

XI SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE

AValiação da Influência do Desmatamento no Balanço Radioativo Superficial: Estudo de Caso para uma Área de Transição entre Cerrado-Amazônia

Bruno Esteves Távora ¹ ; Carlos Henrique Ribeiro Lima ²

RESUMO – A quantidade do fluxo energético compõe uma forçante para os processos hidrológicos, particularmente evaporação e precipitação. Como consequência disso, um cenário de desmatamento em grandes áreas florestadas, a exemplo da região amazônica, poderá resultar em um reordenamento na dinâmica entre a atmosfera e a superfície terrestre e impactar significativamente o balanço hídrico em diversas escalas espaciais. Nesse contexto, o presente trabalho avaliou, por meio da determinação das componentes do balanço radiativo na superfície, a influência do desmatamento na disponibilidade de energia para os processos hidrológicos. As componentes radiativas foram determinadas pela equação de Stefan-Boltzman com auxílio de imagens do satélite Landsat 5 para espacialização da temperatura, do albedo e das emissividades das diversas superfícies. Os resultados apontam para uma perda na disponibilidade de energia na região desmatada de 29% em comparação com a área de floresta preservada. A supressão vegetal trouxe, como consequência, um aumento no albedo superficial reduzindo, assim, a parcela de radiação de onda curta que entra no sistema. Outro fator que contribuiu para essa maior perda de energia na região antropizada foi a elevação da temperatura superficial promovendo uma maior perda na componente de onda longa.

ABSTRACT– The amount of energy flow comprises an inducing forcing to the hydrological processes, especially with regard to the evaporation and precipitation. As a result, a scenario of deforestation in large forested areas, such as the Amazon region, could result in the reordering of the dynamics between the atmosphere and land surface. The present study evaluated the influence of deforestation on the availability of energy for the hydrological processes by determining the components of surface energy budget. The long-wave component, as well as short-wave, were determined by the Stefan-Boltzmann equation, using Landsat 5 satellite images to determine the albedo and surface temperature. The results indicate losses of net radiation energy in the deforested region, compared to the preserved one, from about 29%. An increasing in surface's albedo and temperature came as result of the deforestation. As consequence it was observed less short wave incoming to the system and increasing in long wave emission.

Palavras-Chave – Balanço radiativo superficial, desmatamento, bioma amazônico

¹) MSc. Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Analista em Engenharia Ambiental /Perito do Ministério Público da União, end: SIG Quadra 01, Lotes 525/575 , sala 213 Ed. Xerox, Brasília- DF, CEP: 70610400, fone: (61) 33439331, e-mail: bruno.tavora@mpdf.gov.br

²) PhD Earth and Environmental Engineering, Professor Adjunto da Universidade de Brasília, end: Universidade de Brasília, PTARH, Prédio SG-12, Térreo Asa Norte, Brasília – DF, CEP: 70910900, fone: (61) 82098694, e-mail: chl2107@gmail.com

INTRODUÇÃO

A distribuição das formações vegetais na terra foi tradicionalmente atribuída aos fatores climáticos locais, especialmente a precipitação e a radiação. Esta visão tem sido modificada pois experimentos controlados com uso de complexos modelos numéricos da atmosfera tem mostrado que a presença ou ausência de vegetação pode influenciar o clima regionalmente (Charney *et al.*, 1977; Mintz *et al.*, 1984 *apud* Shukla *et al.*, 1990). Esse é o caso, por exemplo, da região da bacia amazônica, em que estimativas apontam que cerca da metade da precipitação na região é derivada da evapotranspiração da própria floresta (Hartmann, 1994).

O balanço radiativo superficial expressa a quantidade do fluxo energético disponibilizado para os processos de evaporação ou mesmo modificação da temperatura superficial. Tais processos desempenham um papel fundamental nas trocas de massa entre a superfície e a atmosfera. Destarte, alterações nos fluxos de energia afetam as forças termais que governam o fluxo de umidade entre esses dois reservatórios do ciclo hidrológico. Como consequência, anomalias no tempo e no clima em áreas mais remotas podem ser observadas (Hartmann, 1994).

