diferencia de temperatura (K) entre dos alturas cercanas a la superficie, z_1 y z_2 (generalmente 0.1 y 2 m).

r_{ah} = Resistencia aerodinámica al transporte de calor (s/m).

El uso de la variable dT es lógico debido a las dificultades en la exactitud de la estimación de la temperatura de la superficie desde el satélite debido a las incertidumbres en la atenuación atmosférica, la contaminación y la calibración radiométrica de los sensores(Allen et. al., 2005a).

Además, la temperatura de la superficie medida por el satélite (temperatura radiométrica) puede ser significativamente diferente de la temperatura aerodinámica responsable del proceso de transferencia de calor (Kustas et. al., 1994a, b; Norman et. al., 1995; Qualls y Brutsaert, 1996; Kustas y Norman, 1996; Jones et al., 2003). Esta diferencia de temperatura es más prominente sobre superficies heterogéneas y no isotérmicas (Min et al., 2004). Sin embargo análisis sensitivos sobre impactos de corrección atmosférica para temperatura de la superficie y albedo han mostrado que la calibración interna de SEBAL pueden compensar los errores en temperatura y albedo cuando las correcciones atmosféricas no son hechas (Tasumi et al., 2003, Tasumi et al., 2005b).

La dT puede ser estimada como una función lineal de la temperatura de la superficie. Esta hipótesis lineal para condiciones de terrenos heterogéneos ha sido mostrada por muchos investigadores (Bastiaanssen et. al., 1998; Bastiaanssen et. al., 2005; Allen, et. al., 2005b). La estimación de dT requiere la selección del pixel frio y caliente. Los usuarios asignan un pixel con superficie húmeda en una imagen dada como el pixel frio, y el flujo del calor sensible del pixel es asumida como cero. Similarmente un pixel seco representa una superficie de suelo desnudo y seco a este se le asigna el pixel caliente y el flujo de calor latente de este pixel es asumido como cero.

La densidad del aire se calcula usando ecuaciones estándares para la presión atmosférica media y la ley universal del gases tomados de Allen et al. (1998) y la simplificación para el efecto de la presión de vapor (la temperatura virtual es estimada como $1.01 T_s$).

$$\rho = \frac{1000P}{1.01(T_s - dT)R} \text{-----} (17)$$

Dónde: ρ es la densidad del aire (kg/m), P es la presión atmosférica media, R es la constante específica de los gases (287 [J kg/K]), T_s es la temperatura de la superficie (K) para cada pixel y dT es la diferencia de la temperatura del aire cercano a la superficie.

El flujo del calor sensible (H) está en función del gradiente de temperatura sobre la superficie, la rugosidad de la superficie y la velocidad del viento. La ecuación de H es difícil de resolver por que existen dos incógnitas, r_{ah} y dT . Para facilitar estos cálculos se utiliza dos pixeles de “anclaje” (donde los valores confiables para H son estimados) para resolver dT que satisfaga la ecuación de H , dada la rugosidad aerodinámica y la velocidad del viento a una altura determinada.

La resistencia aerodinámica (y la transferencia de calor) es impactada por el dinamismo de la calefacción, aire ligero en la superficie), especialmente cuando H es largo. La corrección de r_{ah} es necesaria para tener en cuenta los efectos de estabilidad atmosférica. Sin embargo, se necesita H para hacer esta corrección. Por lo tanto, una solución iterativa para H y r_{ah} es usada.

Durante la primera iteración, la resistencia aerodinámica para el transporte de calor (r_{ah}) es calculado para condiciones de estabilidad atmosférica neutral como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k} \text{----- (18)}$$

Dónde: z_1 y z_2 son alturas en metros sobre el plano de desplazamiento cero (d) de la vegetación, u_* es la velocidad de fricción (m/s) la cual cuantifica las fluctuaciones de la velocidad turbulenta en el aire, y k es la constante de von Karman's (0.41). La velocidad de fricción (u_*) es calculado durante la primera iteración usando el logaritmo de la ley del viento para condiciones atmosféricas neutrales:

$$u^* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \text{----- (19)}$$

Dónde: k es la constante de von Karman's, u_x es la velocidad del viento (m/s) a la altura z_x y z_{om} es la longitud de la rugosidad de momento (m). z_{om} cuantifica en metros la significancia de los obstáculos. El desplazamiento de plano cero (d) y la longitud de rugosidad de momento (z_{om}) son definidos tal que la velocidad del viento se extrapola a cero en la altura $d+z_{om}$ (Figura 3).

La temperatura de la superficie, T_s , medido por el satélite (es decir, la temperatura radiométrica) puede ser de varios grados diferentes de la temperatura "aerodinámica" que impulsa el proceso de transferencia de calor (Kustas et al.; 1994, Norman et al.; 1995, Qualls y Brutsaert, 1996; Qualls y Hopson, 1998).

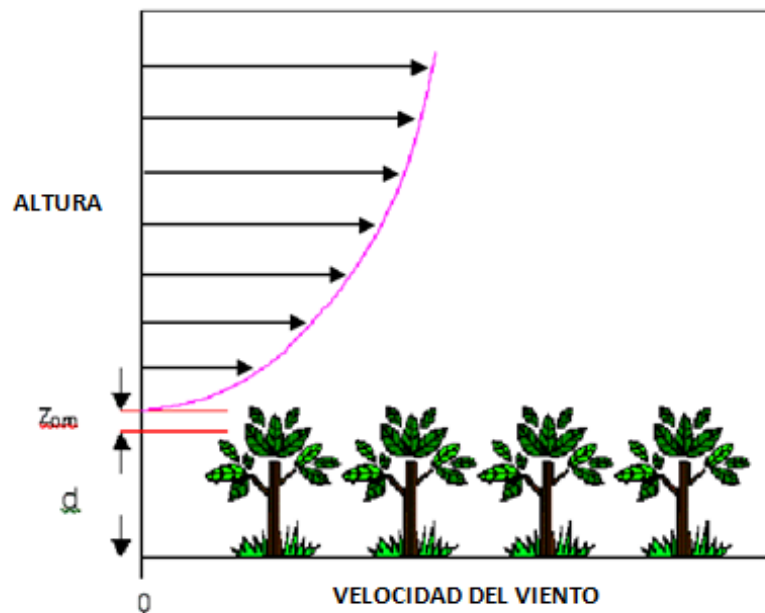


Figura 3. Velocidad del viento como una función de la altura.

La correcta determinación del valor de dT es esencial para la obtención de valores precisos de ET, y sobre este término se basa la calibración interna del modelo METRIC™ (Bastiaanssen et al., 1998). Es precisamente esta calibración la que le confiere al modelo una alta fiabilidad de los resultados obtenidos.

4.9.4 Flujo de calor latente (λE) y evapotranspiración (ET)

El flujo de calor latente es la cantidad de calor perdido por la superficie debido a la evapotranspiración. En METRIC™ este término se calcula para cada píxel como un residuo del balance de energía, siendo λE un valor instantáneo para el momento en que el satélite toma la imagen (W/m^2).

Para obtener un valor instantáneo de evapotranspiración (ET_{ins}), en términos de altura de agua evaporada, se divide λE entre el calor latente de vaporización λ , que es la cantidad de energía necesaria para vaporizar la unidad de masa de agua ($J\ kg^{-1}$), y que depende de la temperatura.

$$ET_{ins} (mm \cdot h^{-1}) = 3600 \cdot \frac{\lambda E}{\lambda} \text{-----} (20)$$

El coeficiente de cultivo real (K_{c_act}) se obtiene como la razón entre la evapotranspiración instantánea calculada y la evapotranspiración de referencia, obtenida mediante parámetros climáticos, para el momento en que se recoge la imagen:

$$K_{c_act} = \frac{ET_{ins}}{ET_r} \text{-----} (21)$$

Para este cálculo cada píxel de la imagen tendrá un valor distinto de ET_{ins} , pero todos tendrán el mismo valor de ET_r , procedente de los datos de las estaciones climáticas utilizadas en el estudio.

Para el manejo del riego en zonas de irrigación la evapotranspiración diaria es más útil que la horaria, por lo que en METRIC™ se calcula la evapotranspiración diaria asumiendo que K_{c_act} se mantiene constante durante las 24 horas del día.

Finalmente la evapotranspiración diaria (ET_{24}) se obtiene para cada píxel de la imagen del satélite como:

$$ET_{24}(\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}) = K_{c_act} \cdot ET_{r,24} \text{-----} (22)$$

Dónde: $ET_{r,24}$ es la evapotranspiración de referencia acumulada diaria para una alfalfa, obtenida sumando los valores de ET_r horarios para el día en que el satélite captó la imagen.

En ocasiones, para cuantificar el consumo de agua y realizar análisis de variabilidad entre parcelas, es necesario conocer la evapotranspiración estacional (ET_{est}) en cada parcela. Su cuantificación se realiza empleando la siguiente ecuación:

$$ET_{est} = \sum_{i=m}^n K_{c_act,i} \cdot ET_{r,24,i} \text{-----} (23)$$

Siendo ET_{est} (mm) la evapotranspiración acumulada en el periodo comprendido entre los días m y n , $K_{c_act,i}$ el coeficiente de cultivo real en cada uno de los días que integran el periodo, el cual se calcula realizando una interpolación entre los valores obtenidos para cada píxel de imágenes sucesivas, y $ET_{r,24,i}$ es la evapotranspiración de referencia acumulada (mm/día) para el día i .

5 MATERIALES Y MÉTODOS

5.1 Materiales

- a) Computadora HP Pavilion dv4, con Procesador Dual-Core CPU, memoria RAM de 4 GB.
- b) 12 imágenes del satélite landsat 5 TM Path=35, Row=40
- c) Datos meteorológicos de la zona de estudio, estos fueron descargados de la página www.agroson.org.mx, la estación elegida fue “Perico 2” sus coordenadas de localización son: latitud= 28.9417 y longitud= -111.347.
- d) Los datos medidos de ET, fueron tomados de un estudio realizado anteriormente por Rodríguez et. al., (2010) , perteneciente al Departamento de Agricultura y Ganadería de la universidad de Sonora, estos datos fueron medidos durante el año 2005 para un cultivo establecido de Vid de la Variedad Perlette, la parcela se encuentra localizada geográficamente en las coordenadas X=466209 y Y=3200148.
- e) Software Erdas Image 2011, programa especializado en el manejo y operación de imágenes de satélites.
- f) Software REF-ET, programa especializado en el cálculo de la evapotranspiración de referencia, creado por el Dr. Richard G. Allen, universidad de Idaho.
- g) Paquetería de Office 2007.
- h) Algoritmos del modelo METRIC™ programados en el módulo del Moder Maker del programa Erdas Imagine.
- i) Software ArcMap 10, programa desarrollado para la manipulación de imágenes satelitales.

5.2 Descripción del sitio

La costa de Hermosillo es la parte más baja de la cuenca del río Sonora en el noroeste de México (Figura 4). Este es principalmente una zona agrícola plana de 169,593 ha, donde los cultivos anuales y perennes ocupan alrededor de 53,000 ha cada año, irrigadas con agua de unos 500 pozos profundos. El clima es árido con una precipitación anual alrededor de 200 mm. La época de lluvia es de julio a septiembre (representando el 70% del total de la precipitación anual) y prácticamente no hay lluvias de marzo a junio. La temperatura media diaria está en el rango de 22°C a 24°C, con heladas esporádicas en invierno y temperaturas que están frecuentemente arriba de 45 °C para el final de la primavera y en verano (Rodríguez et. al., 2010).

Según Rodríguez et al., 2010, reporta que el suelo del viñedo fue clasificado como arena franco arcilloso (64% arena, 22% arcilla, 14% limo).

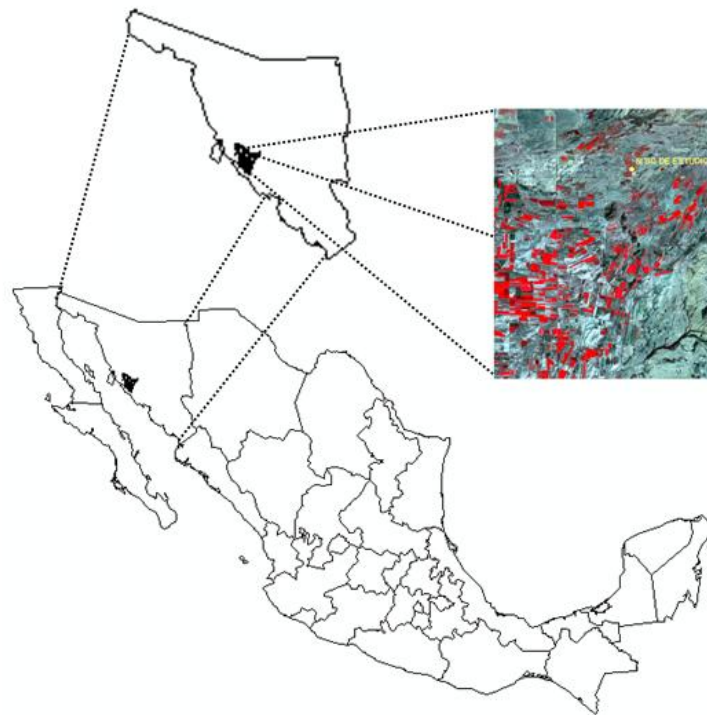


Figura 4. Macrolocalización de la zona de estudio

5.3 Estadísticas para evaluar los resultados

Singh, (2011), evaluó la ET diaria mediante el coeficiente de determinación (R^2), el Error Predictivo Relativo (PE) y el Error estándar (SE) entre los datos estimados con el modelo METRICTM y los observados en una torre de Eddy Covariance, reportó que los valores estimados y observados de la ET diaria presentaron una buena concordancia ($R^2=0.91$) y un error estándar de 0.6 mm (20%) para tres sitios de validación en Nebraska, USA.

En el estudio se retomó las variables estadísticas utilizadas por Singh, (2011) y se evaluó el rendimiento de la ET a nivel diaria, mensual y anual, para calcular las variables dichas anteriormente se utilizó las siguientes formulas:

$$R^2 = \frac{(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P}))^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2} \text{-----} (24)$$

$$PE = \frac{(\bar{P} - \bar{O})}{\bar{O}} \times 100 \text{-----} (25)$$

$$SE = \frac{1}{(n-2)} \left(\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P}))^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \right) \text{-----} (26)$$

Donde O_i y P_i son el *i*ésimo valor estimado y medido respectivamente, n es el número de observaciones y \bar{P} y \bar{O} son el promedio de los valores medidos y estimados respectivamente.

5.4 La operación del modelo METRIC™

Los algoritmos de METRIC™ fueron desarrollados con la ayuda del Software Erdas Imagen estos a su vez fueron creados y almacenados bajo una extensión .gmd que hace referencia a un modelo de tipo gráfico, METRIC está basado en 8 modelos y en cada uno de estos se procesa la información de campo y la que proporciona la imagen Landsat en lo que se le denomina archivo de cabeza, a continuación se describe a detalle los procedimientos de METRIC™.

5.4.1 Selección de la imagen y los datos meteorológicos.

Para la utilización del modelo METRIC™ se requirió una imagen de satélite que incluyera información térmica (temperatura de la superficie) y algunos datos meteorológicos de calidad.

El modelo recomienda que se tenga un mapa de uso de suelo para el área de interés, en este estudio ese tipo de información no fue posible obtenerse. METRIC™ fue validado en imágenes producidas por el satélite Landsat, en específico para el Landsat Thematic Mapper (TM) 5, esta imagen en las bandas del 1 al 5 y el 7 proporcionan datos para el infrarrojo cercano y visible. El tamaño del pixel para estas bandas es 30mX30 m. La banda 6 del TM proporciona datos para la radiación de onda larga (térmico). El tamaño del pixel para esta banda es 120X120 m específicamente para el Landsat 5.

En la investigación se utilizaron 12 imágenes Landsat 5 con un Path=35 y un Row=40, estas fueron descargadas de la página de internet del USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos), posteriormente se realizó un recorte para las coordenadas: Esquina superior Izquierda (443220.0, 3210360.0) y la Esquina Inferior Derecha (480270.0, 3164820), Proyección= UTM, Zona 12; Esferoide=WGS84 y un Datum = WGS84, estos límites fueron establecidos, en referencia a la ubicación de la parcela en donde se encontraba ubicada la

torre de Eddy covariance y la estación meteorológica más cercana a la misma, con el objetivo de obtener resultados confiables y representativos del área de influencia de estos dos puntos, METRIC™ recomienda un área de 20 a 30 km a la redonda de la estación meteorológica.

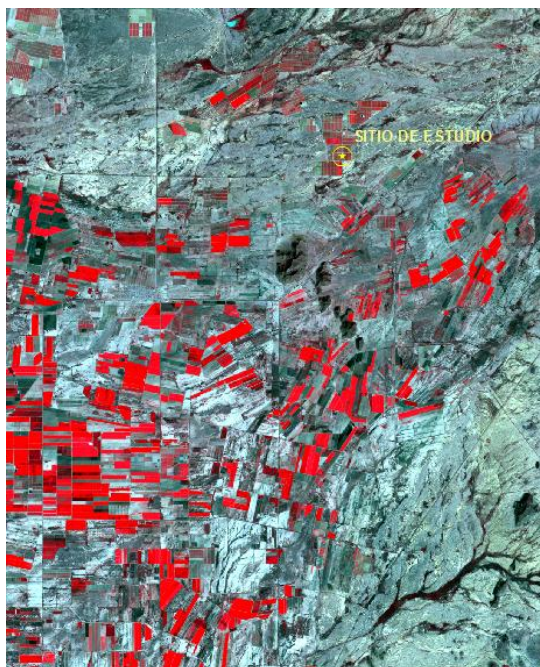


Figura 5. Zona de Estudio (Recorte de la Imagen Landsat 5 Path=35 Row=40)

METRIC™ recomienda que solo pueda aplicarse el modelo en días en donde no se presente nubosidad es decir con un cielo totalmente limpio. La ET no puede ser calculada para superficies de suelo en días con cobertura de nubes, por que incluso una fina capa de nubes puede bajar considerablemente las lecturas de la banda térmica y ocasionar grandes errores en el cálculo de los flujos de calor sensible.

Las imágenes TM son generalmente creadas y almacenadas en asociación con un archivo de cabeza, los archivos de cabeza para las imágenes de satélite es un archivo relativamente pequeño que contiene información importante para la determinación de los coeficiente de radiación usados durante el proceso de METRIC™. Entre las

informaciones más importantes de este archivo está el tiempo de paso del satélite, expresado en tiempo de meridiano de Greenwich (GMT) y esta se convirtió a tiempo local, además de este elemento, la latitud, la longitud y el ángulo de elevación solar en el tiempo de paso fueron extraídas del archivo.

El mapa de uso de suelo no es un requerimiento para METRIC™ pero es recomendado para mejorar la parametrización y estimación de la rugosidad de la superficie (z_{om}). Los mapas de uso de suelo deben estar diseñados para dividir el área de interés en diversas clases generales de uso de la tierra tal como la agricultura, ciudad, agua, desierto, bosques, pastizales, etc., que pueden tener diferentes características de rugosidad (es decir, la altura y la densidad de la vegetación). Para este caso no se contó con dicha información debido a que no existe como tal.

Los siguientes datos meteorológicos fueron necesarios para la aplicación de METRIC™

- Velocidad del viento (datos horarios)
- Precipitación (datos diarios para un período de varias semanas antes de la imagen para estimar la evaporación residual de los suelos desnudos)
- Valores generales para la temperatura del punto de rocío o presión de vapor durante el cálculo de la transmisividad atmosférica.

Además de los datos anteriores, los siguientes datos meteorológicos se utilizaron para calcular la evapotranspiración de referencia horaria y diaria (ET_r), que es requerido por METRIC™, ET_r representa ET a partir de un cultivo de referencia bien regado de alfalfa.

