



ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe



Utilização do Sensoriamento Remoto Termal na Gestão de Recursos Hídricos

Morris Scherer Warren¹; Antônio Heriberto de Castro Teixeira²; Lineu Neiva Rodrigues³; Fernando Braz Tangerino Hernandez⁴

1. Doutor em Recursos Hídricos, Especialista em Geoprocessamento da Agência Nacional de Águas – ANA, [moris@ana.gov.br](mailto:morris@ana.gov.br). 2. Pesquisador Doutor da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Embrapa Monitoramento, heriberto.teixeira@embrapa.br. 3. Pesquisador Doutor da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Embrapa Cerrados, lineunr@gmail.com; 4. Prof. Doutor da Universidade Paulista Júlio de Mesquita Filho – UNESP Ilha Solteira, fbhttang@agr.feis.unesp.br.

Artigo recebido em 05/12/2013 e aceito em 24/02/2014.

RESUMO

O desenvolvimento de algoritmos de sensoriamento remoto voltadas para o mapeamento de variáveis hidrológicas tem crescido na última década, permitindo a estimativa confiável da evapotranspiração e do teor de água no solo. Não obstante, essas tecnologias não têm sido utilizadas em toda a sua plenitude na gestão de recursos hídricos no Brasil. O objetivo do presente artigo é discutir os potenciais, as limitações e os desafios da utilização do sensoriamento remoto termal como informação útil na gestão de recursos hídricos.

Palavras-chave: evapotranspiração, irrigação, satélite, hidrologia.

Utilization of Thermal Remote Sensing in Water Resource Management

ABSTRACT

The development of remote sensing algorithms for the mapping of hydrological variables has grown in the last decade, leading to reliable estimations of evapotranspiration and soil moisture. However, these technologies have not been used to their full potential in connection with water resource management in Brazil. The aim of the present article is to discuss the potentials, limitations and challenges involved in the utilization of information derived from thermal remote sensing in the management of water resources.

Keywords: evapotranspiration, irrigation, satellite, hydrology.

* E-mail para correspondência: [moris@ana.gov.br](mailto:morris@ana.gov.br)
(Warren, M. S.).

Introdução

A utilização de sensoriamento remoto em hidrologia ganhou impulso na última década, principalmente devido ao desenvolvimento de novos sensores orbitais que podem ser utilizados no monitoramento hidrológico e climático. As estimativas hidrológicas obtidas remotamente incluem parâmetros superficiais e variáveis de “estado”, como, por exemplo, a evapotranspiração e o teor de água no solo, podendo englobar praticamente todas as fases do ciclo hidrológico terrestre (Schultz & Engman, 2000; Liang, 2004; Lakshmi, 2005; Cazenave & Savenija, 2008).

No âmbito dos trabalhos da Agência Nacional de Águas – ANA, o sensoriamento remoto ótico tem sido utilizado no mapeamento de espelhos d’água do Brasil (Martins et al., 2007), identificação de pivôs de irrigação na Bacia do Paranaíba, definição das áreas plantadas em pivôs centrais na Bacia do São Marcos e o mapeamento de uso da terra na margem direita do São Francisco. Existem ainda trabalhos usando radar para a delimitação de áreas de inundação no rio São Francisco e Paraná, e delimitação de bacias a partir do SRTM.

Não obstante, o sensoriamento remoto termal tem sido utilizado apenas de forma incipiente na gestão de recursos hídricos a nível federal. As potenciais aplicações do sensoriamento remoto termal são diversas e incluem a estimativa do balanço de energia, da evapotranspiração e do teor de água na

zona radicular, a caracterização do estresse hídrico de plantas e o monitoramento de estiagens, sendo também de particular interesse em estudos envolvendo modelos hidrológicos, meteorológicos e climáticos (Gowda et al., 2008 ; Kalman et al., 2008; Moran, 2004).

O objetivo do presente artigo é fazer uma revisão acerca do potencial de aplicação do sensoriamento remoto termal na gestão de recursos hídricos no Brasil. Na primeira parte, serão apresentadas algumas técnicas de sensoriamento remoto comumente utilizadas na obtenção de variáveis hidrológicas a partir do balanço de energia, tais como: evapotranspiração, transpiração vegetal, evaporação direta da água no solo e teor de água armazenado na zona radicular. A intenção não será fazer uma revisão do estado da arte das técnicas de sensoriamento remoto termal, mas mostrar sua viabilidade no mapeamento de variáveis hidrológicas. Na segunda parte, será abordado o potencial de utilização do sensoriamento termal na gestão de recursos hídricos, particularmente na geração de informação hidrológica visando o planejamento e fiscalização de recursos hídricos.

Variáveis Hidrológicas Obtidas A Partir Do Balanço De Energia

Em sensoriamento remoto, diferentes estratégias podem ser utilizadas para se obter estimativas de evapotranspiração real, incluindo métodos empíricos e físicos

(Gowda et al., 2008; Kalman et al., 2008). Os métodos físicos são baseados no balanço de energia (Bastiaanssen et al., 1998a; Su, 2002; Allen et al., 2007a), com possibilidade de separação entre a evaporação e a transpiração (Norman et al., 1995).

Os componentes do balanço de energia incluem todas as formas de transformação da irradiância incidente sobre a superfície, podendo ser refletida, absorvida e emitida, ou consumida na evaporação, ou no fluxo de calor na atmosfera e no solo. A energia não se perde. A radiação incidente sofre transformações que dependem do material constituinte da superfície terrestre e da presença de água.

O fluxo de calor latente, correspondente à energia consumida pelo processo evapotranspirativo, é obtido pela equação de balanço de energia uma vez conhecidos o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor no solo e o saldo de radiação:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (1)$$

em que: λE -fluxo de calor latente, $W m^{-2}$, R_n -saldo de radiação, $W m^{-2}$; G -fluxo de calor no solo, $W m^{-2}$; H -fluxo de calor sensível, $W m^{-2}$.

