



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

EVALUACIÓN DEL PRODUCTO MOD16 DE EVAPOTRANSPIRACIÓN GLOBAL
A PARTIR DE FLUJOS EDDY COVARIANZA DE UN CAFETAL BAJO SOMBRA
EN LA REGIÓN DE MONTAÑA DEL CENTRO DE VERACRUZ (MÉXICO).

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
DIEGO SALAZAR MARTÍNEZ

DIRECTOR:
DR. FRISO HOLWERDA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA, UNAM.

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., ENERO 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales".

Comité tutor (alfabéticamente)

- Dra. Susana Alvarado Valle.
ECOSUR, Chetumal (México).
susana.alvarado@gmail.com
- Dr. Juan Cervantes Pérez.
Universidad Veracruzana.
jcervantes.perez@gmail.com
- Dr. Thomas Holmes.
Hydrological Sciences Lab, NASA.
thomas.r.holmes@nasa.gov
- Dr. Friso Holwerda.
Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México.
friso.holwerda@gmail.com

Índice

Resumen	i
1. Introducción	1
2. Datos y métodos	4
2.1 Sitio de estudio	4
2.2 Producto MOD16A2	6
2.3 Análisis de algoritmo MOD16	6
2.4 Datos remotos de ingreso (MODIS)	12
2.5 Datos meteorológicos de ingreso (MERRA)	16
2.6 Datos registrados en superficie (TORRE)	16
2.7 Comparación entre parámetros meteorológicos MERRA y TORRE	17
2.8 Conductancias de dosel MODIS y TORRE	18
2.9 Prueba de sensibilidad en estimación de transpiración de MOD16	19
3. Resultados	21
3.1 <i>ET TORRE</i> vs <i>ET MODIS</i>	21
3.2 Reanálisis MERRA vs Mediciones TORRE	23
3.3 Características de la vegetación según MODIS y observaciones	26
3.4 <i>CcMODIS</i> vs <i>CcTORRE</i> (comparación de conductancias de dosel)	27
3.5 Sensibilidad de la transpiración (<i>ET_{transp}</i>) a las sobreestimaciones meteorológicas de MERRA	28
4. Discusión	31
4.1 Reanálisis MERRA y estimación de transpiración	32
4.2 Ingresos remotos MODIS y control estomático de transpiración	33
4.3 Fuentes de sobreestimación de <i>ET MODIS</i>	35
5. Conclusiones	37
Referencias	38

Resumen

Una de las torres de flujos turbulentos que cuenta con mayor tiempo de operación en México se ubica en una plantación de café bajo sombra en la región central del estado de Veracruz. Los registros de esta estación se compararon con las estimaciones del producto de evapotranspiración (*ET*) de MODIS, a modo de evaluar la aplicabilidad de este último para estudios regionales. El producto MODIS logra captar el ciclo anual de *ET* registrado en la torre ($R^2 = 0.61$), sin embargo, presentó una sobreestimación sistemática de 49% (promedio sobre acumulados de 8 días) respecto a las mediciones en superficie. Mediante un análisis detallado del algoritmo MOD16, se identificaron los principales factores generadores de sobreestimación: datos de reanálisis meteorológico (radiación de onda corta incidente en superficie y temperatura, principalmente) y otros productos MODIS (índice de área foliar y tipo de cobertura vegetal, principalmente), los cuales alimentan el algoritmo; y modelo de control estomático del algoritmo. Un análisis específico del proceso de transpiración, el cual domina sobre la evaporación en el cafetal, mostró que el algoritmo del producto MODIS genera valores altos de conductancia de dosel. Debido a que el cafetal de Veracruz tiene un acoplamiento medio con la atmósfera ($\Omega = 0.5$), el efecto de dichos valores es amortiguado, resultando en una sobreestimación neta de 13% para las tasas de transpiración de MODIS. A su vez, a partir de pruebas de sensibilidad, se identificó que las diferencias de los datos de reanálisis respecto a mediciones *in situ*, generan un error sistemático de +22% en la transpiración. En total, se logró explicar el 71% de la sobreestimación de *ET* detectada.

Palabras clave: *evapotranspiración (ET), algoritmo MOD16, MERRA, MODIS, TORRE, parámetros meteorológicos de ingreso, parámetros remotos de ingreso, transpiración, conductancia estomática.*

1. Introducción

Las interacciones superficie-atmósfera son elementos importantes en estudios atmosféricos y climáticos (Pielke et al. 2011). La importancia radica principalmente en que, a través de dichas interacciones, se lleva a cabo un intercambio continuo de masa y energía en el sistema suelo-vegetación-atmósfera. Hablando específicamente del intercambio dinámico de agua y calor que ocurre, este afecta de forma directa a diversos procesos meteorológicos, como las tormentas convectivas; inclusive se han realizado estudios sobre la relación de la altura de las bases de cúmulos convectivos con los flujos de humedad y calor en superficie (Shrieber et al. 1996). Y es que, a escala global, más de la mitad de la energía solar absorbida por la superficie terrestre se utiliza para evaporar agua (Trenberth et al. 2009). A través de este proceso más del 60% de la precipitación regresa hacia la atmósfera, siendo así el segundo proceso de más peso en el ciclo hidrológico continental (Korzoun et al. 1978; L'vovich y White 1990). Por tanto, actualmente los modelos tanto climáticos (McGuffie y Henderson-Sellers 2005) como de pronóstico del tiempo meteorológico (Dominguez et al. 2016), integran parametrizaciones relacionadas a los procesos de superficie.

Considerando todo lo anterior, resulta entonces importante llevar a cabo un monitoreo continuo de los procesos de intercambio de agua y energía entre la superficie y la atmósfera, así como su transporte a niveles superiores a través de flujos turbulentos en la capa límite. El método Eddy Covarianza es uno de los más empleados en estudios Hidrometeorológicos, y se utiliza, entre otras cosas, para estimar los flujos de calor sensible (H) y calor latente (λE) en superficie. Precisamente los flujos de λE nos permiten conocer la cantidad de vapor de agua que la vegetación libera hacia la atmósfera a través de las estomas (proceso de transpiración), en conjunto con la cantidad de vapor que llega a la atmósfera a través del proceso de evaporación de agua líquida en superficie. La transpiración y la evaporación, en conjunto, se conocen como proceso de evapotranspiración de superficie.

Los flujos de calor latente (λE) y sensible (H) son también considerados en el balance de energía de superficie: $Rn - G - S = Ea = H + \lambda E$, en el cual, una fracción de la radiación neta solar (Rn) fluiría hacia el subsuelo (G) y otra quedará almacenada en el volumen inmediato a la superficie (S). El resto de la radiación neta será energía disponible para ser liberada a través del proceso de evapotranspiración y conducción térmica, y transportada en la vertical a través de los flujos λE y H respectivamente

(Shuttleworth 2012). Precisamente mediante el cálculo del balance de energía de superficie, es posible conocer la distribución de energía a través del sistema suelo-vegetación-atmósfera.

A pesar de que Norte América es uno de los continentes con mayor densidad espacial de torres micrometeorológicas, casi todas se distribuyen a lo largo de Estado Unidos, como parte de la red FLUXNET. En México, el monitoreo de flujos de agua y energía no es una práctica común, y las torres micrometeorológicas son escasas, principalmente por el elevado costo de la adquisición del equipo y la escasez de personal con conocimiento sobre el equipo y el método Eddy Covarianza. Como consecuencia, la cobertura de monitoreo se reduce a unos cuantos biomas, cuando en México existe una gran riqueza de ecosistemas. Las estaciones micrometeorológicas funcionales se encuentran ubicadas principalmente en la región desértica del Noreste y Norte de la República Mexicana, y en humedales costeros; en menor cantidad se ubican en otros sitios. Recientemente, se comenzó el trabajo para consolidar la red MEXFLUX con las pocas estaciones micrometeorológicas de México, con la intención de mejorar el proceso de compartición de datos, y a futuro, mejorar la distribución espacial de torres en el territorio de México, para monitorear el mayor número de biomas posibles (Vargas et al. 2013).

Una de las estaciones con mayor tiempo de operación en México, se ubica en un cafetal bajo sombra (La Orduña), en la región montañosa del centro de Veracruz. En esta región, la práctica de cambio de uso de suelo es intensa, debido a que la combinación de condiciones clima—altitud—suelo, es ideal para diversos cultivos. Justamente este tipo de cambios en la superficie terrestre puede resultar en alteraciones en los balances hídricos y de energía, los cuales, a su vez, tendrán efectos en los flujos de humedad y calor, así como en parámetros climáticos y meteorológicos como el *CAPE*¹ (Pielke 2001). El estudio de los efectos hidrológicos, meteorológicos y climáticos del cambio de uso de suelo en el área, es uno de los principales objetivos de la torre de flujos instaladas en Veracruz (Holwerda et al. 2013; Muñoz-Villers et al. 2015; Holwerda et al. 2016).

Sin embargo, los registros la estación de La Orduña no pueden considerarse representativos en estudios regionales y de mayor escala, pues son mediciones puntuales representativas de áreas cortas (<1 km²) (Holwerda et al. 2013). Para este

¹ Energía potencial disponible para la convección.

tipo de estudios, se requeriría una red de estaciones micrometeorológicas distribuidas a través de las regiones de interés, como en la evaluación del producto satelital de productividad de MODIS en diversos biomas en Estados Unidos y Canadá (Heinsch et al. 2006).

Una alternativa a las mediciones micrometeorológicas *in situ* que podría contribuir a contrarrestar la escasez de registros de flujos turbulentos de superficie en México, son los productos derivados de registros satelitales remotos debido a que estos ofrecen un alcance espacial mucho mayor, inclusive de escala global (Mu et al. 2007; Miralles et al. 2011), la mayoría de ellos disponibles para descarga de forma gratuita. Uno de los varios desafíos en el empleo de estos productos remotos, está asociado a las resoluciones espacial y temporal (Cleugh et al. 2007), que por lo general suelen ser grandes (temporal: días; espacial: kms) debido al efecto de las órbitas de los satélites.

El objetivo general del presente trabajo es evaluar el producto de evapotranspiración de MODIS para la región del cafetal bajo sombra de la región montañosa del centro de Veracruz, a partir de los registros de la torre de flujos ubicada en el cafetal de La Orduña. El hecho de que el producto MODIS (global) y las mediciones puntuales en superficie (local) no son del todo compatibles en cuanto a escala espacial, sugería de entrada, que se encontrarían diferencias consistentes en las estimaciones de *ET*. Por tanto, se planteó también la detección y cuantificación de dichas diferencias, así como el análisis del proceso a través del cual el producto satelital realiza la estimación de *ET*, para poder así, atribuir las diferencias a causalidades específicas. De esta manera, se puede obtener una base sólida para, a futuro, adaptar el algoritmo que estima la evapotranspiración para el producto MODIS, a condiciones de escala regional, e inclusive local.

2. Datos y métodos

2.1 Sitio de estudio

La plantación de café que se estudió en este trabajo abarca un área de entre 100 y 150 hectáreas y se ubica en el norte de la localidad de La Orduña del municipio de Coatepec (Veracruz, México), a ~2km al este de la ciudad de Coatepec, y a ~3km al sur de la Ciudad de Xalapa (área azul de ~30 km² ubicada al norte del cafetal en la Figura 1.b). La altura aproximada es de 1205 metros sobre el nivel del mar.

En un contexto topográfico general, la región en la cual se ubica el cafetal se puede considerar de terreno accidentado, dominado por la Sierra Madre Oriental. Inclusive, el volcán inactivo Cofre de Perote, de una altura ~4200 m, se ubica a una distancia lineal aproximada de 23 km al oeste del cafetal. Sin embargo, en un contexto más local, el sitio de interés se encuentra ubicado en un área relativamente plana en el extremo este del Valle del Perote, el cual es considerado la única incursión del Estado de Veracruz en el altiplano regional (INEGI, 1991). Por otro lado, la vegetación nativa ha sido clasificada como Bosque Mesófilo de Montaña (Rzedowski 2006), también conocido como Bosque de Niebla. Sin embargo, debido a la actividad humana, el área de Bosque Mesófilo se ha ido acortando considerablemente. Actualmente parches remanentes del bosque ocupan un 21% del paisaje, mientras que las plantaciones de café han aumentado su presencia en la región, ocupando una proporción del 18% del paisaje (Muñoz-Villers y López-Blanco 2007). Específicamente hablando del cafetal de estudiado, las especies vegetales que dominan son los cafetos (*C. arábica*) de una altura promedio de 2.5 m, y árboles de sombra del género *Inga* de 14 m de altura en promedio (Holwerda et al. 2013).

La torre de flujos instalada sobre el cafetal (19°28' N, 96°55' O) (Figura 1.d) ha estado en operación de forma cuasi-continua desde 2006. La temperatura promedio anual del cafetal es de 18.5 °C (derivada de registros de la torre, 2006-2009) y la precipitación media anual es de 1765 mm, de acuerdo a registros del Servicio Meteorológico Nacional (2011). Debido a que la torre se ubica en el sector oeste del cafetal, los vientos dominantes diurnos (alisios: Sur-Este) recorren aproximadamente una distancia de 1 km sobre el cafetal (*fetch*), de modo que los registros micrometeorológicos diurnos son representativos de las condiciones de este mismo.

Como resultado de sus características geográficas y climáticas, la región presenta precipitación de forma regular, sobre todo en la temporada húmeda comprendida entre Mayo-Octubre (Holwerda et al. 2012), lo cual se traduce en presencia regular de nubes. Lo anterior es un factor de gran peso que se debe considerar en trabajos basados en registros remotos, sobre todo satelitales, como el presente.

