



Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe



Balço de Energia à Superfície para a Cidade de Patos-PB Usando Técnicas de Sensoriamento Remoto

Lidiane Cristina Félix Gomes¹, Carlos Antonio Costa dos Santos¹, Hermes Alves de Almeida²

¹Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande-UFCG, Av. Aprígio Veloso, 882, Bairro Universitário, Campina Grande-PB, Brasil.

²Universidade Estadual da Paraíba, Centro de Educação, Rua Baraúnas, 351, Bairro Universitário, Campina Grande-PB, Brasil.

Artigo recebido em 21/05/2012 e aceito em 08/01/2013

RESUMO

O principal objetivo deste trabalho foi quantificar os principais componentes do balanço de energia à superfície da cidade de Patos- PB utilizando-se técnicas de sensoriamento remoto a partir de imagens do TM Landsat-5 e aplicação do algoritmo SEBAL para determinar os componentes do balanço de energia à superfície. Os resultados mostraram que o saldo de radiação (R_n) variou de modo similar ao determinado na literatura; os valores do fluxo de calor sensível (H) apresentaram alta variabilidade espacial, coerentes com a distribuição espacial de H sobre a área estudada. O fluxo de calor latente (LE) apresentou os maiores valores para os corpos d'água e área vegetadas e menores valores para a zona urbana e solo exposto, devido à sua baixa disponibilidade de umidade, resultando em valores de evapotranspiração diária variando entre 0,1 e 12 mm dia⁻¹. A imagem de satélite mostrou que a modificação do uso e da cobertura do solo contribui para o balanço de energia à superfície de uma área urbana.

Palavras-chave: urbanização, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, ilha de calor urbano.

Surface Energy Balance for the Patos City-PB Using Remote Sensing Techniques

ABSTRACT

The main objective of this study was to quantify the major components of the energy balance at the surface of the city of Patos-PB using remote sensing images from Landsat-5 TM and application of SEBAL algorithm to determine the components of the surface energy balance. The findings showed that the net radiation (R_n) ranged similarly to those presented in the literature; the values of the sensible heat flux (H) showed high spatial variability, consistent in the spatial distribution of H in the area studied. The latent heat flux (LE) showed the highest values for the water bodies and vegetated area, and lowest values for urban areas and bare soil, due to its low availability of moisture, resulting in daily evaporation values from 0.1 to 12 mm day⁻¹. The satellite image showed that the change of use and land cover contributes to the surface energy balance of an urban area.

Keywords: urbanization, latent heat flux, sensible heat flux, urban heat island

Introdução

Fluxos de energia na interface superfície terrestre-atmosfera caracterizam as trocas energéticas que determinam os regimes térmicos do solo, da vegetação e do ar atmosférico. Esses componentes podem ser estimados utilizando tecnologias avançadas, como a do sensoriamento remoto, por seu baixo custo financeiro, ou até custo zero, a

dependendo da fonte das imagens de satélite.

Machado et al. (2010) relataram que estudos ambientais que usam técnicas de sensoriamento remoto e imagens orbitais necessitam de algoritmos para estimar elementos da superfície terrestre. Bastiaanssen (2000) cita que o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) é um algoritmo que permite a determinação de mapas dos componentes do balanço de energia à superfície, incluindo a evapotranspiração de

* E-mail para correspondência: carlos@dca.ufcg.edu.br

grandes áreas. Os processamentos digitais das imagens de satélites são realizados através de rotinas computacionais, as quais quantificam os referidos componentes do balanço de energia (Menezes et. al., 2011). No entanto, estimar o balanço de energia é mais do que necessário, é imprescindível nos estudos de modelagem meteorológica, hidrológica e no manejo hídrico da agricultura irrigada (Bezerra et al., 2008).

Nagler et al. (2005) estimaram a evapotranspiração a partir do uso de dados meteorológicos, mapa da mata ciliar e imagens de satélite. Com relação à estimativa dos componentes do balanço de energia, Coltri et al. (2007) destacaram a importância de estimar a evapotranspiração para identificar ilhas de calor urbano, por esse elemento estar diretamente relacionado com a energia disponível à superfície.

A ausência de planejamento de algumas cidades brasileiras culmina com o crescimento desordenado e isto tem contribuído para o crescimento das ilhas de calor, especialmente, nas médias e grandes cidades, causando transtornos para a população e, conseqüentemente, alterando o modo e qualidade de vida das pessoas.

A cidade de Patos, na Paraíba, apresenta problemas decorrentes da falta de planejamento urbano, como ocorre na maioria

das cidades brasileiras de porte médio. Somado a isso, não são conhecidas as principais alterações que ocorrem no clima urbano, especialmente daquelas diretamente relacionadas ao balanço de energia à superfície, advindas da substituição da cobertura vegetal nativa para a abertura de novas ruas, avenidas, edificações, dentre outras que modificam as características de reflectância da superfície e, conseqüentemente, os principais componentes do balanço de energia.

Diante disto, foi identificada a necessidade de quantificar os principais componentes do balanço de energia à superfície da cidade de Patos-PB utilizando-se técnicas de sensoriamento remoto, a partir de imagens do sensor *Thematic Mapper* (TM) a bordo do satélite Landsat 5 e com aplicação do algoritmo SEBAL, tendo como objetivo principal determinar os componentes do balanço de energia para a cidade de Patos-PB.

Material e métodos

Área de estudo

O estudo foi realizado na área urbana da cidade de Patos-PB (Figura 1), localizada na mesorregião do Sertão Paraibano (latitude 07°01'04" S, longitude 37°16'40" W e altitude de 242 m).

