

## Avaliação preliminar do uso do modelo SEBAL para a estimativa da distribuição espacial da evapotranspiração de uma área do Cerrado

Ronaldo Medeiros dos Santos <sup>1</sup>  
Jorge Enoch Furquim Werneck Lima <sup>1,2</sup>  
Nabil Joseph Eid <sup>1</sup>  
Sergio Koide <sup>1</sup>  
Eloy de Souza Silva <sup>3</sup>  
Ronai Soares de Brito <sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidade de Brasília - UnB  
Depto. Engenharia Civil e Ambiental - Campus Darcy Ribeiro - Brasília - DF, Brasil  
ronaldoms@unb.br, njeid@unb.br, skoide@unb.br

<sup>2</sup> Embrapa Cerrados - CPAC  
BR 020, km 18 - Planaltina - DF, Brasil  
jorge@cpac.embrapa.br

<sup>3</sup> Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Parnaíba - CODEVASF  
Edifício Manoel Novaes - SGAN, quadra 601, conjunto I - Brasília - DF, Brasil  
eloyzsilva@gmail.com

<sup>4</sup> Universidade Estadual de Montes Claros - Unimontes  
Av. Reinaldo Viana, 2630 - Campus Janaúba - Janaúba - MG, Brasil  
ronaisoares@yahoo.com.br

**Abstract.** The knowledge about evapotranspiration in regional scale is an important issue for improving water resources management systems. However, the installation and the operation of meteorological gaging stations demand a great amount of economic and human resources, frequently, not available. As a consequence, the net of stations is sparsely distributed, hindering the correct knowledge about the evapotranspiration spatial distribution. To face those limitations the remote sensing had been an important tool to estimate parameters of temperature and radiation, helping to build physical and empirical models whose factors needed to the evapotranspiration computation can be measured by remote sensors. The present work has as objective the mapping of the spatial distribution of evapotranspiration in the RIDE region. The SEBAL model was used, decoded in a geographic information system, and the result of its application presented a high level of coherence when compared with a value obtained using the Penman-Monteith – FAO model applied to local meteorological data.

**Palavras-chave:** energy balance, evapotranspiration, remote sensing, water resources, balanço de energia, evapotranspiração, sensoriamento remoto, recursos hídricos.

### 1. Introdução

A evapotranspiração é um dos mais importantes fatores mediadores do clima e do tempo, tanto em escala global quanto local, consistindo na ligação entre energia, clima e hidrologia (Braun, et al., 2001). Estima-se que, por meio da evapotranspiração, 60 a 80% do volume precipitado retornam à atmosfera, fato que lhe confere o *status* de agente regulador fundamental das disponibilidades hídricas, superficiais e subterrâneas, bem como das mais diversas atividades humanas, como por exemplo, agricultura (Victoria, 2004).

O conhecimento da evapotranspiração em escala regional é indispensável em planos de gerenciamento dos recursos hídricos, uma vez que, juntamente com outros fatores, condiciona

temporal e espacialmente as disponibilidades e os déficits (Santiago, 2001; Alkaeed et al., 2006). No entanto, a instalação e a operação de estações meteorológicas para sua estimação demandam recursos econômicos e humanos nem sempre disponíveis. Conseqüentemente, a rede de postos de monitoramento desse fenômeno é esparsa, impedindo que a distribuição espacial da evapotranspiração seja adequadamente conhecida.

Nesse sentido, o sensoriamento remoto é de grande utilidade, tanto na estimação de parâmetros relacionados à temperatura e radiação, como na construção de modelos físicos ou empíricos, em que os fatores relacionados à evapotranspiração sejam passíveis de mapeamento remoto, como os seguintes componentes do balanço de energia: fluxo de calor sensível, fluxo de calor no solo e radiação líquida (Engman, 1993).

Bastiaansen et al. (1998a; 1998b) desenvolveram e validaram um modelo baseado no balanço de energia computado por meio de sensoriamento remoto, obtendo valores de evapotranspiração considerados consistentes quando comparados aos obtidos pelo método do lisímetro. O modelo, denominado SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), tem sido aplicado em várias regiões do planeta e tem como principal atrativo o reduzido número de dados climatológicos de superfície necessários ao equacionamento do balanço de energia (Paiva, 2005; Silva et al., 2005; Silva e Bezerra, 2005).

Utilizando-se das equações e suposições assumidas pelo modelo SEBAL, explicitadas em detalhe por Paiva (2005), o presente trabalho teve como objetivo avaliar a adequabilidade desse método para a estimativa da distribuição espacial da evapotranspiração de referência em uma determinada área do cerrado brasileiro.