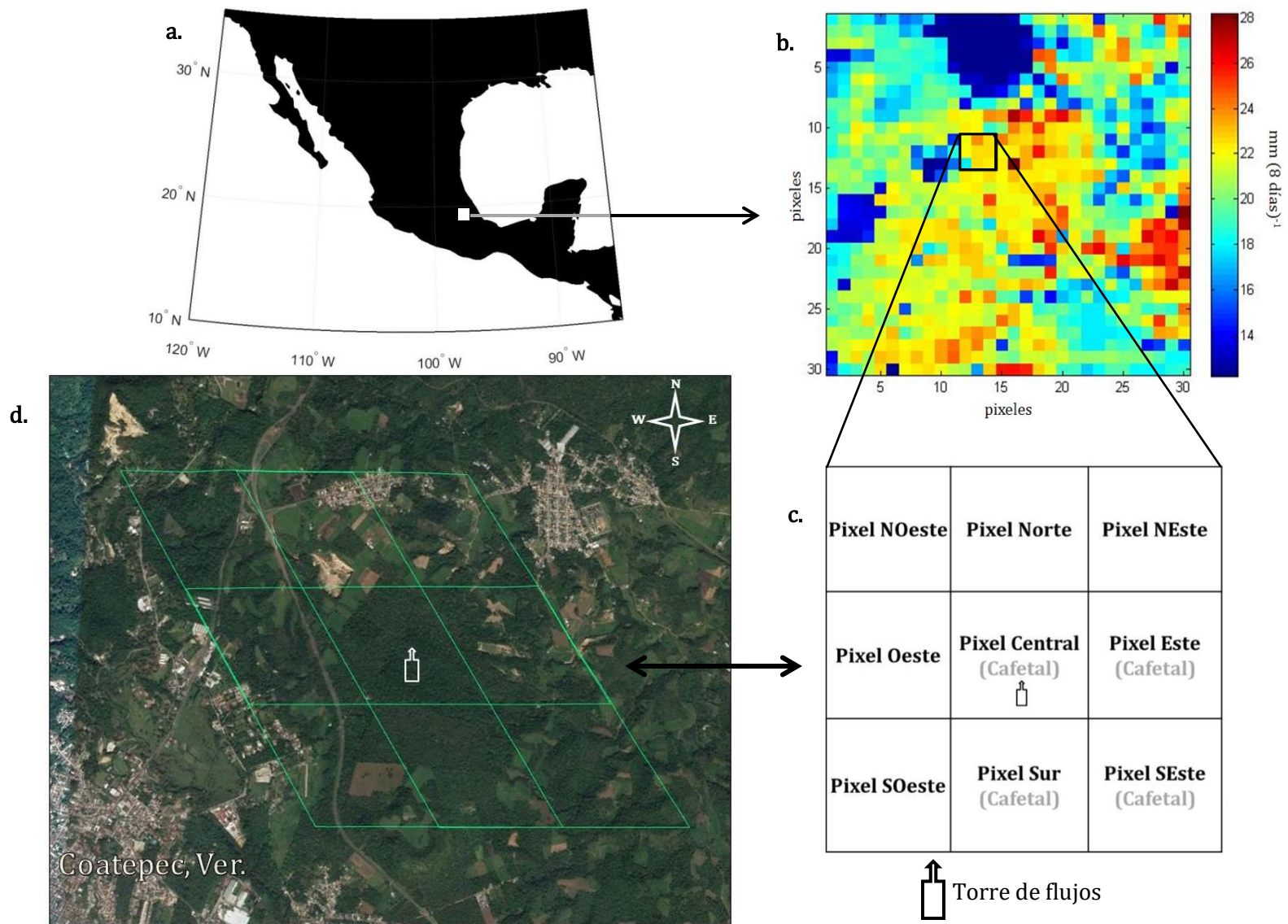


Figura 1. a. Ubicación en México de la región de 30x30 píxeles de MOD16A2 descargada (recuadro blanco). b. Ejemplo de *ET MODIS* (acumulado de 8 días) de la región de 30x30 píxeles. Al centro la imagen, el recuadro negro denota el dominio de estudio definitivo de 3x3 píxeles. c. Dominio definitivo de 3x3 píxeles. Se indican también los píxeles en los que predomina el cafetal bajo sombra. d. Imagen satelital (Google Earth, Image 2017 DigitalGlobe) del sitio de estudio donde se indica la ubicación de la torre de flujos y de los 9 píxeles del dominio definitivo (píxel ~926.6 m, proyección sinusoidal).

2.2 Producto MOD16A2

MOD16A2 es un producto derivado de registros remotos realizados por el instrumento MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo del satélite Terra de la NASA (productos con prefijo MOD=satélite Terra, productos con prefijo MYD=satélite Aqua, productos con prefijo MCD=combinación Aqua-Terra). Su objetivo es estimar la evapotranspiración global basado en el modelo Penman-Monteith (Mu et al. 2013). La versión 5 de este producto, la cual se utilizó en el presente trabajo, tiene una resolución espacial de 926.6 m (~1 km) y su proyección original es sinusoidal. A pesar de que MOD16A2 contiene 5 capas (*ET* total, Flujo de calor latente, *ET* potencial total, Flujo potencial de calor latente, Control de calidad de *ET*), el parámetro de interés para este estudio fue *ET* total (de aquí en adelante llamada *ET*MODIS), el cual se reporta como el acumulado de periodos de 8 días [mm (8 días)^{-1}], y acumulado de 5 días (6 días en años bisiestos) [mm (5 días)^{-1}] para el periodo de 27 -31 de Diciembre de cada año.

Se descargó un juego de 4 años completos de datos de MOD16A2 (2006-2007-2008-2009) en línea desde el servidor del Centro de Archivos Activos Distribuidos (LP DAAC por sus siglas en inglés) de la NASA, ubicado en el Centro USGS/EROS, en Sioux Falls, Dakota del Sur, para poder compararlo directamente con registros de *ET* realizados en superficie. El juego de datos corresponde a una región de 30x30 píxeles (90 píxeles en total) (Figura 1.b), en la cual están incluidas la localidad de La Orduña y la Ciudad de Coatepec (Figura 1.d), entre otras. Posteriormente, se recortaron los archivos para obtener únicamente el dominio definitivo de estudio, el cual consta 9 píxeles (área de 3x3 píxeles) centrados alrededor del píxel dónde se ubica la torre de flujos (de aquí en adelante llamado Pixel Central). Este dominio se repitió para todos los productos MODIS empleados en el estudio. A su vez, las plantaciones de café bajo sombra predominan en 4 de los 9 píxeles del dominio definitivo: Central, Este, Sur y Sureste (Figura 1.c); de aquí en adelante, estos 4 píxeles se llamarán Área de Cafetal.

2.3 Análisis de algoritmo MOD16

Lo primero que se realizó fue un análisis profundo y detallado del algoritmo que estima la *ET* para el producto MOD16, el cual fue desarrollado (Mu et al. 2007) y mejorado (Mu et al. 2011) basado en la ecuación de Penman-Monteith. Dicha ecuación es el resultado de incorporar las características fisiológicas de las plantas a la expresión que Penman había desarrollado en 1948 para estimar la *ET* potencial, la cual únicamente tomaba en cuenta factores abióticos (balance de energía y resistencia aerodinámica), y consideraba a las plantas como pedazos húmedos de papel absorbente (Monteith 1965).

Lo anterior se traduce en una necesidad de registros meteorológicos y de características de la vegetación. Por ello, el algoritmo MOD16 es alimentado por datos de reanálisis de la NASA (datos meteorológicos de ingreso):

- *Temperatura del aire (T)
- *Radiación solar de onda corta incidente ($SWin$)
- *Humedad específica (q)
- *Presión en superficie (P)

Así como por otros productos de MODIS que reflejan las características de la vegetación (datos remotos de ingreso):

- *Índice de área foliar (LAI)
- *Fracción de radiación fotosintéticamente activa ($FPAR$)
- *Tipo de cobertura de suelo
- *Albedo (α)

A grandes rasgos, el algoritmo MOD16 hace dos distinciones principales (Figura 2): i) distingue, en base a la fracción de cobertura vegetal (Fc) (ecuación 12), entre el vapor de agua que fluye hacia la atmósfera desde la vegetación y el que fluye desde el suelo; ii) distingue, en base a la fracción de superficie húmeda ($Fwet$) (ecuación 10), entre condiciones húmedas (subsaturadas) y saturadas, tanto en el suelo como en la vegetación. Partiendo de estas distinciones, se calculan estimaciones diarias de ET como el acumulado de 4 procesos:

1. Evaporación en dosel mojado ($\lambda E_{wet,c}$). Reservorio de agua: rocío e interceptación.
2. Transpiración de planta (λE_{transp}). Reservorio de agua: humedad de suelo.
3. Evaporación en suelo subsaturado o húmedo ($\lambda E_{soilPOT}$). Reservorio de agua: rocío y precipitación.
4. Evaporación en suelo saturado ($\lambda E_{wet,soil}$). Reservorio de agua: humedad de suelo.

$\lambda E_{soilPOT}$ es, en principio, la evaporación potencial. Posteriormente, se calcula la evaporación real a través del factor de restricción de humedad de suelo del modelo de ET de Fisher et al. (2008).

Como ya se mencionó, $\lambda E_{wet,c}$, λE_{transp} , $\lambda E_{wet,soil}$ y $\lambda E_{soilPOT}$ se calculan diariamente. Los cálculos para los 4 procesos se basan en la ecuación de Penman-Monteith, sin embargo, algunos parámetros presentes en los cálculos varían de un proceso a otro.

Además de datos remotos y meteorológicos de ingreso, dichos parámetros también pueden ser una función de constantes que reflejan las características de la vegetación. Estas constantes dependen del tipo de cobertura de superficie del producto MCD12Q1, el cual se describe en la Sección 2.4. En la Tabla 1 se enlistan las constantes correspondientes a Bosque Caducifolio de Hoja Ancha (clasificación de MCD12Q1 para los 4 píxeles del Área de Cafetal). Así mismo, en las Tablas 2.a y 2.b se enlistan los parámetros directos e indirectos que aparecen en las expresiones de Penman-Monteith para cada uno de los cuatro procesos, así como las variables de las que dependen.

		EBF
$T_{min_{open}}$ [°C]	Temperatura mínima para apertura de estomas	9.09
$T_{min_{close}}$ [°C]	Temperatura mínima antes de estrés térmico	-8
VPD_{close} [kPa]	VPD máximo antes de estrés hídrico	4
VPD_{open} [kPa]	VPD mínimo para apertura de estomas	1
g_{sh} [m s ⁻¹]	Conductancia a calor sensible	0.01
$g_{le_{wv}}$ [m s ⁻¹]	Conductancia a vapor de agua	0.01
C_L [m s ⁻¹]	Conductancia estomática potencial media	0.0025
RBL_{min} [s m ⁻¹]	Resistencia de capa límite mínima	70
RBL_{max} [s m ⁻¹]	Resistencia de capa límite máxima	100

Tabla 1. Propiedades de bioma EBF (Bosque Caducifolio de Hoja Ancha) de MODIS.

Es importante mencionar que como parte de las modificaciones se realizaron al algoritmo MOD16 en 2011, se agregó el cálculo de la *ET* para el periodo nocturno, el cual fue establecido como el periodo del día en el que $SWin \leq 10$ [W m⁻²]. En este periodo, el algoritmo considera que la liberación de vapor de agua de las plantas se lleva a cabo a través de las cutículas vegetales, y que el proceso de *ET* es conducido por un flujo negativo de calor sensible (i.e. de la atmósfera hacia la vegetación). Los cálculos se realizan con las mismas expresiones para el día y la noche, simplemente se utilizan diferentes valores de los parámetros meteorológicos, los cuales se obtienen de promedios diarios para el día y la noche (p. ej. $T_{día}$, T_{noche}). El valor de *ET* diario se

calcula con la suma de ET diurno y ET nocturno. Finalmente los valores $ET MODIS$ se obtienen como los acumulados de 8 días.

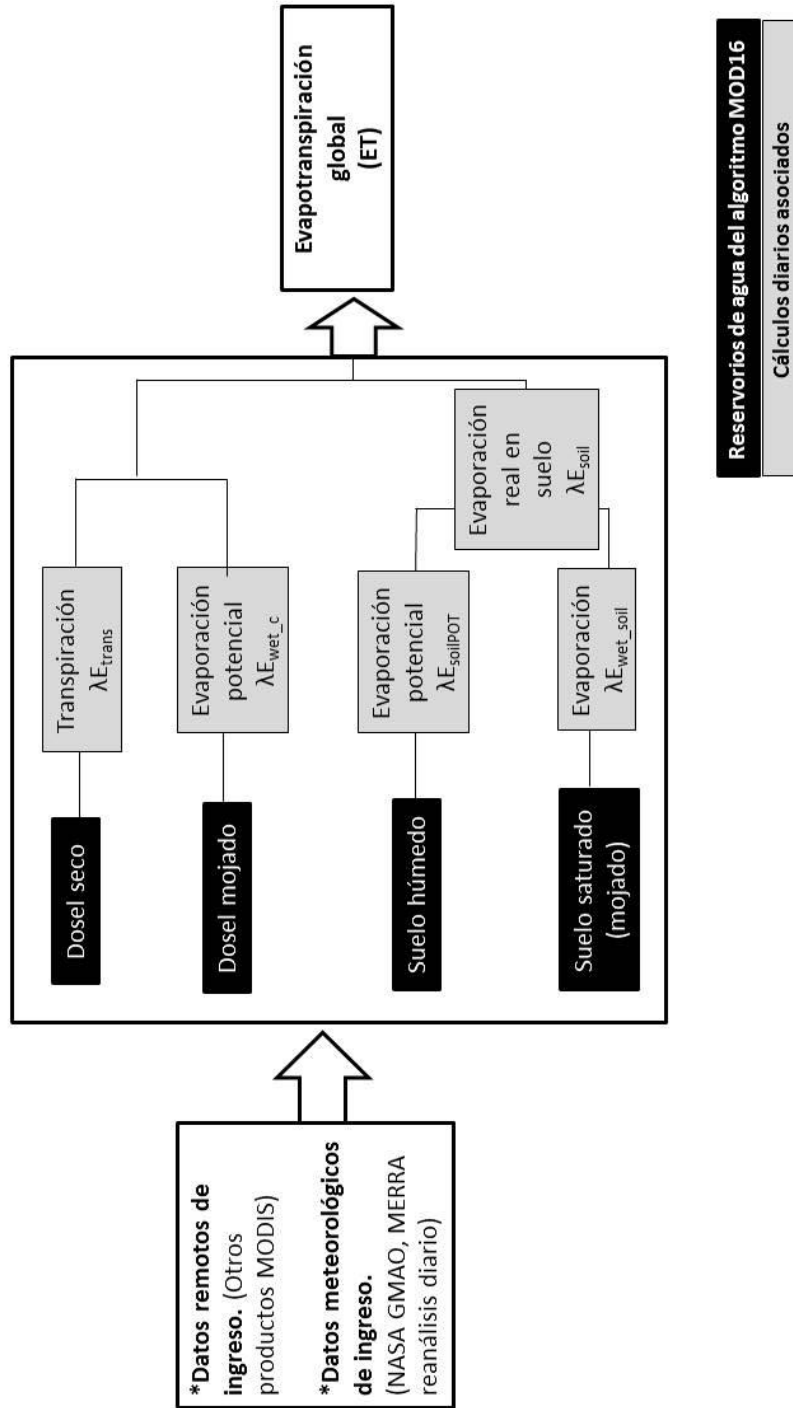


Figura 2. Lógica del algoritmo MOD16.

Evaporación en dosel mojado λE_{wet_c}	Transpiración de planta λE_{transp}	Evaporación en suelo húmedo $\lambda E_{soilPOT}$	Evaporación en suelo saturado λE_{wet_soil}
Fc Fracción de cobertura vegetal (FPAR)	Fc Fracción de cobertura vegetal (FPAR)	Fc Fracción de cobertura vegetal (FPAR)	Fc Fracción de cobertura vegetal (FPAR)
Ac Energía disponible en dosel * Rnet, Fc *	Ac Energía disponible en dosel * Rnet, Fc *	Asoil Energía disponible en suelo * Rnet, Fc, G *	Asoil Energía disponible en suelo * Rnet, Fc, G *
Fwet Fracción de superficie mojada * RH *	Fwet Fracción de superficie mojada * RH *	Fwet Fracción de superficie mojada * RH *	Fwet Fracción de superficie mojada * RH *
VPD Déficit de presión de vapor [T _{día/noche} , q _{día/noche} , P _{día/noche}]	VPD Déficit de presión de vapor [T _{día/noche} , q _{día/noche} , P _{día/noche}]	VPD Déficit de presión de vapor [T _{día/noche} , q _{día/noche} , P _{día/noche}]	VPD Déficit de presión de vapor [T _{día/noche} , q _{día/noche} , P _{día/noche}]
Δ Pendiente de la curva Presión de saturación - Temperatura [T _{día/noche}]	Δ Pendiente de la curva Presión de saturación - Temperatura [T _{día/noche}]	Δ Pendiente de la curva Presión de saturación - Temperatura [T _{día/noche}]	Δ Pendiente de la curva Presión de saturación - Temperatura [T _{día/noche}]
r_{hrc} Resistencia aerodinámica (LAI) * r _{hc} , r _{rc} *	r_a Resistencia aerodinámica [T _{día/noche}] { gl _{sh} }	r_{tot} Resistencia aerodinámica total al transporte de vapor * r _{totc} *	r_{tot} Resistencia aerodinámica total al transporte de vapor * r _{totc} *
r_{vc} Resistencia del dosel mojado a la evaporación de agua (LAI) { gl _{e_wv} } * F _{wet} *	r_s Resistencia de superficie en dosel seco * C _c *	r_{as} Resistencia aerodinámica en la superficie del suelo * r _{tot} , r _{rs} *	r_{as} Resistencia aerodinámica en la superficie del suelo * r _{tot} , r _{rs} *

Tabla 2a. Parámetros directos calculados en el algoritmo de MOD16: aquellos considerados directamente en la estimación de *ET*. Pueden ser una función de: () datos remotos de ingreso; [] datos meteorológicos de ingreso; { } constantes consultadas en Tabla 1: Propiedades de bioma; * * otros parámetros calculados, la mayoría de ellos indirectos (Tabla 2b).

