Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Análise dos Efeitos da Expansão Urbana de Manaus-AM Sobre Parâmetros Ambientais Através de Imagens de Satélite

Carlos Antonio Costa dos Santos¹, Jeane Rafaele Araújo Lima²

¹ Prof. Adjunto da Universidade Federal de Campina Grande. Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas. Av. Aprígio Veloso, 882. Bodocongó. 58109-970 - Campina Grande – PB, Brasil.

² Graduanda em Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Campina Grande – PB, Brasil.

Artigo recebido em 04/05/2012 e aceito em 01/08/2012

RESUMO

O estudo tem como objetivo principal estimar os fluxos de energia à superfície e analisar a evolução das possíveis ilhas de calor urbano na região metropolitana de Manaus-AM, comparando os anos de 1990 e 2011 e relacionando a retirada da cobertura vegetal com a intensidade desse fenômeno, utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Para a realização deste estudo foram utilizadas imagens do satélite Landsat 5-TM, dados meteorológicos oriundos do INMET e aplicado o algoritmo SEBAL para obtenção dos componentes do balanço de energia à superfície. Observou-se que o sensoriamento remoto se apresenta como ferramenta promissora no estudo da dinâmica das cidades, assim como, dos efeitos da expansão urbana nos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera e, que a substituição de superfícies vegetadas por materiais utilizados nas áreas urbanas resultam em redução da energia utilizada no processo de evaporação e aumento da energia para aquecimento do ar e do solo, ocasionando aumento das temperaturas.

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

Analysis of the Urban Expansion Effects of Manaus-AM on Environmental Parameters through Satellite Images

ABSTRACT

The main objective of this study was to estimate the surface energy fluxes and to analyze the evolution of the possible urban heat islands in the metropolitan area of Manaus-AM, comparing the years 1990 and 2011 and relating the retreat of the vegetable covering with the intensity of that phenomenon by using remote sensing techniques. This study used images from Landsat 5-TM satellite, as well as, meteorological data originated from INMET and applied the algorithm SEBAL for obtaining of the components of the energy balance. The remote sensing technique is a promising tool in the study of the dynamics of the cities, as well as, of the effects of the urban expansion in the energy fluxes between the surface and the atmosphere. The change of vegetated surfaces by materials used in the urban areas results in a reduction of the energy used in the evaporative process and increase the energy for heating of air and soil, causing increase of the temperatures.

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

Introdução

O Brasil, assim como os demais países da América Latina, vem apresentando um acelerado desenvolvimento, associado ao processo de industrialização, como consequência, ocorre a crescente migração da população para as cidades, promovendo o rápido crescimento das áreas urbanas. A cidade de Manaus, no estado do Amazonas, passou por um intenso processo de

crescimento, aliado a dois importantes ciclos econômicos: i) o da borracha, e ii) o modelo econômico da Zona Franca de Manaus. Este último teve como principal projeto a implantação do polo tecnológico e industrial. A partir daí, houve uma grande intensificação da ocupação urbana devido à geração de inúmeros empregos, diretos e indiretos. Contudo, devido a sua grande expansão urbana, a cidade de Manaus vem mudando sua paisagem e promovendo um ritmo

* E-mail para correspondência: carlostorm@gmail.com.

acelerado de transformações e crescimento urbano (Governo do Estado do Amazonas, 2011). Em virtude disso, surgem os diversos problemas na área social, econômica e ambiental.

O processo de urbanização produz não só uma mudança extrema no meio ambiente e nas propriedades atmosféricas das cidades, como também na qualidade de vida das populações, que vão além do desconforto térmico. Modificações no balanço de energia (BE) à superfície, albedo, distribuição de umidade, concentração de poluentes, radiação e na temperatura da superfície, são indicadores dos impactos locais originados pelo crescimento dos centros urbanos e das atividades antrópicas sobre o meio ambiente. A formação das ilhas de calor urbanas é um forte indicador das alterações climáticas sofridas pela cidade.