## 2. Material e Métodos

A área de estudos compreendeu a Região Integrada de Desenvolvimento do Distrito Federal e Entorno (RIDE), localizada entre os meridianos 47°00' e 49°00' de longitude oeste e os paralelos 15°00' e 17°00' de latitude sul (**Figura 1**). Abrange, além do Distrito Federal, municípios dos estados de Goiás e Minas Gerais (Brasil, 2003).



**Figura 1** – Localização da área de estudo: Distrito Federal e Entorno.

O clima na região apresenta-se de úmido a sub-úmido, com estações chuvosas e secas bem distintas. A precipitação se concentra nos meses entre setembro e abril e as temperaturas médias do mês mais quente e do mês mais frio são de 24°C e de 10°C, respectivamente. A umidade relativa do ar alcança níveis críticos da ordem de 13%. A precipitação pluviométrica

média anual entre os anos de 1972 e 1992 foi da ordem de 1.405 mm. O balanço hídrico, considerando-se a precipitação e a evapotranspiração para o mesmo período, indicou déficit entre os meses de julho e setembro, assim como excesso em janeiro (Brasil, 2003).

O material utilizado consistiu em uma imagem orbital adquirida pelo sensor AVHRR (*Advanced Very High-Resolution Radiometer*) a bordo do satélite NOAA – 14 e de dados meteorológicos da estação CPAC – Principal, operada pela Embrapa Cerrados. A imagem foi adquirida ao dia 28 de julho de 2000, por volta de 17h30min e foi selecionada do banco de dados do NOAA, segundo os seguintes critérios: (a) integridade dos valores digitais dos *pixels* e (b) ausência de nuvens na área de estudo. A escolha do sensor se justificou pela sua elevada resolução temporal (diária) e pela resolução espacial de 1,1 km, que tem se mostrado adequada ao mapeamento de variáveis ambientais em escala regional (Paiva, 2005).

Os dados meteorológicos da estação CPAC–Principal, correspondentes ao dia da passagem do satélite, foram utilizados para estimação da evapotranspiração de referência por meio do modelo de Penman-Monteith - FAO, cujo resultado desempenhou a função de parâmetro de avaliação da performance do método SEBAL para a área em estudo.

## 2.1. Pré-processamento

Nesta etapa, a cena selecionada foi georreferenciada e calibrada radiometricamente. Devido à baixa resolução espacial, não foi possível o georreferenciamento por meio de pontos de controle em campo, optando-se pelo método disponível em um software comercial. O método se utiliza dos parâmetros posicionais (latitude, longitude, zênite solar e zênite do sensor) armazenados durante a passagem do satélite, para construção de um arquivo contendo a geometria espacial da imagem, que é em seguida requisitado no processo final de registro.

Na calibração radiométrica foram determinadas as reflectâncias para as bandas 1 e 2, enquanto que para as bandas 3, 4 e 5, determinou-se a temperatura de brilho, em graus Kelvin.

As regiões com presença de nuvens ou água foram excluídas do processo de análise, por meio do mascaramento dessas feições. Foram considerados contaminados por nuvens os *pixels* que atenderam a pelo menos uma das seguintes condições (França e Cracknell, 1995): a) temperatura de brilho no canal 5 igual ou menor que 278 K; b) razão entre as reflectâncias das bandas 1 e 2 entre 0,85 e 1,2; c) diferença entre as temperaturas de brilho das bandas 4 e 5 maior que 4,0 K. Os corpos d'água foram identificados por meio do NDVI.

## 2.2. Balanço de energia

A evapotranspiração de referência, obtida pela divisão do fluxo de calor latente pelo calor latente de vaporização da água, foi estimada como o resíduo da equação do balanço de energia (**Equação 1**), contabilizando-se a diferença entre a radiação líquida (saldo entre a radiação global incidente na superfície, a radiação de onda longa emitida pela atmosfera incidente na superfície e a radiação de onda longa emitida pela superfície), o fluxo de calor para o solo (radiação transferida para o solo) e o fluxo de calor sensível (radiação utilizada para aquecimento do ar e do solo).

$$\lambda Et = R_l - G - H \quad (1)$$

em que:  $\lambda Et$  – fluxo de calor latente ( $w/m^2$ );  $R_l$  – radiação líquida na superfície ( $w/m^2$ );  $G$  – fluxo de calor no solo ( $w/m^2$ );  $H$  – fluxo de calor sensível ( $w/m^2$ ).