Os algoritmos TSEB - Two-Source Energy Balance (Norman et al., 1995), SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land (Bastiaanssen et al., 1998a e 1998b), METRIC - Mapping Evapo Transpiration at high Resolution with Internalized Calibration (Allen et al., 2007a e 2007b) e SEBS -

Surface Energy Balance System (Su, 2002) utilizam o balanço de energia para estimar a evapotranspiração real por sensoriamento remoto, no qual o fluxo de calor latente é a única variável não estimada, mas pode ser obtida pela aplicação da equação de balanço de energia.

O saldo de radiação na superfície, que representa a energia radiante disponível para os processos biofísicos (Campbell & Norman, 1998), é calculado pela diferença entre os fluxos radiantes refletidos ou emitidos pela superfície e os fluxos radiantes incidentes na mesma superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow} - (1 - \epsilon_0) R_{l\downarrow} \quad (2)$$

em que: $R_{s\downarrow}$ -radiação em ondas curtas incidente, $W m^{-2}$; α -albedo, adimensional; $R_{l\downarrow}$ -radiação em ondas longas incidente, $W m^{-2}$; $R_{l\uparrow}$ -radiação emitida em ondas longas, $W m^{-2}$; ϵ_0 -emissividade da superfície, adimensional.

Em geral, os algoritmos para obtenção da evapotranspiração apresentam pequenas variações no cálculo do saldo de radiação. As radiações incidentes de ondas curtas e longas podem ser obtidas por simples esquemas de parametrização, considerando as condições posicionais e topográficas, como dia do ano, hora do dia, latitude, longitude, aspecto e declividade do terreno (Allen et al., 2007a); ou estimadas a partir de dados de imagens de satélites com auxílio de modelos de transferência radiativa (Wang & Liang,

2009); ou medidas diretamente no terreno (Su, 2002).

O albedo, a emissividade da superfície e a radiação emitida em ondas longas são estimados por meio de técnicas de sensoriamento remoto. Os valores de albedo geralmente são estimados por meio da combinação linear da reflectância bi-direcional de diferentes bandas espectrais situadas entre o visível e o infravermelho próximo (Tasumi et al., 2008; Wubet, 2003). A emissividade da superfície pode ser estimada por meio de equações empíricas utilizando índices de vegetação (Bastiaanssen et al., 1998a; Sobrino et al., 2001; Allen et al., 2007a), ou associadas com mapas de uso da terra (Snyder et al., 1998), ou estimadas de forma iterativa por meio de múltiplas bandas termais (Gillespie et al., 1998).

O fluxo de calor do solo depende da condutividade termal e do gradiente vertical de temperatura do solo, representando normalmente cerca de 5 a 20% do saldo de radiação (Kalma et al., 2008). Como não é possível a medida remota do fluxo de calor no solo, a fração G/R_n pode ser assumida como uma constante ou calculada empiricamente através de um índice de vegetação, da temperatura da superfície e do albedo da superfície. Na formulação de Bastiaanssen et al. (1998a), a fração G/R_n aumenta com o albedo (inversamente correlacionado com a umidade do solo) e diminui em sentido oposto à cobertura vegetal, representando a

atenuação da radiação eletromagnética através do dossel das plantas.

Para a estimativa do fluxo de calor sensível é necessário o uso de um sensor termal, que mede a temperatura radiométrica da superfície. A temperatura radiométrica é derivada do balanço de radiação de uma superfície, no qual a emissão da radiação em ondas longas em uma superfície está correlacionada com sua temperatura superficial (Norman & Becker, 1995). O algoritmo SEBAL utiliza o gradiente de temperatura (dT) em detrimento da temperatura radiométrica. De forma aproximada, dT corresponde à diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera adjacente, promovendo o fluxo de calor sensível.

O gradiente de temperatura próximo à superfície é obtido por meio de uma indexação linear com a temperatura superficial:

$$dT = a + bT_s \quad (3)$$

em que: dT - gradiente de temperatura próximo a superfície, K; T_s - temperatura superficial, K.

De forma aproximada, dT corresponde a diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera adjacente, promovendo o fluxo de calor sensível. Os coeficientes “a” e “b” são obtidos para cada imagem tomando-se como base dois pixels em situações extremas em termos da partição de energia, no qual dT pode ser estimado:

“pixel frio” e “pixel quente”. O “pixel frio” é geralmente selecionado em uma superfície líquida, no qual se assume que o fluxo de calor sensível pode ser nulo ($H = 0$ e $dT = 0$) e, portanto, toda a energia disponível ($R_n - G$) seria utilizada no processo evaporativo. Já o “pixel quente” é selecionado em uma superfície na qual não ocorreria evaporação ($H = R_n - G$). A partir desse ponto, se conhece dois pares da temperatura radiométrica e do gradiente de temperatura na imagem de satélite (dT_{quente} e T_{quente} ; dT_{frio} e T_{frio}). Uma regressão linear simples é utilizada para se obter o intercepto e o coeficiente angular da regressão entre o gradiente de temperatura e a temperatura superficial (“a” e “b” da Eq.3). A Eq.3 é então aplicada a todos os pixels da imagem, resultando no gradiente de temperatura e, pela aplicação da Eq.4, em uma primeira estimativa do fluxo de calor sensível. O cálculo de H procede de forma iterativa, no qual a cada iteração os valores da resistência aerodinâmica (r_{ah}), do gradiente de temperatura (dT), da velocidade de atrito (u^*) são atualizados usando a formulação de Monin-Obukhov para considerar as condições de instabilidade atmosférica.

$$H = \rho_{ar} C_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (4)$$

em que: ρ_{ar} -densidade do ar, kg m^{-3} ; C_p -calor específico do ar em pressão constante, $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$; r_{ah} -resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível, s m^{-1}

O valor de evapotranspiração instantâneo (imageamento do satélite) é obtido para cada pixel dividindo-se o fluxo de calor latente pelo calor latente de evaporação:

$$ET_{\text{inst}} = \frac{\lambda E}{\lambda \rho_w} \quad (5)$$

em que: ET_{inst} - valor instantâneo de evapotranspiração obtido pelo satélite, mm h^{-1} ; ρ_w -densidade da água, $\sim 1.000 \text{kg m}^{-3}$; λ - calor latente de evaporação, J kg^{-1}