- Humedad
- Radiación solar(horarios)
- Temperatura del aire(horarios)

La velocidad del viento (u) en el tiempo de paso del satélite se requirió para el cálculo del flujo del calor sensible (H) y para el cálculo del ET_r . Los datos de Precipitación son usados para evaluar las condiciones generales de humedad de las zonas que hayan recibido la lluvia dentro de los cuatro o cinco días antes de la fecha de la imagen. Los datos de radiación solar se utilizaron para la identificación de las delgadas nubes en el día de la imagen y para ajustar la transmisividad atmosférica (τ_{sw}).

Las condiciones meteorológicas pueden no ser uniformes dentro de una imagen de satélite. Si el área de interés tiene una variedad de terrenos y usos de suelo, tales como montañas, valles, la agricultura, el desierto y pastizales, entonces, las condiciones meteorológicas a través de la imagen pueden variar significativamente. En lo que se refiere a nuestra investigación nuestro interés principal es la ET de los campos agrícolas, por lo tanto se utilizó una estación meteorológica situada cerca de nuestra zona agrícola. Es importante que los datos meteorológicos se obtengan de un lugar, cerca de la localización de los píxeles de anclaje "caliente" y "frío"(más adelante se explicaran los píxeles de anclaje).

Valores horarios de ET_r fueron necesarios para el cálculo de H en el píxel de anclaje "frío" y para el cálculo de la fracción de ET_r (ET_rF) que se utiliza para estimar la $ET_{24\text{-horas}}$ y la estacional. La ET_r de la alfalfa se prefiere sobre la ET_r del pasto recortado, ya que representa más cercanamente el límite superior de la ET de una vegetación bien regada.

5.4.2 Balance de la radiación (Rn)

El primer paso en el procedimiento de METRIC™ es el cálculo del flujo de la radiación neta de la superficie (R_n) usando la ecuación del balance de la radiación de la superficie (Ecuación 13).

Esto se logra a través de una serie de pasos usando herramientas de programas de procesamiento de imágenes para el cálculo de los términos de la ecuación anterior. Un diagrama de flujo del proceso se muestra en la Figura 6:

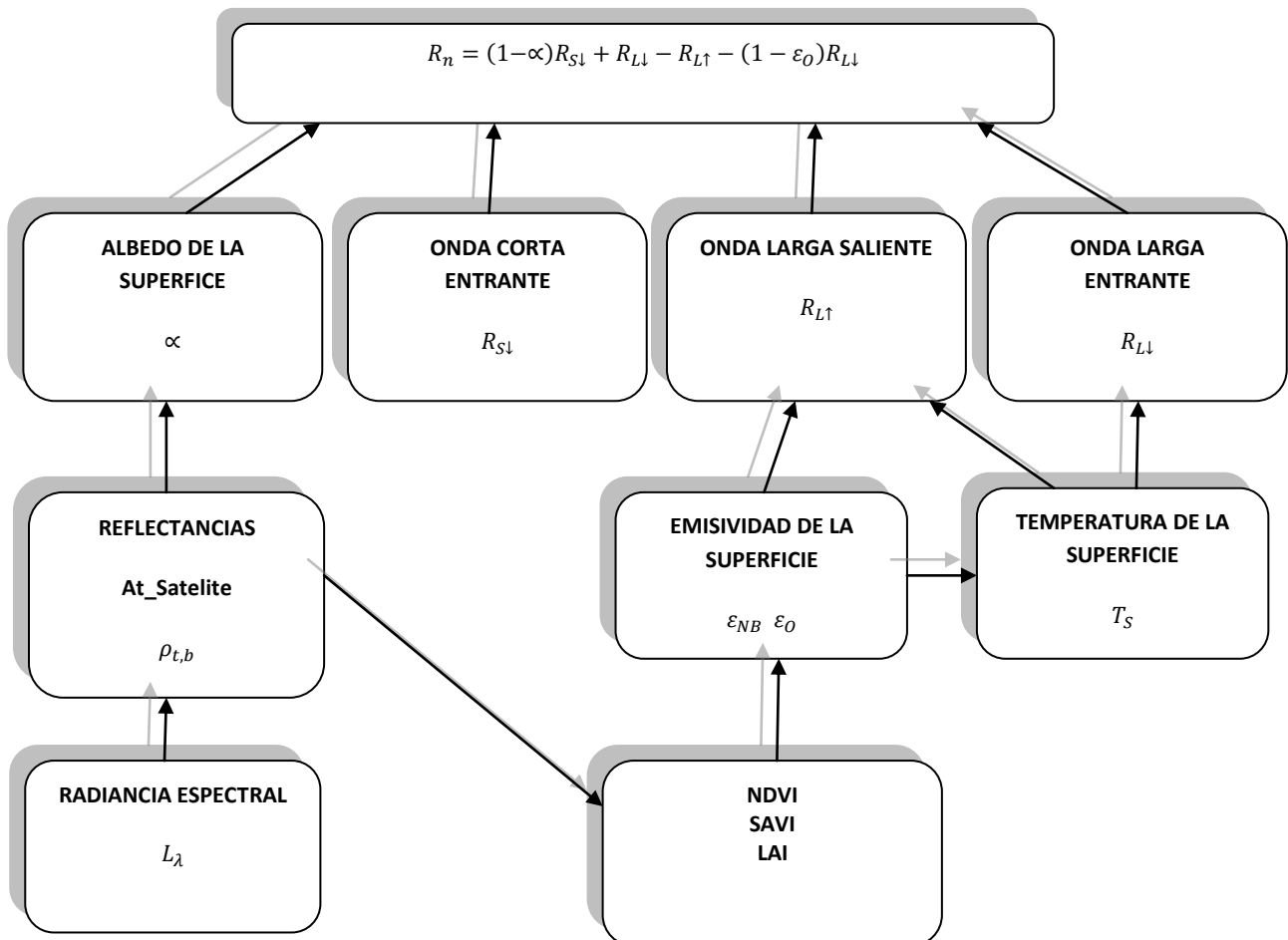


Figura 6. Diagrama de flujo para el cálculo de la R_n .

Los pasos de cálculo comienza en la parte inferior de la figura y continúa hacia la parte superior hasta el cálculo de la R_n .

El valor para $R_{s\downarrow}$ se calculó con una hoja de cálculo en lugar de realizarlo dentro del procesador de imagen, ya que se considera que es constante en toda la imagen, excepto en el caso de las montañas o de otras superficies inclinadas pronunciadas.

Los términos que involucraron el cálculo de la radiación neta se explicaran paso a paso en los siguientes subtemas.

5.4.2.1 Albedo de la superficie (α)

Albedo de la superficie se define como la relación de la radiación reflejada desde la superficie entre la radiación de onda corta incidente en la superficie.

El albedo se calculó en METRICTM a través de los pasos siguientes:

- a) La radiancia espectral (L_b) se calculó para cada banda de onda corta basado en el número digital (ND) de cada pixel. La radiancia espectral es la energía de la radiación saliente de la banda como se observa en la parte superior de la atmósfera por el satélite. Este se calculó como:

$$L_b = (\text{Gain} \times \text{ND}) + \text{Bias} \text{ ----- (27)}$$

Tabla 1. Gain y Bias para imágenes de Landsat 5

Número de Banda	Después del 5/Mayo/2003	
	$W * m^{-2} * ster^{-1} * \mu m^{-1}$	
	Gain	Bias
1	0.762824	-1.52
2	1.44251	-2.84
3	1.03988	-1.17
4	0.872588	-1.51
5	0.119882	-0.37
6	0.055158	1.2378
7	0.065294	-0.15

Posteriormente se calculó la reflectancia (es decir la reflectividad) al tope de la atmósfera (TOA), para cada banda de la onda corta. La reflectividad de una superficie es definida como la relación del flujo de radiación reflejado sobre el flujo de radiación incidente. Las reflectancias para cada banda fueron calculadas en dos pasos:

- i. Primero la reflectancia se calculó como es vista por el satélite, $\rho_{t,b}$, es decir la radiancia espectral (L_b) medida en el satélite entre la energía entrante en la misma banda de onda corta, en ausencia de cualquier atmósfera.
- ii. Segundo, las reflectancias en el satélite se corrigieron a reflectancias en la superficie mediante el ajuste por atenuación atmosférica de la energía de onda corta que va hacia abajo (entrante) y la atenuación de la radiación reflejada en la banda a medida que viaja hacia el exterior a través de la atmósfera hacia el satélite.

Para el cálculo de $\rho_{t,b}$ (reflectancia en el satélite) se utilizó la ecuación (Tasumi et al., 2007; Allen et al., 2007a):

$$\rho_{t,b} = \frac{\pi \cdot L_b}{ESUN_b \cdot \cos \theta \cdot d_r} \text{-----} (28)$$

Dónde: El sufijo t en $\rho_{t,b}$ significa al tope de la atmosfera, y el sufijo b indica el número específico de la banda de onda corta, L_b es la radiancia espectral para cada banda, $ESUN_b$ es la irradiancia media solar exo-atmosférica para la banda b ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), $Cos\theta$ es el coseno del ángulo de incidencia solar (desde el nadir), y d_r es el inverso del cuadrado de la distancia relativa de la tierra al sol. d_r se calculó usando la siguiente ecuación por Duffie y Beckman(1980), la cual también fue usada por Allen et al.(1998):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(DOY \frac{2\pi}{365}\right) \text{-----} (29)$$

Dónde: DOY es el día juliano. Valores de d_r van del rango de 0.97 a 1.03 y son adimensionales.

La variable θ es el ángulo del haz solar de una línea que es perpendicular a la superficie ($\theta = (90^\circ - \beta)$), donde β es el ángulo de elevación solar. Para este caso se consideró un terreno plano y se calculó el $Cos\theta$ con la información que proporciona el archivo de cabeza.

Los valores de $ESUN_b$ son obtenidos de la tabla 2 (debido a que la banda 6 no es de onda corta, esta no se usó en el cálculo y se le dio un valor falso de 1 para $ESUN$, con la finalidad de conseguir estabilidad numérica). Para ahorrar tiempo en el cálculo de d_r y $Cos\theta$ esta se realizaron en una hoja de cálculo de excel y solo se introdujeron en el arreglo del modelo como un valor escalar. El archivo de salida (imagen) contiene la reflectividad por banda vista desde el satélite ($\rho_{t,b}$).

Tabla 2. $ESUN_\lambda$ para Landsat 5 TM (Chander y Markham, 2003) en $W m^{-2} \mu m^{-1}$

	Banda1	Banda2	Banda3	Banda4	Banda5	Banda6	Banda7
Landsat5	1957	1826	1554	1036	215	-	80.67

b) Reflectancias en la superficie, $\rho_{s,b}$, se calcularon para aplicar la corrección atmosférica en las reflectancias en el satélite. La absorción y dispersión de la energía de onda corta por la atmosfera terrestre varía de acuerdo a la longitud de onda. Por lo tanto, las correcciones por estas atenuaciones se hacen banda por banda.

La reflectancia at-superficie (en la superficie) fueron corregidas sobre una base de banda por banda siguiendo a Tasumi et al., (2007) como:

$$\rho_{s,b} = \frac{\rho_{t,b} - C_b(1 - \tau_{in,b})}{\tau_{in,b} \tau_{out,b}} \text{-----} (30)$$

Donde $\rho_{t,b}$ es la reflectancia at-satelite para la banda “b”, y $\tau_{in,b}$ y $\tau_{out,b}$ son las transmitancia de la banda estrecha para la radiación solar entrante y para la radiación de onda corta reflejada de la superficie. Valores calibrados para C_b se obtuvieron de la tabla 3 para condiciones típicas climatológicas de Norte América.

Las transmitancias de la banda estrecha $\tau_{in,b}$ y $\tau_{out,b}$ fueron calculados por medio de la ecuación encontrada por Tasumi et al., (2005b). Tasumi et al. (2007), encontró buena estimación de la transmitancia para la banda específica con una ecuación similar en forma y estructura a la usada por Majumbar et al. (1972), Allen (1996) y Allen et al. (1998) para la transmitancia general del amplio espectro solar.

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 \cdot P_{air}}{K_t \cos \theta_h} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_h} \right] + C_5 \text{-----} (31)$$

Donde C_1 a C_5 son contantes dadas en la tabla 3, K_t es un coeficiente de “claridad” sin unidades, $0 < K_t \leq 1.0$ donde $K_t = 1.0$ es para aire limpio y $K_t = 0.5$ para un aire extremadamente turbio, sucio o contaminado, θ_h es el ángulo cenital solar (radianes) (θ_h se calculó igual que θ para una superficie horizontal(independientemente del terreno), P_{air}

es la presión del aire (kPa) y W es el agua precipitable en la atmósfera (mm). Usualmente K_t es igual 1.0.

La transmitancia saliente de la banda estrecha, $\tau_{out,b}$, se aproxima a la misma transmitancia entrante, pero en donde el ángulo cenital solar es igual a cero, representando la longitud de la trayectoria de la radiación vertical entre la superficie de la tierra y el sensor del landsat apuntando al nadir. Por lo tanto:

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 \cdot P_{air}}{K_t \cdot 1} - \frac{C_3 W + C_4}{1} \right] + C_5 \text{-----} (32)$$

La presión del aire y el agua precipitable se calcularon por mediciones reales de temperatura del aire y de la presión de vapor hechas en una estación meteorológica representativa para el tiempo de la imagen del satélite. La presión del aire se calculó usando la ley universal de los gases estandarizado por Allen et al (1998) y la ASCE-EWRI (2004):

$$P_{air} = 101.3 \left(\frac{T_{std_atm} + 273.16 - 0.0065z}{T_{std_atm} + 273.16} \right)^{5.26} = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \text{-----} (33)$$

Donde T_{std_atm} es la temperatura del aire (°C) para la atmósfera estándar, y z es la elevación media de la imagen sobre el nivel del mar (m). Se consideró la $T_{std_atm} = 20^\circ\text{C}$ según la ASCE-EWRI.

El agua precipitable se calculó según Garrison y Adler (1990) como:

$$W = 0.14 e_a P_{air} + 2.1 \text{-----} (34)$$

Dónde: e_a es la presión de vapor cercano a la superficie (kPa) en el tiempo de la imagen, medido en una estación meteorológica local.

Tabla 3. Números calibrados de Cb y C1-C5 para las bandas de onda corta de Landsat. (Tasumi, et al., 2007)

Términos	Banda1	Banda2	Banda3	Banda4	Banda5	Banda7
C1	0.987	2.319	0.951	0.375	0.234	0.365
C2	-0.00071	-0.00016	-0.00033	-0.00048	-0.00101	-0.00097
C3	0.000036	0.000105	0.00028	0.005018	0.004336	0.004296
C4	0.0880	0.0437	0.0875	0.1355	0.0560	0.0155
C5	0.0789	-1.2697	0.1014	0.6621	0.7757	0.639
Cb	0.640	0.310	0.286	0.189	0.274	-0.186

El paso final en el cálculo del albedo de la superficie para la banda estrecha fue integrar las reflectancias de la superficie en las bandas. El albedo de la superficie para la banda estrecha se calculó usando una ponderación similar a Starks et al. (1991):

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 [\rho_{s,b} \cdot W_b] \text{ ----- (35)}$$

Donde W_b son coeficientes de ponderación obtenidos de la tabla 4, usando coeficientes determinados por Tasumi et al., (2007). Los coeficientes de ponderación consideran el potencial de energía radiante en la superficie para el segmento del espectro electromagnético más cercana a la banda específica.

Tabla 4. Coeficientes de ponderación para las bandas de Landsat para el cálculo del albedo en la superficie para la banda estrecha (Tasumi et al., 2007)

Términos	Banda1	Banda2	Banda3	Banda4	Banda5	Banda7
Wb	0.254	0.149	0.147	0.311	0.103	0.036

5.4.2.2 Radiación de onda Corta Entrante ($R_{s\downarrow}$)

La radiación de onda corta entrante es el flujo de radiación solar directa y difusa que llega a la tierra (W/m^2) y representa una fuente principal de energía para la ET. Los cálculos de $R_{s\downarrow}$ bajo condiciones de cielo limpio se considera que tiene la misma o mejor exactitud que las mediciones de $R_{s\downarrow}$ de una estación meteorológica automatizada (Allen, 1996; Allen et al., 1998). $R_{s\downarrow}$ se calculó como una constante para el tiempo de la imagen, asumiendo condiciones de cielo limpio (cielo limpio es un prerrequisito para una imagen de satélite disponible), usando:

$$R_{s\downarrow} = G_{SC} \times \cos\theta \times d_r \times \tau_{SW} \text{ ----- (36)}$$

Dónde: G_{SC} es la constante solar ($1367 W/m^2$), $\cos\theta$ es el coseno del ángulo de incidencia solar, d_r es el inverso del cuadrado de la distancia relativa de la tierra al sol, y τ_{SW} es la transmitancia atmosférica de la banda ancha. τ_{SW} se calculó usando una función de ASCE-EWRI (2004) que considera los efectos del ángulo solar y el vapor de agua en la absorción de la radiación de onda corta con componentes separados de haz y radiación difusa.

$$\tau_{SW} = \tau_B + \tau_D \text{ ----- (37)}$$

Dónde: τ_B es el índice de transmisividad de radiación directa (adimensional) y τ_D es el índice de transmisividad para la radiación difusa (adimensional). La ecuación utilizada para el cálculo de τ_B fue hecha por Allen (1996) con coeficientes mejorados desarrollados por ASCE-EWRI (2004) para evaluaciones de los datos de radiación solar a través de los Estados Unidos:

$$\tau_B = 0.98 \exp \left[\frac{-0.00146 P_{air}}{K_t \cos\theta} - 0.075 \left(\frac{W}{\cos\theta} \right)^{0.4} \right] \text{ ----- (38)}$$

Dónde: P_{air} , W , K_t y $\cos\theta$ son como las definidas para las ecuaciones antes mencionadas en este texto.

El índice de transmisividad difusa de la banda ancha se estimó de τ_B siguiendo Allen (1996) como:

$$\tau_D = 0.35 - 0.36\tau_B \quad \text{Para } \tau_B \geq 0.15 \text{ ----- (39)}$$

$$\tau_D = 0.18 - 0.82\tau_B \quad \text{Para } \tau_B < 0.15 \text{ ----- (40)}$$

Para escenas no montañosas (es decir sin pendientes), $R_{s\downarrow}$ es considerado que tiene el mismo valor en todas las partes de la escena, y se calculó como una subrutina en el procesamiento de la imagen cuando se está calculando R_n .

5.4.2.3 Radiación de Onda Larga Saliente($R_{L\uparrow}$)

La radiación de onda larga saliente es el flujo de radiación térmico emitido de la superficie de la tierra a la atmósfera (W/m^2). Esta se calculó en METRICTM estimando la emisividad térmica de la superficie y la temperatura de la superficie. Como primer paso, los índices de vegetación fueron calculados y usados para estimar la emisividad térmica:

- A. Tres índices de vegetación son comúnmente usados y se calcularon con METRICtm para cada pixel. Estos fueron el Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI), Índice de Vegetación Ajustado al Suelo (SAVI), y el Índice de Área Foliar (LAI). Estos índices se calcularon usando los valores de reflectancia ($\rho_{t,b}$) al tope de la atmosfera (at-satélite). Para este modelo, NDVI fue usado para estimar la emisividad térmica y SAVI se usó para estimar el LAI y esta a su vez para estimar la rugosidad aerodinámica.

El NDVI es la relación entre las diferencias en reflectividades, para la banda del infrarrojo cercano ($\rho_{t,4}$) y la banda del rojo ($\rho_{t,3}$), y la de su suma:

$$NDVI = (\rho_{t,4} - \rho_{t,3}) / (\rho_{t,4} + \rho_{t,3}) \text{ ----- (41)}$$

Dónde: $\rho_{t,4}$ y $\rho_{t,3}$ son reflectividades at-satélite para la banda 4 y 3 respectivamente. El NDVI es un indicador sensible de la cantidad y condición de la vegetación verde.

El SAVI es un índice similar al del NDVI que trata de "sustraer" los efectos del fondo del suelo del NDVI por lo que el impacto de la humedad del suelo se reduce en el índice. SAVI se calculó como:

$$SAVI = (1 + L)(\rho_{t,4} - \rho_{t,3}) / (L + \rho_{t,4} + \rho_{t,3}) \text{ ----- (42)}$$

Dónde: L es una constante para el SAVI. Si L es cero, SAVI es igual al NDVI. Un valor de 0.5 frecuentemente aparece en la literatura para L.