Ainda segundo o autor, experimentos utilizando modelos globais de circulação climáticas indicam uma resposta climática substancial para variações na umidade do solo e no albedo. Observações da precipitação na bacia amazônica sugerem que, no período das chuvas, a maior parte da precipitação tem origem nos processos evaporativos na própria região. Assim, alterações no fluxo da calor latente e de calor sensível, na superfície, podem afetar os fluxos atmosféricos de umidade ocasionando anomalias climáticas em locais remotos.

Alterações na cobertura vegetal modificam o balanço radiativo e de água de três formas diferentes: seja pela alteração no albedo, que afeta diretamente a quantidade de radiação de onda longa absorvida pela copa das árvores; seja pela alteração na rugosidade superficial e, conseqüentemente, na transferência turbulenta de calor e momento ou; seja pelo controle da transferência de águas do solo para atmosfera por meio da transpiração fotossintética (Pongratz *et al.* 2006).

Como consequência disso, um cenário futuro de desmatamento mais drástico poderá resultar em uma reestruturação severa na dinâmica existente entre a atmosfera e a superfície terrestre, alterando, portanto, os fluxos de energia próximos à superfície e, conseqüentemente, as componentes evaporação e precipitação do balanço hídrico, podendo alterar este balanço em escalas

locais ou mesmo regionais devido ao transporte de umidade. Tais mudanças são captadas por diversos modelos atmosféricos de circulação global que preveem, por exemplo, um enfraquecimento nos fluxos de calor latente e umidade como resultado de extensiva supressão vegetal (D'Almeida et al., 2007).

Gash e Shuttleworth (1991) concluem, após avaliarem os diferentes aspectos da vegetação sobre o fluxo radiativo superficial, que a supressão vegetal nas regiões tropicais resulta na redução da energia radiativa absorvida pela superfície terrestre. Como *feedback*, espera-se uma menor evapotranspiração, e até mesmo redução na precipitação.

Na região amazônica a maior parte da supressão da vegetação ocorre na região de transição entre a floresta tropical e o cerrado brasileiro (Alves, 2002 *apud* Pongratz *et al.* 2006). Segundo os autores a alteração do uso da terra com a substituição da fitofisionomia de floresta por pastagem ou mesmo plantações pode diminuir o fluxo de calor latente, durante a estação chuvosa, em 21%.

Medições em campo dos fluxos de calor são expensivas, além de pontuais, o que inviabiliza a espacialização da informação em grandes extensões territoriais. Uma alternativa que possibilita determinação das componentes do balanço radiativo é a aplicação de métodos que envolvem o sensoriamento remoto com uso de sensores orbitais. O algoritmo SEBAL (Bastiaanssen *et al.*, 1998) incorpora tais características e tem sido amplamente aplicado. Este método utiliza as radiâncias na bandas do visível, do infravermelho próximo, e do infravermelho termal para determina o albedo superficial o índice de vegetação e a temperatura da superfície terrestre estimando, a partir destes, a radiação líquida superficial e os fluxos de calor sensível e de calor latente.

Medeiros *et al.* (2007) aplicaram o algoritmo SEBAL com uso de imagem do satélite NOAA obtendo a espacialização da radiação líquida na superfície, além dos fluxos de calor latente e de calor sensível para uma região com fitofisionomia do bioma cerrado. Os resultados apresentados apontam baixos valores de radiação líquida uma vez que a imagem foi adquirida pelo sensor orbital no fim da tarde de um dia de inverno. Os autores evidenciaram essa limitação do método pois os valores obtidos pelo modelo SEBAL são instantâneos e correspondem ao dia e hora da passagem do satélite.

Santos *et al.* (2011) estudaram a distribuição espacial e temporal da radiação líquida em dois tipos de cobertura vegetal no estado de Rondônia. Foi determinada a radiação líquida em quatro

imagens do satélite Landsat, dos meses de julho e agosto de 2008, para uma região com pastagem e outra com floresta preservada. Durante o estudo os autores identificaram uma importante limitação do uso de sensoriamento remoto. Em climas tropicais úmidos a aquisição de imagens de satélite é dificultada devido a constante presença de nuvens formadas pelos processos convectivos que predominam nessas regiões. Apenas uma das imagens utilizadas pelos autores foi obtida em condições de céu claro e apresentou valores inferiores de radiação líquida nas áreas de pastagem e de solo exposto, em comparação com a região de floresta preservada. Os autores atribuem essa diminuição da energia disponível ao aumento do albedo resultante da supressão da vegetação.

