

Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície

Bernardo Barbosa da Silva¹
Marcus Vinícius Cândido Bezerra¹

¹ Universidade Federal de Campina Grande - UFCG
Av. Aprígio Veloso, 882. Bodocongó – 58.109-970 Campina Grande – PB
bernardo@dca.ufcg.edu.br, mvinicius@dca.ufcg.edu.br

Abstract. The main objective of the present work was the determination of energy balance components at the surface, 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. One image, obtained on December 04, 2000, involving irrigated areas of the Projeto Nilo Coelho, part of Sobradinho Lake and San 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 Wm^{-2} . The average values of H and λET were equal to 130.2 Wm^{-2} and 346.1 Wm^{-2} , respectively.

Key words: Sebal, sensible heat flux, latent heat flux, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente.

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).

O sensoriamento remoto tem possibilitado o desenvolvimento de inúmeros trabalhos com o propósito de estimar o albedo da superfície, índices de vegetação, a emissividade e a temperatura da superfície, os balanços de radiação e de energia à superfície e até mesmo a evapotranspiração. 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 SEBAL é utilizado intensivamente neste trabalho e foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995). O mesmo utiliza-se da temperatura da superfície, da reflectância hemisférica da superfície, índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF) 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 utilizados imagens do satélite Landsat 5 - TM, com o objetivo da determinação dos componentes do balanço de energia à superfície, o que representará um grande passo para a obtenção da evapotranspiração diária no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho (PISNC) através do algoritmo SEBAL.

2 - 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 utilizada uma imagem do Landsat 5 – TM, obtidas às 10h de 04 de dezembro de 2000, na órbita 217 e ponto 67. Esta cena foi recortada e resultou no retângulo: canto superior esquerdo (longitude 40° 49' 10'' Oeste e latitude 9° 19' 53'' Sul) e canto inferior direito (longitude 40° 32' 58'' Oeste e latitude 9° 29' 16'' Sul).

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 (Wm^{-2}) foi obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4) \right] Rn$$

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície, NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada e Rn é o saldo de radiação, computados pixel a pixel. Para corpos de água ($NDVI < 0$) considerou-se $G = 0,3Rn$.

O fluxo de calor sensível H (Wm^{-2}) foi estimado com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície, segundo Bastiaanssen (1998):

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

onde ρ é a densidade do ar úmido ($\rho = 1,15 \text{ kgm}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}). 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 (r_{ah}) em todos os pixels da área de estudo. Inicialmente, são reunidas as informações sobre a velocidade do vento u (ms^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) que envolve a estação meteorológica. Dessa forma, obtém-se o coeficiente de rugosidade z_{0m} da estação meteorológica em função da altura média da vegetação, segundo equação de Brutsaert (1982): $z_{0m} = 0,12 h$.

A velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) foi computada usando o perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)}$$

onde k é a constante de von Karman, u_x é a velocidade do vento (ms^{-1}) na altura z_x e z_{0m} é a coeficiente de rugosidade (m). Em seguida, considerando-se ainda a atmosfera em equilíbrio

neutro, foi estimada a velocidade do vento ao nível $z = 100$ m (blending height), onde se assume ser a mesma constante em toda a cena estudada. Com essa hipótese, foi obtida a velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) para cada pixel através da equação:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}$$

onde z_{0m} (m) foi obtido, em cada pixel, em função do SAVI, segundo equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000).

De posse dos valores de u_* , pixel a pixel, foi estimada a resistência r_{ah} (sm^{-1}) admitindo-se, ainda, a atmosfera em condição de estabilidade neutra e expressão:

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

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 é a constante de von Karman.

O cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}\text{C}$) para cada pixel é computada através da relação linear entre dT e T_s : $dT = a + bT_s$, onde a e b são coeficientes da relação linear e são obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio). O pixel “frio” encontra-se numa área bem irrigada, onde se assumiu que $H_{\text{frio}} = 0$ e λET_{frio} é igual a:

$$\lambda ET_{\text{frio}} = Rn - G$$

Por sua vez, o pixel “quente” foi escolhido numa área de solo exposto, onde se assumiu que o fluxo de calor latente é nulo ($\lambda ET_{\text{quente}} = 0$) e o fluxo de calor sensível H_{quente} (Wm^{-2}) é dado por:

$$H_{\text{quente}} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}}$$

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

Os valores de H , obtidos acima, não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo em que, nas etapas seguintes, se considerada, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov L (m) é utilizado para definir a condição de estabilidade da atmosfera e é computado pela seguinte expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002. Silva e Bezerra, 2004):