El LAI es la relación del área total de todas hojas en la planta al área de suelo representado por la planta. El LAI se calculó usando la siguiente ecuación empírica desarrollado por Trezza et al., (2002). :

$$LAI = 11 \cdot SAVI^3; \quad \text{Para } SAVI \leq 0.817 \text{ ----- (43)}$$

$$LAI = 6; \quad \text{Para } SAVI > 0.817 \text{ ----- (44)}$$

Dónde: SAVI es el SAVI para el sur de Idaho usando un valor para L de 0.1.

- B. Emisividad de la Superficie (ϵ) es la relación de la energía térmica radiada por la superficie entre la energía térmica radiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. METRICTM utiliza dos emisividades de superficie, el primero es una emisividad que representa el comportamiento de la superficie para la emisión térmica en la relativamente estrecha banda 6 del landsat (10.4 a 12.5 μ m),

expresada como ϵ_{NB} . La segunda es una emisividad que representa el comportamiento de la superficie para la emisión térmica en el amplio espectro térmico (6 a 14 μm), expresado como ϵ_0 . ϵ_{NB} se usó para el cálculo de la temperatura de la superficie (T_s) y ϵ_0 se usó para el cálculo de la emisión total de radiación de onda larga de la superficie.

Las emisividades se calcularon según Tasumi et al. (2003c):

Para NDVI>0

$$\epsilon_{NB}=0.97+0.0033 \text{ LAI}; \quad \text{Para LAI} \leq 3 \text{ ----- (45)}$$

$$\epsilon_0=0.95+0.01 \text{ LAI}; \quad \text{Para LAI} \leq 3 \text{ ----- (46)}$$

$$\epsilon_{NB}=0.98 \text{ y } \epsilon_0=0.98!; \quad \text{Para LAI} > 3 \text{ ----- (47)}$$

Se realizó una corrección para la radiancia térmica de la superficie (R_c) utilizando la ecuación desarrollada por Wukelic et al. (1989):

$$R_c = \frac{L_6 - R_p}{\tau_{NB}} - (1 - \epsilon_{NB})R_{sky} \text{ ----- (48)}$$

Dónde: L_6 es la radiancia espectral de la banda 6 ($\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), R_p es la radiancia registrada en la banda de 10.4-12.5 μm , R_{sky} es la radiación térmica baja de la banda estrecha para un cielo limpio ($\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), τ_{NB} es la transmisividad del aire en la banda estrecha (10.4-12.5 μm). Las unidades para R_c son $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$.

La radiancia térmica corregida (R_c) representa la radiancia emitida real de la superficie mientras L_6 es la radiancia que observa el satélite. Entre la superficie y el satélite ocurren dos cosas. Primero, algo de la radiación emitida es absorbida y reflejada por la atmósfera (transmisividad) y no llega al satélite. Segundo, la radiación térmica es emitida por la atmósfera en dirección del satélite (Path radiancia) y el satélite “piensa” que esta es de la superficie.

Allen et al. (2007a) sugiere $R_p=0.91$, $\tau_{NB}=0.866$ y $R_{sky}=1.32$ para condiciones de aerosol, para el sur de Idaho, estos mismos valores fueron tomados para este estudio. Afortunadamente, los efectos de los tres parámetros sobre R_c son en gran medida auto-anulados y el uso de la L6 sólo proporciona una corrección atmosférica general para la mayoría de las condiciones de cielo claro y la atmósfera parece ser precisa para T_s alrededor de 290 a 300 °K.

La temperatura de la superficie fue calculada usando la siguiente ecuación modificada por Planck:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{R_c} + 1\right)} \text{-----} (49)$$

Dónde: T_s es la temperatura de la superficie (K), R_c es la radiancia térmica corregida de la superficie y K_1 y K_2 son constantes para imágenes Landsat (Tabla 5). Las unidades para R_c debe ser la misma que las de K_1 ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$).

Tabla 5. Constantes K_1 y K_2 para Landsat 5 TM(Markham y Barker, 1986) en $W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$.

	K_1	K_2
Landsat 5, banda 6	607.76	1260.56

La radiación de onda larga saliente ($R_{L\uparrow}$) se calculó usando la ecuación de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \sigma T_s^4 \text{-----} (50)$$

Dónde: ϵ_0 es la emisividad de la superficie para la banda ancha (adimensional), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8}\ W\ m^{-2}\ K^{-4}$) y T_s es la temperatura de la superficie (K).

5.4.2.4 Radiación de Onda Larga Entrante ($R_{L\downarrow}$)

La radiación de onda larga entrante es el flujo de radiación térmica descendente procedente de la atmosfera (W/m^2). Este se calculó usando la ecuación de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \text{-----} (51)$$

Dónde: ε_a es la emisividad atmosférica efectiva (adimensional), σ es la constante de Stefan-Boltzman ($5.67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$) y T_a es la temperatura del aire cercano a la superficie (K). Para poder estimar el ε_a se utilizó la ecuación empírica desarrollada por Bastiaanssen (1995) usando coeficientes desarrollados por Allen (2000) para datos coleccionados de alfalfa en Idaho:

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{SW})^{0.09} \text{-----} (52)$$

Dónde: τ_{SW} es la transmisividad atmosférica de la banda ancha para la radiación de onda corta.

Por lo tanto la ecuación para el cálculo de la $R_{L\downarrow}$ se considero como lo siguiente:

$$R_{L\downarrow} = 0.85 \times (-\ln \tau_{SW})^{0.09} \times \sigma \times T_a^4 \text{-----} (53)$$

5.4.2.5 Solución de la Ecuación del Balance de la radiación de la superficie (R_n)

Conociendo los valores del albedo, emisividad, el valor constante de la radiación solar entrante y las radiaciones de onda larga tanto entrantes como salientes, es posible estimar el balance de la radiación neta de la superficie.

Los valores de R_n pueden variar desde 100 hasta 700 W/m², dependiendo de la superficie.

5.4.2.6 Datos Meteorológicos y la ET de referencia

Datos Meteorológicos horarios (o periodos más cortos) de una estación meteorológica relevante necesitan ser recogidos y estar sujetos a control de calidad.

La evapotranspiración de referencia es la tasa de ET esperada para una superficie bien definida de Alfalfa con cobertura total o de un pasto bien recortado. La ET de referencia basado en la alfalfa (ET_r) se usó en METRICTM para estimar la ET en el Pixel "Frio" y para calcular la fracción de la Et de referencia (ET_r/F).

La ET de referencia estimada es usada para calibrar el proceso del balance de energía y por lo tanto la exactitud y la calidad del mapa de la ET serán solamente tan buenas dependiendo de la calidad de la ET de referencia estimada, los cuales estos mismos serán tan buenos dependiendo de la calidad de los datos meteorológicos.

La ET de referencia se calculó para una alfalfa de referencia de 0.5m de altura como la que representa la ASCE-EWRI para la ecuación de Penman-Monteith estandarizada (ASCE-EWRI, 2004). La alfalfa de referencia es necesaria ya que la altura de referencia de 0.5 m se ajusta más a algún lugar de la imagen que tiene un índice de vegetación alto y una temperatura fría, representando a las condiciones cercanas a la máxima ET.

La ET_r de referencia para una alfalfa de 0.5 m de altura tiende en promedio de 20 a 30% a ser mayor que la ET_o de referencia para un Pasto de estación fría con una altura de 0.12 m.

ET_r se calculó con datos horarios de la estación meteorológica nombrada "Perico 2" con coordenadas Latitud=28.9417 y Longitud=-11.347 perteneciente a la red de estaciones meteorológicas del estado de sonora, dichos datos se descargaron de la pagina web www.agroson.org.mx, y se usó el software REF-ET desarrollado por la Universidad de Idaho.

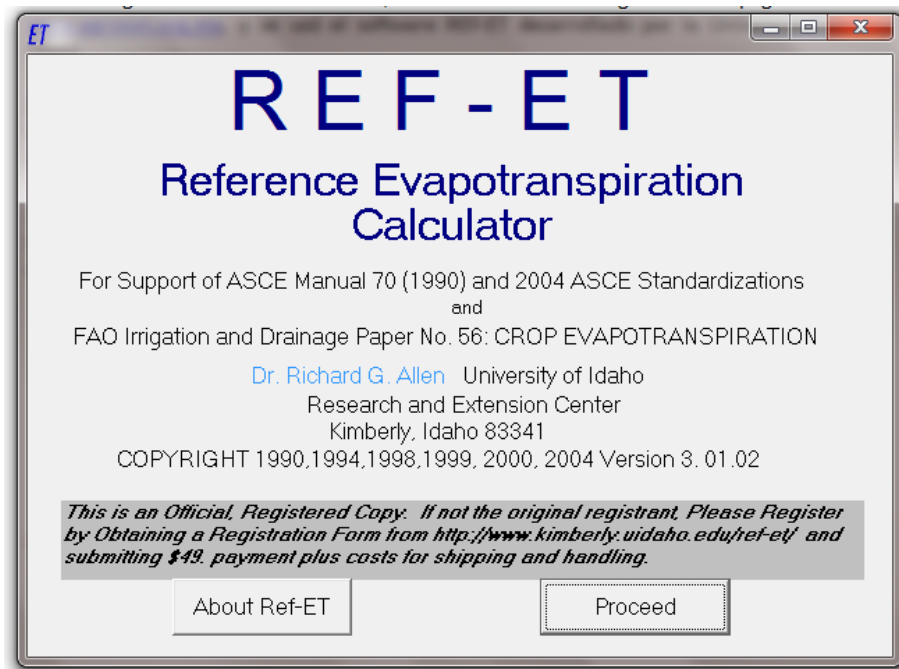


Figura 7. Imagen de inicio del REF-ET

Los datos Meteorológicos horarios que se usaron para la estimación de la ET_r con el Software REF-ET fueron la Temperatura Mínima, la Temperatura Máxima, Humedad Relativa Promedio, Radiación Solar y Velocidad del Viento.

Los Datos Meteorológicos se ordenaron en columnas y fueron guardados en un archivo con formato de texto (es decir ASCII), esto debido a que el programa reconoce los datos de entrada solamente para este tipo de formato.

DOY	HORA	TMAX	TMIN	HRP	RS	VV
68	0	14.3	13.1	64.4	0.000	0.6
68	1	13.0	11.9	70.1	0.000	0.4
68	2	11.5	10.2	75.6	0.000	0.1
68	3	10.6	10.1	75.9	0.000	0.7
68	4	10.4	9.6	77.2	0.000	0.7
68	5	10.3	9.2	78.8	0.000	0.8
68	6	10.2	9.4	79.2	6.000	0.9
68	7	15.6	10.7	65.9	126.000	1.4
68	8	20.1	16.9	49.3	322.000	1.0
68	9	23.5	20.6	39.3	510.000	1.1
68	10	25.5	24.0	32.2	661.000	1.4
68	11	27.5	25.4	28.1	761.000	1.6
68	12	29.2	27.9	22.1	802.000	1.5
68	13	30.8	29.4	17.9	778.000	1.1
68	14	31.3	30.8	15.4	698.000	1.1
68	15	32.4	31.5	14.5	555.000	1.2
68	16	31.4	31.1	15.3	371.000	1.8
68	17	31.1	28.9	18.8	167.000	2.0
68	18	28.4	24.0	29.8	19.000	2.0
68	19	24.6	23.5	31.0	0.000	2.7
68	20	23.9	23.2	29.4	0.000	2.9
68	21	22.7	21.2	32.2	0.000	2.0
68	22	19.7	16.0	51.4	0.000	0.6
68	23	16.1	15.7	57.8	0.000	0.6
69	0	15.9	14.1	60.6	0.000	0.1
69	1	14.2	13.3	65.5	0.000	0.5
69	2	13.2	12.8	66.3	0.000	0.4
69	3	12.7	12.2	66.9	0.000	0.5
69	4	12.7	11.7	66.5	0.000	0.6
69	5	13.3	11.8	64.8	0.000	1.2
69	6	14.3	12.5	59.7	7.000	1.7

Figura 8. Formato de entrada de datos meteorológico que usa el REF-ET.

A continuación se muestra de manera visual El procedimiento general para el uso del software:

- a) Se introdujo el archivo tipo texto:

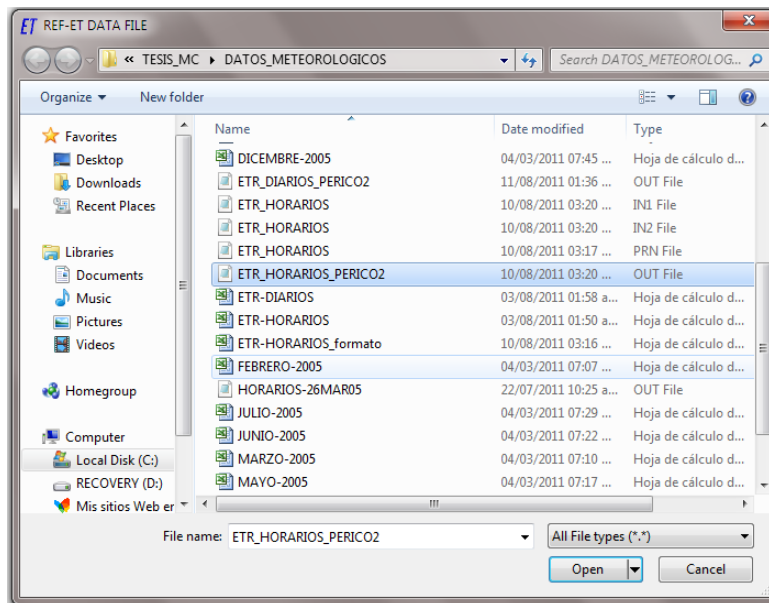


Figura 9. Selección de archivos de entrada en el REF-ET.

- b) Se describió el orden de los parámetros del archivo que contiene los datos meteorológicos y las unidades usadas.

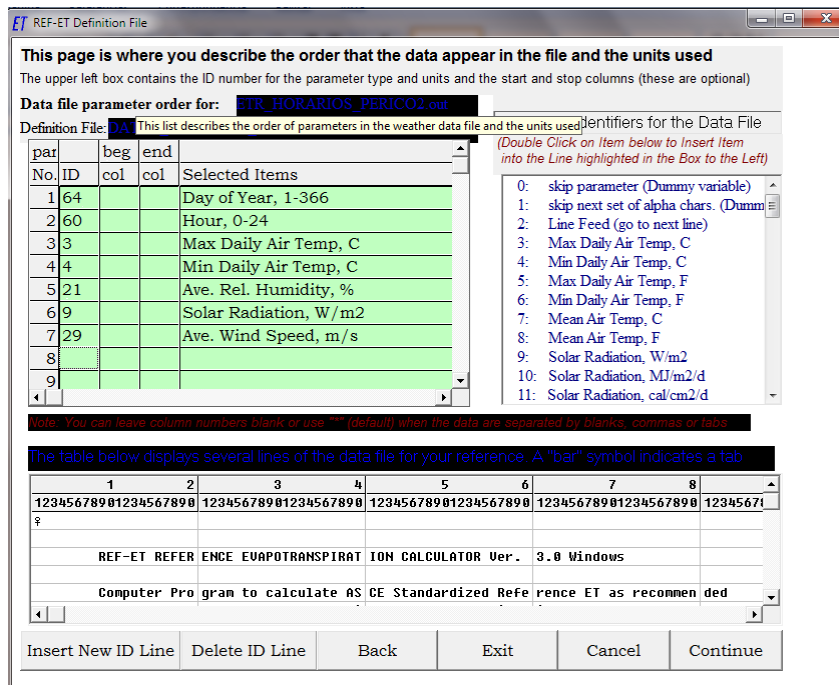


Figura 10. Especificación del orden de los parámetros y sus unidades en el REF-ET.

- c) En este paso se anexaron la ubicación y algunas características físicas de la estación meteorológica y de sus instrumentos de medición.

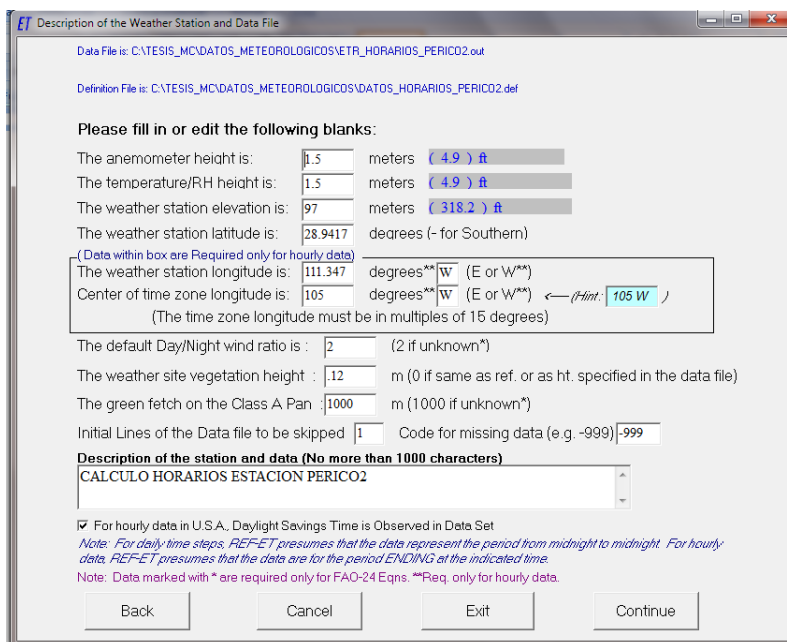


Figura 11. Características físicas de la ubicación la estación meteorológica en el REF-ET.

d) Por último se definió las características de salida y las ecuaciones que estimaron la ET_r , además se indica la ruta en donde se guardará el archivo generado y como paso final se despliega los resultados en la pantalla.

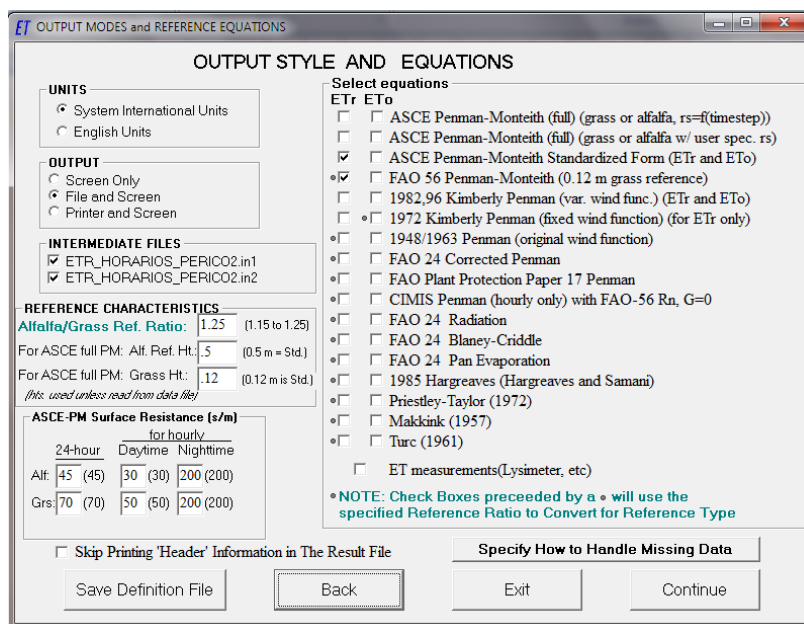


Figura 12. Especificación de la ecuación que estima ET_r y sus características de salida en el REF-ET.