Scherer-Warren (2011) utilizou-se de técnicas de sensoriamento remoto para determinação do balanço radiativo e posterior construção de séries temporais de evapotranspiração na região centro-oeste do Brasil. A metodologia proposta pelo autor, com uso de imagens do satélite MODIS, embora tenha menor resolução espacial, possibilita uma maior frequência amostral para a construção da série histórica, quando comparado com outros produtos, a exemplo do satélite Landsat.

Procurou-se, no presente trabalho, avaliar, por meio de determinação das componentes do balanço radiativo superficial, a influência do desmatamento em área de transição entre o cerrado e a amazônia na disponibilidade de energia para os processos hidrológicos. Foram empregadas técnicas de sensoriamento remoto para a espacialização dessas componentes do balanço de energia.

METODOLOGIA E ÁREA DE ESTUDO

Para avaliar a influência da cobertura florestal sobre o balanço radiativo superficial procedeu-se a seleção de duas áreas na região de transição entre cerrado e floresta tropical com forte influência de supressão da vegetação. A região selecionada abrange uma área de aproximadamente 5.000 km² que intercepta os municípios de Alta Floresta e Mundo Novo no norte Mato-grossense. Nesta região foram selecionadas duas áreas sendo uma representativa da região florestada (a) e outra de área antropizada (b), conforme observa-se na Figura 1. Procedeu-se, nessas duas áreas selecionadas, a determinação da radiação líquida na superfície a fim de comparar a disponibilidade de energia nessas parcelas.

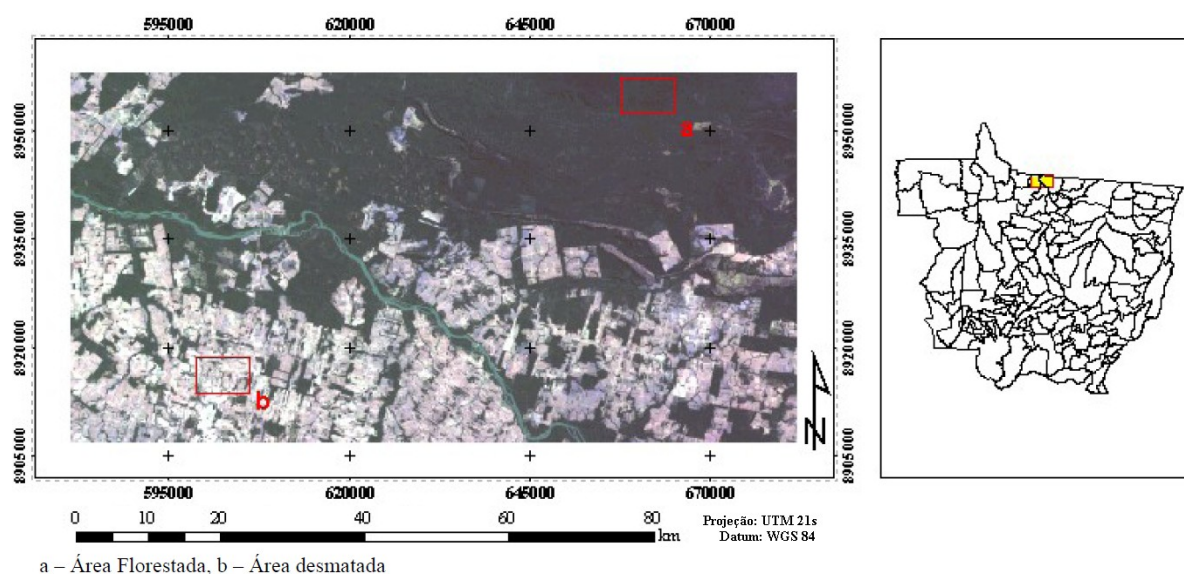


Figura 1 – Localização da Área de Estudo

Foram obtidas amostras de duas regiões da imagem com 2419 pixels (1 pixel – 30m x 30m), sendo uma representativa de área preservada (a) e outra de área antropizada (b). A hipótese de influência da cobertura vegetal no saldo da radiação superficial foi testada pela aplicação do Teste T – Student, com nível de confiança de 95% unicaudal, para as amostras obtidas.