Chen-Yi et al. (2009) demonstram uma clara relação entre a geometria do desenho urbano e a temperatura do ar em ruas de Taiwan, ao combinar os parâmetros ambientais que influenciam o ambiente térmico, corroborando com o estudo de Parker (2010) que afirma que as ilhas de calor são resultados das propriedades físicas dos edifícios e de outras estruturas. Sukopp (2004), que avaliou o impacto humano nas vegetações preservadas em Lübeck, na Alemanha, afirma que as interferências no clima, no solo, no ar e na água são maiores e mais danosas nos ambientes urbanos, em relação às zonas rurais. Considerando a importante influência da vegetação nas condições térmicas, Duarte (2009) propõe um indicador para o planejamento urbano, que relaciona arborização, densidade e superfícies d'água. Avaliando a influência de indivíduos arbóreos na temperatura do ar e umidade relativa do ar na cidade de Campinas, Abreu & Labaki (2010) concluíram que todas as espécies foram capazes de alterar a sensação de conforto térmico no entorno imediato.

As mudanças no BE à superfície podem ser geralmente observadas nas áreas urbanas, com aumento na radiação solar refletida e aumento na emissão de radiação infravermelha, diminuição nos valores de fluxo de calor latente (LE) e aumento nos valores de fluxo de calor sensível (H), aumento no armazenamento de energia em superfície, através de prédios e obstáculos, além da adição do termo de emissão de calor antropogênico na equação do BE. A presença de radiação térmica no clima urbano é devido a duas origens: a primeira refere-se à quantidade de radiação solar ganha, armazenada e difundida por emissão, reflexão, condução e convecção e a segunda é referente à radiação proveniente da ação antropogênica. A quantidade de radiação

solar no meio urbano é em torno de 15% a 20% menor do que no meio rural (Landsberg, 1962). Outro fator relevante diz respeito à latitude da cidade e a influência das estações do ano. Nas latitudes mais próximas do equador terrestre, tendem a ter maior incidência de radiação nas superfícies horizontais.

Recentemente, estudos voltados para o emprego do sensoriamento remoto por satélite têm assumido um papel importante no monitoramento e estimativa dos diversos fenômenos meteorológicos e ambientais servindo de suporte para compreender, de forma mais precisa em uma escala regional, os fenômenos meteorológicos e as mudanças climáticas, possibilitando tomada de decisão para preservação ambiental (Moreira, 2003). O *Surface Energy Balance for Land* (SEBAL), desenvolvido por Bastiaanssen et al. (1998ab), é um algoritmo que constitui a parametrização do BE através de medidas espectrais de sensores a bordo do satélite nos canais do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. As imagens de satélite possibilitam a determinação do albedo, índices de vegetação, temperatura da superfície e fluxos de calor na superfície, e têm sido utilizados em diversas regiões do mundo (Bastiaanssen et al., 1998ab; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000; Ahmad & Bastiaanssen, 2003; Tasumi, 2003; Mohamed et al., 2004; Bezerra et al., 2008).

Nesse contexto, o estudo tem como objetivo analisar os efeitos da expansão urbana da cidade de Manaus-AM sobre parâmetros ambientais usando imagens de satélite, comparando os anos de 1990 e 2011 (anos com características climáticas similares).

Material e métodos

Área de estudo

A cidade de Manaus, capital do estado do Amazonas, está localizada na região Norte do Brasil, com coordenadas entre 3°08'1''S e 60°18'34''O. Sua extensão territorial é de 11.401,077 km², com população total de 1.802.014 habitantes, onde está distribuído na zona urbana 1.792.881 habitantes e na zona rural 9.133 habitantes (IBGE, 2010). Situa-se na confluência dos rios Negro e Solimões. Com clima tropical quente e úmido, temperatura média de 26°C e período chuvoso de novembro a abril. Possui nas suas proximidades a Reserva Florestal Adolfo Ducke (RFAD), a qual cobre uma área de 100 km² de floresta amazônica primária, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) (Figura 1).

Figura 1. Localização da área de estudo, com destaque para a cidade de Manaus e a Reserva Florestal Adolfo Ducke (RFAD).