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

onde ρ é a densidade do ar úmido (kgm^{-3}), c_p é o calor específico do ar à pressão constante, u_* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens (ms^{-1}), T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81\text{ms}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (Wm^{-2}), pixel a pixel, obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade. Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para tanto, utilizou-se as formulações propostas por Bastiaanssen (1995), Morse et al. (2000), Allen et al. (2002) e Silva e Bezerra (2004) e o valor corrigido para a velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) foi obtido por:

$$u_* = \frac{u_{100} \cdot k}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(100m)}}$$

onde u_{100} é a velocidade do vento a 100 m (ms^{-1}), k é a constante de von Karman, z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m(100m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

De posse dos valores corrigidos de u_* , se obteve a resistência aerodinâmica corrigida - r_{ah} (sm^{-1}) através da seguinte equação (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2004):

$$r_{ah} = \frac{\ln\frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k}$$

onde $z_2 = 2,0$ m, $z_1 = 0,1$ m, e $\psi_{h(z_2)}$ e $\psi_{h(z_1)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

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 a imagem estudada.

O fluxo de calor latente λET (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:

$$\lambda ET = Rn - G - H$$

onde λET é o valor do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite e os demais termos já foram definidos.

3 - Resultados e discussão

O saldo de radiação para o ano de 2000 está representado na **Figura 1**. As áreas com tonalidade rosada representam os valores de Rn inferiores a 340 Wm^{-2} e correspondem a áreas desprovidas de vegetação. As áreas com tonalidade avermelhada correspondem ao lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco. As demais tonalidades representam os valores intermediários, onde se observa predominância da tonalidade amarelada, cujos valores estão compreendidos entre 540 Wm^{-2} e 640 Wm^{-2} . Moran et al. (1989) obtiveram com Landsat 5 - TM valores de Rn para o algodão em torno de 700 Wm^{-2} e para o trigo e alfafa Rn em

torno de 600 Wm^{-2} . Bastiaanssen et al. (1998) aplicou o SEBAL na bacia do rio Heihe (China) e verificou que o Rn no oásis foi de 500 Wm^{-2} e no deserto em torno de 400 Wm^{-2} . Em outro estudo, Bastiaanssen (2000) utilizou o algoritmo SEBAL e imagens Landsat da bacia de Gediz (Turquia) e obteve valores de Rn para o dia 177 em torno de 300 Wm^{-2} a 600 Wm^{-2} .

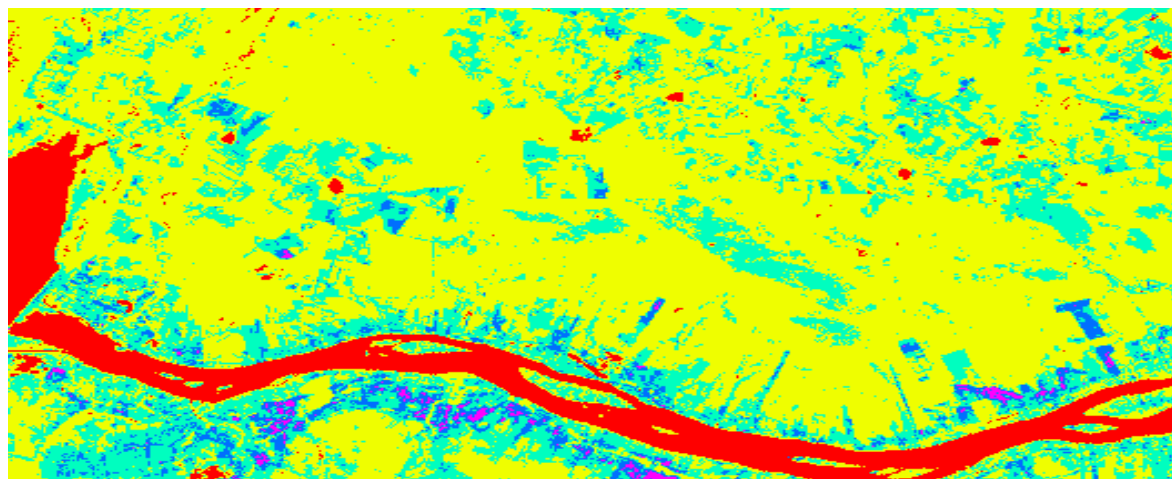


Figura 1 – Carta do saldo de radiação à superfície em 04/12/2000.