Bastiaanssen et al. (2005) apresentaram uma série de 18 experimentos de validação do SEBAL, abrangendo diferentes condições de umidade do solo e coberturas vegetais. A exatidão média na escala diária encontrada foi de 85%, aumentando para 96% em escala sazonal devido à anulação de erros aleatórios. Allen et al. (2007b) realizaram a validação do METRIC utilizando dois lisímetros instalados em Idaho-EUA. Para a estação de crescimento das culturas agrícolas (4 meses), os erros relativos na escala sazonal foram de 1% e 4%, sendo os desvios-padrão dos erros no momento de passagem do satélite respectivamente de 13 e 20%. No Brasil, Teixeira (2009) calibrou e validou equações do modelo SEBAL usando dados coletados em experimentos agro-meteorológicos em áreas de videira, manga e caatinga no Sub-Médio São Francisco. Para estimativas diárias de evapotranspiração foi obtido um coeficiente de determinação de 0,91 e erro

médio quadrático de 0,38 mm dia⁻¹, com desvio de 1 % (ETsatélite = 1,01ETcampo).

Mais recentemente, Teixeira (2010) desenvolveu o modelo Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving – SAFER para obter a fração da evapotranspiração de referência:

$$\frac{ET}{ET_0} = \exp \left[a + b \left(\frac{T_0}{\alpha_0 NDVI} \right) \right] \quad (6)$$

em que: ET₀- evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica, mm h⁻¹; T₀-temperatura aerodinâmica, °C; NDVI - Índice de Vegetação por Diferença Normalizada, adimensional; α₀- albedo da superfície; adimensional; “a” e “b” - constantes empíricas obtidas em campo por meio de experimentos agro-meteorológicos, °C⁻¹.

O modelo foi inicialmente aplicado no Submédio São Francisco, com os coeficientes da Eq.6 calibrados usando experimentos agro-meteorológicos. A fração evapotranspirativa [EF = λE / (R_n - G)] é utilizada conjuntamente com estações meteorológicas para extrapolar dados instantâneos de evapotranspiração para maiores escalas temporais.

Em relação às abordagens que utilizam o balanço de energia, o SAFER possui uma parametrização mais simples, sendo apenas necessário usar dados remotos de temperatura, albedo e NDVI. Também não há necessidade de calibração do modelo usando condições extremas (pixel frio e pixel

quente), sendo particularmente importante na época chuvosa, pois nesta condição não se pode assumir valor nulo para o fluxo de calor latente do pixel quente.

Transpiração vegetal e evaporação da água no solo

A separação das componentes de transpiração vegetal e evaporação direta de água no solo usando o balanço de energia e sensoriamento remoto são complexas. O algoritmo TSEB (Norman et al., 1995) estima simultaneamente o balanço de energia da vegetação e do solo, mas à custa de uma parametrização complexa. Já algoritmos como o SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a) e o METRIC (Allen et al., 2007a) são menos intensivos em relação a dados levantados em campo, mas estimam a evapotranspiração como uma única variável.

Warren (2012a) executou o acoplamento dos modelos METRIC (Allen et al., 2007a) e TSEB (Norman et al., 1995) para obter os componentes de evaporação da água no solo e transpiração vegetal. Inicialmente, o saldo de radiação é desmembrado entre os componentes de solo e vegetação, considerando a divergência da energia disponível em função do ângulo zenital da imagem de satélite (Kustas, 2004):

$$R_{n,solo} = R_n \exp(-k IAF / (2 \cos(\theta))^2) \quad (7)$$

$$R_{n,c} = R_n [1 - \exp(-k IAF / (2 \cos(\theta))^2)] \quad (8)$$

em que: R_n ;c-saldo de radiação da vegetação, $W m^{-2}$; R_n ;solo-saldo de radiação do solo, $W m^{-2}$; IAF - índice de área foliar, adimensional; k -coeficiente de extinção, com valor sugerido de 0,6 por Kustas e Norman (1999).

A partir dos valores do saldo de radiação da vegetação e do solo, juntamente com os fluxos de calor sensível e calor no solo obtidos do METRIC (Allen et al., 2007a), se utiliza o processo iterativo do TSEB (Norman et al., 1995) para obter os fluxos de calor latente da vegetação e do solo (Warren, 2012a). O sucesso dessa abordagem está diretamente ligada a adequação do desmembramento do saldo de radiação entre a vegetação e o solo, particularmente na definição do coeficiente de extinção da radiação (k). Nas equações 7 e 8, o k é um valor médio baseado no índice de área foliar (Kustas e Norman, 1999), mas o k também varia em função da forma e orientação das folhas do dossel (Campbell & Norman, 1998).

De forma alternativa, se pode obter a transpiração e a evaporação por meio dos coeficientes de cultura basal (k_{cb}) e evaporação (k_e).

$$T = ET_0 \cdot k_{cb} \quad (9)$$

$$E = ET_0 \cdot k_e \quad (10)$$

em que: k_{cb} -coeficiente basal, adimensional; k_e -coeficiente de evaporação, adimensional; T -transpiração instantânea obtida remotamente, $mm h^{-1}$; E -evaporação do solo obtida remotamente, $mm h^{-1}$; ET_0 -

evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica, $mm h^{-1}$.

O k_e pode ser obtido com auxílio de um modelo de balanço hídrico no solo (Allen et al., 1998):

$$K_e = K_r(K_{c \max} - K_{cb}) \quad (11)$$

em que: k_e -coeficiente de evaporação do solo, adimensional; k_r -coeficiente de redução da evaporação em função da diminuição da umidade no solo, adimensional; $k_{c \max}$ -coeficiente da cultura máximo, adimensional; k_{cb} -coeficiente basal, adimensional.