Coleta de dados

Para realização deste estudo foram utilizadas imagens do satélite Landsat 5-TM na órbita 231, ponto 62, nas datas de 21 de agosto de 1990 e 31 de agosto de 2011, adquiridas no catálogo de imagens da Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) através do website (<http://www.dgi.inpe.br>). O critério para a escolha

das imagens foi à mínima cobertura de nuvens, uma vez que elas podem trazer erros aos resultados. Foram utilizadas informações sobre o ângulo de elevação solar e dados de estação meteorológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) no instante da passagem do satélite.

Foram aplicadas correções geométricas às imagens através da obtenção de pontos de controle. Devido às variações do relevo, foi aplicado o Modelo de Elevação Digital (MED) do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) para obtenção da altimetria do terreno, adquirido no website da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download>).

Para obtenção das variáveis em estudo foi empregado o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL). A seguir são apresentadas as etapas do processamento das imagens utilizando o modelo SEBAL para a obtenção do saldo de radiação (R_n) (Figura 2).

Figura 2. Fluxograma das etapas do processamento da imagem para obtenção do saldo de radiação utilizando o algoritmo SEBAL.

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

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

em que, a_i e b_i , são as radiâncias espectrais mínima e máxima ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), DN é a intensidade do pixel, cujos valores variam entre 0 e 255, no caso do satélite Landsat e i corresponde as bandas (1, 2, ... e 7). A unidade de $L_{\lambda i}$ é $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}$

μm^{-1} . Os coeficientes de calibração utilizados para o Landsat são os propostos por Chander & Markham (2003) e Chander et al. (2007).

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

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

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

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

onde DJ é o dia de ordem do ano em que são obtidos os dados radiométricos (imagens de satélite), cujos valores correspondem ao dia da geração das imagens.

O cálculo do albedo no topo da atmosfera foi feito através de combinação linear das reflectâncias monocromáticas, obtidos 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:

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

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

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

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

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

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):

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

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, que nesse caso é 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:

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

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (11)$$

Foi considerado $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$ quando $IAF \geq 3$ e para $IVDN < 0$. No caso de corpos d'água $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$, de acordo com a 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):

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

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_{Ll}) foi calculada segundo a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{Ll} = \epsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (13)$$

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_{Sl}) para condição de céu claro é dada pela seguinte expressão (Allen et al., 2002)

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

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

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

$$R_{Ll} = \epsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (15)$$

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 $\epsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09}$.

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

$$R_n = (1 - \alpha) R_{Sl} + R_{Ll} - R_{Ll} - (1 - \epsilon_0) R_{Ll} \quad (16)$$

em que, R_{Sl} é a radiação de ondas curtas incidente em cada pixel, α é o albedo de cada pixel, R_{Ll} 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):

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

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 iterativos. A descrição completa do processo de obtenção de H no algoritmo SEBAL está

apresentada em Bastiaanssen et al. (1998a) 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.

Resultados e discussão

Nas últimas décadas, Manaus-AM mostrou um crescente desenvolvimento, associado, principalmente, à implantação da Zona Franca de Manaus em 1967 e, como consequência, houve uma expansão das áreas urbanas. Acompanhado a esse crescimento das cidades ocorrem mudanças nos componentes do balanço de energia à superfície, além de possibilitar a formação das ilhas de calor urbano. A Figura 3 apresenta imagens do sensor TM do satélite Landsat-5 na composição RGB referente à área de estudo, nas datas 21 de agosto de 1990 (Figura 3a) e 31 de agosto de 2011 (Figura 3b), onde pode ser observado claramente o processo de expansão da urbanização na cidade no período de estudo de 21 anos. Esses dois anos estudados foram escolhidos por apresentarem imagens sem presença de nuvens no mesmo mês (agosto), além de serem anos com comportamentos climáticos similares.

Figura 3. Imagens do sensor TM do satélite Landsat-5 na composição de bandas RGB (543) referentes à área de estudo: (a) em 21 de agosto de 1990 e (b) em 31 de agosto de 2011.