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax	Tmin	Rs	Wind	DewP	ASCE stPM ETr	FAO 56PM ETr
					C	C	W/m2	m/s	C	mm/h	mm/h
3	9	0	68	0	14.30	13.10	0	.60	7.11	0.00	0.00
3	9	0	68	100	13.00	11.90	0	.40	7.16	-.01	-.01
3	9	0	68	200	11.50	10.20	0	.10	6.72	-.02	-.02
3	9	0	68	300	10.60	10.10	0	.70	6.29	0.00	-.01
3	9	0	68	400	10.40	9.60	0	.70	6.20	0.00	-.01
3	9	0	68	500	10.30	9.20	0	.80	6.25	0.00	-.01
3	9	0	68	600	10.20	9.40	6	.90	6.37	0.00	0.00
3	9	0	68	700	15.60	10.70	126	1.40	6.93	.10	.06
3	9	0	68	800	20.10	16.90	322	1.00	7.68	.25	.22
3	9	0	68	900	23.50	20.60	510	1.10	7.58	.40	.40
3	9	0	68	1000	25.50	24.00	661	1.40	7.04	.57	.57
3	9	0	68	1100	27.50	25.40	761	1.60	6.53	.69	.68
3	9	0	68	1200	29.20	27.90	802	1.50	4.84	.75	.75
3	9	0	68	1300	30.80	29.40	778	1.10	3.11	.71	.73
3	9	0	68	1400	31.30	30.80	698	1.10	1.76	.67	.68
3	9	0	68	1500	32.40	31.50	555	1.20	1.64	.59	.58
3	9	0	68	1600	31.40	31.10	371	1.80	1.83	.54	.48
3	9	0	68	1700	31.10	28.90	167	2.00	3.73	.42	.34

Figura 13. Hoja de cálculo de la evapotranspiración de referencia arrojada por el REF-ET.

5.4.2.7 Selección del Pixel “Frio” y Caliente”

Para el Proceso de METRIC™ se utilizaron dos Pixeles de “Anclaje” con el propósito de fijar condiciones extremas o límites para el balance de energía. Estos son identificados en METRIC™ como el Pixel “caliente” y “frio” y se localizaron en el área de interés.

El Pixel “Frio” (Algunas veces referido como el Pixel “húmedo”) se seleccionó para un cultivo húmedo, bien regado y teniendo una superficie totalmente cubierta por vegetación. La temperatura de la superficie y la temperatura del aire cercano a la superficie se asume que es similar en este pixel.

El Pixel “Caliente” (algunas veces referido como el Pixel “Seco”) se seleccionó para un campo agrícola desnudo y seco donde la ET se asume que es cero.

a) Selección del Pixel “Frio”

El pixel frio es usado en METRIC™ para definir que ocurre en áreas de la imagen que están bien regadas y con cobertura total de vegetación. Se presume que estas áreas representan los casos donde la cantidad máxima o cercana a la máxima de energía disponible está siendo consumida por evaporación.

Se utilizó herramientas del Software ERDAS Imagen para la identificación de este Pixel, y se siguieron los pasos descritos a continuación:

- i. Se abrió el corte de la imagen de interés con un falso color (combinación de capas 4,3,2), esta combinación se recomienda para la identificación general de vegetación, despliega la imagen en diferentes tonalidades de rojos y se argumenta que a mayor intensidad de rojo mayor vegetación.
- ii. En una vista se abrió la imagen de la Temperatura de la superficie con la opción de Pseudo color, se usaron los atributos del Raster para observar el rango de los

valores de la T_s más fríos, posteriormente se realizó una degradación del color para estos valores como se ilustra en la Figura 14.

- iii. En una segunda vista se desplegó la imagen del Índice del área foliar en Pseudo color y se seleccionó un rango en donde se presentaban los mayores valores para este Índice, posteriormente se aplicó un degradación de color en el rango seleccionado, como se muestra en la Figura 14.
- iv. Se realizó un link entre las imágenes abiertas y se propuso un primer pixel frío, se recomienda que se tengan varias propuestas de pixeles fríos con características similares en diferentes puntos de la imagen y por último se seleccionó el más apto, que es el que sea un cultivo agrícola con la mayor cobertura vegetativa y con la temperatura más fría.
- v. Una recomendación que es muy importante es que el pixel elegido esté alrededor de 20 a 30 Km de la estación meteorológica seleccionada para la obtención de los datos.

Generalmente para las imágenes de satélite en estudio se establecieron varios posibles Pixeles “Fríos”, estos se hicieron según la apreciación de los colores en la imagen, se muestra a continuación un ejemplo ilustrativo:

Para este ejemplo en particular se creó un mapa de color graduado para la T_s (Izquierda) sobre un rango de 300-305 K (Figura 14). En esta imagen se representó a la temperatura de 300°K con el color Azul y de rojo a los pixeles que tenían los valores cercanos a 305 K, también se ocupó un mapa del LAI(Derecha) a los cuales se le asignaron valores del rango de 3 a 4, esto siguiendo el criterio que recomienda la literatura para un cultivo de cobertura total(alfalfa), es importante mencionar que no es posible respetar este rango en todas las imágenes ya que no siempre existen cultivos que tengan este tipo de características para el LAI, en este estudio se tomaron siempre los valores mayores de

este índice para cada imagen como parámetro para poder escoger un cultivo que tuviera la mayor cobertura posible.

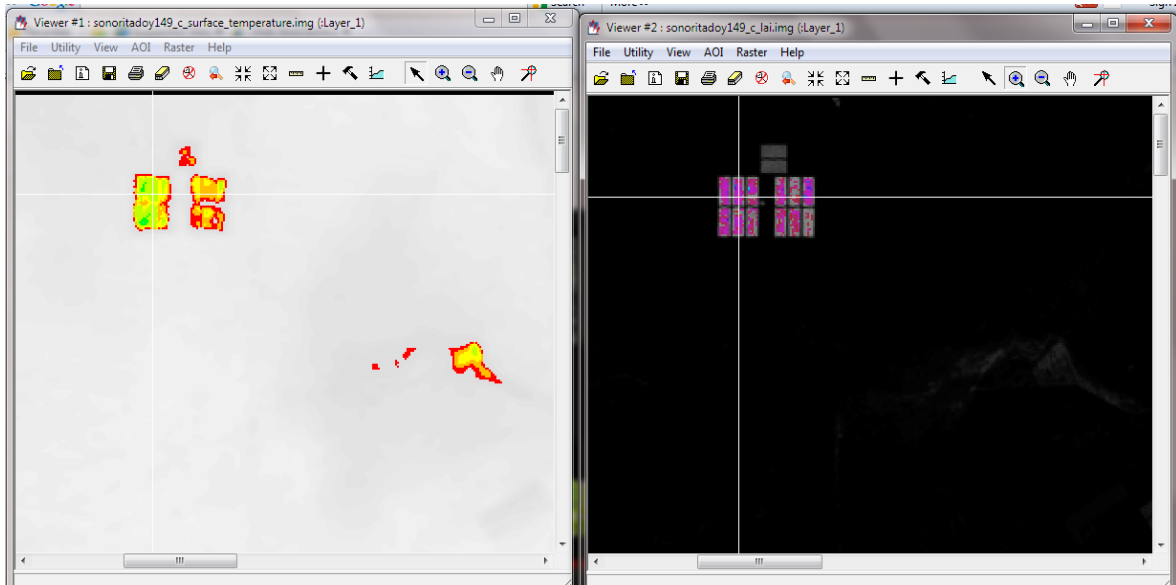


Figura 14. Imagen Landsat 5 TM con un Path=35 y Row=40, Imagen coloreada de la T_s (Izquierda, $300^{\circ}\text{K}=\text{Azul}$ a $305^{\circ}\text{K}=\text{Rojo}$) e imagen del LAI (Derecha, LAI=3 a 4 de Café-Verde)

b) Selección del Pixel “Caliente”

La magia de METRICTM es el medio utilizado para predecir el calor sensible (H) para cada pixel de la imagen. Valores para H se distribuye a través de una imagen de acuerdo a la temperatura de la superficie (T_s). Esto se hace usando una función “dT vs T_s ” donde dT es la diferencia entra la temperatura del aire muy cercana a la superficie (a 0.1 m de altura sobre el plano de desplazamiento cero, d) y la temperatura del aire a 2 m de altura sobre el plano de desplazamiento cero. METRICTM presume un cambio lineal en dT con respecto a T_s . La ecuación lineal de dT vs T_s se desarrolla mediante el uso de los valores de dT para los píxeles fríos y calientes. El dT en el pixel caliente se determina a partir de H, suponiendo que $H=Rn-G$ o cercanamente. Por lo tanto, el pixel caliente debe estar ubicada donde exista poco o ninguna ET.

Para el pixel “caliente” se seleccionó aquel que perteneciera a un suelo agrícola seco y desnudo donde se asumió que no se estaba llevando a cabo la evapotranspiración, y que además presentara una de las temperaturas más altas en la imagen y con esto conseguir fijar el otro pixel extremo.

Cuando se tenía precipitación en el lugar de interés tres o cuatro días antes de tomarse la imagen, se consideraba que el pixel caliente presentaba algo de ET. En este caso se asumió que $H=Rn-G-ET_{\text{suelo desnudo}}$, donde $ET_{\text{suelo desnudo}}$ fue previsto por la operación de un balance hídrico del suelo diario usando datos meteorológicos medidos en tierra.

Para la selección del pixel “caliente” se desplegó el corte de la imagen con color verdadero (capas 4-3-2) con el Software Erdas Imagen, además se abrió la imagen de la T_s en Pseudo color y se realizó un link entre las dos imágenes. En los atributos de la T_s , en la columna llamada color se seleccionaron un rango de pixeles en donde se asumió que podría estar el extremo caliente de la imagen (pixel “caliente”) a dicho rango se le realizó una degradación de color, se seleccionaron varios pixeles representativos y después de analizar las características de cada uno se estableció el pixel que sirvió de extremo seco en la imagen.

Como apoyo adicional se usaron las imágenes mostradas por el Google Earth ya que estas cuentan con una mayor resolución, solo para corroborar que verdaderamente el pixel que se seleccionó era la de una parcela agrícola.

5.4.3 Ecuación del balance de la energía

El flujo de la radiación neta (R_n) es la cantidad neta de la energía radiante que está disponible en la superficie para calentar el suelo, calentar el aire, o para evapotranspirar. Esto es escrito como la ecuación del balance de la energía:

$$R_n = G + H + LE \text{ ----- (54)}$$

Dónde: R_n es la radiación neta de la superficie (W/m^2), G es el flujo del calor del suelo (W/m^2), H es el flujo del calor sensible del aire (W/m^2), y LE es el flujo del calor latente (energía consumida por evaporación, W/m^2).

Después de haber calculado la R_n se procedió a calcular el flujo de calor del suelo (G) y el flujo de calor sensible (H) y con esto conocer el flujo de calor latente (LE).

El LE se calculó como un residual de la energía radiante neta después de haber substraído el flujo de calor del suelo y el flujo del calor sensible como se muestra en la ecuación 12.

5.4.3.1 Flujo del calor del suelo (G)

Flujo de calor del suelo es la tasa de almacenamiento de calor en el suelo y la vegetación debido a la conducción.

Para este estudio se utilizaron las formulas empíricas generadas por Tasumi et al., (2003b) en donde utilizo datos de flujo de calor de suelo coleccionados por el Dr. J.L.Wright, USDA-ARS para cultivos irrigados cercanos a Kimberly, Idaho. Para el cálculo de esta variable se usaron las ecuaciones 14 y 15 plasmadas anteriormente.

Se recomienda cotejar los valores de G con las mediciones reales sobre el terreno.

5.4.3.2 Flujo del calor sensible (H)

Es la relación de la pérdida de calor del aire por convección y conducción, debido a una diferencia de temperaturas. El cálculo se realizó con un gradiente de temperatura unidimensional y aerodinámica basado en la ecuación de transporte de calor:

Monteith (1963) mostró que es posible simplificar el cálculo del flujo del calor sensible de superficies naturales por medio de un enfoque de “resistencia”. Se puede concebir el flujo de calor sensible como un proceso análogo al flujo de corriente eléctrica. En una analogía a la ley de Ohm’s, se puede utilizar la ecuación 16, en donde básicamente depende de la relación de un gradiente de temperatura entre la resistencia aerodinámica al flujo de calor sensible.

De lo anterior se puede deducir que el flujo de calor sensible incrementa cuando decrece la resistencia aerodinámica al transporte de calor (r_{ah}).

Para poder realizar el cálculo de la densidad del aire se utilizó la ecuación 17, esta ecuación usa una presión atmosférica media y la ley universal de los gases, simplificado por efecto de la presión de vapor.

Para poder calcular P se utilizó la formula estandarizada por Allen et al.(1998) y ASCE-EWRI(2004) (Ecuación 33).

El flujo del calor sensible (H) es una función del gradiente de temperatura sobre la superficie, la rugosidad de la superficie y la velocidad del viento. La ecuación 16 es difícil de resolver porque r_{ah} y dT son desconocidos. Para facilitar el cálculo se utilizaron dos pixeles de “anclaje” (donde valores confiables para H son estimados) y se resolvió dT satisfaciendo dicha ecuación, dada la rugosidad aerodinámica y la velocidad del viento a una altura dada.

Una corrección para r_{ah} fué necesaria, para tener en cuenta los efectos de la flotabilidad (viento ligero en la superficie). Sin embargo, H es necesario para hacer esta corrección.

Por lo tanto, una solución iterativa es usada para ambos, H y r_{ah} .

Durante la primera iteración, la resistencia aerodinámica al transporte de calor (r_{ah}) se consideró para condiciones de estabilidad atmosférica neutral (Ecuación 18).

La velocidad de fricción (u^*) es calculada durante la primera iteración usando la ley logarítmica del viento para condiciones neutrales de la atmósfera (Ecuación 19). u^* representa una característica de las velocidades del flujo y se refiere a la eficacia del intercambio turbulento sobre la superficie.

Los siguientes pasos fueron usados para el cálculo del flujo del calor sensible (H):

- a. La velocidad del viento a la altura de mezclado (200 m por encima de la superficie) se calculó usando la velocidad de fricción (u^*) en la estación meteorológica.

La velocidad de fricción (u^*) en la estación meteorológica es calculado asumiendo condiciones neutrales de la atmosfera usando ecuación 19.

El cálculo de U^* requiere de una velocidad del viento medida (u_x) a una altura conocida (z_x) para el tiempo de la imagen del satélite. Esta medida se toma a partir de los datos meteorológicos que se creó anteriormente en el proceso METRIC™.

La longitud de rugosidad de momento (z_{om}) se estimó empíricamente de la altura promedio de la vegetación alrededor de la estación meteorológica usando la siguiente ecuación (Brutsaert, 1982):

$$z_{om} = 0.12h \text{ ----- (55)}$$

Dónde: h es la altura de la vegetación (m).

- b. La velocidad del viento a la altura de mezclado sobre la estación meteorológica se calculó usando u_* . U_{200} es calculado usando la ecuación reorganizada siguiente:

$$u_{200} = u_* \times \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k} \text{ ----- (56)}$$

Dónde: u_* es la velocidad de fricción en la estación meteorológica y z_{om} es la longitud de la rugosidad para la estación meteorológica.

- c. En la primera iteración para H, la velocidad de fricción (u_*) para cada pixel es calculado internamente con el modelo de procesamiento de la imagen usando la longitud de la rugosidad específica para cada pixel y donde U_{200} se asume que es constante para todos los pixeles de la imagen ya que se define que lo que ocurre a una altura de mezclado no se afecta por las características de la superficie. Por lo tanto la ecuación:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \text{ ----- (57)}$$

Dónde: z_{om} es la longitud de la rugosidad de momento particular para cada pixel.

Rugosidad de Momento la longitud de la rugosidad de momento (Z_{om}) para cada pixel fue calculado usando la siguiente ecuación empírica desarrollada por Tasumi(2003):

$$Z_{om} = 0.018 \times LAI \text{ ----- (58)}$$

Dónde: Z_{om} tiene unidades de metros y LAI es adimensional.

Un valor para z_{om} puede ser calculado usando la ecuación 55, sin embargo la constante (0.12) puede variar dependiendo del tipo de vegetación representada por el pixel (para cultivos agrícolas, 0.12 es usado; para un bosque abierto, 0.2 puede ser más apropiado, para un dosel del bosque cerrado, un valor menor que 0.2 puede ser apropiado).

- d. La resistencia aerodinámica para el transporte de calor (r_{ah}) se calculó para la primera iteración usando el modelo U^* del paso 3. Una serie de iteraciones es requerido para determinar el valor de r_{ah} para cada periodo que consideren los impactos de inestabilidad (es decir flotabilidad) en r_{ah} y H. un r_{ah} inicial es calculado usando la ecuación 18 asumiendo condiciones neutrales de la atmósfera. z_1 es la altura justo encima del plano de desplazamiento cero ($d \cong 0.67 \times \text{altura de la vegetacion}$) para la superficie o el dosel de la vegetación y z_2 está a cierta distancia sobre el plano de desplazamiento cero, pero por debajo de la altura de la capa límite de superficie. Basados sobre trabajos previos por Bastiaanssen (1995) y experiencias sobre aplicaciones de METRICTM, valores de 0.1 m para z_1 y 2.0 m para z_2 son usados en METRICTM. $z_1 = 0.1$ m se asume que es mayor que la longitud de la rugosidad aerodinámica para la transferencia de calor sensible (z_{oh} , donde $z_{oh} \sim 0.1 z_{om} \sim 0.01H$) para vegetación densa y $z_2 = 2$ m es lo suficientemente bajo que se puede suponer que se encuentra en la capa límite de equilibrio por encima de la mayoría de las superficies, incluso las de la extensión del área pequeña.
- e. Para calcular el flujo de calor sensible (H) de la ecuación, fue necesario definir para cada pixel la diferencia de temperatura cercana a la superficie (dT). dT es definido como $dT = T_{z1} - T_{z2}$ donde T_{z1} y T_{z2} son las temperaturas del aire a la altura z_1 y z_2 para un pixel en particular. Por lo tanto, el modelo METRICTM y SEBAL calculó dT para cada pixel asumiendo una relación lineal entre dT y T_s que se calibra para cada imagen de satélite, para compensar las incertidumbres en la temperatura de la superficie aerodinámica T_s y la temperatura del aire:

$$dT = b + aT_s \text{-----} (59)$$

Donde a y b son coeficientes de regresión. Para definir estos coeficientes, METRICTM usa dos pixeles de anclaje donde un valor para H puede ser estimado fiablemente.

e.1. En el pixel “frio” se define el flujo de calor sensible en METRICTM como $H_{cold} = R_n - G - LE_{cold}$ de la ecuación $R_n = G + H + LE$.

La experiencia en Idaho muestra que los campos agrícolas “cercanamente más frios” (húmedo) en una imagen de satélite (cuando está a cobertura total o LAI>4) tienen relaciones de ET que son típicamente de aproximadamente 5% mayor que el de la ET de referencia (ET_r).

Esto es debido a que, para una gran población de campos, algunos campos pueden tener una superficie de suelo húmedo debajo de un dosel con vegetación completa que tienden a aumentar la tasa total de ET a aproximadamente 5% por encima de la de la norma ET_r. Por lo tanto, la evapotranspiración para el pixel frio (ET_{cold}) seleccionado de la imagen del satélite se supone que es $1.05 \times ET_r$.

H_{cold} se calculó en una hoja de cálculo como: $H_{cold} = R_n - G - 1.05\lambda ET_r$ y entonces dT_{cold} fue estimado en una hoja de cálculo usando el inverso de la ecuación 16 quedando la ecuación siguiente:

$$dT_{cold} = H_{cold} \times r_{ah_{cold}} / (\rho_{cold} \times c_p) \text{-----} (60)$$

Existen excepciones para poder utilizar la relación $ET_{cold} = 1.05 ET_r$ debido a que existen estaciones temporales del cultivo donde el LAI, incluso de los píxeles más verdes y más fresco, es menor que el de la alfalfa (alfalfa a 0.5 m). En estos casos, una relación de $ET_{cold} / ET_r = f(NDVI)$ pueden ser desarrollados para la imagen en

base al juicio del operador o en base a los datos locales. ET estimada con METRIC™ para cultivos agrícolas en el sur de Idaho (Tasumi et al., 2005a), proporciona una relación general de ET_{cold}/ET_r como $ET_{cold}/ET_r=1.25$ a 1.30 NDVI.

e.2 En el pixel “caliente”, $H_{hot}=Rn-G-\lambda ET_{hot}$; donde ET_{hot} se asumió que era cero o cercanamente a cero, para un campo agrícola caliente (seco) teniendo una vegetación no verde y con una capa superficial de suelo seco. Los datos meteorológicos fueron checados para ver si existió alguna precipitación 1-10 días antes de la fecha de la imagen, en dado caso de encontrar esta condición en alguna de las imágenes entonces ET_{hot} fue estimado usando un modelo de balance hídrico tal como está en FAO56 (Allen et al., 1998) y se le dio seguimiento a la humedad del suelo del pixel “caliente” hasta llegar al día en que fue tomada la imagen.

