

# OBTENÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS DE SUPERFÍCIE

Bernardo Barbosa da Silva<sup>1</sup> e Marcos Vinícius Cândido Bezerra<sup>2</sup>

**ABSTRACT** - The main objective of the present work was the determination of daily evapotranspiration, based on the spectral data collected through the seven bands of the Landsat 5 - Thematic Mapper and some data of a meteorological station within the studied area. Two images, obtained on December 04, 2000, and October 04, 2001, involving irrigated areas of the Projeto Nilo Coelho, part of Sobradinho Lake and São Francisco river, and areas of native vegetation was used. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) procedures, proposed by Bastiaanssen (1995) and improved by Allen et al. (2002), was applied. The soil heat flux (G) was calculated as a function of the net radiation, land surface temperature, albedo and NDVI for each pixel. It presented average values of  $94.5 \text{ Wm}^{-2}$ . The average values of LE in 2000 and 2001 were equal to  $493.4 \text{ Wm}^{-2}$  and  $282.4 \text{ Wm}^{-2}$ , respectively. The daily evapotranspiration varies from  $5.6 \text{ mm day}^{-1}$  to  $0.8 \text{ mm day}^{-1}$ .

## INTRODUÇÃO

A quantificação das perdas de água de superfícies cultivadas para a atmosfera é um elemento muito valioso no planejamento de atividades agrícolas e no gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica. Para que se possa determinar esse importante elemento do ciclo hidrológico foram desenvolvidos diversos métodos, como o balanço de energia baseado na razão de Bowen, método das correlações turbulentas e outros, destinados a estimativa da evapotranspiração (ET) em pequena escala. Atualmente, dispõe-se de algoritmos que possibilitam a estimativa de ET em escala regional utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens de satélite (Landsat - TM, NOAA - AVHRR, Terra - Modis e outros).

Há poucos anos foi desenvolvido um algoritmo, denominado SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), destinado a estimar o balanço de energia à superfície utilizando imagens de satélite e poucos dados de superfície. O mesmo utiliza-se da temperatura da superfície, da refletância hemisférica da superfície, índices de vegetação e de alguns dados complementares de superfície, normalmente obtidos em estações meteorológicas automáticas. Esse algoritmo tem sido amplamente empregado em várias áreas irrigadas do globo, a exemplo da bacia do Bear River (Allen et al., 2002).

Neste estudo são utilizadas imagens do satélite Landsat 5 - TM, com o objetivo da determinação dos componentes do balanço de energia à superfície e da evapotranspiração diária no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho através do algoritmo SEBAL.

## MATERIAL E MÉTODOS

A região de estudo compreende o Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, área de vegetação nativa, parte do lago de Sobradinho e leito do rio São

Francisco. Foi utilizado um recorte de duas imagens do Landsat 5 - TM, obtidas às 10h de 04 de outubro de 2001 e 04 de dezembro de 2000, na órbita 217 e ponto 67: canto superior esquerdo.

Com os canais reflectivos do Landsat 5 - TM foi obtido o albedo da superfície, segundo procedimentos bem documentados em SILVA et al. (2004a). Com base nos canais 3 e 4, foram obtidos índices de vegetação que proporcionaram estimativas da emissividade de cada pixel das imagens. Com o canal termal e a emissividade foi obtida a carta de temperatura da superfície. Em SILVA et al. (2004b) estão descritos os detalhes da obtenção da carta do saldo de radiação - Rn.

O fluxo de calor no solo G ( $\text{Wm}^{-2}$ ) foi obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia e que é função da temperatura e albedo da superfície, índice de vegetação da diferença normalizada e saldo de radiação, computados pixel a pixel. O fluxo de calor sensível H foi estimado com base na resistência aerodinâmica ao transporte de calor -  $r_{ah}$  e diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície - dT, segundo Bastiaanssen (1995):

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}}$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar úmido e  $c_p$  o calor específico do ar à pressão constante. Para a obtenção de H, faz-se necessário o conhecimento de dois pixels, denominados *pixels âncoras*, que possibilitam determinar a variação de temperatura (dT) entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor em todos os pixels da área de estudo. Inicialmente, são reunidas as informações sobre a velocidade do vento u e a altura média da vegetação h que envolve a estação meteorológica. Dessa forma, obtém-se o coeficiente de rugosidade  $z_{om}$  da estação meteorológica em função da altura média da vegetação. A velocidade de fricção  $u^*$  foi computada usando o perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra. Em seguida, foi estimada a velocidade do vento ao nível  $z = 100 \text{ m}$  (*blending height*), onde se assume ser a mesma constante em toda a cena estudada. Com essa hipótese, foi obtida a velocidade de fricção de cada pixel, considerando-se  $z_{om}$  em função do índice de vegetação SAVI.

De posse dos valores de  $u^*$ , pixel a pixel, foi estimada a resistência  $r_{ah}$  admitindo-se, ainda, a atmosfera em condição de estabilidade neutra e expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^* \cdot k}$$

<sup>1</sup> Depto. de Ciências Atmosféricas - DCA / Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande. 51.108-970. Campina Grande, PB. [bernardo@dca.ufcg.edu.br](mailto:bernardo@dca.ufcg.edu.br) Bolsista de produtividade científica do CNPq.

<sup>2</sup> Aluno de Doutorado do Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande

onde  $Z_1$  e  $Z_2$  são as alturas em metros acima da superfície (considerou-se  $z_1 = 0,1$  m e  $z_2 = 2,0$  m) e  $k$  a constante de von Karman.

O cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície  $dT$  para cada pixel é computada através da relação linear entre  $dT$  e  $T_s$  ( $dT = a + b T_s$ ), onde  $a$  e  $b$  são coeficientes obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio). O pixel "frio" encontra-se numa área bem irrigada, onde se assumiu que  $H_{frio} = 0$  e  $LE = R_n - G$ . Por sua vez, o pixel "quente" foi escolhido numa área de solo exposto, onde se assumiu que o fluxo de calor latente é nulo e o fluxo de calor sensível é dado por:

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho c_p (a + b T_s)}{r_{ah}}$$

onde  $T_s$ ,  $R_n$ ,  $G$  e  $r_{ah}$  são obtidos no pixel quente da imagem. Com base nesses valores, obtém-se  $a + b T_s = r_{ah}(R_n - G) / \rho c_p$ . Como no pixel frio  $dT = 0$ , tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de  $a$  e  $b$ , e por conseguinte,  $H$  em todos os pixels da imagem.

Os valores de  $H$ , obtidos acima, não representam adequadamente  $H$  e servem como valores iniciais de um processo iterativo em que, nas etapas seguintes, se identifica a condição de estabilidade de cada pixel através do comprimento de Monin-Obukhov. Em seguida, são determinadas as correções de estabilidade para o transporte de momentum e de calor. Dessa forma, foi corrigida a velocidade de fricção de cada pixel e obtida a resistência aerodinâmica corrigida através da seguinte equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{Z_2}{Z_1} - \psi_h(z_2) + \psi_h(z_1)}{u_* \cdot k}$$

onde  $Z_2 = 2,0$  m,  $Z_1 = 0,1$  m, e  $\psi_h(z_1)$  e  $\psi_h(z_2)$  são as correções de estabilidade para o transporte de calor sensível nesses níveis. Depois de obtidos os valores desses parâmetros, retornou-se ao cômputo do  $dT$  e todo o processo é repetido até que seja observada a estabilidade nos valores de  $u^*$ . Para que isto acontecesse foram necessárias sete iterações com as imagens estudadas.

O fluxo de calor latente  $LE$  ( $Wm^{-2}$ ) foi finalmente obtido pela simples diferença entre o saldo

de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Em 2000 o  $LE$  médio foi de  $493,4 W.m^{-2}$ , com máximo de  $587,9 W.m^{-2}$ . Já em 2001 a média e máximo foram respectivamente de  $282,4 W.m^{-2}$  e  $549,2 W.m^{-2}$ . Na Fig.1 está representada a  $ET_c$  nos dois anos estudados. Conforme se observa, em 2000 a  $ET_c$  foi visivelmente superior a 2000, e pode ser justificado em virtude de em outubro ainda não ter tido início a estação chuvosa na área, que impacta sobremaneira o albedo, índice de área foliar e a  $ET_c$ .

**AGRADECIMENTOS:** Ao CNPq pela bolsa PQ do primeiro autor e ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia da UFCG pelo apoio à pesquisa.

## REFERÊNCIAS

- Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. Sebal (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.
- Bastiaanssen, W. G. M. Regionalization of Surface Flux Densities and Moisture Indicators in Composite Terrain – A Remote Sensing Approach Under Clear Skies in Mediterranean Climates. Thesis, Landbouwniversiteit Wageningen, Netherlands, 273, 1995.
- Bastiaanssen, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of Hydrology, v. 229, p. 87 – 100, 2000.
- Silva, B.B. da, Lopes, G. M., Azevedo, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 – TM. Revista Brasileira de Agrometeorologia. Aceito, 2004a.
- Silva, B. B. da, Lopes, G. M., Azevedo, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. Revista Brasileira de Meteorologia. Aceito, 2004b.
- Silva, B. B da e Bezerra, M. V. C. Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto. Revista Brasileira de Agrometeorologia. Submetido em 2004.

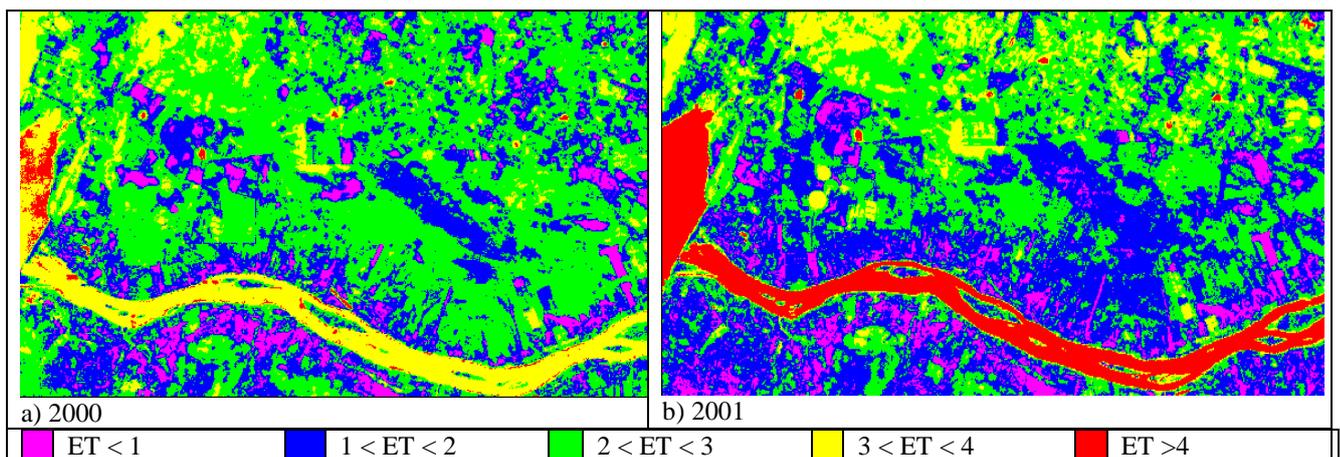


Figura 1: Evapotranspiração diária a) para o dia 04 de dezembro de 2000 e b) para o dia 04 de outubro de 2001.