No intuito de analisar os componentes do balanço de energia à superfície na cidade de Manaus-AM, foram analisados aspectos como a distribuição espacial da temperatura da superfície (T_s), Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) e albedo da superfície nas datas de 21 de agosto de 1990 e 31 de agosto de 2011. Devido à falta de informações de dados de estação meteorológica de superfície para 21 de agosto de 1990, a análise da distribuição espacial

do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), só pôde ser feita para 31 de agosto de 2011.

As Figuras 4a e 4b correspondem à distribuição espacial da temperatura da superfície nos anos de 1990 e 2011, respectivamente. É possível observar nestas figuras que as áreas de vegetação e água, apresentam valores de T_s mais baixos, enquanto que, as áreas que compreendem

as áreas urbanizadas de Manaus são as que apresentam os valores mais altos da temperatura, chegando, em algumas localidades, a valores superiores a 33 °C. Na Figura 4b, observa-se que houve um aumento das áreas com temperaturas mais elevadas em comparação com a imagem do ano de 1990 (Figura 4a) exatamente onde ocorreu o adensamento da malha urbana no período de 21 anos. Esse aumento observado é um indicativo de que a expansão das áreas urbanas leva a aumento das temperaturas do solo e ar. As áreas verdes, com vegetação, possuem os valores mais baixos da temperatura da superfície. Esses resultados corroboram Chen et al. (2006), que encontraram resultados semelhantes para o Pearl River Delta, na província de Guangdong na China.

Figura 4. Distribuição espacial de temperatura da superfície (°C) em: a) 21 de agosto de 1990 e b) 31 de agosto de 2011.

Figura 5. Diferença da distribuição espacial da temperatura da superfície (°C) entre as datas de 31 de agosto de 2011 e 21 de agosto de 1990.

À medida que ocorre o distanciamento dessas áreas vegetadas e a aproximação em direção aos centros das áreas de grande adensamento da malha urbana, essa diferença da temperatura aumenta, chegando a atingir valores na faixa de 2,1 a 4°C e até superiores a 4°C. Padrões de comportamento similares, para a temperatura da superfície, foram encontrados por Stathopoulou & Cartalis (2007) para as principais cidades da Grécia. Esses valores podem ser

Devido ao fato dos anos estudados apresentarem comportamentos climáticos similares e as imagens são de dias próximos dentro do mês de agosto, utilizou-se a diferença da distribuição espacial da temperatura da superfície entre os anos de 2011 e 1990 para tentar identificar padrões de mudanças nessa variável ocasionados pela mudança do uso e cobertura do solo.

De acordo com a Figura 5, correspondente à diferença da distribuição espacial da temperatura da superfície entre os anos de 2011 e 1990, verifica-se que nas localidades de provável construção, ou solo exposto, adjacentes às áreas vegetadas, a temperatura aumentou em um intervalo de 0,1 a 2°C.

explicados devido ao fato, de que a vegetação transpira, libera vapor d'água e aumenta a umidade em seus arredores, amenizando a temperatura das localidades que se encontram próxima a essa área, ao contrário do centro da cidade, que possuem menor área arborizada e maior área de construção civil, com seus diversos tipos de materiais, que contribuem para o aumento da temperatura.

A Figura 6a representa a distribuição do NDVI em 21 de agosto de 1990, onde se observa que as áreas que estão nas tonalidades de verde, são correspondentes às áreas vegetadas, com valores variando entre 0,51 e 0,70. As tonalidades em rosa representam áreas de solo exposto e aglomerados urbanos, apresentando valores entre 0,01 e 0,30. Os valores abaixo de zero denotam a presença de corpos hídricos. A mesma análise do NDVI foi efetuada para a data 31 de agosto de 2011 (Figura 6b), contudo foi observado que houve um crescimento das áreas com valores baixos do NDVI, que está associado às áreas onde houve a retirada da cobertura da vegetação nativa para implantação das construções civis, devido ao processo de urbanização. A referida expansão urbana, identificada nas imagens do NDVI,

corroboram com os resultados apresentados pelo Governo do Estado do Amazonas (2011) no

a)

tocante ao ritmo acelerado de transformações e crescimento urbano da cidade de Manaus-AM.

b)

Figura 6. Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) em: a) 21 de agosto de 1990 e b) 31 de agosto de 2011.