Evaporación en dosel mojado λE_{wet_c}	Transpiración de planta λE_{transp}	Evaporación en suelo húmedo $\lambda E_{soilPOT}$	Evaporación en suelo saturado λE_{wet_soil}
<u>Rnet = A</u> Radiación neta incidente = Energía disponible (albedo) [$SW_{in\,d\acute{a}a}$, $T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>Rnet = A</u> Radiación neta incidente = Energía disponible (albedo) [$SW_{in\,d\acute{a}a}$, $T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>Rnet = A</u> Radiación neta incidente = Energía disponible (albedo) [$SW_{in\,d\acute{a}a}$, $T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>Rnet = A</u> Radiación neta incidente = Energía disponible (albedo) [$SW_{in\,d\acute{a}a}$, $T_{d\acute{a}a/noche}$]
<u>εa</u> Emisividad de la atmósfera [$T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>εa</u> Emisividad de la atmósfera [$T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>εa</u> Emisividad de la atmósfera [$T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>εa</u> Emisividad de la atmósfera [$T_{d\acute{a}a/noche}$]
<u>RH</u> Humedad relativa. [$T_{d\acute{a}a/noche}$, $q_{d\acute{a}a/noche}$, $P_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>RH</u> Humedad relativa. [$T_{d\acute{a}a/noche}$, $q_{d\acute{a}a/noche}$, $P_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>RH</u> Humedad relativa. [$T_{d\acute{a}a/noche}$, $q_{d\acute{a}a/noche}$, $P_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>RH</u> Humedad relativa. [$T_{d\acute{a}a/noche}$, $q_{d\acute{a}a/noche}$, $P_{d\acute{a}a/noche}$]
<u>rhc</u> Resistencia del dosel mojado al calor sensible. (LAI) { g_{l_sh} }	<u>Cc</u> Conductancia de dosel (LAI) [$T_{d\acute{a}a/noche}$] { g_{l_sh} } * F_{wet} *	<u>G</u> Flujo de calor al suelo [$T_{d\acute{a}a/noche}$, T_{annavg}] { $T_{minclose}$ } * F_c *	<u>G</u> Flujo de calor al suelo [$T_{d\acute{a}a/noche}$, T_{annavg}] { $T_{minclose}$ } * F_c *
<u>rrc</u> Resistencia a la transferencia radiativa de calor [$T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>Gs day</u> Conductancia estomatal diurna [T_{min} , $T_{d\acute{a}a/noche}$] { Cl } * VPD *	<u>rrs</u> Resistencia a la transferencia radiativa de calor [$T_{d\acute{a}a/noche}$]	<u>rrs</u> Resistencia a la transferencia radiativa de calor [$T_{d\acute{a}a/noche}$]
		<u>rtotc</u> Resistencia aerodinámica total al transporte de vapor, sin corrección de temperatura y presión. { r_{bl_max} , r_{bl_min} , VPD_{open} , VPD_{close} } * VPD *	<u>rtotc</u> Resistencia aerodinámica total al transporte de vapor, sin corrección de temperatura y presión. { r_{bl_max} , r_{bl_min} , VPD_{open} , VPD_{close} } * VPD *

Tabla 2b. Parámetros indirectos calculados en el algoritmo de MOD16: considerados indirectamente (son variables independientes de parámetros directos) en la estimación de ET . De igual manera, pueden ser una función de: () datos remotos de ingreso; [] datos meteorológicos de ingreso; { } constantes consultadas en Tabla 1: Propiedades de bioma; * * otros parámetros directos o indirectos calculados.

2.4 Datos remotos de ingreso (MODIS)

Una vez analizado el algoritmo e identificados los parámetros considerados en la estimación de la *ET*, se decidió descargar los productos empleados (tanto meteorológicos como remotos) en MOD16 para analizar cómo describen las características y condiciones del cafetal, en comparación con las observaciones realizadas en el sitio a través de los años.

Hablando específicamente de los datos remotos de ingreso, se descargaron² juegos de los mismos 4 años completos de datos, y se recortaron los archivos para obtener el dominio definitivo de 3x3 píxeles descrito para el producto MOD16A2 (Figura 1.c). Los productos MODIS descargados fueron:

MCD12Q1. Tipo de cobertura de suelo. Resolución espacial: 500 m; Resolución temporal: 1 año; Versión: 5.

MCD43B2. BRDF³ Calidad de albedo. Resolución espacial: ~1 km; Resolución temporal: 8 días; Versión: 5.

MCD43B3. BRDF Albedo. Resolución espacial: ~1 km; Resolución temporal: 8 días; Versión: 5.

MOD15A2. Índice de área foliar y Fracción de radiación fotosintéticamente activa. Resolución espacial: ~1 km; Resolución temporal: 8 días; Versión: 5.

Todos los productos remotos de ingreso tienen la misma resolución espacial y temporal que el producto de *ET* de MODIS, a excepción del tipo de cobertura de suelo. Los píxeles de MCD12Q1 tienen una resolución espacial de exactamente la mitad que el resto de los productos, y su valor indica el tipo de cobertura de suelo que predominó durante un año. El Pixel Central (Figura 1.c), que en resolución de ~500 m se convierte en 4 píxeles (Figura 3), registra un valor de 2 (Bosque Caducifolio de hoja ancha, según la clasificación de MODIS) de manera constante en los 4 años. En cuanto al resto de los píxeles correspondientes al Área de Cafetal (3 píxeles en resolución de ~1 km, y 12 píxeles en resolución de ~500 m), registran valores de 2 principalmente, aunque también se registran algunos de 5 (Bosque mixto) y 8 (Sabana boscosa) en algunos años. El resto de los píxeles del dominio definitivo tienen valores de 2, 5, 8 y 12 (Tierras de cultivo). Lo anterior se puede visualizar en la Figura 3.

² Descargados desde el servidor LP DAAC, NASA.

³ Función bidireccional de distribución de reflectancia, por sus siglas en inglés.

8	2	8	12	5	8
2	2	8	2	8	8
8	2	2	2	2	8
8	2	2	2	2	2
8	2	2	2	2	2
2	2	2	2	2	2

Figura 3. Tipo de cobertura de superficie para el dominio definitivo de estudio, según MODIS. Los 9 píxeles (resolución ~1 km) de dicho dominio se muestran con líneas anchas negras. Las líneas delgadas grises muestran los píxeles de resolución ~500 m, correspondientes al producto MCD21Q1. El Área de Cafetal (Pixel Central, Pixel Sur, Pixel Este, Pixel Sureste en la resolución ~1 km) está dominada por Bosque Caducifolio de hoja ancha (2).

Con la intención de apearse lo más posible al algoritmo de MOD16, se realizó un control de calidad a los productos MOD15A3 y MCD43B3 correspondientes al Pixel Central basado en Zhao et al. (2005). Los valores de *LAI* para los cuales la banda de control de calidad de MOD15A3 (*FparLai_QC*) reportaba cielos despejados y empleo de algoritmo principal, se consideraron confiables, incluyendo aquellos registrados bajo condiciones de saturación de reflectancia. Por el contrario, los valores generados bajo indicios de nubes y/o empleo del algoritmo secundario se descartaron. Debido a que la capa de control de calidad para *LAI* y *FPAR* es la misma, la discriminación de valores de *FPAR* se realizó bajo los mismos estándares. En el trabajo de Zhao (2005) se propone incluir un segundo control de calidad para *FPAR* basado en la presencia/ausencia de hielo y nieve en el pixel. Sin embargo este proceso no fue necesario debido a que el pixel de interés se ubica en una latitud y altura respecto al nivel del mar tales que la presencia de hielo y nieve no figura en la climatología de la región.

El análisis de calidad del albedo (producto MCD43B3) se basó en la banda *BRDF_Albedo_Quality* del producto MCD43B2. A diferencia de *FparLai_QC*, la banda de

calidad de albedo empleada no se necesita convertir a cifras binarias para ser interpretada. Con ella se distinguen, a través de valores enteros positivos, los registros de albedo de buena calidad de los registros y los que necesitan ser evaluados por una segunda banda de control de calidad. Para fines de la presente investigación, únicamente se realizó una discriminación entre valores de buena calidad, y valores de calidad dudosa (aquellos que requieren un segundo control de calidad). Estos últimos fueron omitidos.

Para rellenar los huecos de las series de tiempo de los datos remotos de ingreso tras el descarte de registros basado en el control de calidad, se siguió el proceso empleado por Zhao en 2005, el cual consta de dos pasos: i) En caso de que el primer/último registro de la serie de tiempo se encuentre vacío (calidad mala o dudosa), se rellenó con el registro confiable más cercano. ii) El resto de los datos faltantes en la serie de tiempo se generaron a través de una simple interpolación lineal.

En el caso específico de *LAI*, se graficaron también los valores confiables del Pixel Sur (□ en Figura 4.a). Como se observa en la Figura 1.d, en el Pixel Sur también domina el cafetal bajo sombra (caracterizado como Bosque Perenne de Hoja Ancha por el producto MOD12Q1 de tipo de cobertura), por tanto, su serie de tiempo de *LAI* debe ser similar en valores absolutos y variabilidad a la del Pixel Central. Esto se aprecia en la Figura 4.a, y se consideró un análisis de calidad complementario. Lo anterior se realizó en respuesta al hecho de que, a pesar del control de calidad empleado, las series de tiempo tanto de *LAI* como de *FPAR* del Pixel Central presentan variaciones abruptas en sus valores en periodos muy cortos de tiempo, lo cual no es un comportamiento habitual considerando las características fenológicas de la vegetación. Comparando con los valores confiables de *LAI* del Pixel Sur, es posible notar que no todas las anomalías del Pixel Central y del Pixel Sur coinciden. Por otro lado, comparando las Figuras 4.a y 4.b, se observa que estas anomalías se superponen temporalmente en las series de *FPAR* y *LAI*, lo cual tiene sentido considerando que ambos provienen del mismo producto de MODIS y que sus algoritmos están estrechamente ligados (Myneni et al. 2002). Considerando las dos observaciones anteriores, se puede concluir que el control de calidad aplicado a los productos remotos que alimentan el algoritmo de MOD16 no logran discriminar completamente los valores “anómalos” en la región de estudio, lo cual se traduce en una posible fuente de error para la estimación de la *ET* que realiza MODIS para la región. Esto se retomará en discusiones de resultados más adelante.

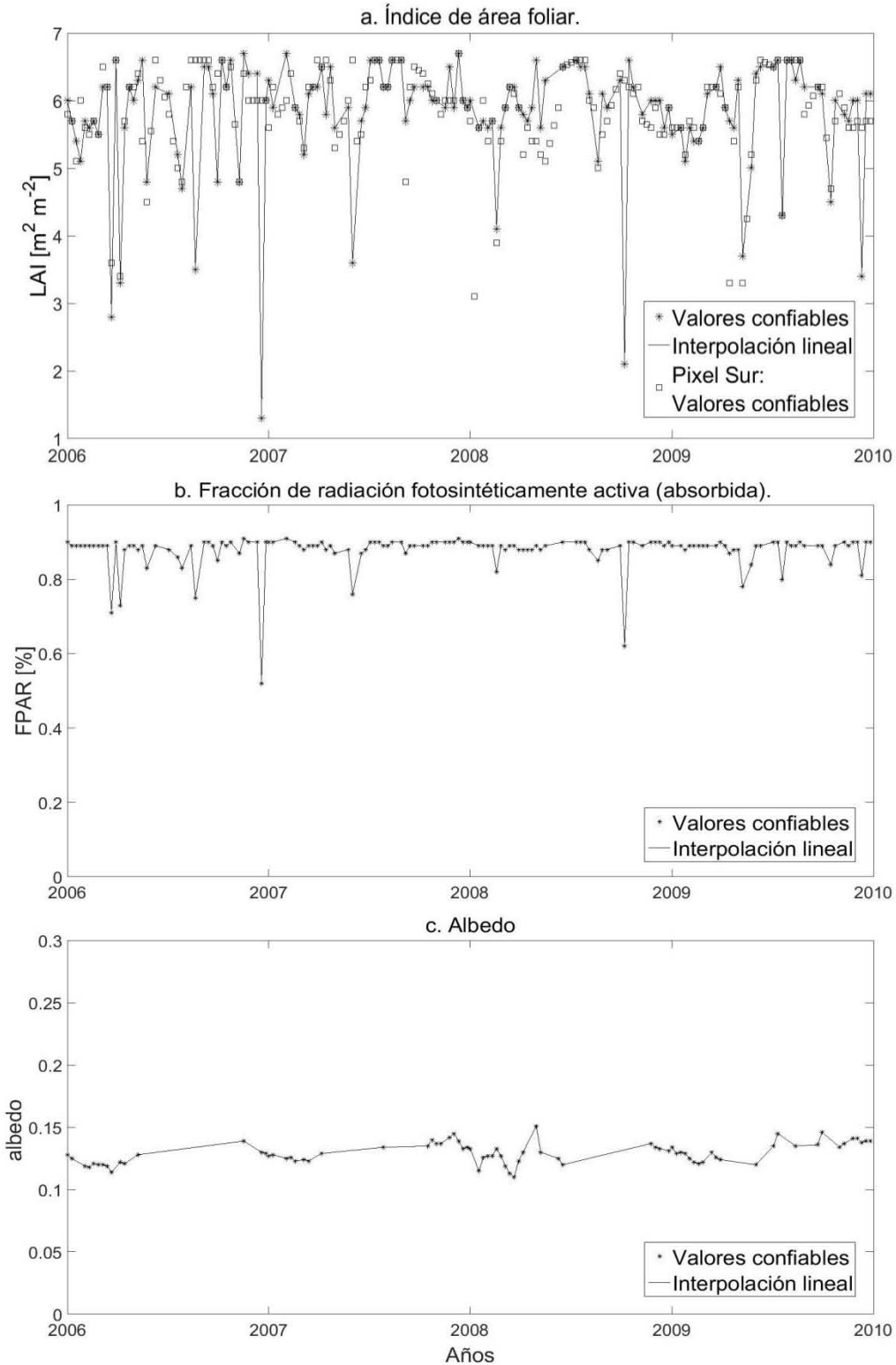


Figura 4. Interpolación lineal y valores confiables del Pixel Central (•), resultantes del control de calidad (Zhao et al. 2005) aplicado a los datos remotos MODIS empleados en el algoritmo de MOD16. Cada valor es representativo de un periodo de 8 días. Para LAI se incluyeron los valores confiables del Pixel Sur (□) para realizar un análisis de calidad visual complementario.