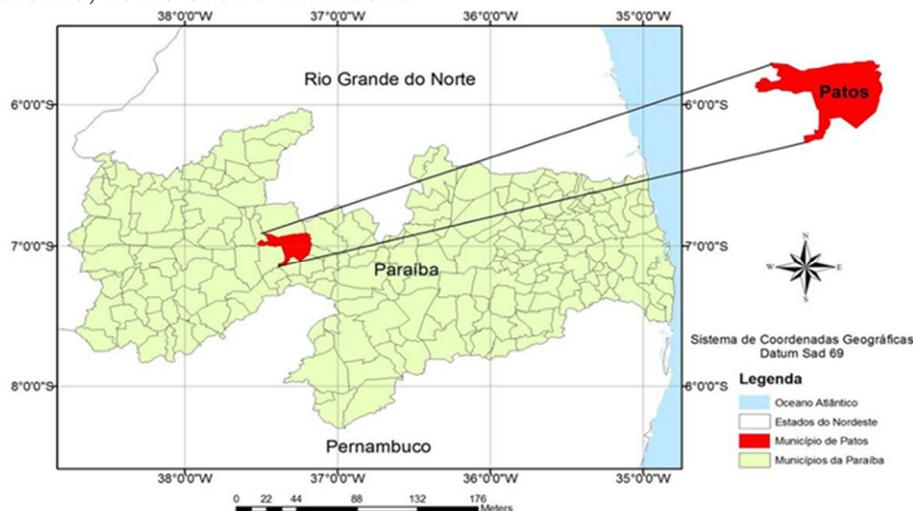


Figura 1. Mapa geográfico do Estado da Paraíba, com destaque para a cidade de Patos.

O relevo apresenta altitudes que variam de 240 a 580 m, a área territorial é de 506,5 km², com população de 100.675 habitantes, sendo que 97.296 residentes na zona urbana e 3.393 residentes na área rural (IBGE, 2011).

De acordo com a classificação climática de Köppen (1948), o clima predominante é do tipo semiárido (BS) e quente (h), com vegetação ou paisagem dominada por plantas de pequeno porte, temperatura média anual

superior a 18°C e precipitação pluvial máxima ocorrendo entre o final do verão e o outono.

Coleta de dados

Para a realização deste estudo utilizou-se uma imagem do satélite Landsat 5 TM, na órbita 215, ponto 65, do dia 28/08/2010, considerando a disponibilidade em ambiente virtual do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Para visualizar e realizar as manipulações da imagem, como recortes, classificação e outros procedimentos, foi utilizado o programa ERDAS Imagine 8.7. O processamento da imagem foi feito utilizando a ferramenta *Model Maker* e para a confecção dos mapas temáticos foi usado o programa ArcGis, constituído por um grupo de programas do Sistema de Informação Geográfica-SIG. Para a obtenção das variáveis em estudo foi empregado o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL). Em seguida, foram realizadas as etapas do processamento das imagens utilizando o modelo SEBAL para a obtenção do saldo de radiação (R_n).

A calibração radiométrica ($L_{\lambda i}$) foi obtida segundo a Equação 1, proposta por Markham & Baker (1987):

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} ND \quad (1)$$

em que a_i e b_i são as radiâncias espectrais mínima e máxima ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), DN é a intensidade do pixel, cujos valores variam entre 0 e 255, no caso do satélite Landsat, e i corresponde às bandas (1, 2, ... e 7). A unidade de $L_{\lambda i}$ é $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$. Os coeficientes de calibração utilizados para o Landsat foram aqueles propostos por Chander & Markham (2003).

A reflectância de cada banda ($\rho_{\lambda i}$) foi obtida aplicando a Equação 2, segundo Allen et al. (2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{L_{\lambda i} \pi}{K_{\lambda i} \times \cos \theta \times d_r} \quad (2)$$

em que $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda, $K_{\lambda i}$ é a constante monocromática solar associada à cada banda do sensor, θ é o ângulo zenital do Sol e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol. O cálculo de d_r foi obtido de acordo com a Equação 3:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left(DJ \frac{2\pi}{365} \right) \quad (3)$$

onde DJ é o dia de ordem do ano em que foram obtidos os dados radiométricos (imagens de

satélite), cujos valores corresponderam ao dia da geração das imagens.

O cálculo do albedo no topo da atmosfera foi realizado através de combinação linear das reflectâncias monocromáticas, obtido pela Equação 4:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (4)$$

onde, $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$ e ρ_7 são as reflectâncias nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

O albedo da superfície foi computado através da Equação 5:

$$r_0 = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path_radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (5)$$

onde α_{toa} é o albedo planetário, $\alpha_{path_radiance} = 0,03$ é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera (Bastiaanssen, 2000) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica (Allen et al., 2002). A transmissividade atmosférica foi computada em função da altitude local (z), conforme a Equação 6:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times Z \quad (6)$$

Para o cálculo do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) foi utilizada a seguinte equação (ALLEN et al., 2002):

$$NDVI = (\rho_4 - \rho_3) / (\rho_4 + \rho_3) \quad (7)$$

O índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* - SAVI), proposto por Huete (1988), foi obtido pela Equação 8:

$$SAVI = (1 + L)(\rho_4 - \rho_3) / (L + \rho_4 + \rho_3) \quad (8)$$

onde $L=0,5$ é o fator de ajuste do solo.

O índice de área foliar (IAF) foi calculado por expressão empírica proposta por Allen et al. (2002) aplicando a Equação 9:

$$IAF = - \frac{\ln \left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59} \right)}{0,91} \quad (9)$$

Para o cômputo da temperatura da superfície foi utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro para o qual a emissividade é igual a 1. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, é necessário introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal ϵ_{NB} para fins do cômputo da T_s , bem como no cômputo da radiação de onda longa emitida pela superfície, nesse caso considerada a emissividade da banda larga ϵ_0 (5 – 100 μm). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades ϵ_{NB} (Equação 10) e ϵ_0 (Equação 11) podem ser obtidas, segundo:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF \quad (10)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (11)$$

Foi considerado $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ quando $IAF \geq 3$ e $NDVI < 0$. No caso de corpos d'água $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, de acordo com proposta de Allen et al. (2002).

A obtenção da temperatura da superfície (T_s) é determinada em função da radiância espectral da banda 6 (termal) e da emissividade termal (Equação 10) através da seguinte expressão (Allen et al., 2002):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB}K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (12)$$

em que $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$, $K_2 = 1260,56 \text{ W m}^{-2}\text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$, $L_{\lambda,6}$ é a radiância espectral da banda 6, ε_{NB} é a emissividade de cada pixel na porção da banda termal do Landsat 5 – TM.

A radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$) foi calculada segundo a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (13)$$

em que, ε_0 e T_s representam a emissividade e a temperatura de cada pixel da imagem, respectivamente, σ é a constante de Stefan-Boltzmann.

A radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$) para condição de céu claro é dada pela seguinte expressão (Allen et al., 2002)

$$R_{S\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (14)$$

em que, G_{sc} é a constante solar e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

A radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$) também foi estimada por meio da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (15)$$

em que, T_a é a temperatura do ar, σ é a constante de Stefan-Boltzmann e ε_a é a emissividade atmosférica calculada por $\varepsilon_a = 0,85(-Ln\tau_{sw})^{0,09}$.