O albedo da superfície exerce um controle na quantidade de energia que é absorvida pela superfície terrestre, atuando no balanço final de radiação e energia. A Figura 7a corresponde à distribuição espacial do albedo da superfície em 21 de agosto de 1990. Percebe-se que as áreas com os menores valores do albedo, entre 0,11 e 0,15, são referentes às áreas de maiores valores do *NDVI* (Figura 6a), este fato ocorre devido à vegetação absorver a radiação, apresentando baixa reflectividade. O contrário ocorre nas áreas onde ocorrem baixos valores do *NDVI*, correspondentes às áreas urbanizadas composta por asfalto, concreto, solo exposto, representado por valores de albedo na faixa entre 0,16 e até superiores a 0,30. A Figura 7b mostra a distribuição espacial do albedo da superfície em 31 de agosto de 2011, verificou-se que nas áreas onde existe a presença da vegetação, o valor do albedo é menor (0,11 a 0,15), não diferindo do observado para o ano de 1990. Porém, ao comparar o albedo entre os anos de 2011 e 1990, na área onde ocorreu o crescimento urbanístico da cidade nos últimos 21 anos, observa-se que o albedo apresentou valores mais altos, em torno de 0,16 a 0,20 em algumas localidades. Essa relação clara entre o albedo, a vegetação e seus impactos na temperatura da superfície e, conseqüentemente, no balanço final de radiação e energia estão descritos em Mackey et al. (2012).

Na distribuição espacial do R_n em 31 de agosto de 2011, apresentada na Figura 8a, verifica-se que os maiores valores no R_n são encontrados nas áreas com vegetação e corpos hídricos, na faixa de 651 a 700 $W.m^{-2}$, chegando, em alguns pontos, a valores superiores a 700 $W.m^{-2}$. Na área urbana o R_n apresenta valores entre 551 a 600 $W.m^{-2}$. Observa-se, ainda, que existem áreas com valores de R_n abaixo de 450 $W.m^{-2}$, os referidos valores podem estar associados à

presença de estruturas com telhados de zinco, assim como, áreas desmatadas e de solo arenoso, que são materiais comuns na área de estudo e apresentam alta reflectância.

Na Figura 8b é possível observar a distribuição espacial dos fluxos de calor latente em 31 de agosto de 2011. Os valores do *LE* variam, em sua maioria, entre 100 $W.m^{-2}$ e 600 $W.m^{-2}$. Os maiores valores de *LE* estão apresentados sobre áreas de vegetação e na água. A maior parte da energia é utilizada no processo de evapotranspiração e evaporação, respectivamente. Os menores valores do *LE* estão nas áreas que apresentam aglomerados urbanos.

O fluxo de calor sensível (Figura 8c) apresenta seus valores variando entre menores que 50 $W.m^{-2}$ e 450 $W.m^{-2}$. Os maiores valores do *H* estão na área urbana, com maior parte da energia sendo utilizada para aquecer o ar adjacente à superfície. A substituição de superfícies vegetadas por materiais utilizados nas áreas urbanas como asfalto e concreto, resultam na diminuição da energia utilizada para evaporação e aumento da energia para aquecimento, ocasionando o aumento da temperatura. Os menores valores do *H* apresentam-se nas áreas vegetadas, onde a maior parte da energia é utilizada no processo de evapotranspiração. Observa-se que na distribuição espacial do fluxo de calor no solo (*G*), Figura 8d, os valores estão variando entre 60 $W.m^{-2}$ e 100 $W.m^{-2}$. Os menores valores encontram-se nas áreas de vegetação, que apresenta uma maior cobertura do solo e, portanto, uma menor incidência de radiação. Os maiores valores estão localizados nas áreas urbanas, regiões desprovidas de vegetação, em torno de 90 a 100 $W.m^{-2}$. Esses resultados referentes ao comportamento dos componentes do balanço de energia na cidade de Manaus-AM estão em concordância com os padrões encontrados em diferentes estudos sobre o

referido tema para diferentes cidades e sintetizados por Arnfield (2003).