H_{hot} para el pixel caliente fue estimado en una hoja de cálculo y dT_{hot} fue calculado de la ecuación:

$$dT_{hot} = H_{hot} \times r_{ah_{hot}} / (\rho_{hot} \times C_p) \text{-----} (61)$$

Los coeficientes b y a son calculados ahora para la relación lineal mostrada en la ecuación 59 donde:

$$a = \frac{dT_{hot} - dT_{cold}}{T_{s\ hot} - T_{s\ cold}} \text{-----} (62)$$

Y

$$b = dT_{hot} - aT_{s\ hot} \text{-----} (63)$$

f. Una aproximación para la temperatura del aire (T_a) para cada pixel fue calculado como $T_a=T_s-dT$ y una aproximación para la densidad del aire (ρ) se calculó en una hoja de cálculo para los pixel de “anclaje” y en el modelo de procesamiento de la imagen para todos los pixeles.

- g. El flujo del calor sensible (H) para cada pixel es calculado en METRIC™ usando la ecuación 16, esta es la primera estimación de H y es hecha asumiendo condiciones neutrales de la atmosfera.
- h. Con el fin de dar cuenta de los efectos de empuje generadas por calentamiento de la superficie, METRIC™ aplica la teoría de Monin-Obukhov en un proceso iterativo. Las condiciones de estabilidad atmosférica tienen un gran efecto sobre la resistencia aerodinámica (r_{ah}) y debe estar considerada en el cálculo del flujo del calor sensible (H), especialmente para condiciones secas. METRIC™ y SEBAL repiten el cálculo de H a través de un número de iteraciones, cada uno corrigiéndose por efectos de flotabilidad hasta que el valor para r_{ah} se estabilice. Normalmente la estabilización ocurre después de cuatro o cinco iteraciones. La longitud Monin-Obukhov (L) es usado para definir las condiciones de estabilidad de la atmósfera en el proceso iterativo (nota, esta no es la misma “L” que se usa en el cálculo del SAVI). L es la altura a la que las fuerzas de flotabilidad y la mezcla mecánica son iguales. Este fue calculado como una función del flujo de calor y momento

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \text{-----} (64)$$

Donde ρ es la densidad del aire (kg/m^3), c_p es el calor específico del aire ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), u_* es la velocidad de fricción (m/s), T_s es la temperatura de la superficie (K), g es la constante gravitacional ($9.807 \text{ m}/\text{s}^2$) y H es el flujo de calor sensible (W/m^2). Si $L < 0$ la atmósfera es considerada inestable; si $L \geq 0$ la atmósfera es considerada estable.

Dependiendo de las condiciones atmosféricas, los valores de las correcciones de estabilidad integradas para el momento y el transporte de calor (ψ_m y ψ_h) fueron hechas usando las formulaciones por Paulson (1970) y Webb (1970):

Si $L < 0$ (condiciones inestables):

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTAN}(x_{(200m)}) + 0.5\pi \text{ ----- (65)}$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2} \right) \text{ ----- (66)}$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(0.1m)}^2}{2} \right) \text{ ----- (67)}$$

Dónde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0.25} \text{ ----- (68)}$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0.25} \text{ ----- (69)}$$

$$x_{(0.1m)} = \left(1 - 16 \frac{0.1}{L} \right)^{0.25} \text{ ----- (70)}$$

Si $L \geq 0$ (condiciones estables)

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \text{ ----- (71)}$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \text{ ----- (72)}$$

$$\Psi_{h(0.1m)} = -5 \left(\frac{0.1}{L} \right) \text{ ----- (73)}$$

Obsérvese que la ecuación 71 utiliza un valor de 2 m en lugar de 200 m, porque se supone que, en condiciones estables, la altura de la capa de flotabilidad inercial estable es del orden de sólo unos pocos metros. El uso de un valor mayor que 2 m para la altura puede causar inestabilidad en el modelo numérico.

Para condiciones neutrales (L=0): H=0 y Ψ_m y $\Psi_h=0$

- i. Un valor corregido para la velocidad de fricción (U_*) fue usada para cada iteración sucesiva como:

$$u_* = \frac{u_{200}K}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \Psi_m(200m)} \text{----- (74)}$$

Dónde: u_{200} es la velocidad del viento a 200 metros (m/s), K es la constante de von Karman's (0.41), Z_{0m} es la longitud de la rugosidad para cada pixel (m), y $\Psi_m(200m)$ es la corrección de estabilidad para el transporte de momento a 200 metros.

- j. Un valor corregido para la resistencia aerodinámica al transporte de calor (r_{ah}) es ahora calculado durante cada iteración como:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_h(z_2) + \Psi_h(z_1)}{u_* \times k} \text{----- (75)}$$

Dónde: $z_2=2$ metros, $z_1=0.1$ metros, $\Psi_h(z_2)$ y $\Psi_h(z_1)$ son las correcciones de inestabilidad para el transporte de calor a 2 metros y a 1 metro que se actualizan en cada iteración.

- k. Se volvió al paso e y a la hoja de cálculo para calcular nuevos valores de dT para el pixel "frío" y pixel "caliente" con el r_{ah} corregido. Nuevos valores de los coeficientes a y b de la ecuación dT también se calcula y entonces dT para cada píxel se revisa como $dT = b + aT_s$.
- l. El paso f es repetido para un valor revisado de la temperatura del aire (T_a) y de la densidad del aire (ρ).

- m. El paso g se repite para calcular un valor corregido para H .
- n. El paso h es repetido para calcular una nueva corrección de estabilidad.
- o. Este proceso iterativo es realizado hasta que los valores sucesivos para dT_{hot} y r_{ah} en el pixel "caliente" tengan estabilidad.
- p. Por último es calcular el valor final corregido para el flujo de calor sensible (H) en cada píxel.

5.4.3.3 Flujo de calor latente (LE), ET Instantánea (ET_{inst}), Fracción de ET de referencia (ET_rF).

Flujo de calor latente es la relación de la pérdida de calor de la superficie debido a la evapotranspiración. Este fue calculado para cada pixel usando la ecuación 12:

Un valor instantáneo de la ET equivalente en espesor de evaporación se estimó con la ecuación 20.

En donde ET_{inst} es la ET instantánea (mm/h), 3600 es el tiempo de conversión de segundos a horas, y λ es el calor latente de vaporización o el calor absorbido cuando un kilogramo de agua se evapora (J/kg) y fue calculado como:

$$\lambda = (2.501 - 0.00236(T_s - 273) \times 10^6) \text{-----} (76)$$

La fracción de ET de referencia es definido como la relación del cálculo de la ET instantánea (ET_{inst}) para cada pixel y la ET de referencia (ET_r) calculada de datos meteorológicos:

$$ET_rF = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \text{-----} (77)$$

Donde ET_{inst} es de la ecuación 20 y ET_r es la ET de referencia para 0.5 m de alto de la alfalfa de referencia para el tiempo de la imagen. ET_r fue calculada usando el software REF-ET (mm/h). ET_rF es similar al bien conocido coeficiente de cultivo, Kc y fue usado para extrapolar ET del tiempo de la imagen a 24 horas o periodos más largos.

En el cálculo de ET_rF , cada pixel tiene un valor para ET_{inst} , pero todos usan un único valor para ET_r derivada de los datos de la estación meteorológica.

5.4.4 Evapotranspiración a las 24 horas (ET₂₄)

Valores diarios de ET (ET₂₄) son a menudo más útiles que ET instantáneos. METRIC™ calcula la ET₂₄ asumiendo que la ET_rF instantánea es el mismo que el promedio de 24 horas.

Finalmente la ET₂₄ (mm/día) fue calculada en cada pixel como:

$$ET_{24} = ET_r F \times ET_{r24} \text{ ----- (78)}$$

Donde ET_rF es la fracción de la ET de referencia. ET_{r24} es calculado por la suma de los valores de ET_r horarios para el día de la imagen.

5.4.5 La Evapotranspiración estacional (ET estacional)

El método de interpolación usado para el cálculo de la Evapotranspiración estacional fue un cubic spline. La ventaja de este método es que la pendiente y la curvatura son continuas en los nudos (Gerald y Wheatley, 2004). Para poder realizar la interpolación al menos cuatro imágenes son requeridas.

La interpolación fue realizada utilizando el código realizado por Singh et al., (2011), este algoritmo fue codificado en el Model Maker del software Erdas Image, para correr el modelo es necesario los siguientes datos de entrada:

- 4 imágenes de la ET_rF
- Introducir las fechas en día juliano de las cuatro imágenes de entrada
- Proporcionar el día juliano de cada inicio de mes a calcular.
- La ET_r para el mes que se pretende estimar
- Seleccionar los nombres y las rutas de salida de las imágenes

Después de correr el modelo este proporciona dos imágenes de salida, la primera es la ET_rF para el mes que se estimó y la segunda es la ET a nivel mensual.

6 RESULTADOS Y ANÁLISIS

El algoritmo de METRIC™ fue aplicado a imágenes Landsat 5 TM adquiridas de marzo a noviembre del 2005, se tienen en total 12 imágenes procesadas.

Tabla 6. Imágenes Landsat 5 TM 2005 disponibles para el área de estudios.

<u>Imágenes Landsat 5 TM</u>	
10/Marzo/2005 (DOY 069)	30/Junio/2005 (DOY 181)
23/Marzo/2005 (DOY 085)	16/Julio/2005 (DOY 197)
11/Abril/2005 (DOY 101)	17/Agosto/2005 (DOY 229)
27/Abril/2005 (DOY 117)	18/Septiembre/2005 (DOY 261)
13/Mayo/2005 (DOY 133)	20/Octubre/2005 (DOY 293)
14/Junio/2005 (DOY 165)	5/Noviembre/2005 (DOY 309)

Los meses faltantes del año 2005 se interpolaron a partir de las imágenes disponibles más cercanas a estos meses.

En la Figura 15 se muestra un ejemplo gráfico del cálculo de la ET_r realizado por el software REF-ET.

RESULTS (SI Units):

Mo	Day	Yr	DoY	HrMn	Tmax C	Tmin C	Rs w/m2	Wind m/s	DewP C	ASCE ET _r mm/h	FAO 56PM ET _r mm/h
3	9	0	68	0	14.30	13.10	0	.60	7.11	0.00	0.00
3	9	0	68	100	13.00	11.90	0	.40	7.16	-.01	-.01
3	9	0	68	200	11.50	10.20	0	.10	6.72	-.02	-.02
3	9	0	68	300	10.60	10.10	0	.70	6.29	0.00	-.01
3	9	0	68	400	10.40	9.60	0	.70	6.20	0.00	-.01
3	9	0	68	500	10.30	9.20	0	.80	6.25	0.00	-.01
3	9	0	68	600	10.20	9.40	6	.90	6.37	0.00	0.00
3	9	0	68	700	15.60	10.70	126	1.40	6.93	.10	.06
3	9	0	68	800	20.10	16.90	322	1.00	7.68	.25	.22
3	9	0	68	900	23.50	20.60	510	1.10	7.58	.40	.40
3	9	0	68	1000	25.50	24.00	661	1.40	7.04	.57	.57
3	9	0	68	1100	27.50	25.40	761	1.60	6.53	.69	.68
3	9	0	68	1200	29.20	27.90	802	1.50	4.84	.75	.75
3	9	0	68	1300	30.80	29.40	778	1.10	3.11	.71	.73
3	9	0	68	1400	31.30	30.80	698	1.10	1.76	.67	.68
3	9	0	68	1500	32.40	31.50	555	1.20	1.64	.59	.58
3	9	0	68	1600	31.40	31.10	371	1.80	1.83	.54	.48
3	9	0	68	1700	31.10	28.90	167	2.00	3.73	.42	.34
3	9	0	68	1800	28.40	24.00	19	2.00	7.17	.15	.18
3	9	0	68	1900	24.60	23.50	0	2.70	5.89	.15	.20
3	9	0	68	2000	23.90	23.20	0	2.90	4.69	.15	.18
3	9	0	68	2100	22.70	21.20	0	2.00	4.61	.12	.12
3	9	0	68	2200	19.70	16.00	0	.60	7.70	.03	0.00
3	9	0	68	2300	16.10	15.70	0	.60	7.60	.02	0.00
3	10	0	69	0	15.90	14.10	0	.10	7.45	0.00	-.02
3	10	0	69	100	14.20	13.30	0	.50	7.41	.01	-.01
3	10	0	69	200	13.20	12.80	0	.40	6.87	.01	-.01
3	10	0	69	300	12.70	12.20	0	.50	6.48	.01	-.01
3	10	0	69	400	12.70	11.70	0	.60	6.15	.01	-.01
3	10	0	69	500	13.30	11.80	0	1.20	6.11	.03	.01
3	10	0	69	600	14.30	12.50	7	1.70	5.73	.04	.04
3	10	0	69	700	18.40	12.80	130	1.60	6.23	.17	.09
3	10	0	69	800	22.90	19.10	326	1.50	6.60	.36	.26
3	10	0	69	900	26.10	23.30	515	1.30	6.07	.45	.44
3	10	0	69	1000	29.10	26.60	665	2.10	3.40	.70	.65
3	10	0	69	1100	30.90	29.50	762	1.60	.82	.75	.73
3	10	0	69	1200	31.90	31.10	801	1.50	.60	.79	.78
3	10	0	69	1300	32.80	32.10	784	2.10	.51	.88	.83
3	10	0	69	1400	33.30	32.70	697	2.10	.83	.83	.77
3	10	0	69	1500	33.90	33.10	558	1.80	.11	.70	.65
3	10	0	69	1600	33.60	33.30	371	1.80	-.88	.57	.50
3	10	0	69	1700	33.00	30.30	165	2.00	3.21	.44	.35
3	10	0	69	1800	29.60	26.00	20	2.00	4.97	.17	.20
3	10	0	69	1900	26.20	23.00	0	1.60	5.05	.12	.13
3	10	0	69	2000	22.50	19.40	0	1.10	6.11	.07	.05

Figura 15. Datos de ET, a nivel horario estimados con el software REF-ET

6.1 VALORES DE LOS COMPONENTES DEL BALANCE DE ENERGÍA

En la tabla 7 se muestran los valores de la Radiación neta (Rn), el flujo de calor del suelo (G), el flujo del calor sensible (H), la fracción de la Evapotranspiración de referencia (ET_{r,F}) y la Evapotranspiración diaria (ET₂₄), para el lugar en donde se encuentra establecido el cultivo de vid, durante las diferentes fechas de las imágenes disponibles para el estudio.

Tabla 7. Valores de Rn, G, H, ET_{r,F} y ET₂₄ para el sitio de estudio en la Costa de Hermosillo, Sonora.

FECHA DE LA IMAGEN (Día Juliano)	Rn (W/m ²)	G (W/m ²)	H (W/m ²)	ET _{r,F}	ET ₂₄ (mm/día)
69	497.916	111.339	236.386	0.306	2.069
85	570.472	114.905	306.451	0.285	2.234
101	602.813	107.128	320.582	0.316	2.551
117	612.523	79.593	244.829	0.526	4.14
133	613.565	84.116	251.372	0.452	4.215
149	612.212	64.312	161.285	0.694	5.389
165	578.042	84.004	228.223	0.432	3.935
181	567.308	93.857	287.8	0.325	4.165
197	573.082	80.82	315.207	0.297	2.999
229	589.429	86.129	360.305	0.245	2.256
245	569.515	122.156	249.123	0.37	3.029
261	554.02	118.431	333.842	0.199	1.272
293	481.44	106.532	285.073	0.251	0.913
309	439.003	101.268	239.035	0.28	0.875

6.2 MAPEO DE LA DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA ET AL PASO DE LA IMAGEN

La ET_r es altamente variable a través de la superficie del suelo debido a la variabilidad en el uso de suelo, el clima, las propiedades del suelo y las practicas de manejo. Las propiedades del suelo afecta la evaporación de la superficie del suelo y los balances de energía, incluidos el flujo del calor del suelo y el flujo de calor sensible; causando variabilidad de ET_c en un mismo campo y a través de todos los campos. Mucho de esta variabilidad ocurre a escala de parcela, haciendo casi imposible cuantificar la ET_c espacial usando métodos más tradicionales y convencionales. Los sensores remotos proporcionan una oportunidad para determinar la estructura espacial y temporal de la ET_c .

Allen, (2007) demostró que el pasto como referencia evapotranspira un 20% menos que la alfalfa de referencia, por tal motivo el K_c , reportado en la literatura, para un pasto se convirtió a un K_c referenciado a la alfalfa.

6.2.1 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 69

En la figura 16 se muestra la distribución espacial de la evapotranspiración diaria para la imagen del 10 de marzo del 2005, en ella se observa que el área que presenta mayor ET se localiza en el suroeste de la zona de estudio esto se debe a que en esta época del año se cuenta predominantemente sembrados los cultivos de garbanzo y trigo, este último, de acuerdo a fechas de siembra reportada en la literatura, presenta la mayor evapotranspiración de su ciclo fenológico con un valor de $K_c=1.15$ con referencia al pasto, reportado en el manual de FAO56 (Allen et. al., 1998), y por lo tanto cuenta con un K_c aproximado de 0.966 con respecto a la alfalfa.

Se puede apreciar que la mayor parte de la imagen presenta evapotranspiraciones muy bajas debido a que las precipitaciones para este mes según lo reportado en la estación

meteorológica “Perico 2”, son casi nulas, además de que estas parcelas cuentan en su superficie con vegetación natural o sin cultivo establecido y por lo tanto no cuentan con riego.

Después de realizar los cálculos se encontró que la ET al paso de la imagen para este día juliano, con el modelo METRIC™, era de 2.069 mm/día y lo medido en la torre de Eddy Covariance (EC) reportaba 1.93 mm/día dándonos un error sobreestimado de 7.2 %.

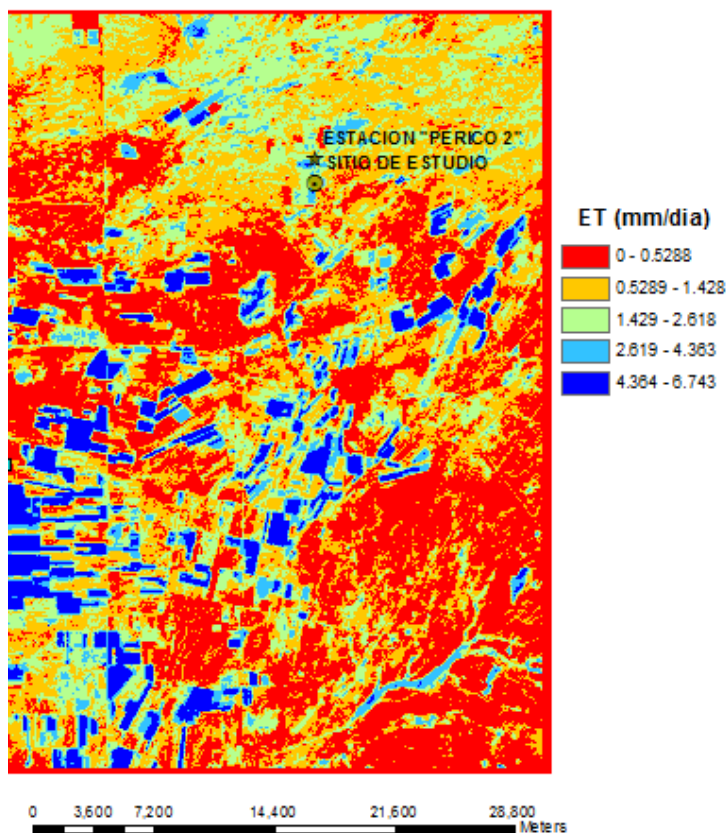


Figura 16. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 69 del 2005.