A radiação líquida superficial foi obtida conforme a Equação 1, onde as setas são indicativas do sentido do fluxo radiativo ($\downarrow$ - direção da superfície; $\uparrow$ direção da atmosfera):

$$R_n = (1 - \alpha) R_s \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \varepsilon_0) R_L \downarrow \quad (1)$$

Onde R_n indica o saldo de radiação; α representa o albedo da superfície; R_s e a radiação de onda curta; R_L a radiação de onda longa e ε a emissividade da superfície. A determinação de cada componente da equação do fluxo radiativo pode ser encontrada didaticamente em Silva *et al.* (2005b).

As diversas componentes da equação de balanço do fluxo radiativo foram determinadas com uso de imagem do Satélite Landsat 5 – TM. A radiância da banda termal foi utilizada para o cálculo da temperatura superficial e a reflectância das outras seis bandas do satélite empregadas na determinação do albedo. A imagem utilizada data do dia 29/06/2010 e foi obtida no sítio eletrônico do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – Inpe.

Após a etapa de calibração radiométrica da imagem, procedeu-se a estimativa da reflectância espectral planetária pelo somatório ponderado das reflectâncias de cada banda do sensor, conforme a Equação 2, descrita em (Silva et al, 2005a) como:

$$\alpha_{planetário} = \sum (\omega_i \rho_i) \quad (2)$$

onde ρ_i corresponde as reflectâncias planetárias nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 e ω_i corresponde aos coeficientes de regressão linear para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 e valem respectivamente 0,293; 0,274; 0,233; 0,157; 0,033 e 0,011.

Já o albedo da cada pixel foi determinado conforme a Equação 3, onde a transmissividade atmosférica é representada por τ_{sw} .

$$\alpha = \frac{\alpha_{planetário} - 0,03}{\tau_{sw}^2} \quad (3)$$

A temperatura superficial (T_s) relaciona-se com a emissividade da banda termal (ϵ_{nb}), com as constantes K_1 ($60,776 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{mm}^{-1}$) e K_2 (1260,56 k) além da radiância espectral da banda 6 ($L_{\lambda,6}$) pela seguinte equação:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{nb} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (4)$$

A emissividade da banda 6 foi determinada pela equação empírica relacionada ao Índice de Área Foliar – IAF descrita em Allen et al. (2002) onde para valores de $IAF > 3$ adota-se:

$$\epsilon_{nb} = 0,97 + 0,0033 IAF \quad (5)$$

A emissividade da superfície, utilizada no cálculo do balanço radiativo foi igualmente obtida em função do IAF, conforme a equação 6, igualmente valida para valores de $IAF > 3$.

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,001 IAF \quad (6)$$

Para valores de IAF < 3 em ambos os casos, Eq. 5 e Eq.6, adotou-se para as emissividades o valor de 0,98.

A componente de radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre em cada pixel da imagem foi determinada por meio da equação de Stefan-Boltzman (Eq. 7 abaixo) em que ϵ_0 é a emissividade do pixel e T_s a temperatura na superfície. A constante de Stefan-Boltzman é representada por σ e equivale a $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$:

$$R_L \uparrow = \epsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (7)$$

A radiação de onda curta incidente na superfície, por sua vez, foi obtida pela seguinte equação:

$$R_S \downarrow = G_{sc} \times \cos(z) \times dr \times \tau_{sw} \quad (8)$$

Onde G_{sc} é a constante solar, e equivale a 1367 Wm^{-2} ; z é o ângulo zenital solar; dr é o inverso do quadrado da distância relativa Terra- Sol, ambos encontrados no arquivo de metadados auxiliares que acompanha as imagens; e τ_{sw} é a transmissividade da atmosfera.