Figura 7. Distribuição espacial do albedo da superfície em: a) 21 de agosto de 1990 e b) 31 de agosto de 2011.

Como identificado anteriormente, existem vários fatores que determinam as diferenças entre o ambiente urbano e o rural. O espaço urbanizado modifica o albedo, pois os materiais urbanos possuem propriedades radiativas distintas das encontradas em um ambiente não antropizado.

Quanto menor o albedo, maior será a quantidade de energia disponível para a absorção e a transmissão, aumentando, assim, a temperatura superficial do corpo e, por fim, aumentando a liberação de calor para o meio externo.

Figura 8. Distribuição espacial do a) saldo de radiação, b) fluxo de calor latente, c) fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) e d) fluxo de calor no solo, todos em $W m^{-2}$, para o dia 31 de agosto de 2011.

Conclusões

A retirada da cobertura vegetal, para implantação das construções civis, apresentou impacto direto no aumento da temperatura da superfície, ficando evidente através da análise do *NDVI* entre os anos de 1990 e 2011, comprovando uma redução da cobertura vegetal nas áreas onde

ocorreu o processo de expansão urbana, o que provoca a elevação das temperaturas nessas localidades.

Mediante as análises por técnicas de sensoriamento remoto é possível identificar a importância da presença da vegetação como termorregulador, tornando o espaço no seu

entorno mais agradável, em termos de sensação térmica, haja vista que as áreas vegetadas inseridas no espaço urbano apresentaram temperatura em média 3°C menor que nas áreas expostas à radiação solar direta.

Analizando os componentes do balanço de energia à superfície para a região metropolitana, observou-se que o sensoriamento remoto se apresenta como ferramenta promissora no estudo da dinâmica das cidades, assim como dos efeitos da expansão urbana nos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera e, por consequência, na formação de possíveis ilhas de calor urbano.

Identificou-se que a substituição de superfícies vegetadas por materiais utilizados nas áreas urbanas, como asfalto e concreto, resultaram na redução da energia utilizada no processo de evaporação e aumento da energia para aquecimento, ocasionando o aumento da temperatura de superfície.

Referências

- Abreu, L.V.; Labaki, L.C. (2010). Conforto Térmico Propiciado por Algumas Espécies Arbóreas: avaliação do raio de influência através de diferentes índices de conforto. *Ambiente Construído*, v. 10, n. 4, p. 103-117.
- Ahmad, M.; Bastiaanssen, W.G.M. (2003). Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. *Irrigation and Drainage Systems*, v. 17, p. 141-161.
- Allen, R.G.; Trezza, R.; Tasumi, M. (2002). Surface energy balance algorithms for land. Advance training and users manual. v.1.0, p. 98.
- Arnfield, A.J. (2003). Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology*, v. 23, p. 1-26.
- Arya, S.P. (2001). Introduction to Micrometeorology. Academic Press. 420p.
- 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.
- 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. 212-213, p.198-212.
- Bastiaanssen, W.G.M.; Pelgrum, H.; Wang, J.; Ma, Y.; Moreno, J.F. Roenink, G.J. Van Der Wal, T. (1998b). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. *Journal of Hydrology*, v. 212-213, p. 213-229.
- 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. 23, n. 3, p. 305-317.
- Chander, G.; Markham, B.L. (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.
- Chander, G.; Markham, B.L.; Barsi, A. (2007). Revised Landsat-5 Thematic Mapper Radiometric Calibration. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, v. 4, n. 3, p. 490-494.
- Chen, X.; Zhao, H.; Li, P.; Yin, Z. (2006). Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat island and land use/cover changes. *Remote Sensing of Environment*, v.104, p.133-146.
- Chen-Yi, S.; Soushi K.; Wen-Pei S.; Hsien-Te L.; Fu-Jen W.; Ou, W.S. (2009). A Thermal Environment Investigation of the Urban Street Canyon in a Hot and Humid City, Taichung City, Taiwan. In: International Conference on Urban Climate, 7, Yokohama, Japan, 2009. Anais... Yokohama, Japan.
- Duarte, D.H.S. (2009). Variáveis Urbanísticas e Microclimas Urbanos: modelo empírico e proposta de um indicador. *Revista Fórum Patrimônio*, v. 3, n. 2, p. 1-22.
- Governo do Estado do Amazonas. 2010. Secretaria de Estado de Planejamento e