O k_{cb} de culturas agrícolas usando o NDVI pode ser calculado de diversas formas (Hunsaker et al., 2005; Duchemin et al., 2006; Er-Raki et al., 2010). Er-Raki et al. (2010) apresentam as seguintes equações para calcular o K_{cb} e K_e para uma área de trigo no Marrocos:

$$K_{cb} = 1,07 \left[1 - \left(\frac{NDVI_{\max} - NDVI}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^{0,84} \right]^{0,54} \quad (12)$$

$$K_e = 0,25 (1 - fc) \quad (13)$$

$$fc = 1,18 (NDVI - NDVI_{\min}) \quad (14)$$

em que: $NDVI$, $NDVI_{\max}$ e $NDVI_{\min}$ -índices de vegetação por diferença normalizada em cada pixel da imagem, máximo e mínimo observado na imagem de satélite, adimensional; fc - fração da superfície vegetada, adimensional.

2.2 Teor de água na zona radicular

A temperatura do dossel das plantas reflete a condição de umidade na zona radicular. A baixa temperatura do dossel, semelhante à temperatura da atmosfera adjacente, apenas ocorre quando a água é extraída do solo a taxas potenciais. Quando os estômatos estão parcialmente fechados devido à restrição de água, o efeito do resfriamento evaporativo diminui e a temperatura do dossel aumenta.

Usando este princípio, Scott et al. (2003) propõem a estimativa do teor de água na zona radicular por meio da fração evapotranspirativa:

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{(\lambda E + H)} = a + b \ln\left(\frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}}\right) \quad (15)$$

$$\frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} = \exp\left\{\frac{(\Lambda - a)}{b}\right\} \quad (16)$$

em que: θ - teor de água no solo, $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$; θ_{sat} - teor de água do solo saturado, $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$; “a” e “b” constantes determinadas empiricamente, adimensional.

Em estudos de validação realizados no Paquistão e México por Scott et al. (2003) foram obtidos erro menores que 0,035 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ em 50% das amostras analisadas, enquanto 90% possuem erro menor que 0,070 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$.

No Brasil, Teixeira et al. (2008) utilizaram equações lineares simples para correlacionar a resistência da superfície (r_s) e o teor de água na zona radicular em área cultivada com mangueira e videira no Sub-

Médio São Francisco. Para mangueira, uva de vinho e uva de mesa os coeficientes de determinação (R^2) encontrados foram respectivamente 0,65, 0,84 e 0,95.

Teixeira (2010) propõe a utilização de uma equação empírica para obter a resistência da superfície a partir de dados remotos de NDVI, albedo e temperatura superficial:

$$r_s = \exp\left[a \left(\frac{T_0}{\alpha_0} \right) (1 - \text{NDVI}) + b \right] \quad (17)$$

em que: r_s - resistência superficial da equação de Penman-Monteith, s m^{-1} ; “a” e “b” - constantes empíricas obtidas em campo por meio de experimentos agro-meteorológicos, respectivamente s m^{-1} e $^{\circ}\text{C}^{-1}$.

A dificuldade na utilização da banda termal para a estimativa do teor de água na zona radicular está na definição de uma relação única para diferentes solos e coberturas vegetais, de forma que são necessários dados coletados in-situ para calibrar as equações propostas por Scott et al. (2003) e Teixeira (2010).

Potencial De Aplicações Na Gestão De Recursos Hídricos

Planejamento

Em um contexto atual de demanda crescente por água, torna-se essencial analisar a distribuição espacial dos componentes do ciclo hidrológico na bacia hidrográfica, bem

como os usos, deplecionamentos e produtividade d'água em diferentes escalas espaciais e temporais (Molden, 1997).

A evapotranspiração está associada com o uso consuntivo, ou seja, a água que torna-se imediatamente indisponível para uso na bacia hidrográfica. A transpiração é fração produtiva da evapotranspiração, sendo elemento fundamental no ciclo fisiológico da planta e sua biomassa. A evaporação, em sentido oposto, representa a fração não produtiva, que deve ser reduzida. A água no solo representa o armazenamento que poderá ser utilizado pela planta ou recarregar o aquífero, tornando-se disponível para outros usos à jusante.

Desta forma, planos de recursos hídricos devem conter o diagnóstico da situação atual e tendências de longo prazo em relação a demanda por recursos hídricos. Estimativas remotas podem ser utilizadas na caracterização e quantificação dos usos agrícolas (diagnóstico) na bacia hidrográfica. A análise de séries temporais, envolvendo o processamento de múltiplas imagens ao longo dos anos, permite constatar tendências em relação à expansão da área agrícola, o consumo e à produtividade da água.

Outorga e Fiscalização

A outorga de direito de uso de recursos hídricos é um dos instrumentos da Política Nacional de Recursos Hídricos, estabelecidos no inciso III, do art. 5º da Lei Federal nº 9.433, de 08 de janeiro de 1997. Esse

instrumento tem como objetivo assegurar o controle quantitativo e qualitativo dos usos da água e o efetivo exercício dos direitos de acesso aos recursos hídricos. A fiscalização do uso de recursos hídricos atua por meio do acompanhamento, do controle, da apuração de irregularidades e infrações e a eventual determinação de retificação por parte de usuários.

Neste sentido, o sensoriamento remoto pode ser utilizado no cotejo de outorgas de recursos hídricos, particularmente no mapeamento de áreas irrigadas e na estimativa do uso consuntivo e da lâmina d'água irrigada em diferentes talhões agrícolas. O sensoriamento remoto por essa perspectiva constitui etapa prévia à fiscalização em campo, servindo para seu planejamento e otimização.

Informação hidrológica remota na fiscalização de recursos hídricos

A seguir serão apresentadas diferentes propostas para mapear áreas irrigadas, uso consuntivo e a lâmina de irrigação a partir das variáveis hidrológicas obtidas por sensoriamento remoto.

Área Irrigadas

A maior parte das técnicas de sensoriamento remoto para identificação de áreas irrigadas é baseada na análise temporal de índices de vegetação (Ozdogan et al., 2010). O índice de vegetação está relacionado à produtividade primária da planta, depende

da disponibilidade hídrica do solo e apresenta uma resposta integrada ao longo do tempo, sendo pouco sensível às variações em curta escala temporal (Moran, 2004).