6.2.2 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 85

La distribución espacial de la ET para el día juliano 85 presenta una ET máxima alrededor de 9 mm/día, presentándose mayormente en la parte suroeste de la imagen, se identifico que todo se debe a que las parcelas situadas en esa zona presentan como cultivo establecido, al garbanzo, en la etapa de mayor pérdida de agua por ET, el cultivo en esta etapa fenológica presentaba las características que menciona METRIC™ como requisito para poder asignarle un $K_c=1.05$, las cuales principalmente eran un LAI dentro del rango de 4 a 6 y un albedo con valores desde 0.18 a 0.24.

La Evapotranspiración diaria estimada por el modelo METRIC™ arrojó un resultado de 2.234 mm/día para el cultivo de vid, mientras que lo reportado en la torre de Eddy Covariance para ese día fue de 2.30 mm/día, dando un error subestimado del 3%.

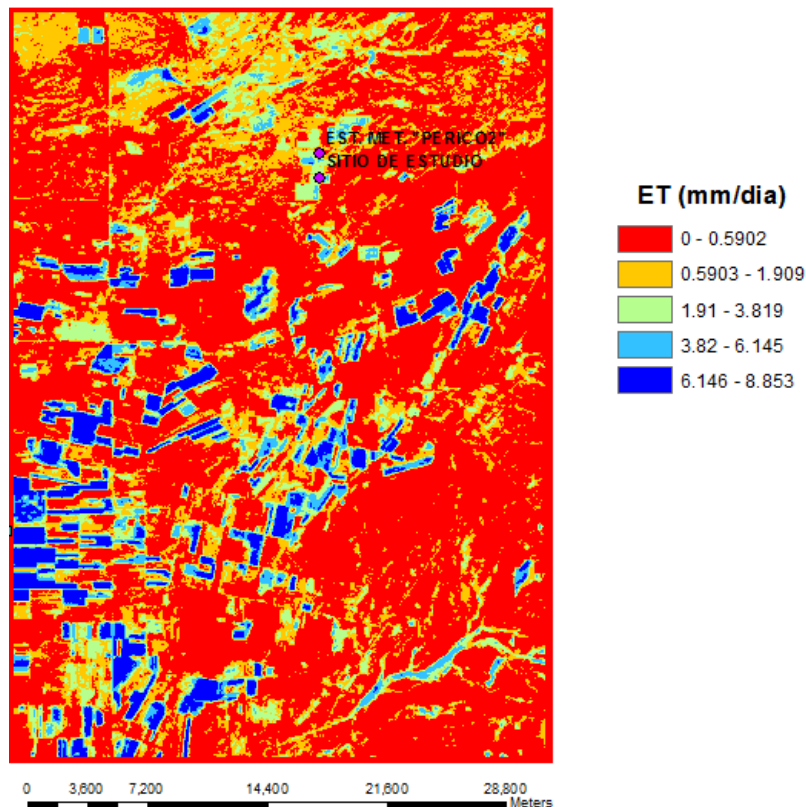


Figura 17. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 85 del 2005.

6.2.3 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 101

La Figura 18 presenta gráficamente la ET en el día juliano 101 para la zona de estudio. Claramente se observa los cambios de la ET con respecto a la imagen anterior, en esta se aprecia que va disminuyendo el valor de ET y el valor máximo presente es de 6.734 mm día⁻¹.

Se encontró que el cultivo con la mayor ET, para el paso de la imagen, era el garbanzo, este presentaba una fenología que va de la etapa de madurez fisiología a la etapa final de dicho cultivo, de acuerdo a reportes de fechas de siembra y lo que está plasmado en el manual de FAO56 se llegó a la estimación de un $K_c = 1.0$ con respecto al pasto, por ende el K_c con respecto a la alfalfa fue de 0.84.

La Evapotranspiración diaria estimada con el modelo METRICTM para esta imagen fue de 2.551 mm/día mientras que lo reportado por las mediciones hechas con el Instrumento de Eddy Covariance fue de 2.46 mm/día, dando un error sobreestimado de 3.69 %

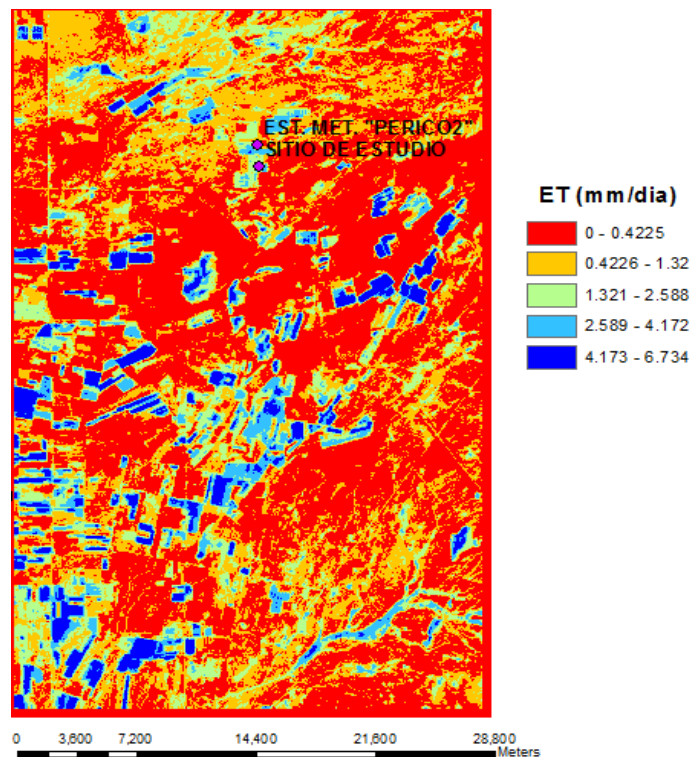


Figura 18. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 101 del 2005.

6.2.4 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 117

La Figura 19 muestra la distribución espacial de la ET para el paso de la imagen en el día juliano 117.

La imagen muestra claramente el problema por nubosidad por tal razón existen valores de ET altos, que en teoría deberían ser menores, ya que no existe cultivo alguno en la zona que este evapotranspirando al máximo además tampoco la vegetación natural podría estar dentro de estos rangos elevados ya que no existe precipitaciones considerables para que estas puedan ser consideradas y por ende obtener la característica de mayor pérdida de agua en la imagen.

Se evaluó este día juliano tomando los pixeles (frio y caliente) en las partes limpias de la imagen, se identificó que la vid era el cultivo que presentaba la mayor ET y de acuerdo a los reportes de fechas de etapas fenológicas esta se encontraba en la de desarrollo de brote a formación de grano y según la revisión de literatura, el K_c era de 0.525 con respecto al pasto, y de un $K_c=0.441$ con respecto a la alfalfa.

La ET estimada con el modelo METRICTM fue de 4.14 mm/día mientras los datos reportados para la mediciones con el Eddy Covariance fue de 3.58, esto proporciona un error sobreestimado de 15.64 %, cabe mencionar que Allen et al. (2005) reporta una variación de ± 16 % en la estimación de la ET mensual al compararlo contra mediciones de un lisímetro de pesado en Montpellier, Idaho. A pesar de tener un problema de nubosidad en la imagen el modelo METRICTM demuestra que su calibración interna es adecuada.

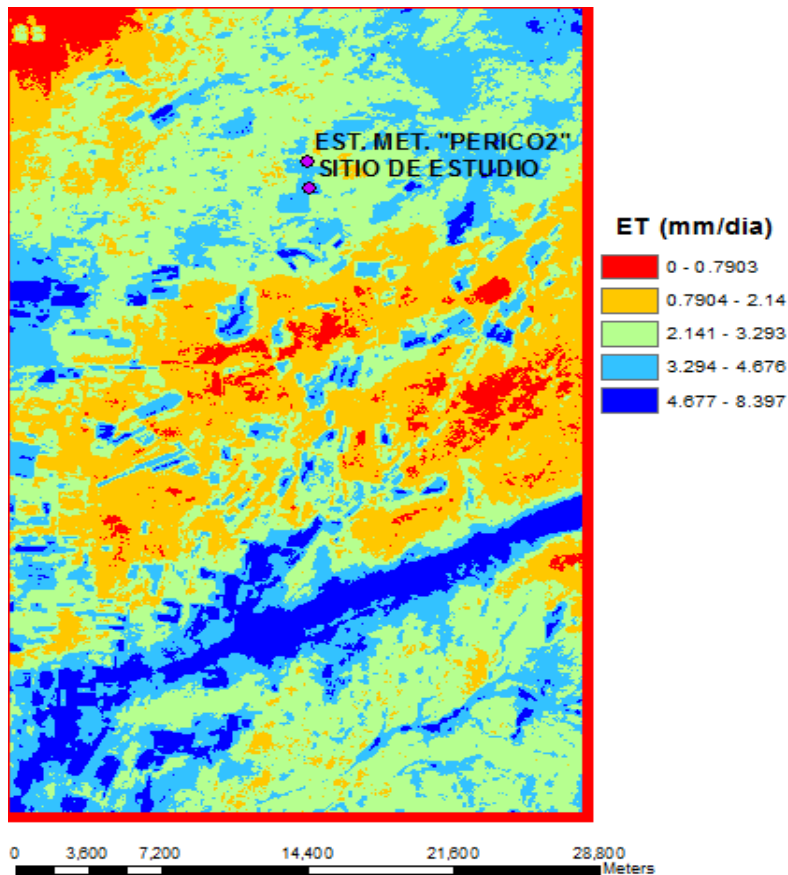


Figura 19. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 117 del 2005.

6.2.5 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 133

La distribución espacial de la ET se presenta en la figura 20, se observa que existen varias parcelas con ET considerables, debido a que el cultivo de vid se encuentra dentro de las fechas en donde presenta su mayor pérdida de agua.

Se pudo encontrar un valor máximo de ET para esta zona de estudio de 7.292, además se identificó que el cultivo de la vid se presenta en la etapa de formación de granos a cosecha con un valor de $K_c=0.80$ con respecto al pasto, mientras que con respecto a la alfalfa el valor de este sería de 0.672.

La ET estimada fue de 4.215 mm/día y lo medido en campo fue de 3.74, dando un error sobreestimado de 12.7 %.

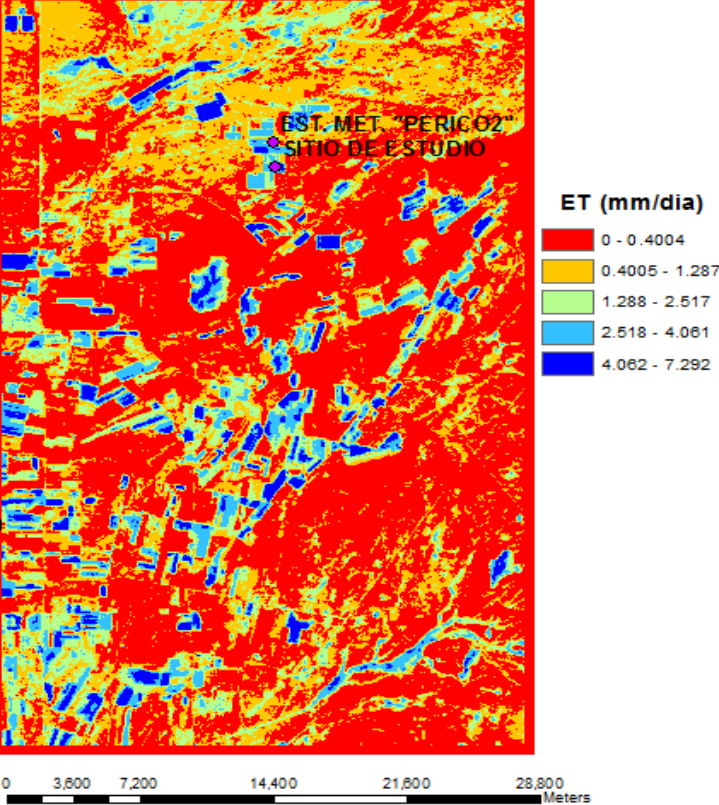


Figura 20. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 133 del 2005.

6.2.6 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 165

En la Figura 21 se muestra gráficamente la distribución de la ET para el paso de la imagen del día juliano 165, se observa que el valor máximo de la ET empieza a disminuir esto es porque la fechas de cosecha comienzan a terminar en la zona.

Igualmente como se describió en las dos imágenes anteriores se identificó al cultivo de mayor ET, para este caso fue la vid en la etapa de cosecha con un $K_c=0.80$ con respecto al pasto, por tal motivo el K_c sería de 0.672 con respecto a la alfalfa.

Se estimó una ET con METRICTM de 3.935 mm/día y se midió 3.47 mm/día con la torre de Eddy covariance esto produjo un error sobreestimado de 13.4%.

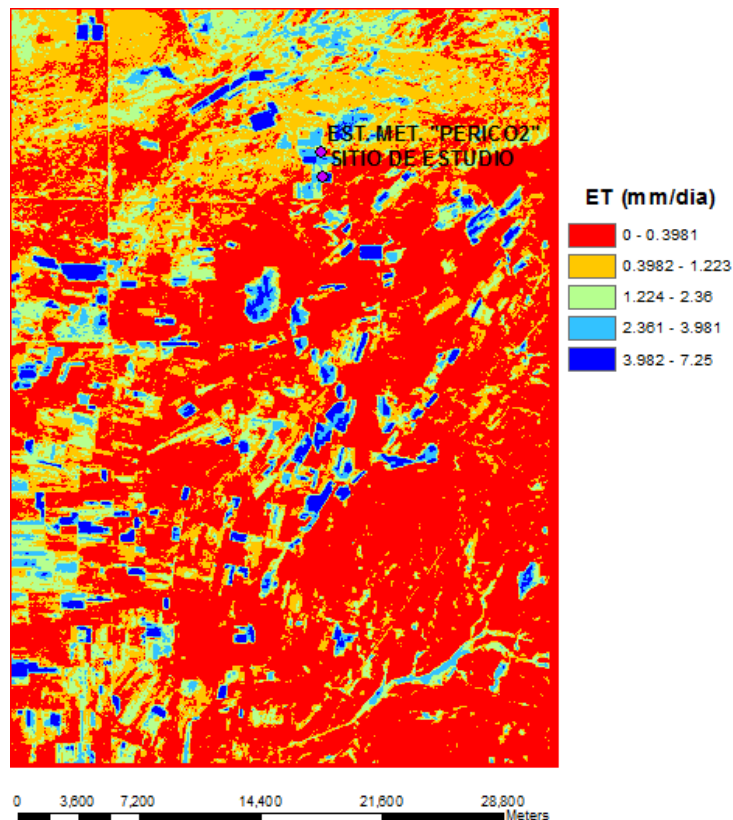


Figura 21. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 165 del 2005.

6.2.7 Mapeo de la ET diaria para el Día juliano 181

Se muestra en la Figura 22 la distribución espacial de la ET, observándose que los valores de evapotranspiración para esta imagen, aumentaron, esto debido a que en la zona se puede encontrar al cultivo de nogal como uno de los cultivos que obtienen su mayor pérdida de agua para estas fechas.

La literatura reporta que la máxima evapotranspiración del cultivo del nogal es de un $K_c=0.90$ con respecto al pasto para una relación con respecto a la alfalfa este valor es de 0.756.

Después del procesamiento de los datos se obtuvo que la evapotranspiración estimada con el modelo METRIC™ fue de 4.165 mm/día y la medida con la torre de Eddy covariance fue de 3.60 mm/día, obteniendo con esto un error sobreestimado de alrededor de 15.69%.

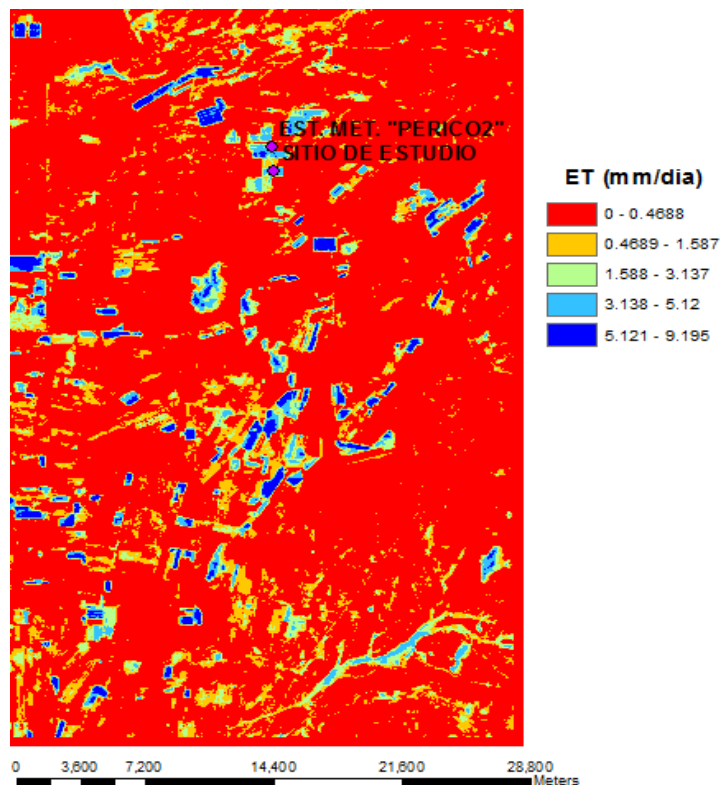


Figura 22. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 181 del 2005.

6.2.8 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 197

La Figura 23 muestra espacialmente la distribución de la evapotranspiración, hay áreas más significativas con ET debido a que se reportó para estas fechas, el comienzo del periodo de lluvias.

Se identificó como el cultivo con presencia de mayor pérdida de agua a la vid presentando un $K_c=0.525$ con respecto al pasto por lo tanto la relación con respecto a la alfalfa proporciona un valor de 0.441, este cultivo presentaba la etapa fenológica de las cuatro semanas después de la cosecha.

Después de correr los datos, se obtuvo un resultado con el modelo de METRICTM un valor estimado para la evapotranspiración de 2.999 mm/día mientras que lo medido en la torre de Eddy Covariance fue de 2.84 mm/día presentándose un error sobreestimado de 5.6%.

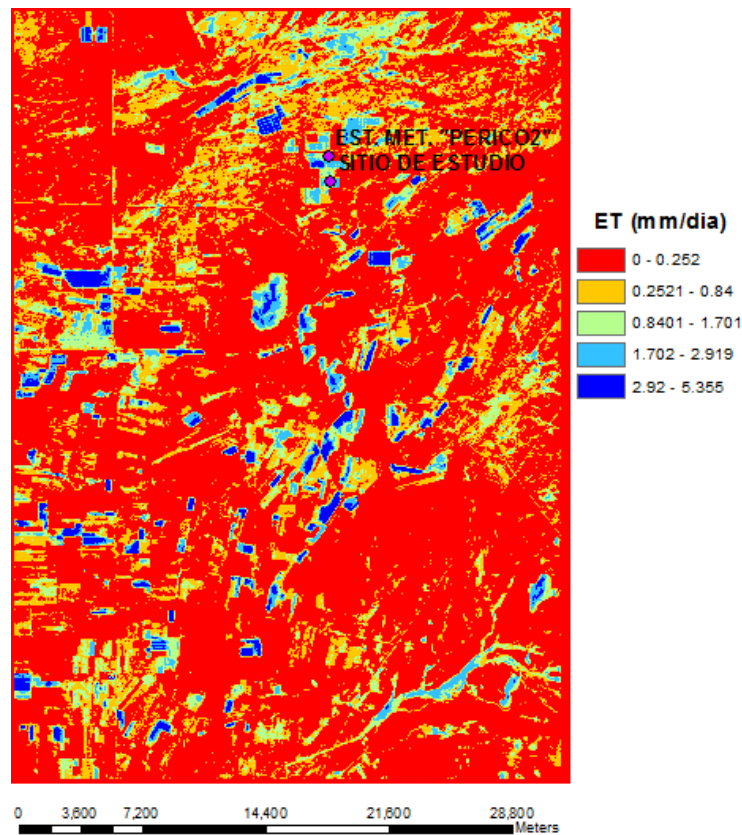


Figura 23. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 197 del 2005.