2.5 Datos meteorológicos de ingreso (MERRA)

Al igual que con los datos remotos de ingreso, se decidió descargar los juegos de datos meteorológicos de ingreso utilizados en el algoritmo MOD16. Los productos de reanálisis descargados ⁴pertenecen al programa *Análisis Retrospectivo de la Era-Moderna para la Investigación y Aplicación* (MERRA, por sus siglas en inglés) de la Oficina de Modelación y Asimilación Global (GMAO) de la NASA. Los productos descargados fueron:

*M2T1NXSLV. Resolución espacial: $0.5^\circ \times 0.625^\circ$. Resolución temporal: promedios horarios. Parámetros seleccionados: temperatura del aire a 2 m (T_{MERRA}), humedad específica a 2 m (q_{MERRA}), presión en superficie (P_{MERRA}).

*M2T1NXLFO. Resolución espacial: $0.5^\circ \times 0.625^\circ$. Resolución temporal: promedios horarios. Parámetros seleccionados: radiación solar de onda corta incidente en superficie ($SWin_{MERRA}$).

Debido a que la resolución espacial de los parámetros MERRA es muy grande respecto a la ubicación puntual de la torre de flujos, se generaron valores puntuales representativos de la torre a partir de los datos de reanálisis realizando una interpolación con pesos (Zhao et al. 2005).

2.6 Datos registrados en superficie (TORRE)

A través de los últimos años y como parte del monitoreo de flujos turbulentos de agua y energía en superficie, se han realizado mediciones continuas y puntuales de diversos parámetros en la torre de flujos instalada en el cafetal, incluyendo los parámetros meteorológicos de ingreso enlistados en secciones anteriores (se tienen registros directos de humedad relativa en lugar de humedad específica). A diferencia de los datos meteorológicos horarios MERRA, los datos meteorológicos TORRE son valores promedio de cada media hora. En el presente trabajo se dispuso de un juego de datos meteorológicos TORRE del periodo de Agosto de 2006 a Septiembre de 2009.

Como parte de la caracterización del cafetal bajo sombra que ha realizado el grupo de Hidrología y Meteorología del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM a través de los años, se ha estimado una fracción de cobertura vegetal (FCV) de 80% ($FPAR = FCV/100$). A su vez, a partir de mediciones realizadas a diversas alturas dentro del cafetal, con la intención captar las características tanto de los cafetos como de los árboles de sombra, se ha estimado un rango de valores de índice de área foliar (LAI_{TORRE}) de 2 a 4 [$m^2 m^{-2}$] (Tabla 4). La distribución de estos valores a través del año muestra un ciclo anual con valores máximos en la temporada húmeda, y valores mínimos en la temporada seca-fría. Adicionalmente, a partir de los registros de

⁴ Descargado de Goddard Earth Science Data Information Service Center.

balance de radiación de la torre de flujos, se ha estimado un albedo promedio (α_{TORRE}) de 0.12 en el cafetal.

Las estimaciones de ET realizadas a partir de mediciones de la torre (ET_{TORRE}) se derivan de los flujos cinemáticos de vapor de agua calculados con el método Eddy Covarianza. El juego de datos de ET_{TORRE} utilizado en este trabajo comprende el mismo periodo que el juego de datos meteorológicos TORRE.

La descripción de los equipos utilizados para las mediciones en la torre de flujos, así como cuestiones técnicas sobre los métodos empleados en la estimación de flujos y demás parámetros se pueden consultar en la publicación: *The water and energy exchange of a shaded coffee plantation in the lower montane cloud forest zone of central Veracruz, Mexico* (Holwerda et al. 2013/ Agricultural and Forest Meteorology, 173, 1– 13); así como en la tesis de licenciatura: *Cambios en el balance de energía y parámetros de superficie asociados a la conversión de cafetal a plantación de caña de azúcar en el centro de Veracruz* (Salazar 2015 / Facultad de Ciencias-UNAM).

2.7 Comparación entre parámetros meteorológicos MERRA y TORRE

Mediante un análisis de las Tablas 2^a y 2b, se seleccionaron los parámetros y variables meteorológicas consideradas de mayor peso en el algoritmo, y se compararon sus valores derivados de los datos MERRA y de los registros de la torre de flujos. Como se ha venido mencionando, el presente trabajo se realizó apegándose al algoritmo de MOD16, por lo que se conservaron las escalas espaciales y temporales empleadas en el algoritmo. Por tanto, esta comparación se realizó para los promedios diarios de temperatura del aire y déficit de presión de vapor, realizando también la diferenciación entre día y noche (Figura 3.a). En el caso de la radiación de onda corta incidente, se compararon también los promedios diarios de MERRA y de TORRE (Figura 3b), sin embargo, únicamente se realizó para el periodo diurno, debido a que el algoritmo considera $SWin = 0$ para el periodo nocturno (Mu et al. 2011).

A partir de los promedios diarios de T [°C], q , Pa [kPa] de MERRA, se calcularon, para día y noche:

$$e = \frac{qPa}{0.622} \text{ [kPa]} \quad Ec. 1$$

$$e_{sat} = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{273.3 + T}\right) \text{ [kPa]} \quad Ec. 2$$

Y a partir de la presión de vapor e y presión de saturación de vapor (e_{sat}) se calculó el déficit de presión de vapor (VPD):

$$VPD = e_{sat} - e \text{ [kPa]} \quad Ec. 3$$

el cual es un parámetro importante en el algoritmo (Tabla 2.a).

Se obtuvieron valores puntuales de MERRA (representativos de la ubicación de la torre de flujos) en base a una interpolación por pesos (a partir de los 4 puntos de malla más cercanos a la torre) (Zhao et al. 2005).

Cuantitativamente, la comparación se realizó a partir del cálculo de los coeficientes de correlación de Pearson y R^2 (Tabla 3), así como de un ajuste lineal de las dispersiones de la Figuras 7 y 8.

2.8 Conductancias de dosel MODIS y TORRE

Debido a que la transpiración de la vegetación (E_t) es el proceso que domina la evapotranspiración anual (E_{to}) del cafetal en la localidad de la Orduña ($E_t/E_{to} = 0.89$, Holwerda et al. 2013), se decidió hacer una prueba específica para evaluar la capacidad del algoritmo para modelar dicho proceso. Para ello, se calcularon las conductancias de dosel ($CcMODIS$) utilizando el modelo del algoritmo MOD16:

$$CcMODIS = \left(\frac{gl_{sh} * (Gs + G_{cu})}{Gs + gl_{sh} + G_{cu}} * LAI * (1 - Fwet) \right) * 1000 \text{ [mm s}^{-1}] \quad Ec. 4$$

donde:

$$G_{cu} = g_{cu} * \frac{1}{\left(\frac{101300}{Pa}\right) \left(\frac{T+273.15}{293.15}\right)^{1.75}} \quad Ec. 5$$

$$Gs = C_L * mTmin * mVPDmin * \frac{1}{\left(\frac{101300}{Pa_o}\right) \left(\frac{T + 273.15}{293.15}\right)^{1.75}} \quad Ec. 6$$

$$mTmin = \frac{Tmin - Tmin_{close}}{Tmin_{open} - Tmin_{close}} \quad Ec. 7$$

$$mVPDmin = \frac{VPD_{close} - VPD}{VPD_{close} - VPD_{open}} \quad Ec. 8$$

$$Fwet = \begin{cases} 0.0 & RH < 70\% \\ \left(\frac{RH}{100}\right)^4 & 70\% \leq RH \leq 100\% \end{cases} \quad Ec. 9$$

Para estos cálculos se consideró una presión atmosférica constante $Pa_o = 87662$ [Pa] (calculada en base a Thornton, 1998), una conductancia cuticular por unidad de LAI constante $g_{cu} = 0.00001$ [m s⁻¹]; los valores de $Tmin_{close}$, $Tmin_{open}$, VPD_{close} , VPD_{open} , C_L y gl_{sh} corresponden a la Tabla 1: Propiedades de bioma; los valores de LAI del

producto MOD15A2; finalmente, para las variables meteorológicas VPD , T , $Tmin$, y RH se consideraron los valores registrados en la Torre con la intención de eliminar el efecto de las sobre/sub-estimaciones de los datos de reanálisis y así poder evaluar únicamente el algoritmo. Es importante mencionar que, bajo la premisa de que la transpiración se maximiza en condiciones secas (siempre y cuando haya disponibilidad de agua en suelo), los cálculos de $CcMODIS$ se realizaron únicamente para periodos diurnos de días soleados y sin precipitación.

Estos valores de $CcMODIS$ se graficaron contra los valores de VPD (Figura 9) para analizar la respuesta de la vegetación ante cambios en la humedad del aire. Lo mismo se realizó para valores de conductancias de dosel ($CcTORRE$) obtenidos a través del despeje de resistencia de superficie ($rs = Cc^{-1}$) directamente de la ecuación de Penman-Monteith y de las observaciones de flujo de calor latente de la torre de flujos (F. Holwerda, datos no publicados). Cabe aclarar que $CcMODIS$ y $CcTORRE$ corresponden exactamente a los mismos días (soleados y sin precipitación).

2.9 Prueba de sensibilidad en estimación de transpiración de MOD16

Continuando con la idea de evaluar la componente dominante de la evapotranspiración en el cafetal bajo sombra, se realizó una prueba de sensibilidad de la transpiración (λE_{transp}) a las sobreestimaciones del reanálisis meteorológico MERRA. Específicamente, se seleccionaron los parámetros: $SWin$, debido a que la radiación de onda corta que llega desde el Sol es la fuente principal de energía en los procesos de superficie; y T , debido a que la mayoría de los parámetros que aparecen en las ecuaciones de Penman-Monteith que se utilizan para estimar la ET son una función de la temperatura (Tabla 2).

La prueba de sensibilidad consistió en el cálculo de un valor control de la transpiración de la vegetación en los periodos diurnos de días soleados y sin precipitación ($\lambda E_{transpCTRL} = 146 [W m^{-2}]$) basado en algoritmo MOD16:

$$\lambda E_{transpCTRL} = \frac{\left\{ (\Delta_c * A_{CTRL} * Fc) + \left(\frac{\rho_{aire} * Cp * VPD * Fc}{ra} \right) \right\} (1 - Fwet)}{\Delta_c + \left(\gamma * \left(1 + \frac{rs}{ra} \right) \right)} \quad Ec. 10$$

con las constantes $\rho_{aire} = 1.02 [kg m^{-3}]$, $Cp = 1005 [J kg^{-1} °C^{-1}]$ y $\gamma = 0.0632 [kPa °C^{-1}]$.

El valor de Fc se calculó con un valor promedio de $FPAR = 0.88$, del producto MOD15A2 para los 4 pixeles correspondientes del cafetal:

$$Fc = FPAR \quad Ec. 11$$

Al tratarse de días soleados y sin precipitación, se consideró una fracción de superficie húmeda $F_{wet} = 0$. Se calculó un valor promedio de resistencia de superficie $r_s = 137.5$ [s m⁻¹] derivado de los mismos valores de Cc_{TORRE} de días soleados y sin precipitación empleados en la sección 2.8. Se consideró un valor constante de resistencia aerodinámica $r_a = 20$ [s m⁻¹] (Holwerda et al. 2016). Los valores control de energía disponible ($A_{CTRL} = 402$ [W m⁻²]) y del gradiente de la relación T - e_{sat} ($\Delta_{CTRL} = 0.148$) se calcularon:

$$A_{CTRL} = Rnet_c = (1 - \alpha) * SWin_c + (\varepsilon_a - \varepsilon_s) * \sigma * (273.16 + T_c)^4 \quad Ec. 12$$

$$\Delta_c = \frac{4098 * e_{sat}}{(237.3 + T_c)^2} \quad Ec. 13$$

respectivamente. Se utilizó el valor de albedo registrado en la torre $\alpha_{TORRE} = 0.12$ como constante; se consideraron también una emisividad de la superficie $\varepsilon_s = 0.97$, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$ [W m⁻² K⁻⁴], y la emisividad de la atmósfera se calculó con:

$$\varepsilon_a = (1 - 0.26) \exp(-0.00077 * T_c^2) \quad Ec. 14$$

e_{sat} se calculó empleando la ecuación 2 en función de T_c . A su vez, para la radiación solar de onda corta incidente, la temperatura y el déficit de presión de vapor se calcularon valores promedio de los periodos diurnos de días soleados y sin precipitación de los registros meteorológicos de TORRE, teniendo así: $SWin_c = 530$ [W m⁻²], $T_c = 21.6$ [°C], y $VPD = 0.99$ [kPa], respectivamente.

Posteriormente, se aumentaron en 10%, 20%, 30% y 40% los valores de T_c y $SWin_c$, y con cada uno de ellos se volvieron a calcular Ac y Δ utilizando las ecuaciones 2, 14 para Δ , y 13, 15 para Ac . Para el resto de los parámetros se respetaron los valores constantes. Dado que Ac es una función tanto de T como de $SWin$, se realizaron cálculos cruzados con diferentes variaciones de ambos parámetros meteorológicos. Los resultados de esta prueba de sensibilidad de Δ y Ac se reportan en la Tabla 5.

Finalmente, se tomaron los valores resultantes de Δ y Ac tras las variaciones de T_c y $SWin_c$, y se utilizaron para calcular los valores asociados de λE_{transp} (Tabla 6.), utilizando la ecuación 10. De igual forma, el resto de los parámetros de dicha ecuación permanecieron constantes.