A radiação líquida foi estimada por meio da **Equação 2**, considerando-se a radiação de onda curta incidente na superfície, a radiação da atmosfera que incide sobre a superfície e a radiação emitida pela superfície.

$$Rl = K\downarrow - (r_o K)\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (2)$$

em que:  $K\downarrow$  - densidade de fluxo radiante de onda curta incidente na superfície ( $w/m^2$ );  $r_o$  - albedo da superfície;  $L\downarrow$  - densidade de fluxo radiante da atmosfera incidente na superfície ( $w/m^2$ );  $L\uparrow$  - densidade de fluxo radiante da superfície.

A determinação dos componentes do saldo de radiação segundo o modelo SEBAL depende, principalmente, da estimação das emissividades atmosféricas e superficiais e da temperatura e do albedo da superfície, por sua vez, dependentes da transmissividade da atmosfera, do índice de vegetação (NDVI) e das reflectâncias e temperaturas de brilho das bandas 1 e 2, e das bandas 3, 4 e 5, respectivamente. Toda a seqüência de passos para a estimação da radiação líquida encontra-se detalhada em Paiva (2005).

Para a determinação do fluxo de calor no solo, utilizou-se a **Equação 3**, proposta por Bastiaansen et al. (1998a), que, embora seja empírica, relaciona elementos fisicamente ligados: a radiação líquida, o albedo, a temperatura da superfície e o NDVI.

$$G = \frac{Rl}{r_o} (T_{sup} - 273) (0,0032r_o + 0,0062r_o^2) (1 - 0,978NDVI^4) \quad (3)$$

em que:  $T_{sup}$  – temperatura da superfície.

Para determinação do fluxo de calor sensível, Silva e Bezerra (2005), citando Bastiaansen et al. (1998a), apresentam a **Equação 4**.

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}} \quad (4)$$

onde:  $\rho$  - densidade do ar úmido ( $kgm^{-3}$ );  $c_p$  – calor específico do ar à pressão constante ( $Jkg^{-1}K^{-1}$ );  $dT$  – diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície;  $r_{ah}$  – resistência aerodinâmica ao transporte de calor.

A resistência aerodinâmica, como função do NDVI e da velocidade de fricção, é inicialmente determinada considerando-se uma condição de estabilidade da atmosfera. A diferença de temperatura é determinada por meio de um processo interno de calibração, consistindo na seleção de dois *pixels*, de menor e de maior temperatura na imagem.

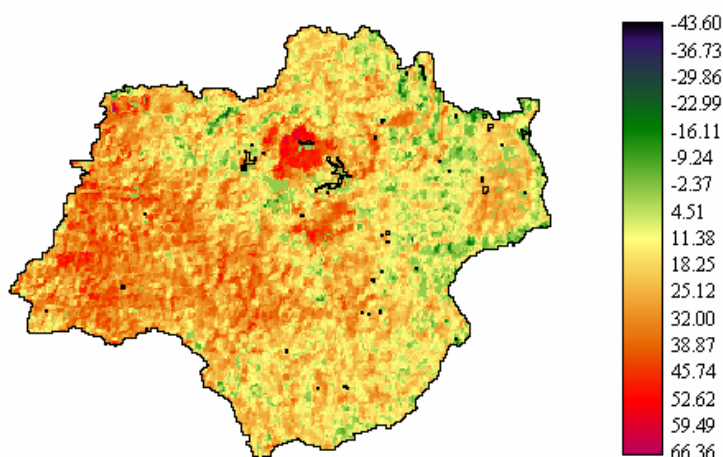
No *pixel* de temperatura mínima, o fluxo de calor sensível é considerado nulo, enquanto que no *pixel* de temperatura máxima, o fluxo de calor latente é que é considerado nulo (Bastiaansen et al., 1998a; Bastiaansen et al., 1998b). Desse modo, é construída uma relação linear entre a diferença de temperatura e a temperatura da superfície, da forma  $dT = a + b \cdot T_{sup}$ . Os coeficientes  $a$  e  $b$  são determinados por meio da aplicação da equação do balanço de energia e das condições de nulidade dos fluxos de calor latente e sensível nos *pixels* “quente” e “frio” da imagem, respectivamente (duas equações e duas incógnitas,  $a$  e  $b$ ).