6.2.9 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 229

En la Figura 24 se muestra la distribución espacial correspondiente al día juliano 229 del año 2005, se observa que presenta problemas debido a que una parte de la imagen se encontraba con nubes al paso del satélite.

Al igual que en la imagen 117, se procedió a investigar que tanto afectaba la nubosidad en la imagen cuando se estimaba la evapotranspiración con el modelo METRIC™, se tomó los pixeles de anclaje en la parte que no se encontraba afectaba por el efecto de las nubes.

Se identificó que el cultivo con mayor evapotranspiración, para la parte limpia de la zona de estudio, era la vid en su etapa fenológica final el cual presenta, según la literatura, un $K_c = 0.45$ con respecto al pasto mientras en la relación con la alfalfa presentaba un $K_c = 0.378$.

Se obtuvo un resultado que arrojó un K_c estimado con el modelo METRIC™ de 2.256 mm/día mientras lo medido en la torre de Eddy Covariance reporta un valor de 2.55 mm/día dando un error subestimado de alrededor del 12%.

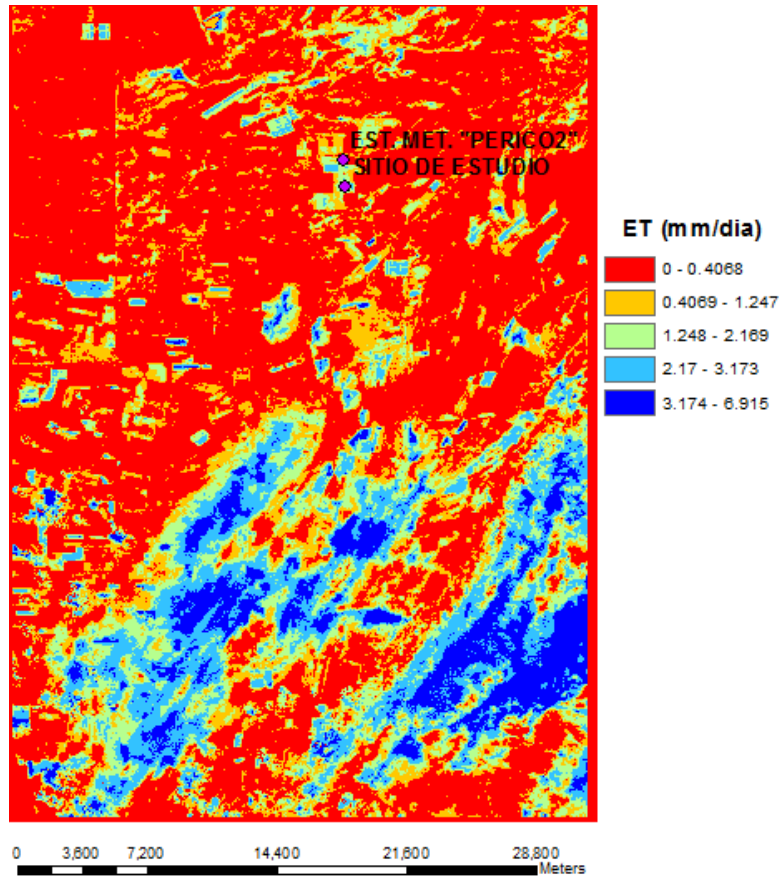


Figura 24. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 229 del 2005.

6.2.10 Mapeo de la ET diaria para el Día juliano 261

En la Figura 25 se muestra de manera gráfica la representación de la evapotranspiración para el día juliano 261 del año 2005, puede identificarse que existen varias zonas con vegetación natural, ya que el área de estudio se encuentra en la época de lluvias.

En esta imagen fue más difícil identificar al cultivo que presentara la mayor pérdida de agua debido a que los cultivos con características que recomienda METRICTM para estimar la ET no estaban presentes en la zona, por tal motivo se consultó los reportes de siembra comúnmente realizados en esta área y después de una serie de pruebas se tomó a los cítricos como al pixel frío y a un suelo desnudo como al pixel caliente.

Para este mes se dedujo que los cítricos presentaban una cobertura vegetal cerca del 70%, K_c , esto debido a que en estas fechas se presenta las lluvias para el lugar y por lo tanto se presentan la mayor concentración de brotes, también se tomó según el manual de fao56 como una cobertura de suelo de inactiva a moderadamente activa por lo tanto se obtuvo un $K_c=0.705$ con respecto al pasto y refiriéndose a la alfalfa dicho valor sería de 0.5922.

Después de analizar los datos se estima un valor de ET con el modelo METRICTM de 1.272 mm/día y un valor medido con la torre de Eddy Covariance de 1.13 mm/día arrojando un error sobreestimado del 12.56%.

Para esta imagen en particular la velocidad del viento se subió a 3.5 m para buscar estabilidad en el proceso iterativo de la estimación de r_{ah} y dT .

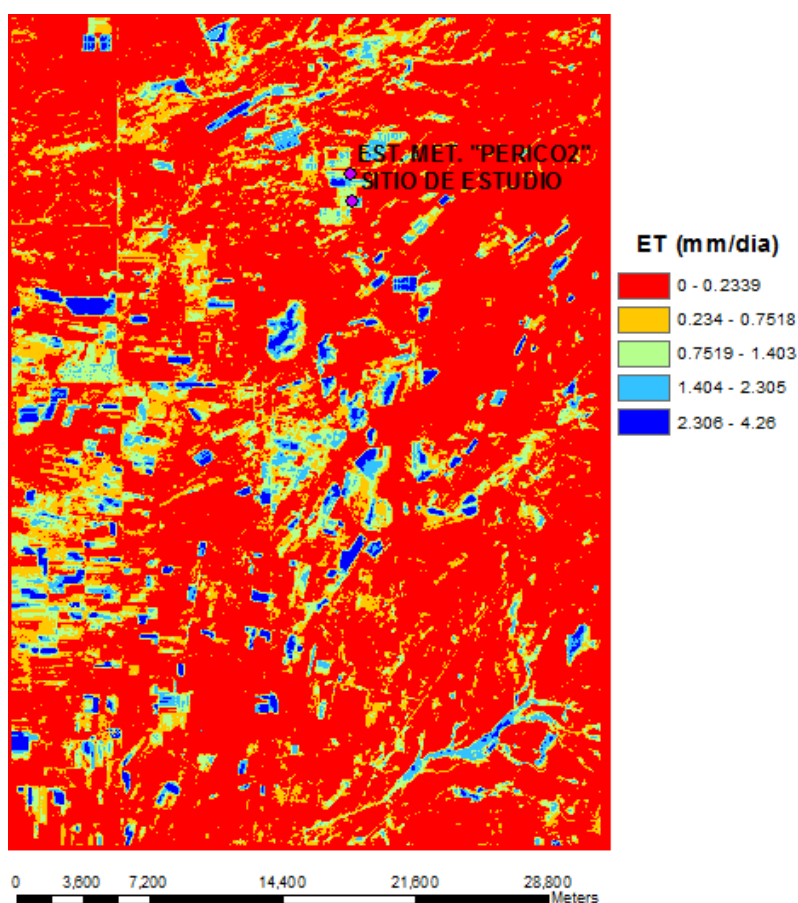


Figura 25. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 261 del 2005.

6.2.11 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 293

En la Figura 26 se muestra la distribución espacial de la ET para el día juliano 293 del año 2005, en la imagen se observó problemas por nubosidad en la parte noroeste, pero como se comprobó en las imágenes anteriores no es mucho la afectación al hacer el cálculo de la ET.

Se encontró que el cultivo con la mayor ET pertenece a un cultivo de nuez en su etapa final antes de que se caigan sus hojas y según el manual de fao56 este presentaba una $Kc=0.65$ con respecto al pasto y un $Kc=0.546$ referenciado a la alfalfa.

Como resultado final se estimó mediante METRICTM un valor de ET de 0.913 mm/día y lo medido con Eddy Covariance fue de 0.99 y se obtuvo un error subestimado alrededor del 8%.

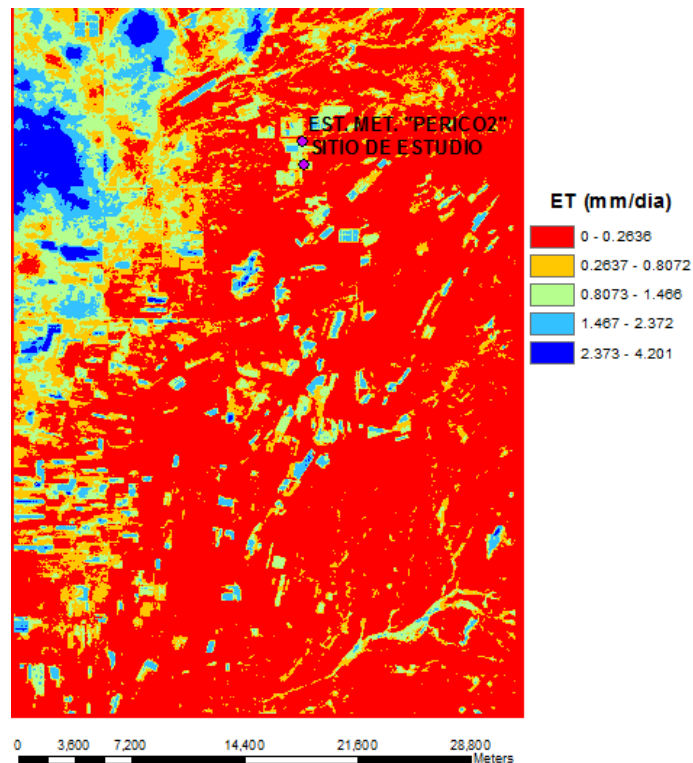


Figura 26. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 293 del 2005.

6.2.12 Mapeo de la ET diaria para el Día Juliano 309

La representación gráfica de la ET para el paso del satélite del día juliano 309 del año 2005 se muestra en la Figura 27, se observa que las evapotranspiraciones han disminuido notablemente, esto causado por que está finalizando la época de lluvias y por qué los cultivos que se ya se hayan establecidos se encontrarían en etapas tempranas de su desarrollo.

Para esta imagen se encontró como cultivo de referencia al garbanzo con un 25 % de desarrollo, según estimaciones hechas mediante fechas de siembra, por lo tanto presentaba un $K_c=0.65$ con respecto al pasto mientras que con referencia a la alfalfa el $K_c=0.546$.

El valor estimado de la ET para el modelo METRICTM fue de 0.875 mm/día, mientras que el medido en el Eddy Covariance fue de 0.89, arrojando un error subestimado alrededor de 3%.

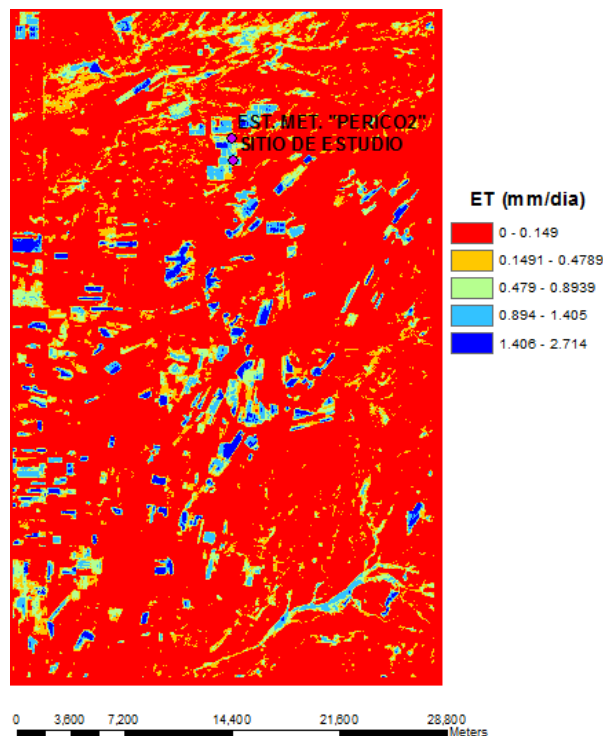


Figura 27. Distribución espacial de la ET diaria para el día juliano 309 del 2005.

6.3 VALIDACIÓN DE LA ET A NIVEL DIARIO

En la tabla 8 se muestra de manera resumida los valores del modelo METRIC™ y los resultados reportados en la torre de Eddy Covariance (EC) para cada imagen disponible y su correspondiente día juliano.

Tabla 8. ET a nivel diario para el modelo METRIC™ y para el EC

Evapotranspiración (mm/día)			
IMAGEN SATELITAL	DIA JULIANO	METRIC	EC
1	69	2.069	1.93
2	85	2.234	2.3
3	101	2.551	2.46
4	117	4.14	3.58
5	133	4.215	3.74
6	165	3.935	3.47
7	181	4.165	3.6
8	197	2.999	2.84
9	229	2.256	2.55
10	261	1.272	1.13
11	293	0.913	0.99
12	309	0.875	0.89

En la tabla 9 se muestra el cálculo de la R^2 (coeficiente de determinación), el error predictivo relativo (PE) y el error estándar (SE).

Tabla 9. Valores estadísticos de los datos analizados a nivel diario (Estimados y Observados).

R^2 (-)	PE (%)	SE (mm/día)
0.975	7.273	0.208

En la figura 28 se reporta gráficamente el comportamiento de la ET a nivel diario para las diferentes imágenes y se contrastan los dos métodos utilizados.

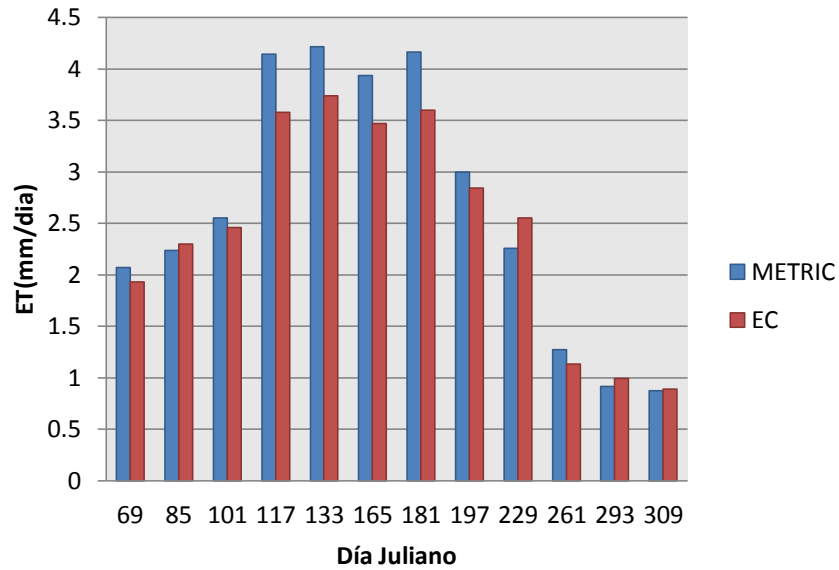


Figura 28. Representación gráfica de la ET (mm/día) estimada con METRIC™ y medida con EC.

En la Figura 29 se observa la relación lineal de los valores estimados con el modelo METRIC™ y los observados en la torre de Eddy Covariance.

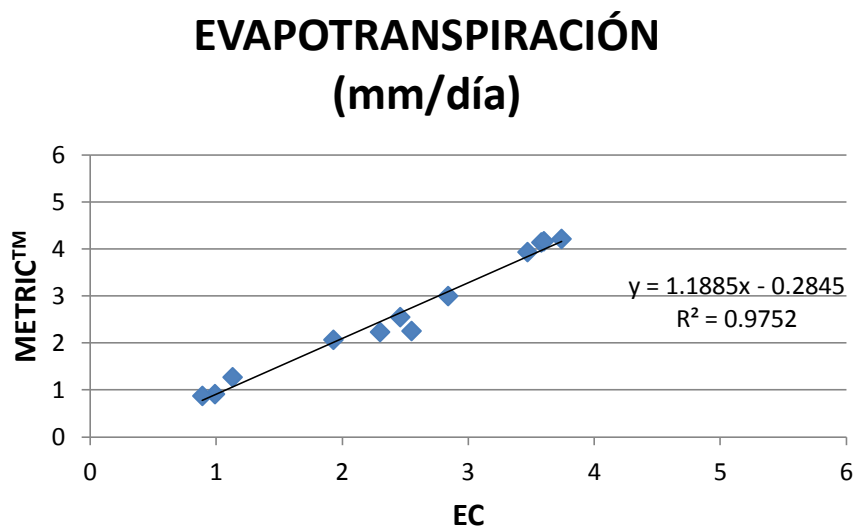


Figura 29. Gráfica de la relación entre los valores de METRIC™ y el EC.

6.4 VALIDACIÓN DE LA ET A NIVEL MENSUAL

Allen et al. (2005) reporta una variación de $\pm 16\%$ en la estimación de la ET mensual al compararlo contra mediciones de un lisímetro de pesado en Montpellier, Idaho, usando como método en su estudio un balance de energía desde Julio hasta Octubre.

Para conocer el valor de la ET mensual se procedió a utilizar el algoritmo codificado por Singh et. al., (2011), en donde se utiliza el método spline cúbico.

En la tabla 10 se presentan la estimaciones mensuales realizadas con el modelo METRIC™ y las mediciones igualmente mensuales hechas por la torre de Eddy covariance del año 2005.

Tabla 10. ET a nivel mensual durante el año 2005 para la zona de estudio

EVAPOTRANSPIRACIÓN (mm/mes)		
MES	METRIC	EC
ENERO	38	21
FEBRERO	37	31
MARZO	57	60
ABRIL	91	87
MAYO	118	99
JUNIO	117	95
JULIO	91	105
AGOSTO	59	78
SEPTIEMBRE	39	45
OCTUBRE	34	31
NOVIEMBRE	29	20
DICIEMBRE	31	10

En la Figura 30 se observa gráficamente el comportamiento de la ET mensual durante el año 2005, es importante mencionar que en los dos primeros meses y en el último mes de este año no se contaba con imagen Landsat disponible por tal razón estas se crearon con el modelo desarrollado por Ramesh K. Singh con ayuda de las imágenes disponibles más cercanas al mes que se deseaba estimar, por tal motivo al comparar los datos observados contra datos estimados, en estos tres meses, presentaron diferencias muy notorias.

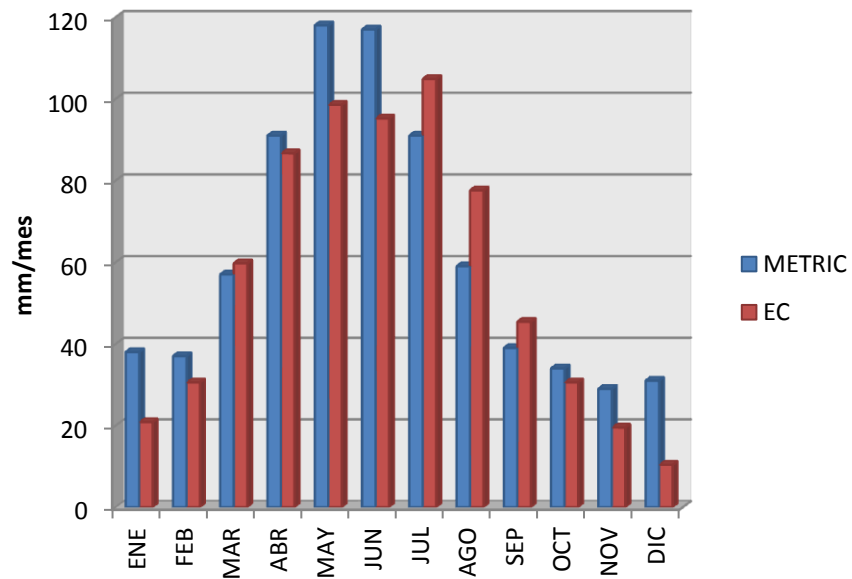


Figura 30. Representación gráfica de la ET mensual del modelo METRIC y del EC.