A última componente do balanço radiativo - radiação de onda longa emitida da atmosfera na direção da superfície - foi igualmente obtida pela equação de Stefan-Boltzman (Eq. 9 abaixo) considerando uma estimativa para a emissividade da atmosfera e para a temperatura da atmosfera T_a obtida na estação meteorológica pelo sítio eletrônico do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET:

$$R_L \downarrow = 1,08 (\ln \tau_{sw}) 0,265 \times \sigma \times T_a^4 \quad (9)$$

RESULTADOS

Observa-se a partir da espacialização do NDVI, Figura 2, que a região em análise apresenta-se com uma frente de desmatamento avançando ao norte com grandes trechos de floresta suprimida. Há, todavia, grandes porções, na imagem selecionada, sem perturbação que servirá para efeitos comparativos com a região antropizada.

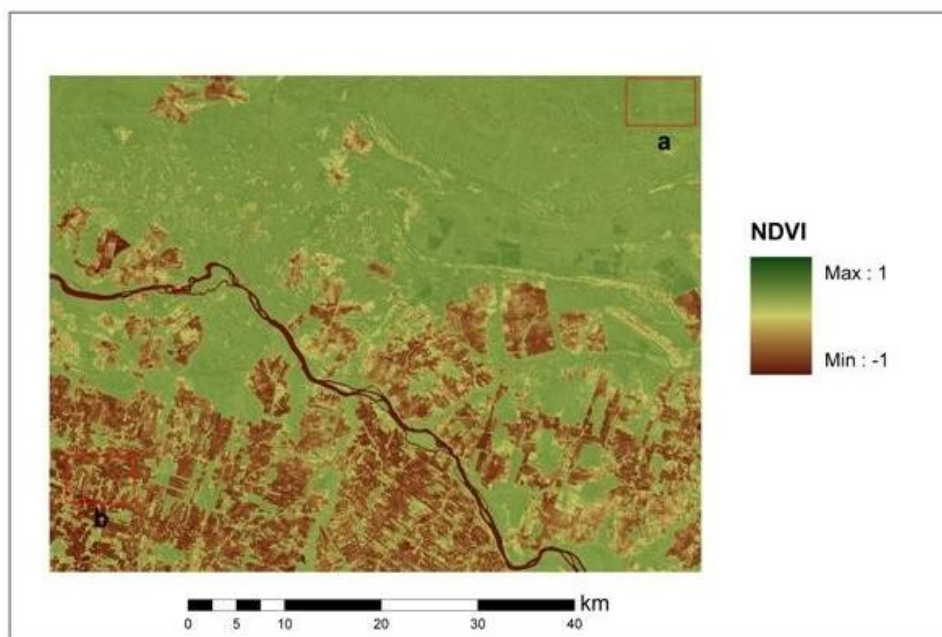


Figura 2 – Índice de Vegetação por Diferenças Normalizadas

A radiação de onda curta incidente no topo da atmosfera, calculada para o dia 29/06/210, foi de 732 Wm^{-2} . Já a radiação incidente de onda curta emitida pela atmosfera foi estimada em 322 Wm^{-2} . A Tabela 1 agrupa os resultados das radiações refletidas e emitidas pela superfície, além do saldo radiativo para as duas áreas amostradas.

Tabela 1 – Resumo estatístico das componentes do balanço radiativo

Área	Componente variável (média +_ desvio padrão)			
	$(1 - \alpha) R_s \downarrow$ (w.m^{-2})	$(1 - \varepsilon_0) R_L \uparrow$ (w.m^{-2})	$R_L \uparrow$ (w.m^{-2})	R_n (w.m^{-2})
a (preservada)	$\mu = 611,59$ $\sigma = 9,62$	$\mu = 12,74$ $\sigma = 0,58$	$\mu = 415,80$ $\sigma = 2,10$	$\mu = 505,29$ $\sigma = 10,38$
b (antropizada)	$\mu = 502,42$ $\sigma = 50,24$	$\mu = 14,68$ $\sigma = 0,84$	$\mu = 454,16$ $\sigma = 12,89$	$\mu = 355,92$ $\sigma = 59,92$

μ - média; σ - desvio padrão

Desses resultados é possível observar que a maior influência no computo final do saldo radiativo se deu pela diminuição na transferência de radiação de onda curta diante do processo de supressão da vegetação. Essa maior diferença na componente de onda curta é justificado pela

alteração do albedo frente ao processo de supressão vegetal e consequente exposição do solo. Verificou-se na área preservada um albedo médio de 0,16 com desvio padrão de 0,013 contra 0,31 de média e 0,06 de desvio padrão para a área desmatada.