3. Resultados

3.1 *ET TORRE* vs *ET MODIS*

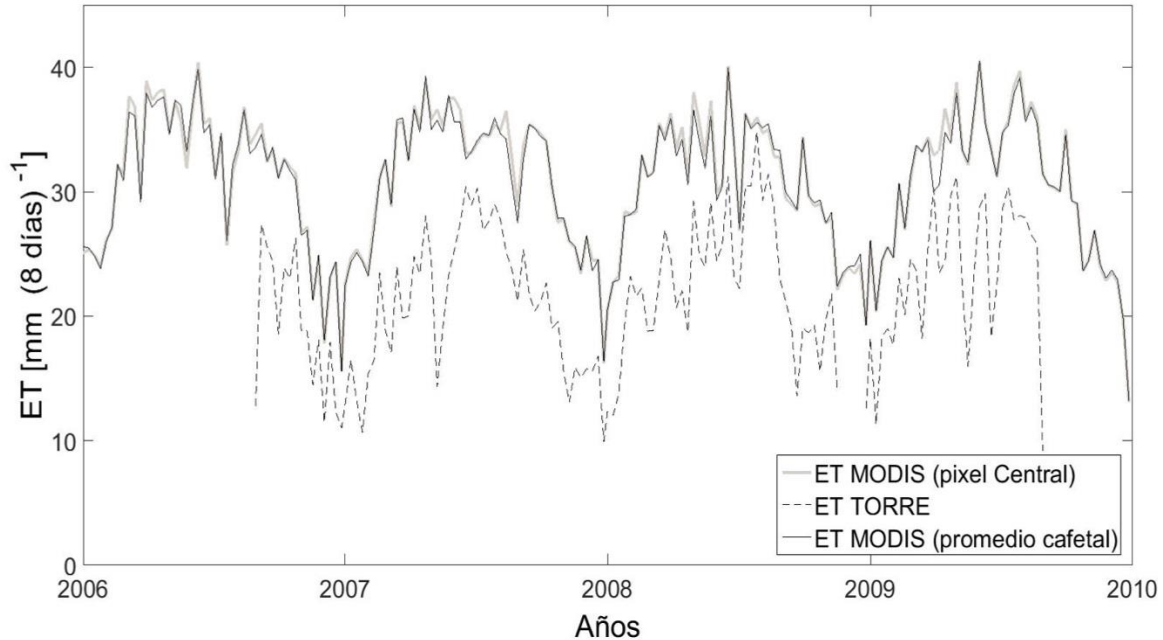


Figura 5. Serie de tiempo de *ET TORRE* y *ET MODIS*. Se observan las series de tiempo del producto MOD16A2 de los años completos 2006, 2007, 2008, 2009, correspondientes al Pixel Central (línea gris), y a los valores promedio de los 4 pixeles en los que domina el cafetal (línea negra); la línea punteada es la serie de tiempo de *ET TORRE* para el periodo de Agosto 2006 – Septiembre 2009.

La Figura 5 es uno de los resultados principales, pues es una respuesta directa al objetivo principal planteado en esta tesis: la comparación entre el producto remoto de *ET* de MODIS, y los registros realizados en superficie. En dicha figura se encuentra desplegada la serie de tiempo de la *ET* registrada en la torre de flujos (*ET TORRE*), en la cual se pueden observar un rango de valores de 10 - 35 mm acumulados en 8 días. Los valores máximos se registran a mediados de año, correspondiente a la época húmeda, mientras que los valores mínimos se registraron en la época seca. Lo anterior se traduce en un ciclo anual bien definido. Esto último se puede apreciar también en ambas series de *ET MODIS*, las cuales presentan 4 ciclos anuales completos bien definidos, igualmente centrados en la época húmeda. Por tanto, en términos de distribución anual, se puede decir que las 3 series de tiempo registran un comportamiento similar.

Las 2 series de *ET MODIS* prácticamente se encuentran superpuestas, lo cual tiene sentido pues una representa los valores de *ET* del Pixel Central, mientras que la otra

representa los valores promediados de los 4 pixeles en los que domina el cafetal. Este ejercicio se realizó con el propósito de comprobar la consistencia del algoritmo MOD16 en función de la clasificación de tipo de vegetación del producto MDC12Q1.

Por otro lado, a pesar de que tanto MODIS como TORRE coinciden en la distribución anual de *ET*, difieren considerablemente en términos de valores absolutos (rango de valores de *ET MODIS*: 13 – 41 [mm (8 días)⁻¹]; rango de valores de *ET TORRE*: 15 – 35 [mm (8 días)⁻¹]) resultando en una sobreestimación sistemática por parte de MODIS, apreciable en las Figuras 5 y 6. Se calculó una sobreestimación promedio (sobre acumulados de 8 días) de *ET MODIS* de 49%, para el periodo de tiempo estudiado.

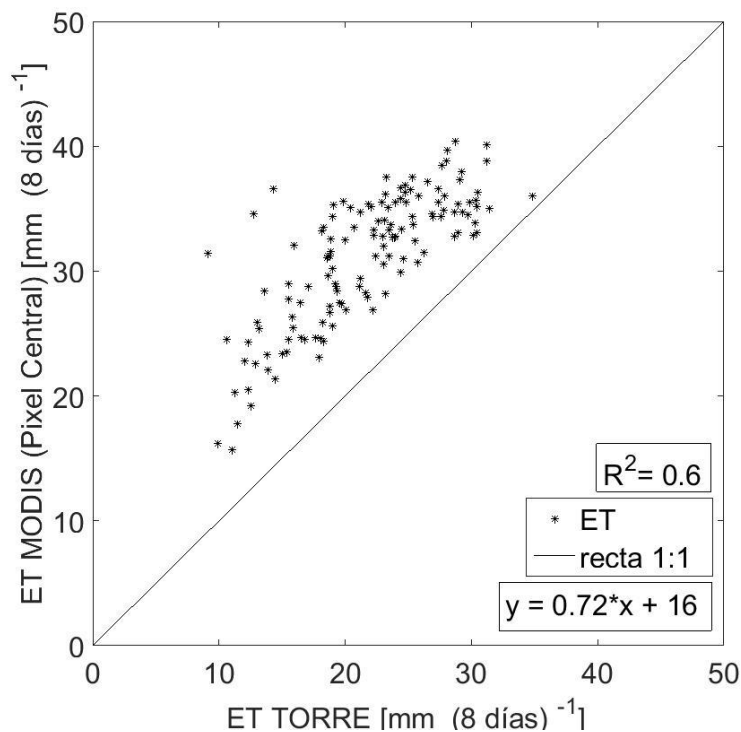


Figura 6. Comparación de *ET TORRE* y *ET MODIS* del pixel central. Se calculó un coeficiente de determinación $R^2 = 0.6$, así como la ecuación de recta resultado de un ajuste lineal entre ambos productos.

Finalmente, se calculó un coeficiente de determinación $R^2 = 0.61$ entre *ET TORRE* y *ET MODIS*, reflejando la similitud en las variaciones temporales de *ET* observada en los ciclos anuales de MODIS y TORRE.

3.2 Reanálisis MERRA vs Mediciones TORRE

Una vez identificado el factor de sobreestimación de 1.49 de *ET MODIS* sobre *ET TORRE*, se realizaron diversas pruebas descritas en las secciones 2.8 y 2.9 para intentar identificar las posibles causas de dicho comportamiento. Para ello, la comparación entre los datos de reanálisis MERRA y los registros meteorológicos en superficie TORRE resultó una prueba obvia, pues diferentes estudios han demostrado que los juegos de datos meteorológicos son una de las principales fuentes de error en la estimación de *ET* a través del algoritmo MOD16 (Mu et al. 2011). Debido a que la radiación solar es la principal fuente de energía en los procesos de superficie, el primer parámetro que se comparó fue la radiación solar de onda corta incidente en superficie (*SWin*). Cabe recordar que, en el caso de *SWin*, únicamente se hizo la comparación entre MERRA y TORRE para el periodo diurno. El coeficiente de determinación entre *SWin TORRE* y *SWin MERRA* es de los más bajos ($r^2 = 0.25$) de los parámetros comparados (Tabla 3). En la Figura 7 se puede apreciar que la nube de puntos es muy dispersa por lo que no presenta un buen ajuste lineal. La mayoría de los puntos se ubican por encima de la recta identidad, lo que indica que MERRA tiende a sobreestimar los valores de *SWin* respecto a TORRE. Esta sobreestimación se calculó de 20% en promedio. Por otro lado, se observó que en un rango de valores mayores (450 – 600 [W m⁻²]), *SWin TORRE* y *SWin MERRA* convergen de mejor forma, ajustándose ligeramente más a la recta.

Otro parámetro meteorológico de ingreso comparado fue la temperatura del aire (Figura 8.a). Resulta evidente que, tanto en el día como en la noche, el producto MERRA sobreestima la temperatura respecto a los registros TORRE. En la noche, la sobreestimación es prácticamente constante, mientras que durante el día, MERRA parece acercarse a los valores de TORRE para las temperaturas mayores (>20 [°C]), algo similar a lo que ocurre con *SWin*. Lo anterior se ve reflejado en el ajuste lineal, pues para los valores nocturnos se calculó una pendiente muy cercana a 1 (0.94), mientras que para los valores diurnos la pendiente es menor (0.74). En promedio, el porcentaje de sobreestimación calculado fue de 19%.

La comparación de humedad del aire entre MERRA y TORRE se decidió hacer en términos del déficit de presión (Figura 8.b), pues este refleja la demanda atmosférica de vapor de agua, y es un parámetro que aparece directamente en las ecuaciones de Penman-Monteith que el algoritmo MOD16 emplea para la estimación de *ET* (Tabla 2). Al igual que los parámetros meteorológicos anteriores, en general los valores de MERRA son mayores que los de TORRE; sin embargo, se observa también un número importante de puntos por debajo de la recta identidad (en este caso se considera una subestimación de *VPD*). Contrario a lo observado en *T* y *SWin*, el valor absoluto del déficit de presión de ambos productos parece converger más en valores bajos.

Considerando tanto el ajuste lineal como el coeficiente de determinación (Tabla 3), las estimaciones de *VPD* de MERRA se acercan más a los registros de TORRE en el periodo diurno.

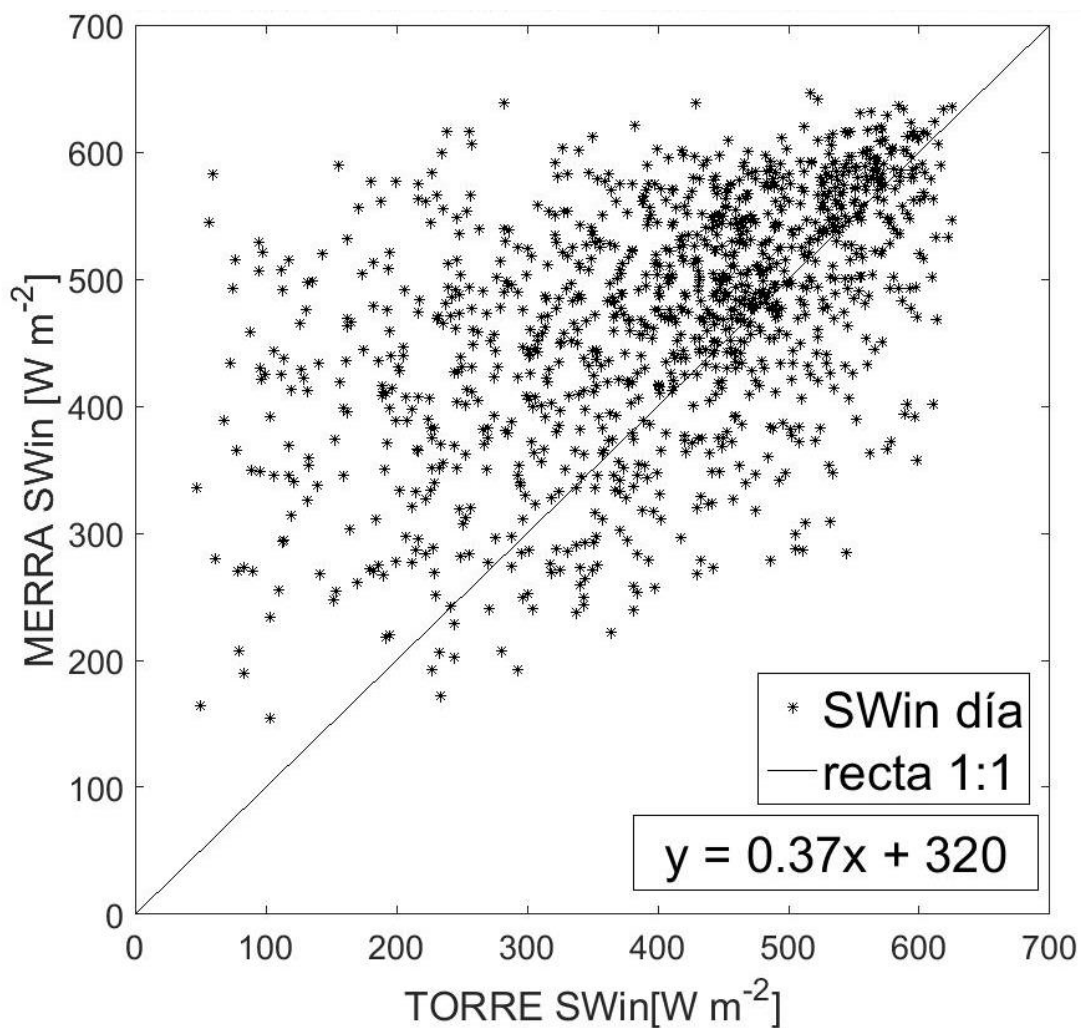


Figura 7. Comparación de los promedios diarios diurnos de la radiación solar de onda corta incidente (*SWin*) de MERRA y TORRE.

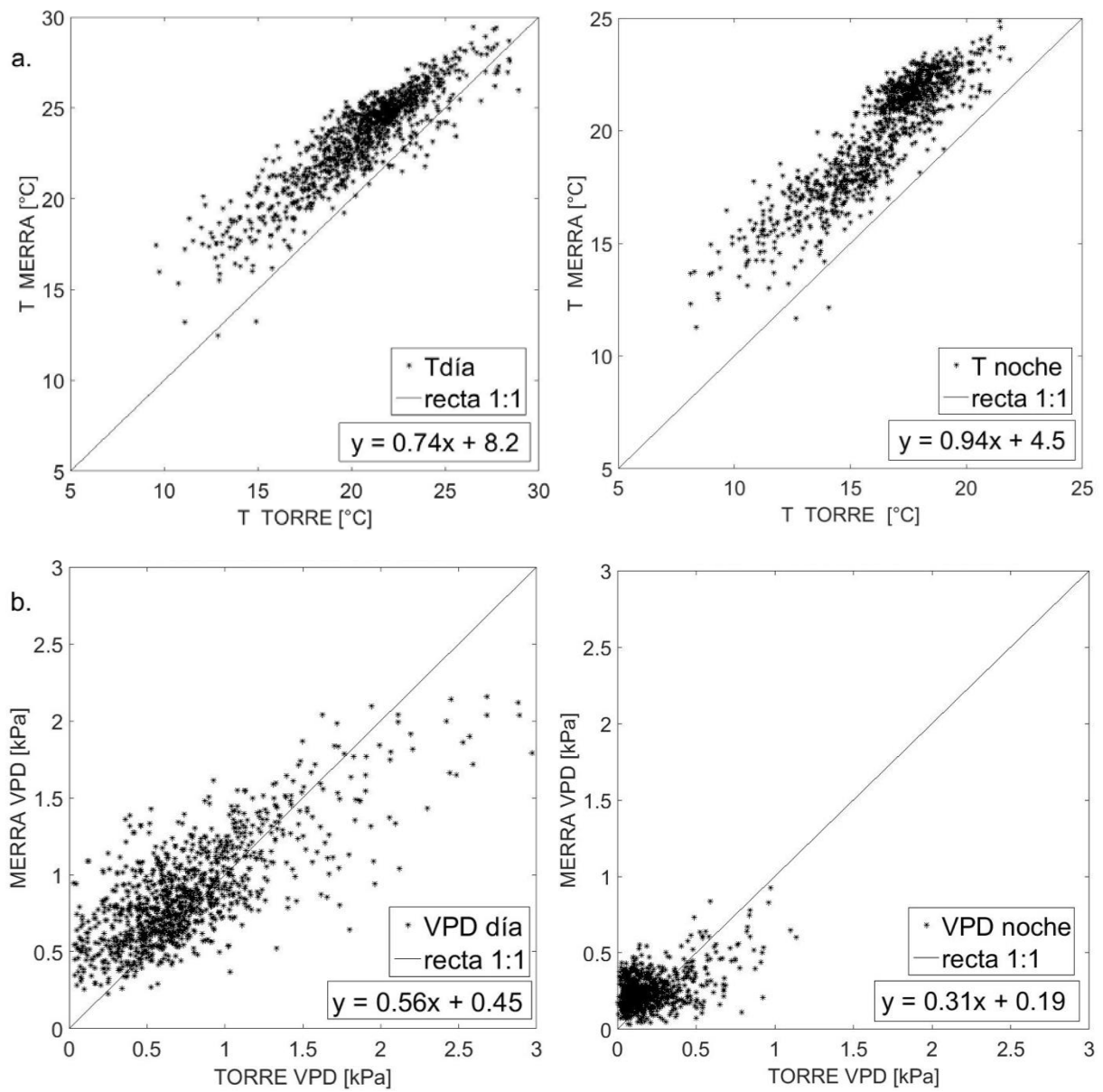


Figura 8. Comparación de los promedios diarios (diurnos: izquierda, nocturnos: derecha) de **a.** temperatura de aire y **b.** déficit de presión de vapor de MERRA y TORRE. Se presentan también las ecuaciones de recta asociadas a los ajustes lineales de las nubes de puntos.