A Equação 16 foi utilizada para o cálculo do saldo de radiação (R_n):

$$R_n = (1-\alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1-\varepsilon_0)R_{L\uparrow} \quad (16)$$

em que, $R_{S\downarrow}$ é a radiação de ondas curtas incidente em cada pixel, α é o albedo de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção do pixel, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de ondas longas emitida por cada pixel e ε_0 é a emissividade.

O fluxo de calor no solo (G) pode ser obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha}(0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98)NDVI^4\right]R_n \quad (17)$$

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$), α é o albedo da superfície e $NDVI$ e R_n representam respectivamente, o índice de vegetação da diferença normalizada e o saldo de radiação, todos computados pixel a pixel.

O fluxo de calor sensível H (W.m^{-2}) foi estimado por:

$$H = \rho c_p \frac{(b+aT_s)}{r_{ah}} \quad (18)$$

onde ρ é a massa específica do ar (kg.m^{-3}), c_p é o calor específico do ar ($\text{J.kg}^{-1}\text{k}^{-1}$), T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$), a e b são constantes de calibração da diferença da temperatura entre dois níveis e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (m.s^{-1}).

O cálculo da estimativa do fluxo de calor sensível (H) é bastante complexo, portanto é necessária uma série de procedimentos para a obtenção correta do mesmo. Trata-se de processos interativos. A descrição completa do processo de obtenção de H no algoritmo SEBAL está apresentada em Bastiaanssen et al. (1998) e Allen et al. (2002).

O fluxo de calor latente (LE) é definido como a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e/ou planta) para que a mesma evapore ou transpire, e foi obtido pela seguinte equação:

$$LE = R_n - G - H \quad (19)$$

onde, R_n é saldo de radiação, G o fluxo de calor no solo e H o fluxo de calor sensível obtidos no instante da passagem do satélite.

A evapotranspiração real diária foi estimada através da metodologia descrita em Bezerra et al. (2008).

Resultados e discussão

As variações espaciais do albedo da superfície da cidade de Patos-PB, em 28.08.2010, são mostradas na Figura 2. Os valores do albedo variaram entre 0,05 e 0,30, com valores médios de 0,18. Embora os corpos d'água sejam pequenos, o valor do albedo foi próximo aos 11% encontrado para o lago de Sobradinho por Silva et al. (2005). Leiva et al. (2007) realizaram um estudo da variação diária de albedo em uma superfície vegetada e sobre um lago na estação experimental agrônômica da UFRGS-RS utilizando piranômetros e imagens do satélite *Aster*, encontrando valores

médios de 11 e 12% para o espelho d'água, utilizando piranômetro; utilizando imagens do satélite Aster, eles obtiveram valores médios de 12% próximos àqueles encontrados nos espelhos d'água na cidade de Patos-PB. Na zona urbana de Patos, os coeficientes de reflexão variaram de 15 a 20%, sendo os menores valores encontrados nas vias asfaltadas e/ou nas áreas onde existiam maior quantidade de conglomerados de construções civis. Visualiza-se, ainda, na Figura 2, que o albedo da superfície do solo descoberto alcançou percentuais próximos a 17% e na mata ciliar do entorno da sub-bacia do rio

Espinharas, o coeficiente de reflexão oscilou entre 18 e 23%, sendo a mata ciliar composta por vegetação nativa.

Silva et al. (2008), trabalhando na bacia hidrográfica do baixo Jaguaribe, município de Quixeré-CE, encontraram albedos variando de 14 a 18% para diferentes culturas irrigadas, incluindo áreas com vegetação nativa (caatinga), valores próximos aos encontrados na mata ciliar da sub-bacia do rio Espinharas. As variações nos valores do albedo se devem a vários fatores, dentre eles destacam-se a época do ano, a cor da superfície, a cobertura vegetal, dentre outras.

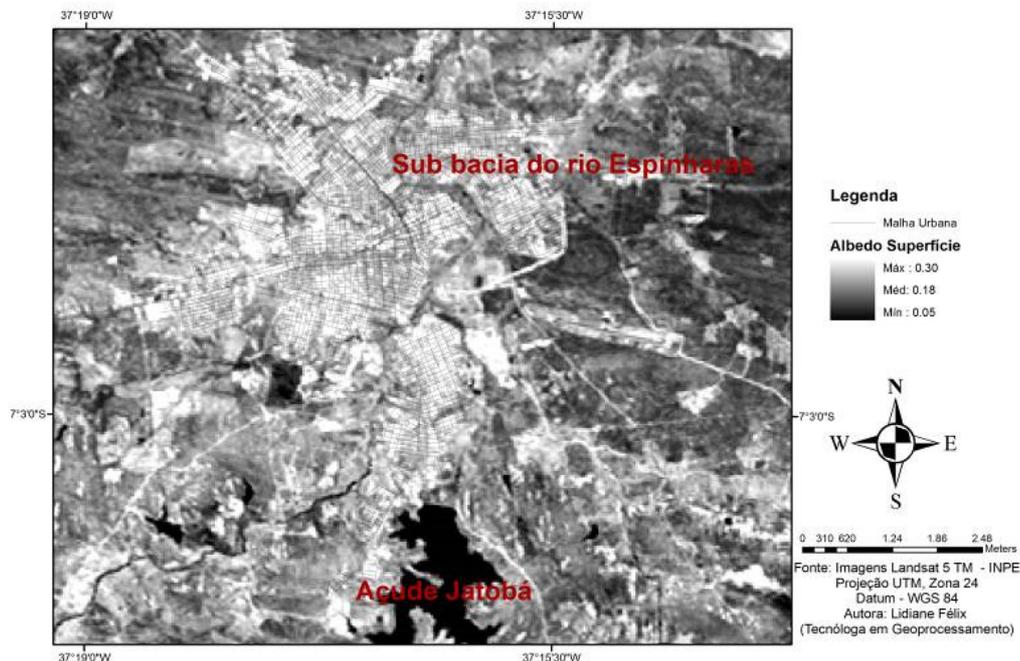


Figura 2. Mapa temático do albedo da superfície da cidade de Patos-PB, em 28.08.2010.