- Desenvolvimento econômico. (2011). Departamento de Estudos, Pesquisas e Informações – DEPI. Gerência de Estudos e Pesquisas. Perfil da região metropolitana de Manaus. 98p. Disponível em: www.seplan.am.gov.br/arquivos/download/arqeditor/perfil_da_rmm_2011.pdf.
- Granger, R.J. (2000). “Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin”. *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 70-76.
- Huete, A.R. (1988). A soil adjusted vegetation index – SAVI. *Remote Sensing of Environment*, v. 25, p. 295-309.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo Demográfico 2010. Disponível em: www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1 Acesso em: 15 de agosto de 2011.
- Landsberg, H.E. (1962). Biennial Pulses in the Atmosphere. *Contribution Physics Atmosphere*, v. 35, p. 184-194.
- Mackey, C.W.; Lee, X.; Smith, R.B. (2012). Remotely sensing the cooling effects of city scale efforts to reduce urban heat island. *Building and Environment*, v. 49, p. 348-358.
- Maitelli, G.T.; Wright, I.R. (1996). The climate of a riverside city in the Amazon Basin: urban-rural differences in temperature and humidity. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L. (Org.). *Amazonian Deforestation and Climate*. Londres: John Wiley & Sons, v. 1, p. 193-206.
- Maitelli, G.T. (1994). Uma abordagem Tridimensional do clima urbano em área Tropical Continental: o exemplo de Cuiabá/MT. Tese (Doutorado em Climatologia) – USP, São Paulo. 204p.
- Markham, B.L., Barker, J.L. (1987). Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. *International Journal of Remote Sensing*, v. 8, n. 3, p.517-523.
- Méndez, C.C.M.; Uribe, D.M.; Becerril, L.A.G. (2008). Isla de Calor en Toluca, México. *Ciencia Ergo Sum*, v. 14, n. 3, p. 307-316.
- Miao, S., Chen, F., Lefore, M.A., Tewari, K., Li, Q., Wang, Y. (2008). An observation and Modeling Study of Characteristics of Urban Heat Island and Boundary Layer Structures in Beijing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 48, p. 484-501.
- Mohamed, Y.A., Bastiaanssen, W.G.M, Savenije, H.H.G. (2004). Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *Journal of Hydrology*, v. 289, p. 145-164.
- Moreira, M.A. (2003). Fundamento do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação, 2ª edição (Revista e Ampliada), Editora UFV, Viçosa-MG. 250p.
- Oke, T.R. (1987). *Boundary Layer Climates*. 2ª ed. London: Routledge. 464p.
- Oke, T.R. (1986). The technical conference on urban climatology and its applications with special regard to tropical areas. México, 1984, *Proceedings*. Genova, World Meteorological Organization (WMO, no. 652).
- Parker, D. (2010). Urban Heat Island Effects on Estimates of Observed Climate Change. *Interdisciplinary Review*, v. 1, n. 1, p. 123-133.
- Sajani, S.Z., Tibaldi, S., Scotto, F., Lauriola, P. (2008). Bioclimatic characterization of an urban area: a case study in Bologna (Italy). *International Journal of Biometeorology*, v. 52, p. 779-785.
- Stathopoulou, M.; Cartalis, C. (2007). Daytime urban heat islands from Landsat ETM+ and Corine land cover data: An application to major cities in Greece. *Solar Energy*, v. 81, p. 358-368.

Sukopp, H. (2004). Human caused Impact on Preserved vegetation. *Landscape and Urban Planning*, v. 68, p. 347-355.

Tasumi, M. (2003). Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D Dissertation. College of Graduate Studies, University of Idaho. 357p.

Weng, Q.; Lu, D.; Schubring, J. (2004). Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*, v. 89, n. 4, p. 467-483.