Para conocer la idoneidad del modelo se calcularon variables estadísticas como el coeficiente de determinación (R^2), error predictivo relativo (PE) y un error estándar (SE), los resultados de estas variables se presentan en la Tabla 11.

Tabla 11. Variables estadísticas calculadas con datos estimados y medidos de la ET mensual durante el 2005 para la zona de estudio de la costa de Hermosillo, Sonora.

R^2	PE (%)	SE (mm/mes)
0.85	8.97	13.66

Por último se muestra la gráfica de dispersión de los datos tanto estimado como medidos y además se anexa en esta la ecuación lineal y su coeficiente de determinación (Figura 31)

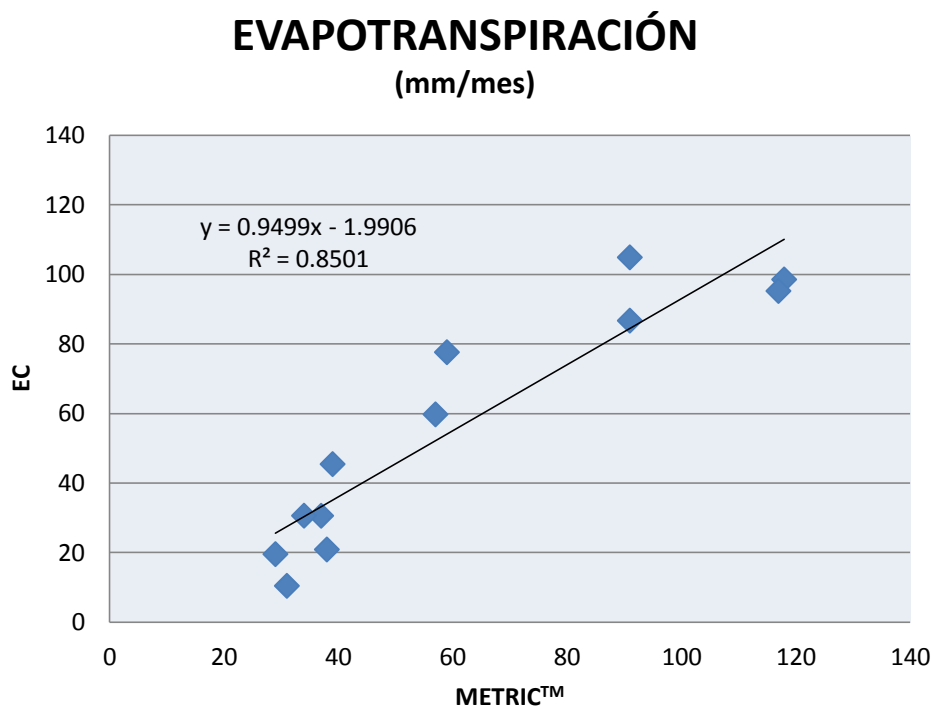


Figura 31. Gráfica de Dispersión de la ET estimada con METRIC™ y lo observado en la EC.

6.5 VALIDACIÓN DE LA ET ANUAL DEL CULTIVO DE VID

Como último paso de esta investigación se procedió a sumar los valores de ET reportados por Rodríguez et. al., (2010) para conocer el dato a nivel anual.

Inicialmente para conocer la ET anual en la imagen generada por METRIC se localizó el punto con las coordenadas X=466209 y Y=3200148 este era donde se encontraba instalado la Torre de Eddy Covariance, por lo tanto nos daba un resultado de 741 mm/año para METRICTM y 680 mm/año para la torre de Eddy Covariance.

Singh et. al., (2011), menciona que la ET estimada es más exacta si se considera el promedio de la ET para una cuadrícula en donde el punto de localización de la torre de Eddy covariance se encuentre en el centro de la misma, para el caso de este estudio se consideró una cuadrícula de 3x3 en gran parte esta decisión fue tomada debido a que tres pixeles es la medida del ancho de nuestra parcela de estudio, en la tabla 12 se muestra los valores finales de la ET anual tanto para METRICTM como para EC.

Tabla 12. Cantidad de agua evapotranspirada (anual) en el sitio de estudio de la costa de Hermosillo, Sonora.

EVAPOTRANSPIRACION ANUAL (mm)	
METRIC	EC
704	680

En la Figura 32: se muestra la gráfica de barras en donde se valida la idoneidad del método METRICTM, además se encontró que el error es de alrededor del 3.53 %.

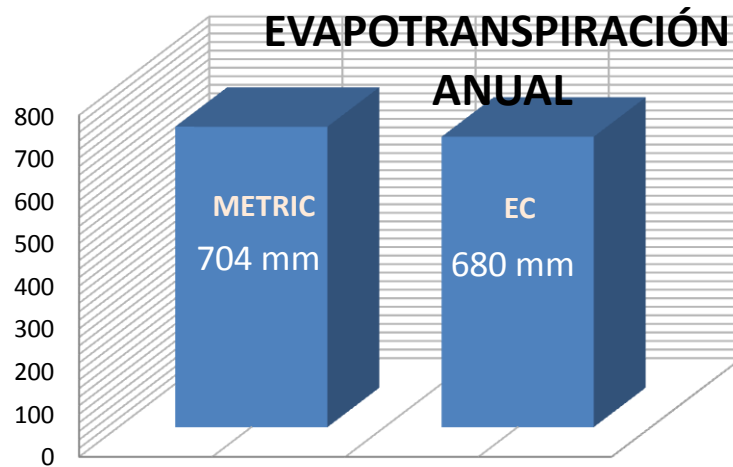


Figura 32. Gráfica de validación de la ET estimada en METRIC y la medida en EC a nivel anual.

En la Figura 33 se muestra la distribución espacial de la evapotranspiración para el año 2005 de la zona de estudio en la costa de Hermosillo sonora.

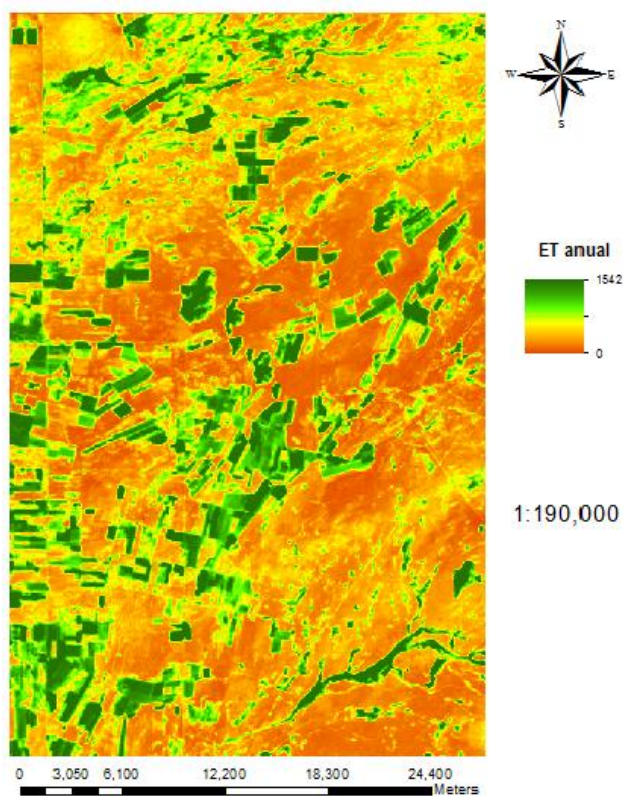


Figura 33. Distribución espacial de la ET durante el año 2005

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El modelo METRIC™ es una herramienta adecuada para estimar la ET, la cual es estimada como el residual de un balance de energía realizado en la superficie terrestre, en las estimaciones a nivel diario y mensual se obtuvo un error relativo aproximado del 7% y 9% respectivamente, mientras que el error estándar fue de 0.21 mm por día y de 13.7 mm por mes. Para todo el periodo anual METRIC™ estimó 704 mm y el sistema de Eddy Covariance observó 680 mm lo cual representó un error relativo de 3.53 %.

El uso de imágenes satelitales en la estimación de la Evapotranspiración permite conocer el comportamiento espacial y temporal de la ET tanto a nivel diario, mensual y anual. Dicha información permite tomar decisiones para mejorar la planeación y el manejo de los recursos hídricos.

Es necesario modificar el valor del Kc del pixel frío recomendado en el modelo METRIC™ (valor igual a 1.05) utilizado en la calibración de cada imagen satelital, ya que en la zona de estudio los cultivos predominantes son vid, nogal, naranjo, etc., y estos nunca presentaron coberturas con LAI > 4 debido principalmente a las prácticas de manejo de los cultivos.

Como conclusión final se acepta que la utilización de un balance de energía en la superficie terrestre y el uso de sensores remotos satelitales permiten realizar una estimación confiable de la Evapotranspiración, sin embargo es necesario realizar pruebas adicionales durante varios años para continuar evaluando la precisión del método.

Como recomendación se puede indicar que es indispensable una calibración de los parámetros que utiliza METRIC™ en la estimación de la ET, para cada zona en donde se valide o implemente el modelo.

8 LITERATURA CITADA

Allen, R.G., W.O. Pruitt, J.A. Businger, L.J. Fritschen, M.E. Jensen and F.H. Quinn, 1996. Evaporation and Transpiration. Chapter 4, pp. 125-252 in: Wootton et. al. (Ed.), ASCE Handbook of Hydrology. American Society of Civil Engineering, NY.

Allen R.G., Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. In: United Nations FAO, Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, Rome.

Allen, R.G., 2000. RAPID long-wave radiation calculations and model comparisons. Internal report, University of Idaho, Kimberly, Idaho.

Allen, R.G., M.Tasumi, A.T. Morse, and R. Trezza. 2005a. A Landsat-based Energy Balance and Evapotranspiration Model in Western US Water Rights Regulation and Planning. *J. Irrigation and Drainage Systems* 19(3-4): 251-268.

Allen RG, Tasumi M, Morse AT, Trezza R, Wright JL, Bastiaanssen W, Kramber W, Lorite I, Robison CW(2007a) Satellite-based energy balance for mapping Evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)-Applications. *J Irrig Drain Eng* 133(4):395–406.

Allen RG, Tasumi M, Trezza R (2007b) Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)–Model. *J Irrig Drain Eng* 133(4):380–394.

ASCE-EWRI, 2004. The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. Report of the ASCEEWRI Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration-

- ASCE-EWRI. 2005. *The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation*, ed. R.G. Allen, I.A. Walter, R.L. Elliot, T.A. Howell, D. Itenfisu, M.E. Jensen, and R.L. Snyder. Environmental and Water Resources Institute of the American Society of Civil.
- Bastiaanssen, W.G.M. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies conditions in Mediterranean climates. Ph.D. diss., Wageningen Agricultural University, Netherlands.
- Bastiaanssen WGM, 1998. Remote Sensing in Water Resources Management: The State of the Art. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka.
- Bastiaanssen WGM, Pelgrum H, Wang J, Ma Y, Moreno J, Roerink GJ, Van der Wal T (1998a) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2 validation. *J Hydrol* 212–213:213–229.
- Bastiaanssen WGM, Menenti M, Feddes RA, Holtslag AAM (1998b) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1 formulation. *J Hydrol* 212–213:198–212.
- Bastiaansen, W. G. M. (2000). "SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey." *J. Hydrol.*, 229, 87–100.
- Bastiaanssen , W.G.M., E.J.M. Noordman , H. Pelgrum, G. Davids, B.P. Thoreson and R.G. Allen. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water resources management under actual field conditions. *J. Irrig. and Drain. Engrg*, ASCE 131(1) 85-93.
- Blanc, T.V., 1987. Accuracy of bulk-method-determined flux, stability, and sea surface roughness. *Journal of geophysical research*.
- Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. D. Reidel Pub. Co., Boston, 309 pp.

- Courault, D., Seguin, B., and Olioso, A. (2005). "Review of estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches." *Irrigation and Drainage Systems*, 19, 223-249.
- Franks, S.W., and K.1 Beven. 1997a. Bayesian estimation of uncertainty in land surface atmosphere flux predictions. *Journal of Geophysical Research* IO2:991-99.
- Franks, S.W., and K.1 Beven. 1997b. Estimation of evapotranspiration at the landscape scale: A fuzzy disaggregation approach. *Water Resources Research* 33:2929-38.
- Franks, SW., and K.1 Beven. 1999. Conditioning a multiple- patch SVAT model using uncertain time-space estimates of latent heat flux as inferred from remotely sensed data. *Water Resources Research* 35:2751-61.
- Gao Y., Di Long, Zhao-Liang Li. 2008. "Estimation of daily actual evapotranspiration from remotely sensed data under complex terrain over the upper Chao river basin in North China", *International Journal of Remote Sensing*, 29: 11,3295— 3315.
- Garrison, J.D. y G. P. Adler, 1990. Estimation of precipitable water over the united states for application to the division of solar radiation into it's direct and diffuse components. *Solar Energy*, 44:4: 225-241.
- Gerald CF, Wheatley PO (2004) *Applied numerical analysis*, 7th edn. Pearson/Addison-Wesley, Boston.
- Jones, H. G., Archer, N., Rotenberg, E., and Casa, R. (2003). "Radiation measurement for plant ecophysiology." *J. Exp. Bot.*, 54 (384), 879-889.
- Kizer, M. and R. Elliott, 1991. Eddy correlation systems for Measuring Evapotranspiration.
- Kondo, J., 1975. Air-Sea Bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-layer meteorology* 9:91-112

- Kondo, J., 1994. Meteorology for hydrological environment. Asakura shoten publishing, Japan (in Japanese).
- Kondo J., 2000. Atmospheric science near the ground surface. University of Tokyo press, Japan.
- Kustas, W. P., Moran, M. S., Humes, K. S., Stannard, D. I., Pinter, P. J., Hipps, L. E., Swiatek, E., and Goodrich, D. C. (1994a). "Surface energy balance estimates at local and regional scales using optical remote sensing from an aircraft platform and atmospheric data collected over semiarid rangelands." *Water Resour. Res.*, 30 (5), 1241-1259.
- Kustas, W. P., Perry, E. M., Doraiswamy, P. C., and Moran, M. S. (1994b). "Using satellite remote sensing to extrapolate evapotranspiration estimates in time and space over a semiarid rangeland basin." *Remote Sens. Environ.*, 49, 275-286.
- Kustas, W.P. & Norman, J.M. 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences* 41(4): 495–515.
- Kustas, W. P., and Norman, J. M. (2000). "Evaluating the effects of subpixel heterogeneity on pixel average fluxes." *Remote Sens. Environ.*, 74, 327-342.
- Majumdar, N.C., B.L. Mathur, and S.B. Kaushik. 1972. "Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity." *Solar Energy* 13, 383-394.
- Markham, B.L. & Barker, J.L. 1986. *Landsat MSS and TM Post-Calibration Dynamic Ranges, Exoatmospheric Reflectances and At-Satellite Temperatures*. EOSAT Landsat Technical Notes 1:3–8. Earth Observation Satellite Company, Lanham, MD, USA.
- Melesse A. M., Weng Q., Thenkabail P. S., Senay G. B. (2007). Remote Sensing Sensors and Applications in Environmental Resources Mapping and Modelling. *Sensors* 2007, 7, 3209-3241. ISSN 1424-8220.

- Min, W., Chen, Z., Sun, L., Gao, W., Luo, X., Yang, T., Pu, J., Huang, G., and Yang, X. (2004). "A scheme for pixel-scale aerodynamic surface temperature over hilly land." *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (1), 125-131.
- Norman, J. M., Kustas, W. P., and Humes, K. S. (1995). "A two-source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature." *Agric. Forest Meteorol.*, 77, 263-293.
- Paulson, C.A. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Appl. Meteorol.* 9:857-861.
- Qualls, R., and Brutsaert, W. (1996). "Effect of vegetation density on the parameterization of scalar roughness to estimate spatially distributed sensible heat fluxes." *Water Resources Research*, 32(3), 645-652.
- Qualls, R., and Hopson, T. (1998). "Combined use of vegetation density, friction velocity, and solar elevation to parameterize the scalar roughness for sensible heat." *Journal of Atmospheric Sciences*, 55, 1198-1208.
- Ramesh K. Singh, Shuguang Liu , Larry L. Tieszen, Andrew E. Suyker, Shashi B. Verma 2011. Estimating seasonal evapotranspiration from temporal satellite images. *Irrig Sci* DOI 10.1007/s00271-011-0287-z.
- Rodríguez J.C., J. Grageda, C.J. Watts, J. Garatuza-Payán, A. Castellanos-Villegas, J. Rodríguez-Casas, J. Sáiz-Hernández, V. Olavarrieta. Water use by perennial crops in the lower Sonora watershed *Journal of Arid Environments* 74 (2010) 603–610.
- Sanchez J. M., Caselles V., Niclos R., Valor E., C. COLL COMPANY. (2005): "Calculo de la evapotranspiración real diaria en la zona norte de Finlandia empleando técnicas de teledetección", *GeoFocus (Articulos)*, no 5, p. 278-300. ISSN: 1578-5157.

- Singh R. K., Shuguang Liu , Larry L. Tieszen, Andrew E. Suyker, Shashi B. Verma 2011. Estimating seasonal evapotranspiration from temporal satellite images. *Irrig Sci* DOI 10.1007/s00271-011-0287-z.
- Starks, P.J., Norman, J.M., Blad, B.L., Walter- , E.A. and Walthall, C.L., 1991. Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectionally reflected radiance data. *Remote Sens. Environ.*
- Tanner,B., 1988. Use requirements for Bowen ratio and eddy correlation determination of evapotranspiration. *Management of irrigation and Drainage Systems*, ASCE, NY.
- Tasumi, M., R.G. Allen, R. Trezza, and J.L. Wright. 2003. Soil heat flux estimation method. Appendix 12 in M. Tasumi, *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. PhD diss., University of Idaho, Moscow,ID.
- Tasumi, M., Allen, R.G., Trezza, R. and Wright, J.L. 2003b. Soil Heat Flux Estimation Method. Appendix 12 of Tasumi (2003), *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. Ph.D. Dissertation, University of Idaho, Moscow, ID. (p 328-340).
- Tasumi, M., Trezza, R. and Allen, R.G., 2003c. Development of Emissivity Equations. Appendix 2 of Tasumi (2003), *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. Ph.D. Dissertation, University of Idaho, Moscow, ID. (p239-247).
- Tasumi, M., R. G. Allen, R. Trezza, J. L. Wright. 2005a. Satellite-based energy balance to assess withinpopulation variance of crop coefficient curves, *J. Irrig. and Drain. Engrg*, ASCE 131(1):94-109.

- Tasumi, M., R. Trezza, R.G. Allen and J. L. Wright. 2005b. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. *J. Irrigation and Drainage Systems*. 19 (3- 4):355-376.
- Tasumi, M, R. G. Allen and Trezza, R. 2007. At-surface albedo from Landsat and MODIS satellites for use in energy balance studies of evapotranspiration, *Journal of Hydrolog. Eng.* (in press).
- Trezza R. 2002. Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control. Ph.D. Dissertation, Utah State University, Logan, UT.
- Twine TE, Kustas WP, Norman JM, Cook DR, Houser PR, Meyers TP, Prueger JH, Starks PJ, Wesely ML (2000) Correcting eddy covariance flux underestimates over a grassland. *Agril Forest Meteorol* 103:279–300.
- Webb, E.K. 1970. Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 96:67-90.
- Wright, J.L., 1991. Using Weighing lysimeters to develop evapotranspiration crop coefficients. Proceeding of the international symposium on Lysimetry Honolulu, Hawaii, ASAE.
- Wukelic, G.E., D.E. Gibbons, et al., (1989). Radiometric calibration of Landsat thematic mapper thermal band. *Remote Sensing of Environment* 28:339-347.