Isso corrobora os resultados encontrados por Rodrigues et al. (2009) na bacia do Rio Trussu-CE, cujos albedos variaram de 10 a 15 % para uma superfície vegetal, de 3 a 10% para corpos hídricos e de 28 a 29 % para solos desnudados.

A variação espacial dos índices de vegetação da diferença normalizada (NDVI) foi de -1 a 0,87, sendo os maiores valores apresentados na cor verde referente às áreas vegetadas (Figura 3). Os valores encontrados para o NDVI corroboram os de baixa refletividade da superfície, devido à pequena quantidade de cobertura vegetal. Estes resultados são semelhantes aos obtidos para a microrregião de Itamaracá, em Pernambuco, por Silva et al. (2009), e estão compreendidos entre -0,6 e 0,8, sendo o valor negativo

atribuído aos corpos d'água pertencentes à área alvo de estudo. Os valores entre 0,005 e 0,408 foram indicados como solo exposto, os valores entre 0,409 e 0,524 indicaram vegetação mais rala e vegetação em crescimento, enquanto os valores entre 0,525 e 0,651 foram indicados por vegetação e manguezal, porém esses resultados sofreram influências das propriedades do solo, visto que a vegetação de manguezal apresenta espaçamento entre o dossel das árvores.

A variação espacial da temperatura da superfície na cidade de Patos, no dia 28.08.2010, é apresentada na Figura 4. Observa-se que há uma amplitude térmica superior a 14 K, com variação entre 307 e 293 K. Os menores valores de temperaturas foram encontrados nos corpos hídricos (cor azul), os

medianos a cor ciano, que equivale às áreas com mata ciliar e com resquícios de vegetação. Para as áreas mais quentes foram designadas às cores vermelho e amarelo, representando solo exposto e pequenas áreas na malha urbana da cidade. Esses resultados estão em concordância com os de Ideião (2009), que

obteve para esta mesma cidade, no ano de 1984, valores de temperaturas mais amenas, porém, isso se deveu ao menor adensamento populacional e, conseqüentemente, menor interferência das ações antrópicas nas alterações da cobertura do solo.

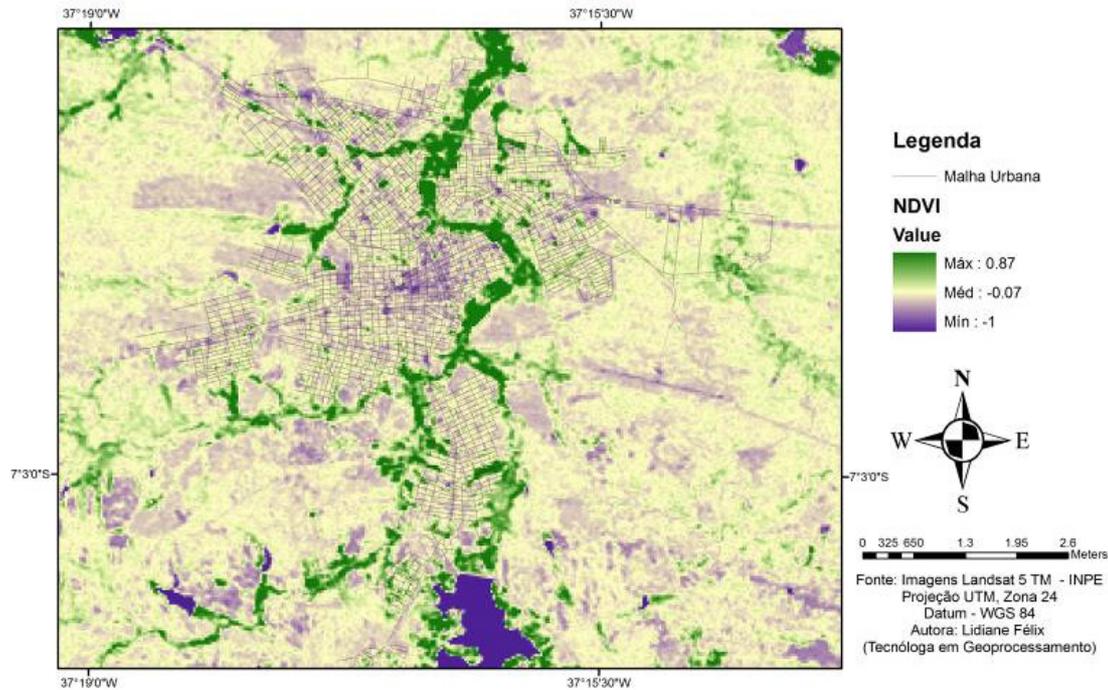


Figura 3. Mapa temático do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) da cidade de Patos- PB, em 28.08.2010.

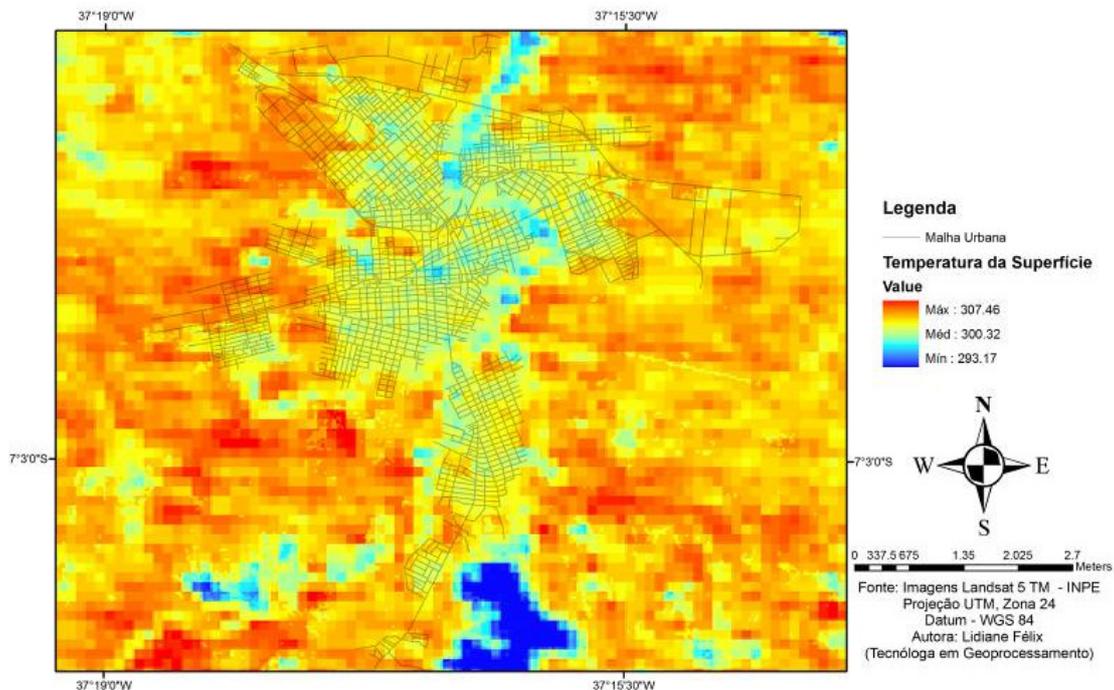


Figura 4. Mapa temático da temperatura da superfície da cidade de Patos-PB, em 28.08.2010.