O valor final de  $H$  foi obtido após se efetuar a correção da condição inicialmente assumida de estabilidade atmosférica. Para isso, determinou-se a velocidade de fricção corrigida e um novo valor de resistência aerodinâmica, que por sua vez, será utilizado na repetição do processo, partindo-se do cálculo de  $dT$ , até que se atinja uma convergência entre dois valores sucessivos de velocidade de fricção corrigida. O procedimento detalhado de determinação de  $dT$  e da correção da estabilidade atmosférica encontra-se em Paiva (2005) e em Silva e Bezerra (2005).

### 3. Resultados e Discussão

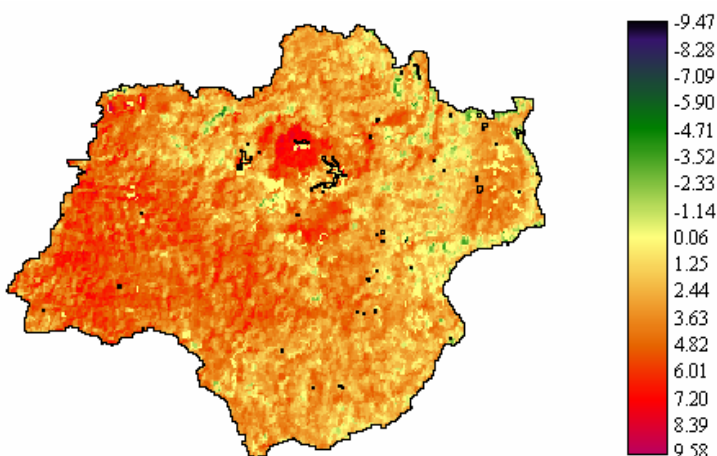
As imagens de reflectância, correspondentes à calibração radiométrica aplicada às bandas 1 e 2 do sensor AVHRR/NOAA-14, e as imagens de temperatura de brilho, resultantes da calibração radiométrica das bandas 4 e 5, foram exportadas para um sistema de informações geográficas, onde foram efetuadas as operações necessárias para determinação das componentes do balanço de energia segundo o modelo SEBAL.

Na **Figura 2**, encontra-se representado o saldo de radiação à superfície para a área em estudo. Os valores são instantâneos e correspondem ao dia e hora da passagem do satélite. Por se tratar de um fim de tarde de um dia de inverno, já era esperado que os mesmos situassem em um patamar inferior ao registrado pela estação meteorológica da Embrapa Cerrados, que foi da ordem de  $480 \text{ w/m}^2$  (EMBRAPA, 2000). Os valores negativos correspondem a locais onde, devido o fim do foto-período, a superfície atua como sumidouro de energia (Pezzopane et al., 1995), enquanto que os locais com valor zero se referem à presença de nuvens ou de água, que foram mascarados no processo de análise.



**Figura 2** – Radiação líquida à superfície ( $\text{w/m}^2$ ).

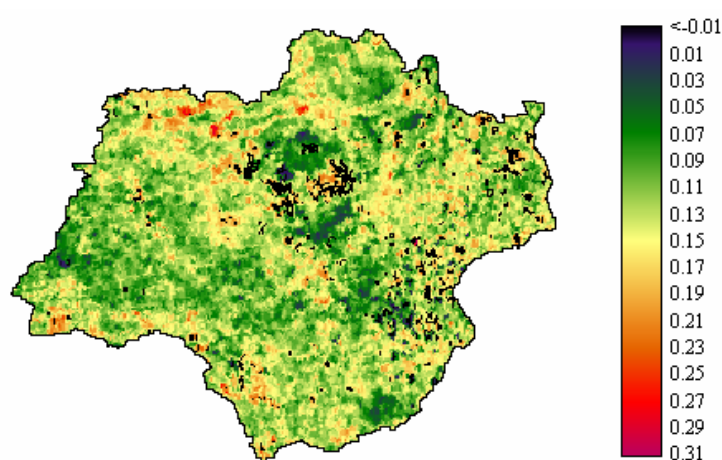
O fluxo de calor no solo encontra-se representado na **Figura 3**, por meio da qual se observa, da mesma forma que no mapa de radiação líquida à superfície, a presença de valores baixos, assim como também de valores negativos, ambos influenciados pela estação do ano e pela hora da passagem do satélite.