O uso de índices de vegetação é menos eficiente em situações no qual as áreas irrigadas possuem geometria irregular e ocorre prática de irrigação suplementar (apenas em períodos de estiagem). Nestes casos torna-se útil realizar um balanço hídrico simplificado a fim de identificar áreas no qual a saída de água (evapotranspiração) é superior a entrada de água (precipitação), sendo esse saldo hídrico possivelmente associado a entrada de água por irrigação.

O procedimento de mapeamento de áreas irrigadas pode ser realizado em duas etapas. Na primeira etapa são mapeadas as áreas agrícolas (não necessariamente irrigadas). Na segunda etapa, apenas as áreas selecionadas são avaliadas em relação à ocorrência ou não de irrigação. Evita-se assim que outras coberturas superficiais, como várzeas (locais que recebem contribuição do escoamento sub-superficial), sejam confundidas com áreas irrigadas. No Brasil existem diferentes iniciativas para o monitoramento contínuo de culturas como a cana-de-açúcar (Rudorff et al., 2010) e o café (Moreira et al., 2010).

Na segunda etapa, utiliza-se o balanço hídrico do solo, que pode ser representado pelas seguintes equações em áreas irrigadas e não irrigadas:

$$P + L - ET - D \pm \Delta S = 0 \quad (18)$$

$$P - ET - D \pm \Delta S = 0 \quad (19)$$

em que: ET - evapotranspiração real, mm tempo⁻¹; D - água drenada; mm tempo⁻¹; ΔS - mudança da quantidade de água armazenada no solo; mm tempo⁻¹; P - precipitação; mm tempo⁻¹; L - lâmina d'água aplicada por irrigação, mm tempo⁻¹.

Se aplicada em áreas irrigadas, a Eq.18 resultará em valores negativos. Isto ocorre porque o balanço hídrico não fecha sem a consideração da lâmina irrigada. Dessa forma, são identificadas as áreas agrícolas na qual o balanço hídrico no solo é negativo usando a Eq.18, ou seja, o fluxo de saída do volume de controle superior a entrada por precipitação:

$$ET + D \pm \Delta S > P \quad (20)$$

A precipitação pode ser obtida pela interpolação de dados medidos em estações meteorológicas e/ou produtos de sensoriamento remoto já operacionalizados e distribuídos gratuitamente (ex. TRMM). Para a extrapolação temporal da evapotranspiração pode se utilizar se a fração da evapotranspiração de referência –ET_{0F}, sendo a razão entre a evapotranspiração instantânea obtida remotamente - ET_{inst} e a evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica - ET_{tref} (Allen et al., 2007a):

$$ET_0F = \frac{ET_{inst}}{ET_0} \quad (21)$$

Esta fração é utilizada para calcular o total de evapotranspiração diária em cada pixel da imagem, multiplicando-se ET_0F por ET_0_{24} (o total evapotranspirado em uma estação meteorológica de referência em 24 horas). Para a estimativa em um período (ex. mensal, sazonal, anual), a fração é interpolada entre passagens sucessivas do satélite – ET_0F_i , utilizando um procedimento de interpolação linear ou curvilínea, e novamente associada com a evapotranspiração de referência obtida em uma estação meteorológica (Allen et al., 2007a):

$$ET_{período} = \sum_{i=1}^n [(ET_0F_i)(ET_{0;24i})] \quad (22)$$

A variação de água no solo em um período de 3 ou 4 meses representa uma fração menor comparativamente ao total de água evapotranspirada. Considerando também que o manejo de água ocorre de forma adequada, as perdas de água por percolação também podem ser desprezadas da Eq.20. Desta forma, constituem áreas irrigadas todas as áreas agrícolas no qual a evapotranspiração sazonal seja superior à precipitação pluvial:

$$[\text{Área agrícola} \cap ET_{período} > P_{período}] \rightarrow \text{Área Irrigada} \quad (23)$$

em que: $ET_{período}$ - evapotranspiração acumulada em um período definido, mm período⁻¹; $P_{período}$ - precipitação pluvial acumulada em um período definido, mm período⁻¹.

Uso consuntivo

O uso consuntivo na agricultura representa a remoção d'água de uma bacia hidrográfica por meio da evapotranspiração, ocasionando a indisponibilidade imediata dessa água para outros usos na bacia hidrográfica.

Teixeira (2008) desenvolveu e aplicou o modelo SAFER no Submédio São Francisco. A calibração do modelo foi realizada por meio de torres de fluxos (razão de Bowen e correlação de vórtices turbulentos) em diferentes condições superficiais, incluindo plantações de uva de mesa e vinho, manga e caatinga. Na Fig.1, as estimativas diárias de evapotranspiração do SAFER em dez imagens Landsat foram comparados com dados medidos em campo. O modelo explicou 89% da variância ($R^2 = 0,89$) e o erro médio quadrático foi de 0,34 mm dia-1.

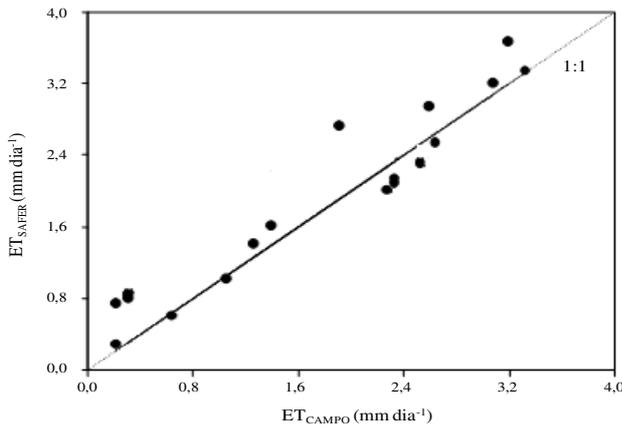


Figura 1: Comparação entre estimativas diárias de evapotranspiração obtidas pelo SAFER e medidas em campo.

Os modelos SAFER e SEBAL foram comparados em 20 pivôs situados no noroeste paulista, abrangendo plantações de milho, feijão e cana-de-açúcar. Foi utilizada uma estação agrometeorológica e uma imagem TM –Landsat-5, obtida 80 dias após a última chuva. Em comparação com curvas Kc de referência (Allen et al., 1998), o SAFER mostrou melhor concordância, principalmente nas situações de cobertura parcial do solo.