O saldo de radiação disponível à superfície (R_n) é usado na evapotranspiração, no aquecimento do solo e do ar e na atividade

fotossintética dos vegetais. No entanto, a sua variação ocorre em função de diversas características da própria superfície, dentre

elas a cobertura e uso do solo, albedo, unidade e temperatura do solo. O R_n (Figura 5) é uma síntese do balanço de energia entre os fluxos radiativos de ondas curta e longa, ou seja, é contabilizado pela energia incidente que chega (ondas curtas) menos a energia emitida que sai (ondas longas). Observa-se que o R_n variou de 377 a 717 $W.m^{-2}$, sendo os maiores valores para os locais onde há corpos d'água, representados em um tom branco e os menores para solo exposto (tom de cinza mais escuro),

no qual pode-se observar uma coincidência com as áreas com maiores valores de albedo, menores índices de vegetação e, conseqüentemente, menores R_n , devido ao menor balanço de energia incidente no solo exposto. Os resultados obtidos por Bezerra et al. (2008) na mesorregião do Cariri, no sul do estado do Ceará, corroboram os resultados obtidos com valores médios entre 600 e 700 $W.m^{-2}$, validados com dados coletados em superfície para obter a evapotranspiração.

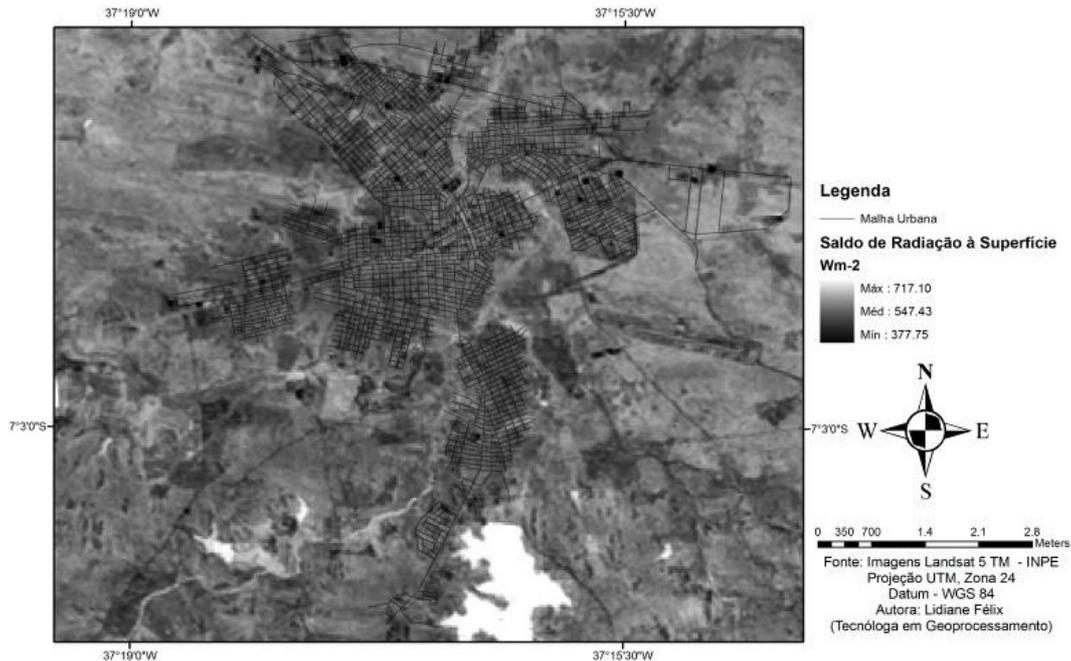


Figura 5. Mapa temático do saldo de radiação à superfície na cidade de Patos-PB, em 28.08.2010.

Para Bisht & Bras (2010), o R_n à superfície mostra alta resolução espacial e baixa resolução temporal, quando comparado com observações de campo. Devido a facilidade de se obter atributos da superfície terrestre, muitos estudos têm estimado o R_n (com seus parâmetros de entrada) combinando observações remotas com outras *in loco* (Teixeira, 2010).

Os valores do fluxo de calor no solo (G) variam de acordo com diversos fatores, tais como a incidência solar, o tipo de solo e a distribuição da cobertura vegetal. Como o fluxo G é condicionado pela quantidade de energia solar incidente à superfície, ele apresenta ciclos diários, mensais e anuais, acompanhando o movimento aparente do sol. Por isso, percebe-se que áreas com uma maior cobertura vegetal apresentam G menor, comparadas com áreas de solo exposto.

Os valores de G (Figura 6) variaram entre 60 e 98 $W.m^{-2}$, onde os de tons mais claros indicam a presença de água e/ou vegetação. Aqueles de valores mais altos, com pico de 98 $W.m^{-2}$ se devem à grande quantidade de solo exposto (com tonalidade marrom escuro). Nota-se, também, na área urbana, um comportamento bem próximo ao das localidades com solo exposto. Esses resultados foram bem menores que os encontrados por Lopes et al. (2011) na bacia hidrográfica do Rio Salitre, Sertão da Bahia, onde obtiveram uma média de 122,7 $W.m^{-2}$ para solo exposto, 135,1 $W.m^{-2}$ para solo com vegetação rasteira e 77,6 $W.m^{-2}$ para uma área com caatinga florestada.