Na **Figura 2** está representada o fluxo de calor no solo. As áreas com tonalidade rosada representam os valores de G inferiores a 70 Wm^{-2} e correspondem a algumas áreas irrigadas e aos pivôs centrais. As áreas com tonalidade avermelhada representam os valores de G superiores a 190 Wm^{-2} , correspondendo ao lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco. As demais tonalidades (azulada, esverdeada e amarelada) representam os valores intermediários de G, em que se observa a predominância da tonalidade azulada, indicando grande parte da área em estudo apresentou valores de G entre 70 Wm^{-2} e 110 Wm^{-2} . Observa-se que no pivô central G é em torno de 9% a 12% de Rn, no solo exposto de 20% a 25% e para a caatinga de 15% a 20%. Ávila Neto (1997), investigando as necessidades hídricas da videira no submédio São Francisco, obteve valores de G em torno de 9% de Rn. Lopes (1999) com a cultura da mangueira no submédio São Francisco, obteve valores de G em torno de 5% de Rn. Já Silva (2000), sobre a cultura da mangueira e Moura (2001) sobre a cultura da goiabeira, obtiveram valores de G próximos de zero.

Os pixels âncora foram selecionados mediante a verificação das cartas de temperatura da superfície em conjunto com a carta da combinação RGB das bandas 2, 3 e 4. O pixel frio selecionado está localizado num pivô central e o pixel quente numa área de solo exposto, próximo às margens do rio São Francisco. Esses pixels foram utilizados para se obter os coeficientes da função linear que caracterizam a diferença de temperatura entre a superfície e o ar através de processo iterativo. A diferença máxima de temperatura entre a superfície e as camadas de ar próximas à superfície foram em torno de $6,3^\circ\text{C}$. As diferenças de temperatura (dT) foram computadas pixel a pixel pela seguinte função:

$$dT = -11,6 + 0,50T_s$$

Em que T_s é a temperatura de cada pixel.

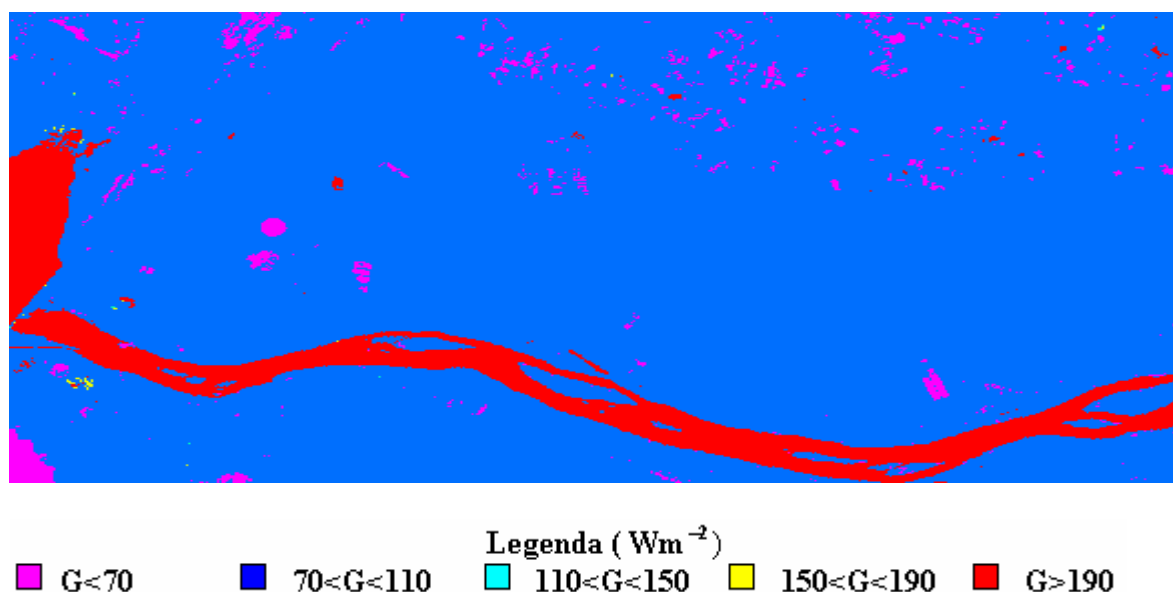


Figura 2 – Carta do fluxo de calor no solo em 04/12/2000.