**Figura 3** – Fluxo de calor no solo ( $\text{w/m}^2$ ).

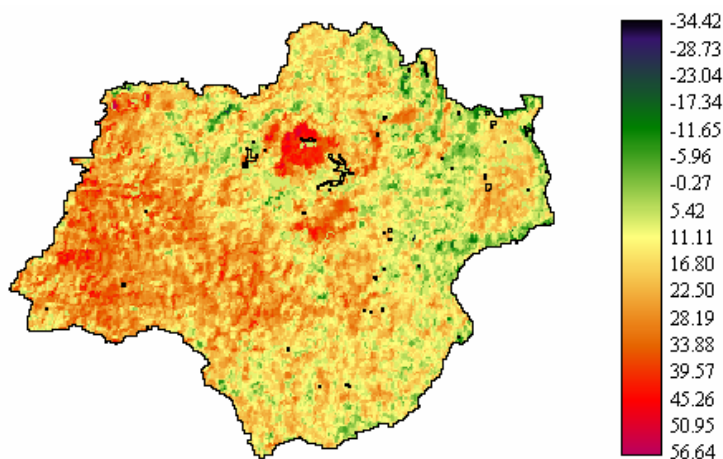
O fluxo de calor sensível apresentou valores entre  $0,31 \text{ w/m}^2$  e menores que  $-0,01 \text{ w/m}^2$  (**Figura 4**). Isto se deveu ao fato de que o mesmo atinge valores mínimos e negativos ao fim do dia, como foi o caso da hora de aquisição da imagem utilizada no presente estudo. Os *pixels* de valor igual a zero correspondem à presença de corpos d'água ou de nuvens.

A seleção dos *pixels* de temperatura máxima e mínima obedeceu a critérios posicionais e de valor, uma vez que os valores máximos e mínimos nem sempre corresponderam à realidade em que se encontrava a área de estudo. Isto se deveu ao fato de que, apesar da aplicação do filtro de nuvens, *pixels* vizinhos às mesmas, possivelmente contaminados por nebulosidade, apresentaram valores absurdos. Deste modo, para o cálculo dos coeficientes necessários à determinação do fluxo de calor sensível, foram selecionados aqueles localizados longe da presença de nuvens e com valores considerados coerentes.

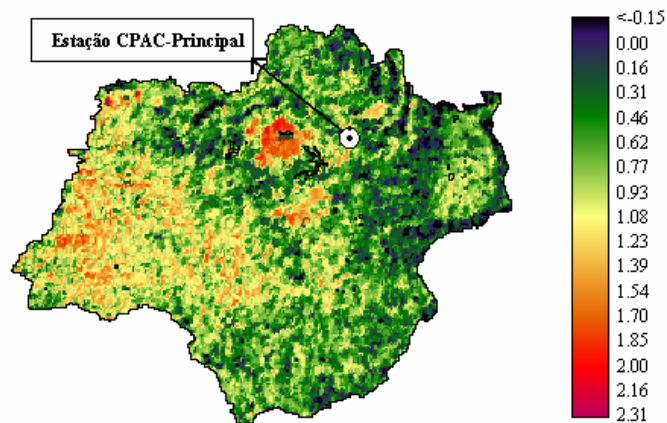


**Figura 4** – Fluxo de calor sensível ( $\text{w/m}^2$ ).

A **Figura 5** representa a distribuição espacial do fluxo de calor latente, obtido como resíduo da equação do balanço de energia à superfície para a área em estudo. A conversão dos valores de energia por unidade de superfície para lâmina por unidade de tempo foi efetuada dividindo-se o valor pelo calor latente de vaporização da água ( $2,45\text{MJ/kg}$ ). O resultado, expresso em  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ , equivalente a  $\text{mm/d}$ , encontra-se apresentado na **Figura 6**.



**Figura 5** – Fluxo de calor latente ( $\text{w/m}^2$ ).



**Figura 6** – Evapotranspiração de referência (mm/dia).

A variação diurna dos componentes do balanço de energia, como consequência da variação da intensidade da radiação solar recebida pela superfície, faz com que a evapotranspiração também sofra variação nessa escala de tempo. Consequentemente, espera-se que o valor de evapotranspiração, obtido segundo as condições meteorológicas do dia e hora de aquisição da imagem, seja menor que aquele estimado pelo modelo de Penman-Monteith, que utilizou os dados diários da estação meteorológica CPAC-Principal.

O valor obtido pela aplicação do modelo Penman-Monteith foi da ordem de 4 mm/dia (EMBRAPA, 2000). Para o *pixel* correspondente à localização da estação, a evapotranspiração instantânea, integrada para valor de lâmina diária, foi de 1,5 mm/dia, podendo-se, a partir das considerações anteriormente tecidas, concluir que os valores obtidos foram coerentes, podendo, inclusive, serem convertidos em valores diários, caso se tenha disponível a curva de variação diurna do fluxo de calor latente para a área em estudo.