Medidas de G e radiação solar nem sempre estão disponíveis. Apesar da importância dessas variáveis, no Brasil essas informações são muito limitadas. O uso de satélites se mostra como uma ferramenta eficaz

para este tipo de avaliação (Leivas et al., 2007). A estimativa do G através do sensoriamento remoto não é tão precisa, quando comparada com outros componentes do balanço de energia, porque as medidas do G são representativas apenas para áreas muito

pequenas, nas quais sejam minimizadas as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetal. No entanto, resultados encontrados por Bastiaanssen et al. (1998) relataram que a incompatibilidade (diferença) se deve ao tamanho do pixel do sensor TM.

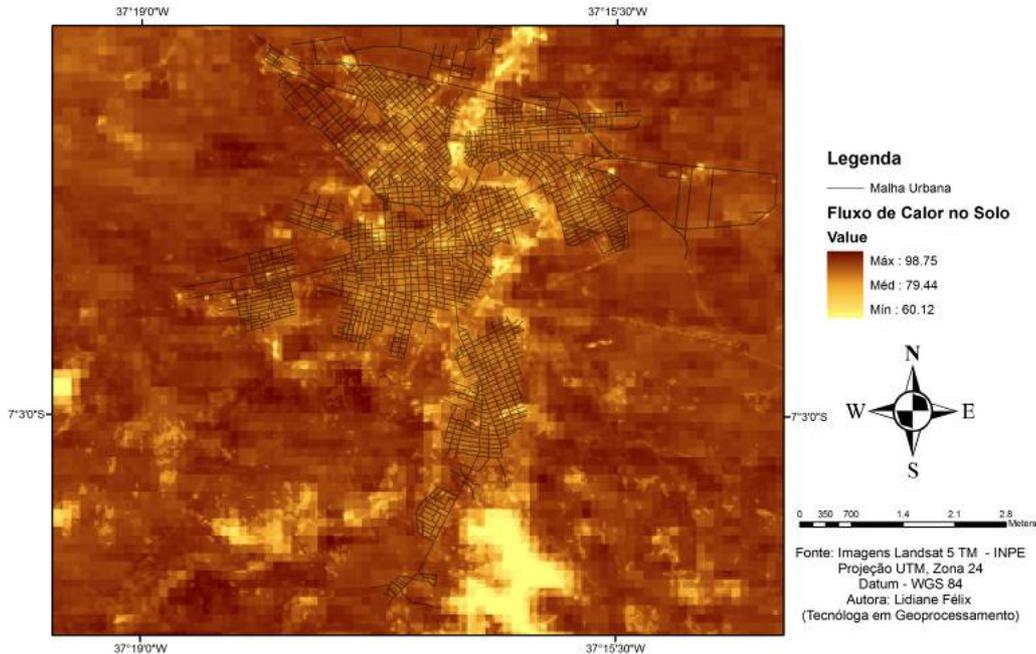


Figura 6. Mapa de fluxo de calor no solo da cidade de Patos- PB, em 28.08.2010.

Em função da radiação solar de ondas curtas e, conseqüentemente, do aquecimento diurno, o fluxo de calor sensível (H) ascende da superfície em direção à atmosfera. A água, como um dos componentes principais do balanço de energia, é continuamente transportada pela atmosfera e pela superfície em todas as direções, dando origem aos fluxos de calor latente (LE).

As Figuras 7, 8 e 9 mostram, respectivamente, e de forma resumida, os valores correspondentes aos fluxos de H, LE e de evapotranspiração para a cidade de Patos-PB no dia 28.08.2010. Na área estudada, observa-se (Figura 7) uma grande variabilidade nos valores de H, oscilando de 0,98 a 433,59 $W.m^{-2}$. Nota-se, entretanto, que o maior valor desse fluxo foi obtido para o solo exposto (visto nas cores laranja e amarelo), enquanto os valores medianos equivaleram à zona urbana e matas ciliares, cujas cores no mapa referem-se ao azul e ao verde. Os menores valores foram encontrados para as áreas que contornam os corpos hídricos e os nulos para as áreas cobertas com água, devido ao próprio conceito do calor sensível e, por

isso, se destacaram com a cor branca. Alcântara et al. (2011), utilizando dados do satélite MODIS/Terra para um reservatório no estado de Goiás, estimaram os fluxos de calor sensível e obtiveram valores entre 38 a 50 $W.m^{-2}$. Acredita-se, entretanto, que esses valores devem-se não somente às resoluções espaciais, que foram diferentes, mas às características físicas e localização geográfica. Comparando-se com os fluxos de calor sensível entre -1 a 418 $W.m^{-2}$ encontrados por Lima et al. (2009) na bacia do rio Paracatu, situada no Médio São Francisco, esses foram bem mais próximos.

Com relação ao fluxo de calor latente (Figura 8) usado na mudança de fase da água, os valores oscilaram entre 4,71 e 598 $W.m^{-2}$, sendo os maiores encontrados para os corpos d'água (representados com tons azulados). No entanto, nas áreas cobertas com vegetação e na sub-bacia do rio Espinharas, LE alcançou um valor de 420 $W.m^{-2}$, enquanto os menores valores foram encontrados na zona urbana e em solo exposto, devido a sua baixa disponibilidade de umidade. Lima et al. (2009) encontraram para bacia do rio Paracatu, no

Médio São Francisco, valores de LE variando entre 0 e 616 W.m⁻², com picos maiores em áreas cobertas com água. Essas diferenças se

devem a uma série de fatores, inclusive de ordem metodológica.

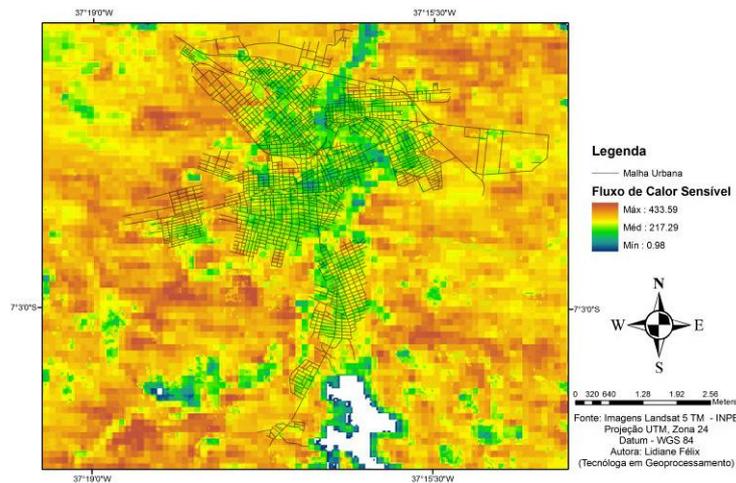


Figura 7. Mapa temático do fluxo de calor sensível da cidade de Patos- PB, em 28.08.2010.