Para a Bacia do Rio Preto (Distrito Federal), o modelo METRIC foi utilizado com imagens MODIS para a obtenção do coeficiente de cultura – Kc em cinco pivôs de irrigação (Warren, 2013). O Kc foi obtido pela razão entre a evapotranspiração remota e a evapotranspiração de referência medida em uma estação meteorológica em múltiplas datas. A Fig.2 mostra o comportamento temporal do Kc do feijão nos cinco pivôs de

irrigação. No primeiro mês e meio após o plantio nota-se valores de Kc entorno de 0,4, com forte dispersão dos valores em relação a média. Essa grande dispersão dos valores está relacionada com a evaporação de água no solo no pivô de irrigação, apresentando forte oscilação em virtude das coincidências entre os dias de imageamento e presença/ausência de irrigação. Após a fase inicial (emergência da planta), percebe-se um crescimento rápido dos valores de Kc. O feijão atinge seu desenvolvimento pleno, cobrindo completamente a superfície do solo e tornando a evaporação direta da água do solo secundária. A transpiração torna-se dominante e constante, atingindo valores um pouco acima e abaixo da evapotranspiração de referência. No final do período (setembro), a planta atinge o estágio de senescência (“amarelamento” das folhas), mas os impactos sobre os valores de evapotranspiração são menos evidentes, com diminuição pouco significativa dos valores de Kc.

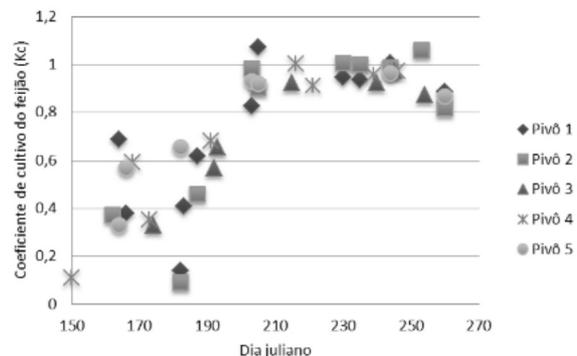


Figura 2: Coeficiente de cultivo do feijão em cinco pivôs de irrigação selecionados na Bacia do Rio Preto,DF.

O modelo SAFER foi também utilizado com imagens MODIS para calcular a evapotranspiração e a produtividade da água no município de Petrolina - PE (Teixeira et al., 2012). Para o cálculo do albedo foram utilizadas as bandas 1 e 2 (vermelho e infravermelho próximo) com 250 metros de resolução espacial. Para a temperatura da superfície foram utilizadas as bandas 31 e 32 (termal) com 1 km de resolução espacial. A utilização conjunta de dados derivados do sensor MODIS e estações agrometeorológicas permitiu a quantificação e análise da evapotranspiração e da produtividade da água em larga escala, abrangendo todo o município de Petrolina ao longo de 2011.

Lâmina irrigada: fator de eficiência

Uma primeira tentativa para estimar o volume de irrigação por sensoriamento remoto foi realizada por Ramos et al. (2006). O volume de água para irrigação foi estimado a partir de dados de evapotranspiração real, obtidos pelo algoritmo SEBAL, ponderados em função de um fator de eficiência para cada unidade pedo-geomorfológica. Os fatores de eficiência foram obtidos experimentalmente.

Em perímetros de irrigação, se pode obter o fator de eficiência da seguinte forma:

$$F = \frac{L}{(ET - P)} \quad (24)$$

em que: L - lâmina irrigada no perímetro, mm tempo-1; ET - evapotranspiração real do perímetro, mm tempo-1; P - precipitação, mm tempo-1; F - fator de eficiência, adimensional.

A lâmina irrigada no perímetro (L T-1) pode ser obtida a partir de dados de vazão afluente dos canais de irrigação (m³/s), realizando as devidas transformações em função da área total irrigada e o período temporal. ET pode ser obtida por monitoramento, simulação ou sensoriamento remoto.

Em talhões de irrigação, no qual se monitora indiretamente (horímetro) ou diretamente (hidrômetro) a vazão afluente ao sistema de irrigação, se pode obter o fator de eficiência, podendo posteriormente ser extrapolado para outras áreas com características pedológicas e de manejo semelhantes. Neste caso, se assume um manejo controlado e eficiente da irrigação, no qual não ocorre perdas de percolação da água no solo.

No caso da fiscalização de recursos hídricos, se pode multiplicar ET pelos fatores de eficiência mínimo e máximo, em geral situados entre 0,7 e 0,9, dessa forma se obtendo os limites de ocorrência da lâmina de irrigação:

$$L_{min} = ET * F_{max} \quad (25)$$

$$L_{max} = ET * F_{min} \quad (26)$$

em que: L_{max} e L_{min} - lâminas de irrigação máxima e mínima de irrigação, m; F_{max} e

Fmin- eficiências de irrigação máxima e mínima, adimensional.

Ao multiplicar as lâminas d'água pela área do talhão irrigado se pode obter o volume de água consumido:

$$V_{min} = L_{min} * Area \quad (27)$$

$$V_{max} = L_{max} * Area \quad (28)$$

em que: V_{max} e V_{min} - volumes de irrigação máximo e mínimo, m^3 ; Area – área irrigada, m^2 .

O cotejo com a outorga pode ser realizado comparando V_{min} e V_{max} com o volume de água outorgado (mensal, sazonal e anual). Em situação normal, o volume outorgado deve ser situado entre os extremos V_{max} e V_{min} :

$$V_{min} \leq V_{outorgado} \leq V_{max} \quad (29)$$

Lâmina irrigada: balanço hídrico

A lâmina irrigada também pode ser estimada diretamente por sensoriamento remoto como “resíduo” da equação de balanço hídrico no solo. Os componentes de evapotranspiração, teor de água no solo e precipitação podem ser obtidos remotamente. Para estimar a drenagem é necessário conhecer a umidade do solo (sensoriamento remoto) e os parâmetros que interferem na dinâmica da água no solo (porosidade, condutividade hidráulica saturada e curvas de retenção e condutividade).