#### 4. Conclusões e recomendações

Por meio da aplicação do modelo SEBAL, utilizando-se uma imagem do sensor AVHRR/NOAA-14, estimou-se a distribuição espacial da evapotranspiração de referência em uma determinada área do cerrado brasileiro.

O resultado, apesar de integrado em valor diário, corresponde apenas às condições meteorológicas encontradas no momento de aquisição da imagem (dia e hora). Levando-se em consideração a ordem de grandeza da evapotranspiração diária de referência estimada pelo modelo Penman-Monteith, considerando-se os dados coletados pela estação durante todo o período diurno e noturno, considera-se o presente resultado, obtido por meio do modelo SEBAL, como sendo coerente, para a estação do ano, o dia, a hora, e as condições meteorológicas presentes quando da passagem do satélite.

O potencial de aplicação do método abordado para a área de estudo em questão foi evidenciado. No entanto, para confirmação precisa de sua acurácia, recomenda-se considerar como parâmetro de comparação valores de evapotranspiração de referência calculados a partir de dados meteorológicos horários, correspondentes ao instante de aquisição da imagem pelo satélite.

Condições atmosféricas não capturadas pela imagem, como por exemplo, a presença de nuvens, sobre a estação meteorológica utilizada, com tamanho inferior ao *pixel* (1,1 km, no caso do AVHRR/NOAA), podem prejudicar a confrontação de resultados, devido ao método de estimação via sensoriamento remoto ter sido desenvolvido para condições de céu claro (sem nuvens). Além disso, parâmetros como o albedo da superfície, deverão ser corrigidos ou

ajustados, uma vez que a cobertura do solo local (grama, no caso de estação meteorológica) e regional (pixel de 1,1 km de uma imagem AVHRR/NOAA) não serão correspondentes, gerando diferentes valores de albedo.

## 5. Referências Bibliográficas

- Alkaeed, O.; Flores, C.; Jinno, K.; Tsutsumi, A. Comparison of several reference evapotranspiration methods for Itoshima Peninsula area, Fukuoka, Japan. **Memoirs of the Faculty of Engineering, Kyushu University**, v. 66, n. 1. 14 p. 2006.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Menenti, M.; Feddes, R. A.; Holtslag, A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, n. 1-4, p. 198-212. 1998a.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Pelgrum, H.; Wang, J.; Moreno, J. F.; Roerink, G. J.; Wal, T. V. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, n. 1-4, p. 213-229. 1998b.
- Brasil. Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Integrada de Desenvolvimento do Distrito Federal e Entorno. 324 p. 2003.
- Braun, P.; Maurer, B.; Muller, G.; Gross, P.; Heinemann, G.; Simmer, C. An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 76, p. 83-105, 2001.
- EMBRAPA. Estação meteorológica CPAC-Principal, Distrito Federal. 2000.
- Engman, E. T. Remote Sensing. In: **Handbook of Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. p. 24.1 – 24. 23.
- França, G.B. E Cracknell, A.P. A simple cloud masking approach using NOAA daytime data for tropical areas. **International Journal of Remote Sensing**, v. 16, n. 9, p. 1697-1705. 1995.
- Paiva, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 2005. 218p. Tese (Doutorado em Ciência em Engenharia Civil). Universidade Federal do Rio de Janeiro-COPPE. Rio de Janeiro. 2005.
- Pezzopane, J. E. M.; Pedro, M. J. J.; Ortolani, A. A.; Meyer, N. Radiação líquida e temperatura de folha no interior de estufa com cobertura plástica, durante o período noturno. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 3, p. 1-4. 1995.
- Santiago, A. V. **Evapotranspiração de referência medida por lisímetro de pesagem e estimada por Penman-Monteith (FAO-56), nas escalas mensal e decenal**. 2001. 37 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - Universidade de São Paulo. Piracicaba. 2001.
- Silva, B. B.; Lopes, G. M.; Azevedo, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5-TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v. 12. n. 2, p. 201-211. 2005.
- Silva, B. B.; Bezerra, M. V. C. Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. p. 3325-3332. Disponível na biblioteca digital URLib: <ltid.inpe.br/sbst/2004/11.19.17.50/doc/3325>. Acesso em: 05 out. 2006.
- Victoria, D. C. **Estimativa da evapotranspiração da bacia do Ji-Paraná (RO) através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento**. 2004. 88 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agrossistemas) Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2004.