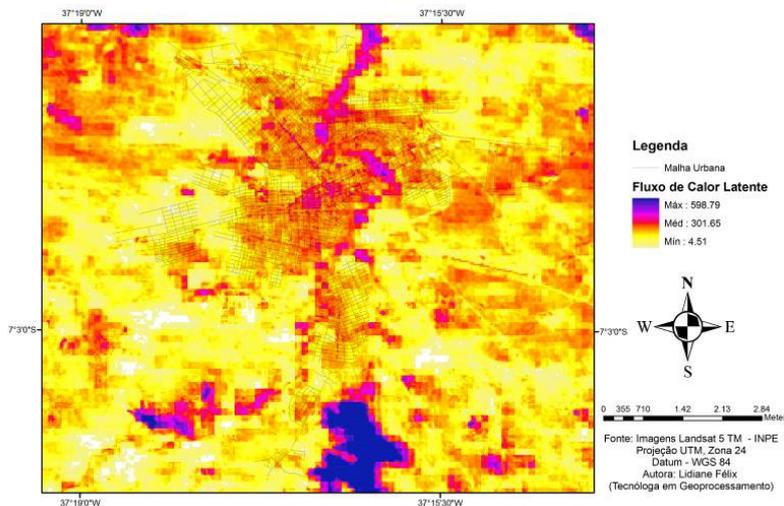


Figura 8. Mapa do fluxo de calor latente da cidade de Patos- PB, em 28.08.2010.

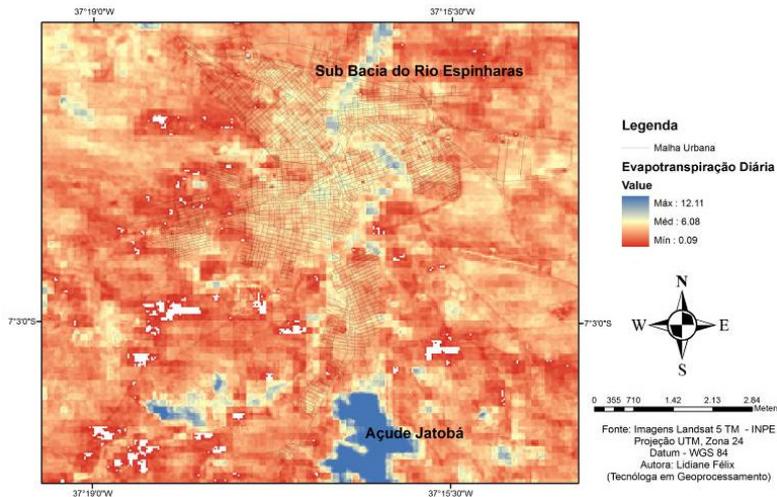


Figura 9. Mapa temático da evapotranspiração diária da cidade de Patos- PB, em 28.08.2010.

A técnica de sensoriamento remoto, como afirma Sousa et al. (2007), tem-se destacado como uma ferramenta importante no monitoramento ambiental, especialmente, na

estimativa da evapotranspiração regional (ET), por abranger os processos que envolvem a mudança da fase líquida ou sólida para vapor d'água. Os valores espacializados da

evapotranspiração na área estudada são mostrados na Figura 9, com destaque para o açude Jatobá e para a sub-bacia do rio Espinharas, áreas inseridas no município de Patos-PB.

Como pode ser observado na Figura 9, valores de ET variaram entre 0,09 a 12 mm.dia⁻¹ para o dia estudado. A tonalidade azul, facilmente identificada na Figura indica os maiores valores da ET e referem-se às áreas dos citados açudes e da sub-bacia do Espinharas. Nas áreas cobertas com mata ciliar, a ET se aproximou de 9 mm, enquanto o mínimo (0,09 mm), na cor vermelha, equivale à zona urbana e/ou áreas com solo exposto.

É importante destacar que a rápida expansão urbana tem modificado o espaço geográfico, sobretudo quando se trata de qualidade ambiental. Diversos estudos mostram que a modificação do uso e da cobertura do solo tem contribuído com oscilações importantes nos elementos meteorológicos referentes ao balanço de energia e, conseqüentemente, na temperatura, por exemplo.

O balanço de energia é o mecanismo do sistema solo-atmosfera mais afetado pela urbanização. O fluxo de calor latente, por exemplo, é o que apresenta uma mudança mais abrupta, uma vez que as áreas úmidas e produtoras de umidade são reduzidas em locais altamente urbanizados. Por isso, se ao diminuir LE incrementa-se H, gerando um maior aquecimento do ar próximo à superfície e, portanto, um aumento da temperatura. Essa anomalia térmica pode favorecer o aparecimento de um fenômeno conhecido como ilha de calor urbana, onde a temperatura da área urbana tende a ser superior à da área rural.

O balanço de energia consiste de etapas importantes que podem ser avaliadas de forma isolada ou agrupada com os demais componentes, visto que uma variável obtida pode ser de grande valia para um estudo ambiental, como é o caso da obtenção dos índices de vegetação ou da temperatura da superfície. Do mesmo modo, os resultados podem ser analisados de forma agrupada, visto que uma alteração nos valores obtidos em alguma etapa irá interferir nas demais, como é o caso do albedo da superfície que está

diretamente ligada aos elementos dispostos na superfície terrestre. De fato, o balanço de energia é de fundamental importância para o acompanhamento das alterações ocorridas ao longo dos anos na superfície terrestre e sua interação com a atmosfera.

Conclusões

Os resultados encontrados permitem concluir que o saldo de radiação (Rn) obtido através da imagem de satélite apresentou variação de valores condizentes com os apresentados na literatura para coberturas de solo similares àquelas que foram analisadas nesse estudo, ou seja, maiores valores para os locais onde há corpos d'água e menores em solo exposto, concordando, também, com os valores de outros parâmetros como albedo, NDVI e temperatura da superfície.

Mesmo a estimativa do fluxo de calor no solo (G), por sensoriamento remoto orbital, não é tão precisa quando comparada ao Rn, conforme evidencia a literatura. Os valores espaciais de G indicaram bem a presença de água e/ou vegetação com baixos valores e solo exposto e/ou vegetação rala com valores altos de G. Notou-se, também, que na área urbana o comportamento de G se aproximou aos representativos de solo exposto.