Coeficiente	T _{día}	T _{noche}	VPD _{día}	VPD _{noche}	SW _{día}
R	0.89	0.90	0.75	0.49	0.50
R ²	0.80	0.81	0.56	0.22	0.25

Tabla 3. Coeficientes de correlación y determinación entre variables y parámetros meteorológicos de MERRA y TORRE.

A grandes rasgos, se consideró que la correspondencia de los datos de reanálisis con las observaciones es media. El efecto que la sobreestimación general detectada de MERRA respecto a TORRE pueda generar en el producto *ET* de MODIS, se analizó en las pruebas de sensibilidad descrita en la sección 2.9, y se reporta más adelante.

3.3 Características de la vegetación según MODIS y observaciones

A pesar de que no se cuentan con registros continuos de *LAI TORRE* y *FPAR TORRE*, como parte de la caracterización del cafetal descrita en la sección 2.6 *Mediciones en superficie*, el rango de valores de *LAI TORRE* observado en el sitio es de 2.5 a 4.5 [$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$]. A su vez, en la Figura 4.a se observa que los valores de *LAI MODIS* oscilan alrededor de 6 [$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$]. Esto sugiere que el índice de área foliar es sobreestimado por *LAI MODIS* respecto las observaciones en el sitio (*LAI TORRE*). Adicionalmente, la distribución de los valores de *LAI TORRE* a través del año (Tabla 4) sugiere un ciclo anual con valores máximos en la temporada húmeda, y valores mínimos en la temporada seca-fría; a pesar de que se logra identificar una señal de este comportamiento en la serie tiempo de *LAI MODIS* (principalmente en los años 2008 y 2009), se observan demasiadas variaciones de periodos más cortos, por lo que el ciclo anual no es claramente perceptible.

La serie de tiempo de *FPAR MODIS* (Figura 4.b) muestra un comportamiento casi constante a través de los años, cercano al 0.9 (no se perciben ciclos anuales), el cual es muy cercano al 80% de cobertura vegetal estimado con mediciones en el cafetal. Se observan también algunas variaciones probablemente relacionadas con registros realizados bajo presencia de nubes. Inclusive, algunos de estos *picos* coinciden con valores anómalos de la *LAI MODIS* en la Figura 4.a. Esto puede estar relacionado con el control de calidad y se discute en secciones más adelante.

	LAI [$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$]
Enero	3.2
Febrero	3.7
Marzo	-
Abril	3.8
Mayo	3.8
Junio	-
Julio	4.5
Agosto	-
Septiembre	-
Octubre	2.8
Noviembre	2.7
Diciembre	3.1

Tabla 4. *LAI* estimado a partir de observaciones en el cafetal (Holwerda et al. datos no publicados).

A diferencia de *FPAR TORRE* y *LAI TORRE*, el albedo si cuenta con un registro continuo en la torre de flujos. El valor promedio estimado de $\alpha_{TORRE} = 0.12$ es muy similar al observado en la serie de tiempo de α_{MODIS} (Figura 4.c), el cual oscila precisamente alrededor de 0.125.

Finalmente, vale la pena volver a mencionar que MODIS, a través de su producto MCD12Q1 de tipo de cobertura vegetal, reconoce al cafetal como un Bosque Caducifolio de hoja ancha (Figura 3). Las implicaciones de esto sobre la estimación de *ET MODIS* se presentan a través de los valores constantes de los parámetros de la Tabla 1 (Propiedades de bioma), los cuales se utilizan en diferentes cálculos en el algoritmo MOD16.

3.4 *CcMODIS* vs *CcTORRE* (comparación de conductancias de dosel)

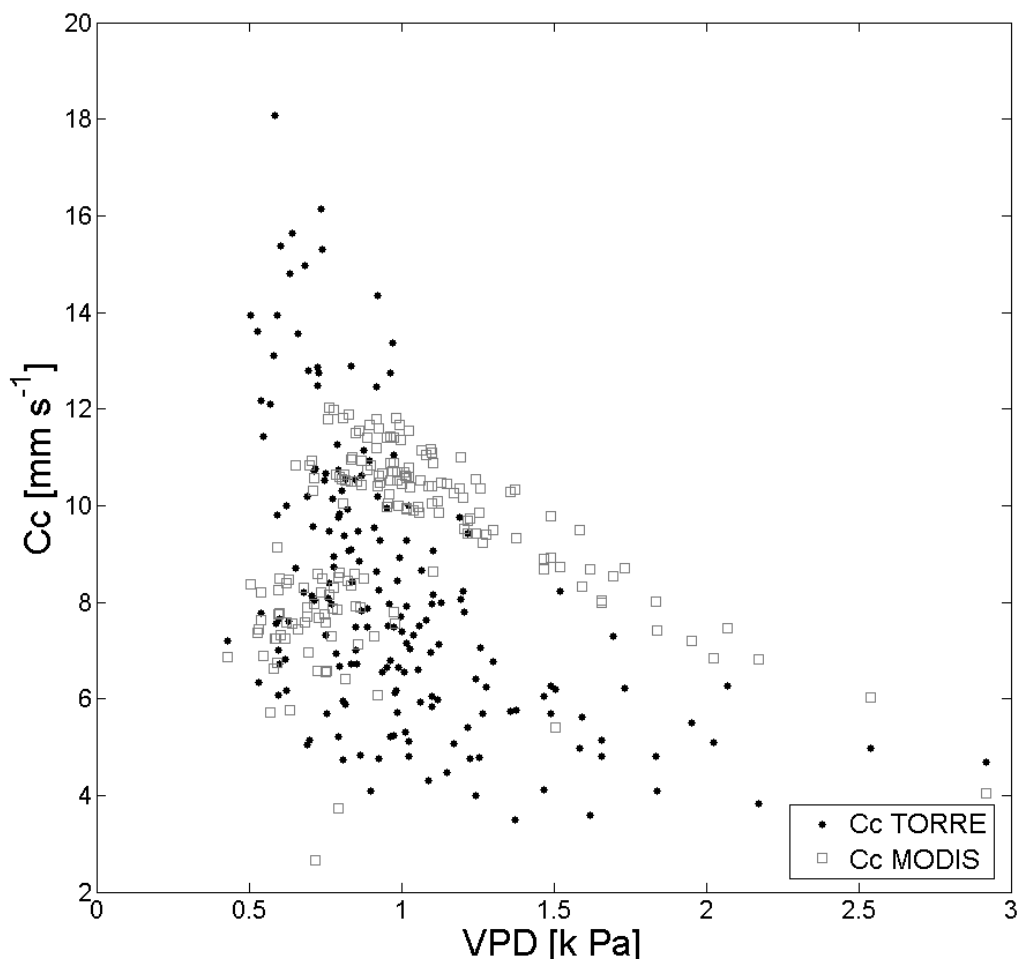


Figura 9. Respuestas de las conductancias de dosel estimadas con el algoritmo MOD16 (*CcMODIS*) y con la ecuación inversa de Penman-Monteith (*CcTORRE*), a los cambios del déficit de presión de vapor de agua (*VPD*).

La comparación entre las conductancias de dosel de MODIS y de TORRE, para los días soleados y sin precipitación (realizada para los valores de los mismos días calendario), resultó de gran importancia, pues permitió conocer detalles importantes sobre el proceso de transpiración, el cual domina la ET del cafetal. En principio, la prueba ayudó a conocer el efecto combinado de la sobreestimación de LAI_{MODIS} , de la consideración de valores constantes de la *Tabla 1. Característica de bioma EBF*, y de la misma construcción del modelo para el cálculo de conductancia de dosel del algoritmo MOD16, mediante el cálculo de Cc_{MODIS} descrito en la sección 2.8. Tanto para MODIS como para TORRE, la Figura 9 muestra un comportamiento natural de los estomas, con los valores mínimos de Cc bajo condiciones de máximo VPD y viceversa. Sin embargo, existen diferencias importantes: la distribución de Cc_{TORRE} presenta una pendiente mayor que la distribución de Cc_{MODIS} . Una primera aproximación a este resultado indica que el método de MODIS estima conductancias estomáticas que tienen una respuesta más lenta a las condiciones de humedad del aire (cambios de déficit de presión de vapor) que las conductancias observadas (Cc_{TORRE}).

En términos de valores absolutos, se calculó un valor promedio de Cc_{MODIS} de 9 [mm s^{-1}], y de Cc_{TORRE} de 7 [mm s^{-1}], resultando en una sobreestimación promedio de 26%.

3.5 Sensibilidad de la transpiración (ET_{transp}) a las sobreestimaciones meteorológicas de MERRA

Los valores control de radiación neta y gradiente ($Rnet_c = 402 [\text{W m}^{-2}]$ y $\Delta = 0.149 [\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}]_c$) fueron calculados para días soleados y sin precipitación a partir del algoritmo MOD16 y de los datos meteorológicos TORRE. Las respuestas de estos parámetros a los incrementos de T_c y $SWin_c$ se reportan en las Tablas 5 y 6. Para la radiación neta (Tabla 5), las mayores variaciones las generan los incrementos de $SWin$, pues por sí solo, un incremento de 40% de $SWin_c$ genera una sobreestimación de 46% de $Rnet$. Por otro lado, un incremento de 40% de T_c únicamente sobreestima 4% el valor de $Rnet$ (la diferencia máxima observada entre MERRA y TORRE, para T , fue de 32%). Como referencia, la combinación de incrementos de 40%, tanto de T como de $SWin$, generaran una sobreestimación de 51% del valor de $Rnet$.

El gradiente Δ (Ecuación 13) es una función exponencial de la temperatura ya que se considera la presión de saturación de vapor (e_{sat} , Ecuación 2) para su cálculo. Esto provoca que el crecimiento del valor de Δ generado por las sobreestimaciones de T_c , sea también exponencial (Tabla 6). Para la máxima sobreestimación de temperatura de MERRA (30%), el incremento de Δ es de $\sim 40\%$, obteniendo así: $\Delta (T_c+30\%) = 0.221 [\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}]$.

Las sobreestimaciones de R_{net} asociadas a los incrementos por separado de T_c y $SWin_c$ (fila 1 y columna 1 en Tabla 5 respectivamente), así como los valores de Δ calculados con las incrementos de T_c (Tabla 6), se utilizaron para realizar estimaciones de la transpiración del cafetal (Tabla 7) utilizando el algoritmo MOD16 (recordando que $R_{net} = A$ en el algoritmo). A partir de las ecuaciones descritas en la sección 2.9, se calculó una transpiración control $\lambda E_{transp_{CTRL}} = 143$ [$W m^{-2}$] (para condiciones soleadas y sin precipitación). De los 3 factores individuales ($A(T)$, $A(SWin)$, $\Delta(T)$) analizados en esta última prueba de sensibilidad, los incrementos de energía disponible asociados a las sobreestimaciones de radiación incidente de onda corta ($A(SWin)$), son los que mayor efecto tienen sobre la transpiración.

	$R_{netc}(T_c)$ [$W m^{-2}$]	$R_{net}(T_c + 10\%)$ [$W m^{-2}$]	$R_{net}(T_c + 20\%)$ [$W m^{-2}$]	$R_{net}(T_c + 30\%)$ [$W m^{-2}$]	$R_{net}(T_c + 40\%)$ [$W m^{-2}$]
$R_{netc}(SWinc)$	402	406 ↑ 1%	410 ↑ 2%	415 ↑ 3%	419 ↑ 4%
$R_{net}(Swinc + 10\%)$	448 ↑ 12%	452 ↑ 13%	457 ↑ 14%	461 ↑ 15%	466 ↑ 16%
$R_{net}(Swinc + 20\%)$	495 ↑ 23%	499 ↑ 24%	503 ↑ 25%	508 ↑ 26%	513 ↑ 27%
$R_{net}(Swinc + 30\%)$	542 ↑ 35%	546 ↑ 36%	550 ↑ 37%	554 ↑ 38%	559 ↑ 39%
$R_{net}(Swinc + 40\%)$	588 ↑ 46%	592 ↑ 47%	597 ↑ 48%	601 ↑ 50%	606 ↑ 51%

Tabla 5. Radiación neta control ($R_{netc} = 402$ [$W m^{-2}$]) calculada en función de los valores promedio (diarios) de temperatura y radiación de onda corta incidente registrados en la torre de flujos ($T_c = 21.6$ [$^{\circ}C$] y $SWin_c = 530$ [$W m^{-2}$] respectivamente). También se reportan los valores de R_{net} , así como el porcentaje de sobreestimación respecto a R_{netc} (gris), asociados a los incrementos de 10, 20, 30 y 40 [%] en los valores de T_c y $SWin_c$.

Δ control [$kPa ^{\circ}C^{-1}$]	$\Delta (T_c + 10\%)$ [$kPa ^{\circ}C^{-1}$]	$\Delta (T_c + 20\%)$ [$kPa ^{\circ}C^{-1}$]	$\Delta (T_c + 30\%)$ [$kPa ^{\circ}C^{-1}$]	$\Delta (T_c + 40\%)$ [$kPa ^{\circ}C^{-1}$]
0.148	0.177 ↑ 12%	0.198 ↑ 20%	0.221 ↑ 40%	0.246 ↑ 56%

Tabla 6. Gradiente ($\Delta c = 0.148$ [$kPa ^{\circ}C^{-1}$]) de la relación $T - e_{sat}$ calculado en función de los valores promedio (diarios) de temperatura ($T_c = 21.6$ [$^{\circ}C$]). También se muestran los valores de Δ , así como el porcentaje de sobreestimación respecto a Δc (gris), asociados a los incrementos de 10, 20, 30 y 40 [%] en los valores de T_c .

Para sobreestimaciones de 40% de $SWin$, se producen incrementos de 24% de λE_{transp} asociados a la energía disponible (A), mientras que la misma sobreestimación de T únicamente produce un efecto de $\Delta(T)$ y $A(T)$ de +14% y +2.3% respectivamente sobre λE_{transp} . Inclusive, el efecto combinado de $\Delta(Tc + 40\%)$ y $A(Tc + 40\%)$ genera un incremento menor (17%) sobre λE_{transp} que $A(SWin + 40\%)$ por sí solo. Siguiendo con la referencia de sobreestimaciones de 40%, el efecto combinado de los 3 factores analizados con incrementos de este porcentaje de T y $SWin$, generan una sobreestimación de 51% de λE_{transp} .