Equações de pedotransferência podem ser utilizadas para extrapolar espacialmente os parâmetros de solo. Nas equações de pedo-transferência, os parâmetros das curvas de retenção e condutividade da água são associados com a textura do solo, sendo necessário, portanto, conhecer a granulometria da área de interesse.

Lâmina irrigada: inversão de modelos de transferência solo-planta-atmosfera

Droogers et al. (2010) realizaram estudo teórico relativo a estimativa de irrigação pela inversão do modelo SWAP - soil–water–atmosphere–plant usando dados de evapotranspiração. A inversão de modelos (calibração) é o procedimento no qual o conjunto de parâmetros ótimo é selecionado, por meio da aplicação de alguma técnica de otimização, visando minimizar as diferenças entre as estimativas de evapotranspiração do modelo e as obtidas por sensoriamento remoto. Na calibração deve-se definir a função-objetivo e o procedimento de otimização para minimizar a função-objetivo.

A abordagem utilizada foi a geração sintética da série temporal de evapotranspiração, no qual os dados “observados” de evapotranspiração foram obtidos da própria simulação do modelo, a qual foi acrescentado erros aleatórios entre 0 e 50%. Os parâmetros calibrados foram a lâmina inicial de irrigação (usada para recompor o teor de água no solo) e o fator de estresse hídrico (f_1), ou seja, o percentual de

estresse hídrico usado na definição da irrigação:

$$Tr \leq f1 \cdot Tp \quad (30)$$

em que: Tr - transpiração real, mm d^{-1} ; Tp - transpiração potencial, mm d^{-1} ; $f1$ - fator de redução em função da disponibilidade hídrica no solo, adimensional.

Conclusão

Estimativas instantâneas de evapotranspiração têm sido obtidas por técnicas de sensoriamento remoto com erros na faixa de 15%, diminuindo este erro à medida que os dados são integrados na escala mensal.

Os algoritmos para estimar o teor de água na zona radicular a partir da banda termal são calibrados para situações específicas de cobertura vegetal e/ou tipo de solo.

Para o mapeamento de áreas irrigadas, foi apresentada perspectiva baseada no balanço hídrico usando produtos derivados de sensoriamento remoto, mas a aplicabilidade dessa proposta ainda precisa ser verificada.

A estimativa remota do uso consuntivo já foi realizada com sucesso em diferentes regiões no Brasil. Procedimentos de calibração usando dados coletados in-situ garantem uma melhor confiabilidade, como o modelo SAFER.

A estimativa da lâmina irrigada pode ser realizada de três formas distintas:

eficiência da irrigação, balanço hídrico e inversão de modelos hidrológicos. A estimativa da lâmina irrigada é complexa e apresenta maior incerteza comparativamente à estimativa do uso consuntivo.

Os autores analisaram diferentes cenários envolvendo a frequência temporal (1 a 40 dias) e os erros das observações de evapotranspiração (0 a 50%). Para uma frequência temporal superior a 15 dias e erro abaixo de 10%, os autores obtiveram uma exatidão de 90% na estimativa sazonal da lâmina de irrigação.

Para a obtenção da lâmina de irrigação por inversão de modelo, além das estimativas remotas de evapotranspiração, é necessário o conhecimento dos parâmetros de vegetação e solo. Incertezas na definição destes parâmetros podem afetar a exatidão das estimativas, de forma que torna-se fundamental o desenvolvimento de procedimentos confiáveis para o mapeamento dos parâmetros de vegetação e de solo.

Referências

Allen, R.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Roma: FAO, 328p. Irrigation and Drainage Paper, v.56.

Allen, R. G.; Tasumi, M.; Trezza, R. 2007a. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, v.133, p.380-394.

Allen, R. G.; Tasumi, M.; Morse, A.; Trezza, R.; Wright, J. L.; Bastiaanssen, W.; Kramber,

- W.; Lorite, I.; Robison, C. W. 2007b. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, p.395-406.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Menenti, M.; Feddes, R. A.; Holtslag, A. A. M. 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, v.213, p.198-212.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Menenti, M.; Feddes, R. A.; Holtslag, A. A. M. 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. *Journal of Hydrology*, v.213, p.213-229.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Noordman, E. J. M.; Pelgrum, H.; Davids, G.; Thoreson, B. P.; Allen, R. G. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.131, p.85-93.
- Campbell, G. S.; Norman, J.M. 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Nova Iorque: Springer, 286p.
- Cazenave, A.; Savenija, H. 2008. Preface to the special issue of hydrology from space. *Survey Geophysics*, v.29, p.241-245.
- Droogers, P; Immerzeel, W. W.; Lorite, I. J. 2010. Estimating actual irrigation application by remotely sensed evapotranspiration observations. *Agricultural Water Management*, v. 97, p.1351-1359.
- Duchemin, B.; Hadria, R.; Er-raki, S.; Boule, G.; Maisongrande, P.; Chehbouni, A.; Escadafal, R.; Ezzahar, J.; Hoedjes, J. C. B.; Kharrou, M. H.; Khabba, S.; Mougenot, B.; Olioso, A.; Rodriguez, J.-C.; Simonneau, V. 2006. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management*, v.79, p.1-27.
- Er-Raki, S.; Chehbouni, A.; Duchemin, B. 2010. Combining Satellite Remote Sensing Data with the FAO-56 Dual Approach for Water Use Mapping In Irrigated Wheat Fields of a Semi-Arid Region. *Remote Sensing*, v.2, p.375-387.
- Gillespie, A; Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothorn, J. S., Hook, S.; Kahle, A. B. A. 1998. Temperature and Emissivity Separation Algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Images. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.36, p.1113-1126.
- Gowda, P. H.; Chavez, J. L.; Colaizzi, P. D.; Evett, S. R.; Howell, T. A.; Tolck, J. A. 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, v.26, p.223-237.
- Hunsaker, D. J.; Pinter Jr, P. J.; Kimball, B. A. 2005. Wheat basal crop coefficients determined by normalized difference vegetation index. *Irrigation Science*, v.24, p.1-14.
- Kalman, J. D.; Mcvicar, T. R.; McCabe, M. F. 2008. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*, v.29, p.421-469.
- Kustas, W. P.; Norman, J. M. 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.94, p.13-29.
- Kustas, W. P.; Norman, J. M.; Schmugge, T. J.; Anderson, M. C. 2004. Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature. In: Quattrochi, D.A.; Luvall, J. C. *Thermal remote sensing in land surface processes*. Boca Raton: CRC Press, 1.ed., p.205-253.