A emissão de radiação de onda longa pela superfície também contribuiu para a diferenciação das áreas uma vez que houve aumento na emissão dessa componente na área antropizada. O padrão diferenciado de emissão de onda longa está associado a uma maior temperatura superficial de áreas com solo exposto, ou com rareamento da vegetação. Essa diferença de temperatura foi em média de 7 K.

Comparando-se as duas áreas amostradas, “a” e “b”, denota-se diferenças estatisticamente significativas no saldo do balanço radiativo. Essa diferença se traduz em uma diminuição de 29,6% na energia disponível média na área antropizada (b) em comparação com a região florestada (a), sendo o $\overline{R_n}$ na área “a” de 505,29 Wm⁻² contra 355,92 Wm⁻² na região “b”. Para a área preservada os valores de R_n variaram de 466 Wm⁻² a 572 Wm⁻². A região antropizada, por sua vez, apresentou saldo radiativo mínimo de 142 Wm⁻² e máximo de 553 Wm⁻².

Essa diminuição do saldo energético corrobora com as conclusões de Gash e Shuttleworth (1991) para uma diminuição da energia disponível para os processos hidrológicos diante do cenário de desflorestamento.

A maior homogeneidade na cobertura da área florestada em comparação com o mosaico normalmente encontrado em regiões com processo de desmatamento é corroborado pelo menor desvio padrão em todas as componentes do balanço na região “a”.

Os resultados encontrados no presente trabalho são compatíveis com aqueles obtidos por Santos (2011) que estimou a radiação líquida média em parcela da Reserva Biológica de Jarú, no estado de Rondônia, em 574 w/m², para o mês de setembro de 2008.

O padrão espacial de distribuição das componentes do balanço radiativo é bem definido distinguindo as áreas vegetadas daquelas de solo exposto, acompanhando o padrão observado no NDVI. A Figura 3 apresenta a espacialização das componentes, bem como do saldo do balanço radiativo.