Retomando la comparación de los parámetros meteorológicos MERRA vs TORRE, el valor de transpiración calculado en base a las sobreestimaciones observadas de T MERRA y $SWin$ MERRA (19% y 20% respectivamente) y a la prueba de sensibilidad, fue de $\lambda E_{transp} = 175$ [$W\ m^{-2}$], produciendo una sobreestimación de 22% de las tasas de transpiración de ET MODIS. Es importante recordar que λE_{transp} es uno de los 4 procesos considerados en el algoritmo MOD16 para la estimación de ET (Figura 2).

	λE [$W\ m^{-2}$]		λE [$W\ m^{-2}$]		λE [$W\ m^{-2}$]		λE [$W\ m^{-2}$]		λE [$W\ m^{-2}$]
A control Δ control	143	A control Δ control	143	A control Δ control	143	A control Δ control	143	A control Δ control	143
A(Swinc+ 10%)	152 ↑6 %	$\Delta(Tc+10\%)$	148 ↑3 %	A(Tc + 10%)	144 ↑0.5 %	$\Delta(Tc + 10\%)$ A(Tc + 10%)	149 ↑4%	$\Delta(Tc + 10\%)$ A(Tc + 10%) A(SWinc+ 10%)	158 ↑10 %
A(Swinc+ 20%)	160 ↑12 %	$\Delta(Tc+20\%)$	153 ↑7%	A(Tc + 20%)	144.5 ↑1 %	$\Delta(Tc + 20\%)$ A(Tc + 20%)	154 ↑8%	$\Delta(Tc + 20\%)$ A(Tc + 20%) A(SWinc+ 20%)	175 ↑22 %
A(Swinc+ 30%)	169 ↑18 %	$\Delta(Tc+30\%)$	158 ↑10%	A(Tc + 30%)	145 ↑1.8%	$\Delta(Tc + 30\%)$ A(Tc + 30%)	161 ↑12%	$\Delta(Tc + 30\%)$ A(Tc + 30%) A(SWinc+ 30%)	194 ↑36 %
A(Swinc+ 40%)	178 ↑24 %	$\Delta(Tc+40\%)$	163 ↑14%	A(Tc + 40%)	146 ↑2.3%	$\Delta(Tc + 40\%)$ A(Tc + 40%)	167 ↑17%	$\Delta(Tc + 40\%)$ A(Tc + 40%) A(SWinc+ 40%)	215 ↑51 %

Tabla 7. Transpiración control calculada para días soleados y sin precipitación ($\lambda E_{transpCTRL} = 143$ [$W\ m^{-2}$]), y sus incrementos (valor en negro y porcentaje en gris) asociados a valores de energía disponible (A) y gradiente (Δ) calculados con valores sobreestimados de T y $SWin$ (Tablas 5 y 6).

4. Discusión

El análisis tanto del producto como del algoritmo MOD16 de evapotranspiración global resultó complejo, pues se trata de un modelo robusto con un número alto de cálculos diarios previos al producto final (*ET* acumulado por 8 días), y que depende de diferentes parámetros de ingreso (MERRA y MODIS), los cuales se convierten en variables y, por tanto, potenciales fuentes de error. MOD16A2 es un producto de escala global (Mu et al. 2007), por consiguiente, se entiende que no está construido bajo el objetivo principal de identificar y considerar factores/condiciones locales que afecten el proceso de evapotranspiración. Esto implica un desafío considerable al intentar comparar MOD16A2 con registros puntuales representativos de un área de dimensiones espaciales cortas (producto local), como el caso de la torre de flujos instalada sobre el cafetal bajo sombra de localidad de La Orduña. Por otro lado, las condiciones morfológicas y climáticas que predominan la región donde se ubica el sitio de estudio, no son las favorables para los registros satelitales, pues es un territorio montañoso y nuboso. Considerando los factores anteriores, antes de realizar el ejercicio puntual de comparación entre los productos de *ET* global y el local, se anticipaban ciertas diferencias entre ambos, inclusive esta idea se planteó como hipótesis del presente trabajo. Por lo tanto, la sobreestimación general detectada de *ET MODIS* respecto a las observaciones *ET TORRE* no resultó del todo inesperada.

Comparaciones entre el producto MOD16A2 y estimaciones locales de *ET* a partir de mediciones de torres de flujos, similares a las realizadas en el presente estudio, han detectado también sobreestimaciones de MODIS para regiones tropicales. En la sabana natural de la cuenca de Río Grande (Brasil), por ejemplo, las estimaciones de MOD16A2 fueron 19% mayores que los registros derivados con el método Eddy Covarianza (Ruhoff et al. 2013). La sobreestimación promedio de 49% de los acumulados de 8 días de *ET MODIS* sobre *ET TORRE*, calculada para los años 2006-2007-2008-2009 en este trabajo, es considerablemente mayor. Si bien el cafetal no se ubica en una región de bosques tropicales bajos, como los de la Amazonia, en los cuales se ha estimado una *ET* de 1479.2 [mm año⁻¹] (Paulo et al. 1995), si se ubica en una región tropical de bosque de montaña, en la cual la *ET* estimada a través de registros Eddy Covarianza es de 1097 [mm año⁻¹] (Holwerda et al. 2013); un factor de 1.49 (+49%) sobre dicha estimación resulta en una cantidad significativa de agua (~537 mm extras de *ET*), por lo que el producto MOD16 no resulta útil para estudios hidrológicos en esta región. Por este motivo, se intentaron identificar los procesos y factores del algoritmo que generan dicha sobreestimación.

4.1 Reanálisis MERRA y estimación de transpiración

Como ya se mencionó anteriormente, los datos meteorológicos de ingreso han sido reconocidos como una de las principales fuentes de error en las estimaciones de *ET* del producto MOD16A2. Inclusive, estudios anteriores han comparado juegos de datos globales de reanálisis de: *NASA Data Assimilation Office* (DAO), *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) y de *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), con mediciones reales para analizar la sensibilidad de productos MODIS de producción primaria terrestre, detectando que los productos de ECMWF presentan la mejor precisión respecto a las observaciones meteorológicas (Zhao et al. 2006); la precisión del producto de la NASA se ubica entre NCEP y ECMWF. Considerando lo anterior, la comparación entre parámetros meteorológicos MERRA y TORRE realizada fue el primer paso, y el más obvio, para identificar las fuentes de sobreestimación de *ET MODIS*. La comparación cobra aún más sentido cuando los valores puntuales de MERRA estimados para la ubicación de la torre de flujos, son representativos de un área tan extensa ($1^\circ \times 1.25^\circ \sim 15401 \text{ [km}^2\text{]}$).

De los parámetros meteorológicos comparados, la radiación incidente de onda corta en superficie (*SWin*) presenta las mayores fallas, con una alta sobreestimación y un bajo coeficiente de determinación. Esto anticipaba consecuencias importantes en términos de las estimaciones de *ET*, considerando el hecho de que la radiación solar es la principal fuente de energía para los flujos de agua y energía.

Por otro lado, la temperatura de MERRA es sistemáticamente mayor que la de TORRE, tanto para el día como para la noche. A pesar de que las diferencias de *T* son considerablemente menores comparadas con las de *SWin*, los errores asociados a la temperatura se pueden amplificar y propagar a parámetros importantes, debido a la cantidad de cálculos diarios en los que interviene (Tablas 2.a y 2.b). Tal es el caso de *VPD*, el cual se deriva con las ecuaciones 1, 2, 3, como función de la humedad específica, la presión del aire en superficie y de la temperatura del aire. Debido a que el efecto de las diferencias entre *T MERRA* y *T TORRE* se propaga, se entiende que la correlación entre *VPD TORRE* y *VPD MERRA* sea aún más baja que la de las temperaturas (Tabla 3).

El hecho de que la temperatura nocturna presenta la mejor correlación ($R = 0.90$) sugería, de entrada, que podría tener un efecto positivo importante en la estimación de *ET MODIS* (considerando el hecho de que, para el algoritmo MOD16, la radiación de onda larga (la cual es una función de T_{noche}) es la única fuente de energía para el proceso de evapotranspiración durante la noche). Sin embargo, el algoritmo MOD16 asume también que, durante la noche, la conductancia estomática es 0, y la

transpiración ocurre únicamente a través de las cutículas y capa límite de la hoja (Dawson et al. 2007). Esto provoca que la ET sea despreciable durante el periodo nocturno para sistemas dominados por la transpiración, como lo es el cafetal bajo sombra del centro de Veracruz. Por consiguiente, a pesar de que la calidad de T_{noche} de MERRA es alta, esta no tiene gran efecto sobre ET_{MODIS} .

La prueba de sensibilidad de la transpiración (sección 2.9) ayudó a verificar las hipótesis planteadas en párrafos anteriores. A través de las pruebas realizadas sobre R_{net} y λE_{transp} , se comprobó que SW_{in} es la variable meteorológica de mayor peso en esos cálculos. En ambos casos, las variaciones positivas de SW_{in} representaron las mayores sobreestimaciones de los parámetros.

El siguiente efecto de mayor peso de las variables meteorológicas fue el de la temperatura sobre el gradiente T- e_{sat} (Δ). La prueba de sensibilidad demostró que la sobreestimación de T_{MERRA} se amplifica a través de la relación exponencial en el cálculo de e_{sat} (Ecuación 2), y se propaga al parámetro directo Δ (Tabla 6). Durante la selección de los parámetros directos en el cálculo de λE_{transp} , a los cuales se les aplicaría la prueba de sensibilidad, se eligió Δ precisamente porque el efecto de T sobre ella debe ser similar al efecto de T sobre VPD . En ambos casos se utiliza la relación exponencial de e_{sat} , aunque el cálculo de VPD también considera otras variables meteorológicas (presión en superficie y humedad específica).

Por último, el efecto de T sobre el cálculo de R_{net} es el más pequeño, generando sobreestimaciones únicamente de 2.3% para incrementos de 40% de la temperatura. Lo anterior se entiende bajo el hecho de que, en modelo de R_{net} del algoritmo, la temperatura únicamente se considera para el cálculo de la radiación de onda larga, que en proporción con la radiación de onda corta es de una magnitud mucho menor.

El efecto que las sobreestimaciones promedio de 19% y 20% de T y SW_{in} , respectivamente, tienen sobre la transpiración (122% detectado a través de la prueba de sensibilidad, Tabla 7), logra explicar el 45% ($22/49 \times 100$) de la sobreestimación de ET_{MODIS} (Figura 10).

4.2 Ingresos remotos MODIS y control estomático de transpiración

El hecho de que el cafetal se encuentra en el barlovento de la Sierra Madre Oriental, con presencia de nubes buena parte del año, representa una fuente importante de ruido para las mediciones ópticas satelitales. A pesar de que se replicó el control de calidad empleado en el algoritmo MOD16 para intentar filtrar el efecto de las condiciones antes mencionadas, las series de tiempo de las variables remotas de ingreso del cafetal (Figura 4) aún presentan ruido, sobre todo la de LAI_{MODIS} . Esto

puede deberse a que en sistemas con doseles densos, como el caso del cafetal, pueden registrarse situaciones de saturación (Myneni et al. 2002). Es probable que un control de calidad que desprecie estos valores saturados de *LAI* ayudaría a reducir el ruido y a tener una serie de tiempo más suave.

Tanto *FPAR MODIS* como *αMODIS* presentan valores absolutos y distribuciones similares a las registradas en la torre de flujos, por tanto no se consideran una fuente de error en la estimación de *ET MODIS*. Sin embargo, *LAI MODIS* sí muestra una sobreestimación respecto a los valores observados en el cafetal. Esta sobreestimación de *LAI MODIS*, así como el efecto de las constantes de la Tabla de Bioma asociada al producto MCD12Q1 y el mismo modelo empleado en el algoritmo MOD16, se evaluaron mediante el cálculo de las conductancias de dosel de la sección 3.4. La distribución de los valores *CcMODIS* calculados, comparada con la distribución de *CcTORRE*, muestra una diferencia en las pendientes (Figura 9). Esta diferencia se interpretó como una respuesta más lenta de la vegetación a los incrementos del déficit de presión de vapor de agua (*VPD*) generada por el modelo empleado en el algoritmo. Por el contrario, la pendiente de los valores *CcTORRE* sugiere una respuesta más rápida de la conductancia estomática a los cambios de *VPD*. Así mismo, la sobreestimación de *LAI MODIS* respecto a *LAI TORRE* sugiere una cantidad mayor de follaje, que a su vez implica mayor cantidad de estomas a través de las cuales se liberaría vapor de agua, contribuyendo así a la sobreestimación de *ET*.

Otro aspecto importante sobre el modelo para el cálculo de conductancias empleado en el algoritmo MOD16, es que, indirectamente, utiliza una modificación del modelo de *ET* de Fisher et al. (2008) para calcular la fracción de superficie húmeda (*Fwet*), descrita en la Ecuación 9. Este modelo de *Fwet* hace una diferenciación entre cobertura húmeda y cobertura seca de forma tajante en base a la humedad relativa. El efecto de esta diferenciación abrupta sobre los valores calculados de *CcMODIS* es apreciable en su distribución en la Figura 9, en la cual parece haber 2 nubes diferentes de puntos de *CcMODIS* dentro de la misma distribución. Este modelo de humedad se utiliza en más de un cálculo en el algoritmo, por lo que es posible que su efecto se propague.

Finalmente, el efecto de la sobreestimación promedio calculada de 26% de *CcMODIS* en la transpiración, depende del grado de acoplamiento entre la vegetación y la atmósfera. El factor de acoplamiento (Ω) (Jarvis y McNaughton 1986) tiene valores cercanos/no menores a 0 cuando el acoplamiento entre la vegetación y la atmósfera es fuerte (cambios en *Cc* tendrían efectos fuertes sobre la *ET*), y valores cercanos/no mayores a 1 cuando el acoplamiento es débil (cambios en *Cc* tendrían efectos débiles sobre la *ET*). Específicamente en el cafetal bajo sombra de la localidad de la Orduña,

se tiene un acoplamiento medio entre la vegetación y la atmósfera, con un factor $\Omega \sim 0.5$ (Granados 2016). Este valor del factor Ω del cafetal implica que del 26% de sobreestimación de $CcMODIS$ respecto a $CcTORRE$, únicamente la mitad ($\sim 13\%$) tendrá efecto sobre el valor de ET . En otras palabras, los altos valores de $CcMODIS$ son responsables del 27% ($13/49 \times 100$) de la sobreestimación total de $ETMODIS$.

4.3 Fuentes detectadas de sobreestimación de $ETMODIS$

A través de las diferentes pruebas realizadas, se lograron identificar los factores que generan el 72% ($35/49 \times 100$) de las sobreestimaciones del producto de ET global de MODIS (Figura 10). Así mismo, se asume que el 28% restante ($14/49 \times 100$) se debe al efecto de otros factores no evaluados en este trabajo. Entre esos factores destaca el efecto de la sobreestimación de $T MERRA$ sobre otros parámetros no evaluados; tal es el caso del VPD , en el cual $T MERRA$ tendría un efecto similar al detectado en Δ . El proceso de evaporación en el cafetal es otro factor que posiblemente esté ligado al 28% restante. En el algoritmo MOD16, la evaporación en suelo y dosel es cuantificada a través del cálculo de λE_{wet_c} , $\lambda E_{wet_{soil}}$ y $\lambda E_{soilPOT}$ (Tabla 2). Estos parámetros no fueron evaluados en el presente trabajo debido a que se dio prioridad al proceso de transpiración (λE_{transp}).