Os valores do fluxo de calor sensível (H) apresentaram alta variabilidade espacial. Entretanto, os maiores valores foram encontrados para o solo exposto, com valores intermediários equivalendo à zona urbana e matas ciliares e, menores valores para as áreas que contornam os corpos hídricos. Esses resultados mostraram coerência na distribuição espacial do fluxo de calor sensível sobre a área estudada.

Os maiores valores de fluxo de calor latente (LE) foram encontrados para os corpos d'água e área vegetadas, enquanto os menores valores foram encontrados para a zona urbana e solo exposto, devido a sua baixa disponibilidade de umidade. Essa variabilidade espacial resultou em valores de evapotranspiração diária variando entre 0,1 e 12 mm.dia⁻¹.

Foi constatado que sob expansão urbana, além de modificar o espaço geográfico, sobretudo quando se trata de qualidade ambiental, a modificação do uso e da cobertura

do solo contribui com mudanças para importantes parâmetros do balanço de energia.

Referências

Alcântara, E.H.; Stech, J.L.; Lorenzetti, J.A.; Novo, E.M.L.M.; Souza, A.F. (2011). Estimativa dos fluxos de calor sensível e latente na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO) por meio de dados MODIS/Terra. XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 5185.

Allen, R.; Tasumi, M.; Trezza, R. (2002). SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0.

Bastiaanssen, W.G.M.; Pelgrum, H.; Wang, J.; Moreno, Y.M.J.; Roerink, G.J.; Van Der Wal, T. (1998). The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 2. Validation. *Journal of Hydrology*, v. 212-213: p. 213-229.

Bastiaanssen, W.G.M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 87-100.

Bezerra, B.G.; Silva, B.B.; Ferreira, N.J. (2008). Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 3, p. 305-317.

Bisht, G.; Bras, R.L. (2010). Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. *Remote Sensing of Environment*. v. 114 p. 1522-1534.

Chander, G.; Markham, B. (2003). Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. v. 41, n. 11, p. 2674-2677.

Coltri, P.P.; Velasco, G.D.; Polizel, J.L.; Demetrio, D.A.; Ferreira, N.J. (2007). Ilhas de Calor da estação de inverno do município de Piracicaba, SP. *Anais XIII Simpósio Brasileiro*

de Sensoriamento Remoto, INPE, p. 5151-5157.

Huete, A. R. (1988). A soil adjusted vegetation index – SAVI. *Remote Sensing of Environment*, v. 25, p. 295-309.

IBGE. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em 15 de 07 de 2011.

Ideião, S.M.A. (2009). *Imagens Multiespectrais e Aplicações em Recursos Hídricos: Temperatura da Superfície e Balanços de Radiação e Energia*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, UFCG.

Köppen, W. (1948). *Climatologia: com un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Económica. México. 466p.

Leivas, J.; Gusso, A.; Fontana, D.C. (2007). Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens ASTER, In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, p. 255-262.

Lima, E.P.; Andrade, R.G.; Sediya, G.C.; Delgado, R.C.; Ferreira, A.S.; Caputi, Eduardo; Ferreira, W.J. (2009). Estudo da evapotranspiração real diária utilizando imagem de satélite na bacia do rio Paracatu. *Anais II Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: Recuperação de Áreas Degradadas, Serviços Ambientais e Sustentabilidade*, Taubaté, Brasil, IPABHi, pp. 1-8.

Lima, E.P.; Andrade, R.G.; Sediya, G.C.; Delgado, R.C.; Soares, V.P.; Gleriani, J.M. (2009). Estimativa da evapotranspiração em áreas irrigadas utilizando imagem do Landsat 5-TM. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, INPE, pp. 247-254.

Lopes, H.L.; Teixeira, A.H.C.; Accioly, L.J.O.; Sobral, M.C.; Montenegro, S.M.G.L. (2011). Relações do fluxo de calor no solo com o uso e cobertura das terras na bacia hidrográfica do salitre, sertão da Bahia. *XV*

Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. p. 5785.

Machado, C.C.C.; Galvêncio, J.D.; Pereira, E.C.G. (2010). Utilização do IVAS e da Temperatura da superfície para análise multitemporal das mudanças ambientais no Parque Natural da Serra da Estrela (Portugal). VI Seminário Latino Americano de Geografia Física II Seminário Ibero Americano de Geografia Física Universidade de Coimbra. pp. 1-12.

Markham, B.L.; Barker, L.L. (1987). Thematic mapper bandpass solar exoatmospherical irradiances. *International Journal of Remote Sensing*, v. 8, n. 3, p. 517-523.

Menezes, S.J.M. da C.; Andrade, R.G.; Sediya, G.C.; Soares, V.P.; Gleriani, J.M. (2011). Estimativa dos componentes do Balanço de Energia e da Evapotranspiração em Plantios de Eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, p. 5394.

Moreira, E.B.M.; Nóbrega, R.S. (2011). Identificação do Fenômeno Ilhas de Calor na Área Urbana do Recife-PE, Através do Canal Infravermelho Termal do Satélite Landsat 5. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, p. 0768.

Nagler, P.L.; Cleverly, J.; Glenn, E.; Lampkin, D.; Huete, A.; Wan, Z. (2005). Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 94, 17–30.

Rodrigues, J.O.; Andrade, E.M.; Teixeira, A.S.; Silva, B.B. (2009). Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. *Revista Engenharia Agrícola*, v. 29, n. 3, p. 452-465.

Silva, B.B.; Lopes, G.M.; Azevedo, P.V. (2005). Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, n. 2, p. 243-252.

Silva, B.B.; Mendonça, R.R.O.; Silva S.T.A.; Ferreira, R.C. (2008). Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens TM – Landsat 5. *Revista de Geografia*, v. 25, n. 2, p. 33-52.

Silva, C.A.V.; Silva, H.A.; Oliveira, T.H.; Galvêncio, J.D. (2009). Uso do Sensoriamento Remoto através de Índices de Vegetação NDVI, SAVI e IAF na microrregião de Itamaracá – PE. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, pp. 3079-3085.

Sousa, A.M.L. et al. (2007). Estimativa da evapotranspiração real derivada do sensor MODIS: aplicação no leste da Amazônia. In: *Simpósio de Recursos Hídricos Sul-Sudeste*, 2.

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, n. 5, p. 1287-1319.