- Lakshmi, V. 2005. Remote sensing and hydrology. In: Aswathanarayana, U. (Org.). *Advances in water science methodologies*. Londres: Taylor & Francis, ed.1, p.3-24.
- Liang, S. 2004. *Quantitative remote sensing of land surface*. 1.ed. Nova Jersey: John Wiley & Sons, 534p.
- Martins, E. S. P. R.; Menescal, R. A.; Warren, M. S.; Carvalho, M. S. B. S.; Melo, M. S.; Perini, D. S.; Oliveira, F. A. J. 2007. Utilização de imagens CBERS para mapeamento dos espelhos d'água do Brasil. In: XIII Simpósio Brasileiro de sensoriamento Remoto, 13, 2007, Florianópolis. Anais....Florianópolis: INPE, p.969-976.
- Molden, D. 1997. Accounting for water use and productivity (SWIM Paper 1). Colombo, Sri Lanka, Instituto Internacional de Gestão da Água (IWMI). Disponível em: <<http://www.iwmi.cgiar.org/pubs>>. Acesso em: 20/02/2009.
- Moran, M. S. 2004. TIR as an indicator of plant ecosystem health. In: Quattochi, D. A.; Luvall, J.C. *Thermal remote sensing in land surface processes*. Boca Raton: CRC Press, 1.ed., p.257-282.
- Moreira, M. A.; Rudorff, B. F. T.; Barros, M. A.; Faria, V. G. C.; Adami, M. 2010. Geotecnologias para mapear lavouras de café nos estados de Minas Gerais e São Paulo. *Engenharia Agrícola*, v. 30, p.1123-1135,
- Norman, J. M.; Becker, F. 1995. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.77, p.153-166.
- Ozdogan, M.; Yang, Y.; Allez, G.; Cervantes, C. 2010. Remote Sensing of Irrigated Agriculture: Opportunities and Challenges. *Remote Sensing*, v.2, p.2274-2304.
- Ramos, J. G.; Kay, J. A.; Cratchley, C. R.; Casterad, M. A.; Herrero, J.; López, R.; Martínez-cob, A.; Domínguez, R. 2006. Crop management in a district within the Ebro River Basin using remote sensing techniques to estimate and map irrigation volumes. *WIT Transactions Ecology and Environment*, v.96, p.365-377.
- Rudorff, B. F. T.; Aguiar, D. A.; Silva, W. F.; Sugawar, A. L. M.; Adami, M.; Moreira, M. A. 2010. Studies on the rapid expansion of sugarcane for ethanol production in São Paulo State (Brazil) using Landsat data. *Remote Sensing*, v.2, p.1057-1076.
- Schultz, G. A.; Engman, E. T. 2000. *Remote sensing in hydrology and water management*. 1.ed. Nova Iorque: Springer, 483p.
- Snyder, W. C.; Wan, Z.; Zhang, Y.; Feng, Y. Z. 1998. Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space. *International Journal of Remote Sensing*, v.19, p.2753-2774.
- Scott, C. A.; Bastiaanssen, W. G. M.; Ahmad, M. 2003. Mapping root zone moisture using remotely sensed optical imagery. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.129, p.126-135.
- Sobrino, J. A.; Raissouni, N.; Li, Z.-L. 2001. A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. *Remote Sensing of Environment*, v.75, p.256-266.
- Su, Z. 2002. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, v.6, p.85-99.
- Tasumi, M.; Allen, R.G.; Trezza, R. 2008. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. *Journal of Hydrologic Engineering*, v.13, p.51-63.
- Teixeira, A. H. de C.; Bastiaanssen, W.G.M.; Ahmad, M. D.; Moura, M. S. B.; Bos, M. G. 2008. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. *Journal of Hydrology*, v.362, p.110-127.
- Teixeira, A. H. de C.; Bastiaanssen, W. G. M.; Ahmad, M. D.; Bos, M. G. 2009.

Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. *Agricultural and Forestry Meteorology*, v.149, p.462-476.

Teixeira, A. H. de C. 2010. Determining Regional Actual Evapotranspiration of Irrigated Crops and Natural Vegetation in the São Francisco River Basin (Brazil) Using Remote Sensing and Penman-Monteith Equation. *Remote Sensing*, v.2, p.1287-1319.

Teixeira, A. H. de C; Bastiaanssen, W. G. M. 2012. Five methods to interpret field measurements of energy fluxes over a micro-sprinkler-irrigated mango orchard. *Irrigation Science*, v.30, p.13-28.

Teixeira, A. H. de C.; Warren, M. S.; Hernandez, F. B. T.; Lopes, H. L. 2012. Water productivity assessment by using MODIS images and agrometeorological data in the Petrolina municipality, Brazil.. In: SPIE Remote Sensing Symposium, 2012, Edimburgo. Proceedings of SPIE, Edimburgo: University of Edinburgh, p.85310G/1-85310G/10.

Wang, W.; Liang, S. 2009. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.745-754.

Warren, M. S. 2012a. Desmembramento de Estimativas de Evapotranspiração Obtidas por Sensoriamento Remoto nas Componentes de Evaporação e Transpiração Vegetal. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v.5, p.361-373.

Warren, M. S. 2013. Desagregação Espacial de Estimativas de Evapotranspiração Real Obtidas a partir do Sensor MODIS. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 28, p. 153-162.

Wubet, M.T. 2003. Estimation of absolute surface temperature by satellite remote sensing. Utrecht: University of Twente, 121p. Dissertação Mestrado