Os pixels âncora foram selecionados mediante a verificação das cartas de temperatura da superfície em conjunto com a carta da combinação RGB das bandas 2, 3 e 4. O pixel frio selecionado está localizado num pivô central e o pixel quente numa área de solo exposto, próximo às margens do rio São Francisco. A diferença de temperatura (dT) foi computada pixel a pixel pela seguinte função:

$$dT = -11,6 + 0,50T_s$$

Na **Figura 3** está representada a carta de H , em que se observam áreas com tonalidade rosada representando valores de H inferiores a $60 Wm^{-2}$ e áreas com tonalidade avermelhada representando valores superiores a $330 Wm^{-2}$. As demais tonalidades representam os valores intermediários de H , e se observa a predominância das tonalidades azulada e esverdeada, indicando que grande das áreas apresentam valores de H entre $60 Wm^{-2}$ e $240 Wm^{-2}$. Os pixels cujos valores de H são negativos correspondem aos pixel cuja temperatura da superfície é inferior a temperatura do pixel frio (e correspondem a corpos de água) e os pixels nos quais os valores de H foram superiores ao obtido no pixel quente correspondem aos pixels com temperatura da superfície superior a do pixel quente em ambos os anos. Bastiaanssen (2000) obteve valores de H de $248,4 Wm^{-2}$ e $1,3 Wm^{-2}$ (dia 177) e $103,2 Wm^{-2}$ e $0,9 Wm^{-2}$ (dia 241) para pixels classificados como quente e frio, respectivamente. Kite & Droogers (2000), aplicando o SEBAL a imagens Landsat, obtiveram valores instantâneos para os mesmos dias (177 e 241) para a cultura do algodão de $190 Wm^{-2}$ e $34 Wm^{-2}$ e para a várzea $170 Wm^{-2}$ e $52 Wm^{-2}$, respectivamente.

A carta de λET está representada na **Figuras 4**. As áreas com tonalidade rosada representam os valores de λET inferiores a $125 Wm^{-2}$ e correspondem a áreas desprovidas de vegetação. Já as com tonalidade avermelhada representam valores superiores a $500 Wm^{-2}$, correspondendo aos corpos de água e a algumas áreas irrigadas e as demais tonalidades representam os valores intermediários de λET . Observa-se a predominância

das tonalidades esverdeada e amarelada, que correspondem aos valores de λET compreendidos entre 250 Wm^{-2} e 500 Wm^{-2} . Bastiaanssen (2000) obteve para os pixels âncora quente e frio, respectivamente, os seguintes valores de λET : $0,5 \text{ Wm}^{-2}$ e $535,4 \text{ Wm}^{-2}$ (para o dia 177) e 0 e $337,3 \text{ Wm}^{-2}$ (para o dia 241). Moran et al. (1989) obtiveram para o algodão λET em torno de 650 Wm^{-2} e para o trigo 520 Wm^{-2} . Já Kustas et al. (1990) obtiveram para a cultura de trigo, algodão (20% de cobertura) e alfafa (60% de cobertura) não irrigadas e algodão irrigado (20% de cobertura) os seguintes valores de λET : 51 Wm^{-2} , 317 Wm^{-2} , 499 Wm^{-2} e 546 Wm^{-2} , respectivamente.

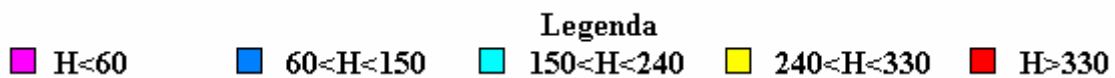
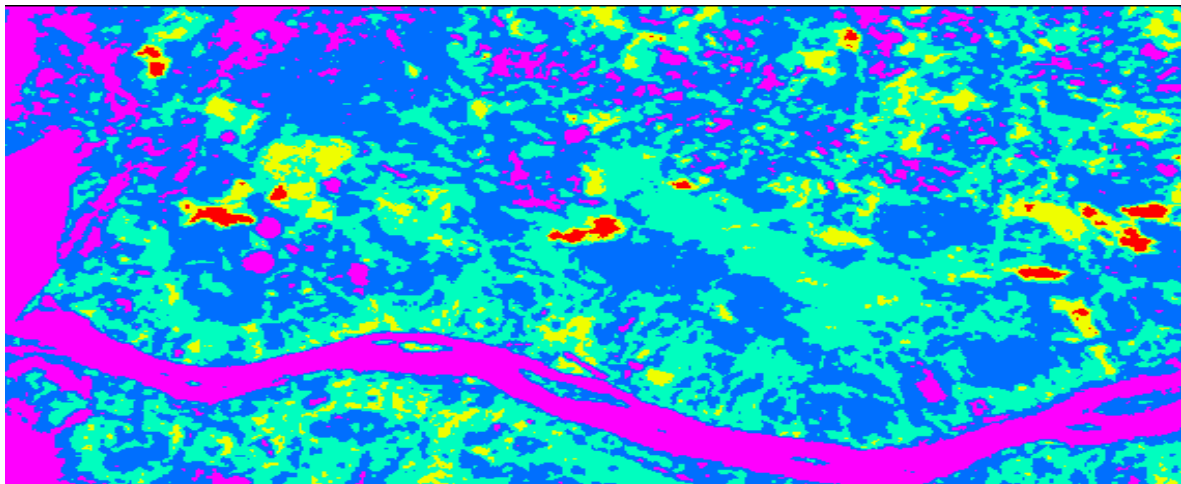


Figura 3 – Carta do fluxo de calor sensível em 04/12/2000.