Debido a que en el presente trabajo no se evaluaron las conductancias de dosel de días con condiciones diferentes a: soleado-sin precipitación, no se sabe si para estos días, el algoritmo MOD16 genera algún tipo de sobre/sub-estimación en los valores de Cc . Por tanto, existe la posibilidad de que parte de la sobreestimación de $ETMODIS$ no explicada (28%), esté ligada al proceso de transpiración en días nublados-lluviosos; sin embargo esto es una mera especulación. Resulta entonces importante recalcar que los cálculos descritos en la sección 2.8, así como los resultados de la prueba de conductancia de dosel de la sección 4.2, son representativos únicamente de días soleados (despejados) y sin precipitación, y por ningún motivo representan otras condiciones.

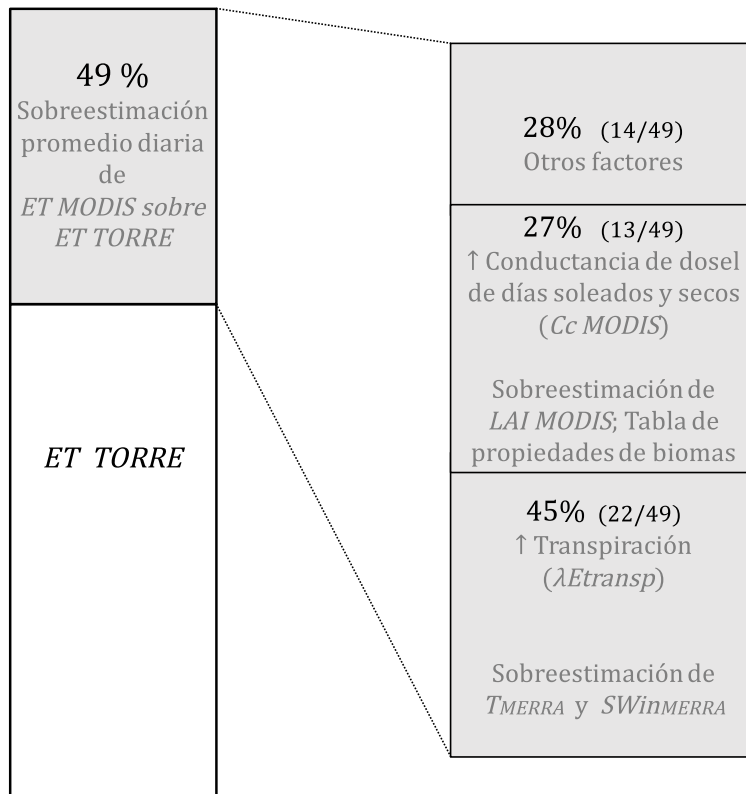


Figura 10. Desglose de los factores detectados que generan sobreestimación de *ET MODIS* en los píxeles del cafetal bajo sombra del centro de Veracruz. 45% de la sobreestimación total (22/49) se debe al efecto de la sobreestimación de *TMERRA* y *SWinMERRA*; el 27% (13/49) se debe a las sobreestimaciones de las conductancias de dosel de días soleados y sin precipitación, generadas por el algoritmo MOD16 principalmente por los altos valores de *LAI MODIS* y por los valores constantes de la Tabla 1. El 28% restante (14/49), aunque no fue evaluado, es probable que tenga origen en procesos y parámetros no evaluados (evaporación, $VPD(T)$, Cc de días \neq soleados-sin precipitación).

A pesar de que durante las pruebas se detectaron modelos (cálculos) incluidos en el algoritmo que no resultan ideales para estudios locales (p. ej. Modelo de fracción de superficie húmeda F_{wet}), definitivamente el elemento con mayor área de oportunidad de mejora del algoritmo MOD16 son las entradas meteorológicas de reanálisis. A futuro, se propone complementar esta evaluación con: 1) un estudio detallado de los modelos no ideales; 2) evaluación de $\lambda E_{wet,c}$, $\lambda E_{wet,soil}$, $\lambda E_{soilPOT}$, $VPD(T)$ y Cc para todas las estaciones. No se descarta el desarrollo de un nuevo producto de carácter local, basado en el algoritmo MOD16, pero con parámetros meteorológicos registrados *in situ*.

5. Conclusiones

El producto de evapotranspiración global de MODIS (MOD16A2) logra captar de buena manera el ciclo anual de la *ET* (máximos en temporada húmeda, mínimo en temporada seca-fría) del cafetal bajo sombra ubicado en la región central de Veracruz. Sin embargo, se calculó una sobreestimación sistemática a través del año de 49% del producto MODIS respecto a registros derivados de mediciones en superficie y el método Eddy Covarianza.

Tras un análisis detallado del algoritmo MOD16, así como diferentes pruebas comparativas y de sensibilidad, se detectaron los factores de sobreestimación:

- Sobreestimaciones de 19% de *T MERRA* y de 20% de *SWin MERRA* respecto a los registros de la torre de flujos: genera sobreestimaciones en la estimación de la transpiración de la vegetación.
- Altos valores de *LAI MODIS*: en conjunto con otros factores, genera una sobreestimación de las conductancias de dosel en días soleados y sin precipitación.
- El modelo de conductancia de dosel del algoritmo subestima la respuesta de la vegetación a los incrementos en el déficit de presión de vapor de agua.
- Valores constantes empleados en diferentes cálculos del algoritmo que reflejan las características de la vegetación (Tabla de Características de Bioma de MODIS). Dicha tabla corresponde al Bosque Caducifolio de hoja ancha, clasificación que MODIS le da a los píxeles del cafetal a través de su producto MCD12Q1.

Con los factores anteriores, se logró explicar el 71% de la sobreestimación calculada, con el efecto de las sobreestimaciones del reanálisis de MERRA siendo responsable de cerca de la mitad (44%). La sobreestimación no explicada se debe, probablemente, al efecto de los mismos factores, pero sobre otros parámetros calculados en el algoritmo (p. ej. *VPD*, *Cc* de días con condiciones diferentes a: soleados-sin precipitación) y sobre el proceso de evaporación.

Es importante tener en cuenta que las condiciones meteorológicas (nubosidad regular) y geomorfológicas (Sierra Madre Oriental) de la región no son ideales para los productos MODIS, pues suelen generar ruido durante las mediciones remotas. Así mismo, dichas condiciones son consideradas complejas en términos de modelación, tanto climática como meteorológica. Por tanto, es posible que dichas características tengan una influencia negativa en las estimaciones de *ET MODIS*, pues posiblemente afecten a los parámetros remotos y meteorológicos de ingreso.

En general, resulta complicado y poco conveniente utilizar productos con estructura y características globales, como el caso de MOD16A2, para estudios y comparaciones de carácter local. Sin embargo, una vez analizado el algoritmo de dicho producto, se reconoció la posibilidad de realizarle algunas ligeras modificaciones, sobre todo en términos de datos de ingreso, para generar un producto alternativo especializado para estudios de menor escala espacial.

Referencias

- Cleugh H. A., Leuning R., Mu Q., Running S. W. (2007). *Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data*. Remote Sensing of Environment, 106, 285 – 304.
- Dawson T. E., Burgess S. S. O., Tu K. P., Oliveira R. S., Santiago L. S., Fisher J. B., Simonin K. A., Ambrose A. R. (2007). *Nighttime transpiration in woody plants from contrasting ecosystems*. Tree Physiology, 27, 261 – 275.
- Dominguez F., Miguez-Macho G., Hu H. (2016). *WRF with Water Vapor Tracers: A Study of Moisture Sources for the North American Monsoon*. Journal of Hydrometeorology, doi: 10.1175/JHM-D-15-0221.1.
- Fisher J. B., Tu K. P., Baldocchi D. D. (2008). *Global estimates of the land – atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites*. Remote Sensing of the Environment, 112, 901 -919.
- Granados-Martínez K.P. (2017). *Factores de control de la conductancia superficial y evapotranspiración de un cafetal bajo sombra en el centro de Veracruz, México*. (Tesis de licenciatura) Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias. Acceso:
http://biblioteca.ecologia.unam.mx:8991/F/?func=find-b-0&local_base=te801
- Heinsch F. A., Zhao M., Running S. W., Kimball J. S., Nemani R. R., Davis K. J., Bolstad P. V., Cook V. D., Desai A. R., Ricciuto D. M., Law B. E., Oechel W. C., Kwon H., Luo H., Wofsy S. C., Dunn A. L., Munger J. W., Baldocchi D. D., Xu L., Hollinger D. Y., Richardson A. D., Stoy P. C., Siqueira M. B. S., Monson R. K., Burns S. P., Flanagan L. B. (2006). *Evaluation of Remote Sensing Based Terrestrial Productivity from MODIS using Regional Tower Eddy Flux Network Observations*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 44 (7).

- Holwerda F., Bruijnzeel L. A., Barradas V. L., Cervantes J. (2013). *The water and energy exchange of a shaded coffee plantation in the lower montane cloud forest zone of central Veracruz, Mexico*. Agricultural and Forest Meteorology, 173, 1 – 13.
- Holwerda F., Alvarado-Barrientos M. S., González-Martínez T. M. (2016). *Surface energy exchange in a tropical montane cloud forest environment: Flux partitioning, and seasonal and land cover-related variations*. Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 228 -229, 13 – 28.
- Korzoun V. I., Sokolov A. A., Budyko M. I., Voskresensky K. P., Kalinin G. P. (1978). *World water balance and water resources of the Earth*. Studies and reports in Hydrology (UNESCO), 25.
- L'vovich M. I., White G. F. (1990). *Use and transformation of terrestrial water systems*. The Earth as transformed by human action. Cambridge University Press, 235 - 252.
- McGuffie K., Henderson-Sellers A. (2005). *A Climate Modelling Primer*. John Wiley & Sons, 3ra edición.
- Miralles D. G., Holmes T. R. H., De Jeu R. A. M., Gash J. H., Meesters A. G. C. A., Dolman A. J. (2011). *Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations*. Hydrology and Earth System Sciences, 15, 453 – 469.
- Monteith J.L. (1965). *Evaporation and environment*. Symposia of the Society for Experimental Biology, 19, 205 – 234.
- Mu Q., Heinsch F. A., Zhao M., Running S. W. (2007). *Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data*. Remote Sensing of Environment, doi: 10.1016/j.rse.2007.04.015.
- Mu Q., Zhao M., Running S. W. (2011). *Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm*. Remote Sensing of Environment, 115, 1781 – 1800.
- Mu Q., Zhao M., Running S. W. (2013). *Algorithm Theoretical Basis Document: MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3)*. Collection 5. NASA Headquarters.
- Muñoz-Villers L. E., Holwerda H., Alvarado-Barrientos S. A., Geissert D., Marín-Castro B., Gómez-Tagle A. McDonnell J., Asbjornsen H., Dawson T., Bruijnzeel L. A. (2015). *Efectos hidrológicos de la conversión de bosque de niebla en el centro de Veracruz, México*. Bosque, 36(3), 395 – 407.

- Myneni R. B., Hoffman S., Knyazikhin Y., Privette J. L., Glassy G., Tian Y., Wang y., Song X., Zhang Y., Smith G. R., Lotsch A., Friedl M., Morisette J. T., Votava P., Nemani R. R., Running S. W. (2002). *Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data*. Remote Sensing of Environment, 83, 214 - 231.
- NASA Global Modelling and Assimilation Office (2016). *MERRA M2T1NXSLV*. Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC) (<https://disc.sci.gsfc.nasa.gov>). Accesado: Marzo 2017.
- NASA Global Modelling and Assimilation Office (2016). *MERRA M2T1NXLFO*. Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC) (<https://disc.sci.gsfc.nasa.gov>). Accesado: Marzo 2017.
- NASA LP DAAC. (2013). *MCD12Q1: Land Cover Type*. Versión 5.1. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>). Accesado: Mayo 2017.
- NASA LP DAAC. (1999). *MCD43B2: BRDF/Albedo Quality*. Versión 5. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>). Accesado: Mayo 2017.
- NASA LP DAAC. (1999). *MCD43B3: BRDF/Albedo*. Versión 5. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>). Accesado: Mayo 2017.
- NASA LP DAAC. (2012). *MOD15A2: Leaf Area index – Fraction of Photosynthetically Active Region*. Versión 5. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>). Accesado: Mayo 2017.
- NASA LP DAAC. (2013). *MOD16A2: Global Evapotranspiration*. Versión 5. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>). Accesado: Agosto 2016.
- Paulo R. F., Wolfram K. F., Villa Nova N. A. (1995). *Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rainforest in central Amazonia as estimated by the water balance method*. Forest Ecology and Management, 73, 185 - 195.

- Pielke R. A. (2001). *Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall*. Reviews of Geophysics, 39, 151 – 177.
- Pielke R. A., Pitman A., Niyogi D., Mahmood R., McAlpine C., Hossain F., Goldewijk K. K., Nair U., Betts R., Fall S., Reichstein M., Kabat P., Noble N. (2011). Land use/land cover changes and climate: modeling analysis and observational evidence. WIREs Climate Change, 2, 828 – 850.
- Ruhoff A. L., Paz A. R., Aragao L. E. O. C., Mu Q., Malhi J., Collischonn W., Rocha H. R., Running S. W. (2013). *Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modeling in the Rio Grande basin*. Hydrological Sciences Journal, 58(8), 1 – 19.
- Rzedowski J. (2006). *Vegetación de México*. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), México, 1era edición digital.
- Salazar-Martínez D. (2016). *Cambios en el balance de energía y parámetros de superficie asociados a la conversión de cafetal a plantación de caña de azúcar en el centro de Veracruz*. (Tesis de licenciatura) Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias. Acceso: [http://132.248.9.195/ptd2016/enero/307213314/307213314.pdf#search=%22Diego Salazar%22](http://132.248.9.195/ptd2016/enero/307213314/307213314.pdf#search=%22Diego%20Salazar%22)
- Shrieber K., Stull R., Zhang Q. (1996). *Distributions of surface-layers buoyancy versus lifting condensation level over a heterogeneous land surface*. Journal of the Atmospheric Sciences, 53(8), 1086 – 1107.
- Shuttleworth W. J. (2012). *Terrestrial Hydrometeorology*. John Wiley & Sons.
- Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J. (2009). *Earth's global energy budget*. Bulletin of the American Meteorological Society, 90, 311-323.
- Vargas R., Yépez E. A., Andrade J.L., Ángeles G., Arredondo T., Castellanos A., Delgado-Balbuena J., Garatuza-Payán J., González del Castillo E., Oechel W., Rodríguez J. C., Sánchez-Azofeifa A., Velasco E., Vivoni E. R., Watts C. (2013). *Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: the MexFlux network*. *Atmósfera*, 26(3), 325 – 336.
- Zhao M., Heinsch F. A., Nemani R. R., Running S. W. (2005). *Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set*. Remote Sensing of Environment, 95, 164 – 176.

Zhao M., Running S. W. (2006). *Sensitivity of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) terrestrial primary production to the accuracy of meteorological reanalyses*. Journal of Geophysical Research, 111, G01002, doi: 10.1029/2004JG000004.