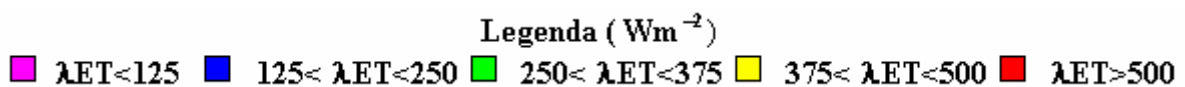
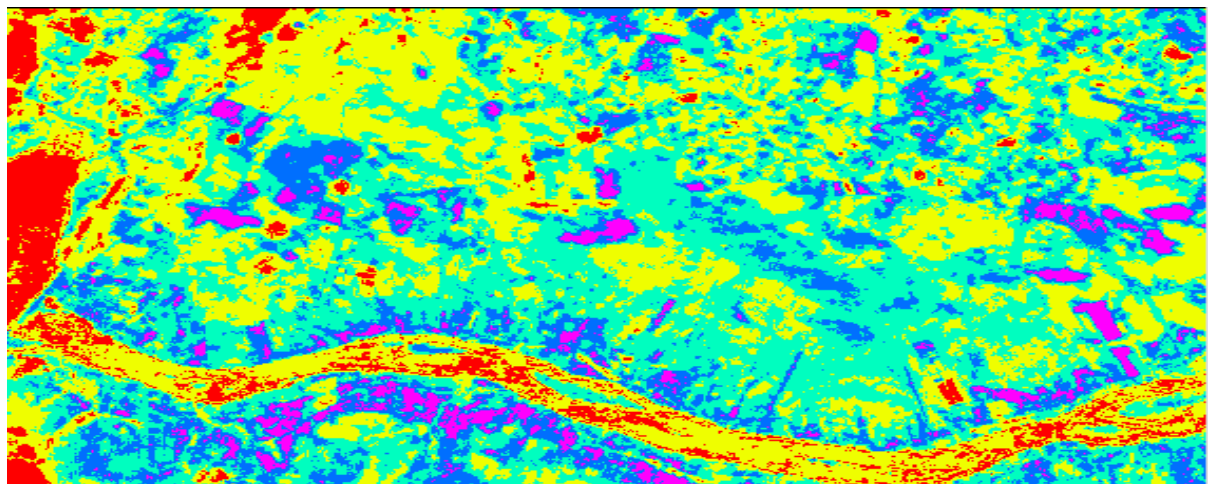


Figura 4 – Carta do fluxo de calor latente em 04/12/2000.

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.
- Ávila Netto, J. **Necessidades Hídricas da Videira na Região do Submédio São Francisco**. UFPB/CCT/Curso de Pós-graduação em Meteorologia (Dissertação de Mestrado), Campina Grande – PB, 1997.
- 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; Menenti, M; Feddes, R.A.; Holtslag, A.A.M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p.198-212, 1998.
- 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.
- Kite, G. W. and Droogers, P. Comparing Evapotranspiration Estimates from Satellites, Hydrological Models and Field Data. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 3 – 18, 2000.
- Kustas, W. P., Moran, M. S., Jackson, R. D., Gay, L. W., Duell, L. F. W., Kunkel, K. E. & Mathias, A. D. Instantaneous and Daily Values of the Surface Energy Balance over Agricultural Fields Using Remote Sensing and a Reference Field in an Arid Environment. **Remote Sensing of Environment**, 32: 125 – 141, 1990.
- Lopes, P. M. O. **Evapotranspiração da Mangueira na Região do Submédio São Francisco**. Campina Grande: DCA/CCT/UFPB, Dissertação de Mestrado, 108p, 1999.
- MORSE, A., ALLEN, R. G., TASUMI, M., KRAMBER, W. J., TREZZA, R. & WRIGHT, J. **Application of the SEBAL Methodology for Estimating Evapotranspiration and Consumptive Use of Water Through Remote Sensing**. Final Report, 220 p, 2000.
- Moran, M. S., Jackson, R. D., Raymond, L. H., Gay, L. W. & Slater, P. N. Mapping Surface Energy Balance Components by Combining Thematic Mapper and Ground-Based Meteorological Data. **Remote Sensing of Environment**, 30: 77 – 87, 1989.
- 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, 2004.