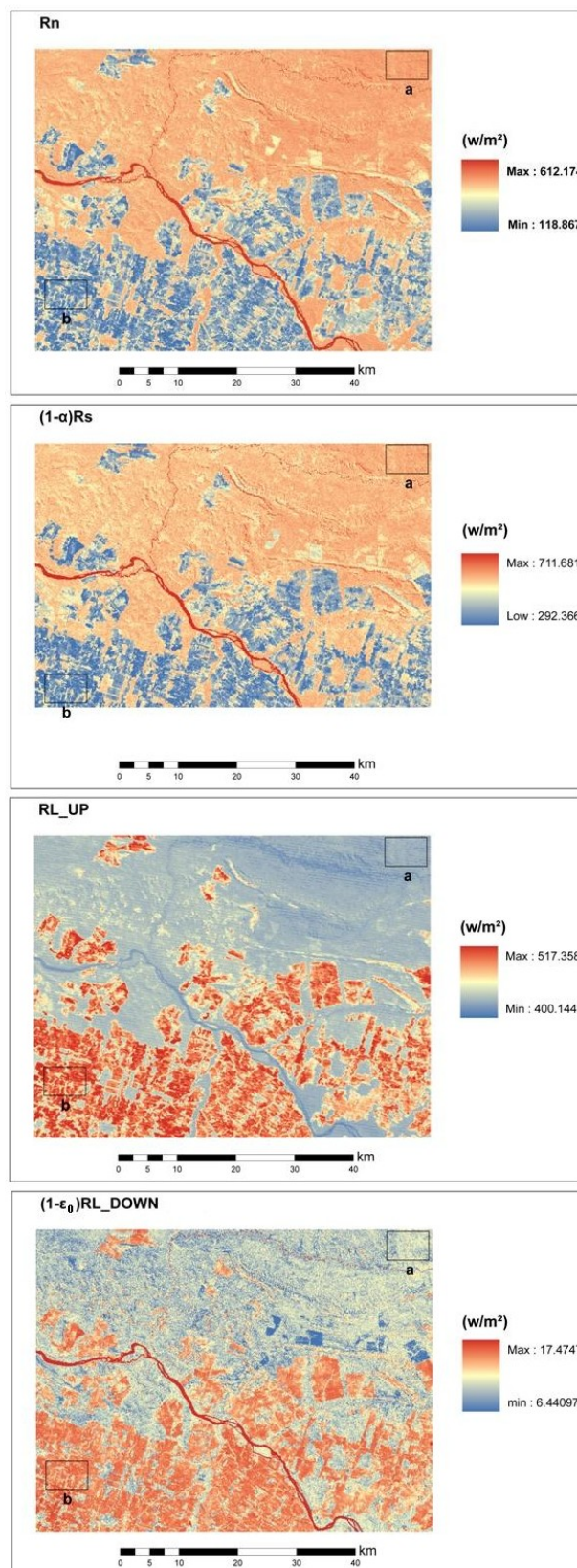


Figura 3 – Espacialização das componentes do balanço radiativo

A metodologia adotada no presente trabalho é incapaz de avaliar as alterações no balanço em virtude da modificação na rugosidade e seu tensor turbulento nem mesmo nas condições fotossintéticas de transpiração. Dessa forma essa diminuição de 29,6% na energia disponível média na área florestada em comparação com a região antropizada, é totalmente atribuída a simples alteração no albedo, na temperatura e na emissividade das superfícies.

Modelos mais complexos como o utilizado por Shukla *et al.* (1990) previram a elevação da temperatura superficial frente ao processo de supressão vegetal com uma consequente redução na energia radiativa disponível. Todavia os resultados apresentados pelos autores apontaram para reduções na energia disponível da ordem de 15%, assim, mais modestas quando comparadas aos dados do presente trabalho. A esta diferença, entre outros fatores, podemos atribuir aos baixos valores de energia de onda curta incidente utilizada pelos autores na estimativa do balanço radiativo.

Os dados do presente trabalho também corroboram com estudo mais recente como o de Pongratz *et al.* (2006) que sugerem, para o período chuvoso, uma diminuição no fluxo de calor latente e sensível em pouco mais de 25% sendo preponderante a diminuição no fluxo de calor latente.

CONCLUSÕES

Na avaliação da influência da supressão vegetal de fitofisionomia florestal do bioma estudado observou-se um aumento no albedo na área onde ocorreu desmatamento. Como consequência uma diminuição na radiação de onda curta transferida para a superfície foi observada. Outra constatação foi o aumento na temperatura na região desmatada resultando em maior perda de energia na forma de radiação de onda longa quando comparada com a área florestada. Esses dois fenômenos resultaram em uma diminuição na energia disponível para os processos hidrológicos diante de um cenário de supressão da vegetação, da ordem de 29%.

Essa alteração no fluxo de energia possivelmente acompanhará uma alteração na dinâmica do ciclo hidrológico que predominava na condição anterior ao desmatamento. Pretende-se, para um trabalho futuro, avaliar a partição dessa diferença energética em termos dos fluxos de calor latente e de calor sensível para melhor entendimento da influência do desmatamento no fluxo de massa entre a superfície e a atmosfera.

Referências

- ALLEN, R. G., TREZZA, R.; TASUMI M. (2002) “Surface energy balance algorithms for land”. Advance training and users manual, version 1.0, 98 pp.
- Bastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. A. Feddes, A. A. Holtslag. (1998). “*A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation*”. Journal of Hydrology 212–213, pp. 198–212.
- D’ALMEIDA, C.; VÖRÖSMARTY, C.J.; HUTTT, G.C.; MARENGO, J.A.; DINGMAN, L.S.; KEIME, B.D (2007). “*The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution*”. International Journal of Climatology 27, pp.633–647.
- GASH, J.H.C.; SHUTTLEWORTH, W.J. (1991). “*Tropical Deforestation: Albedo and the surface-energy balance*”. Climatic Change 19, pp.123-133.
- HARTMAN, D (1994). *Global Physical Climatology*. Academic Press San Diego – CA, 411 p.
- PONGRATZ, J.; BOUNOUA, L.; DE FREIS, R. S.; MORTON, D. C.; ANDERSON, L. O. (2006) “*The impact of land cover change on surface energy and water balance in Mato Grosso, Brazil*”. Earth Interactions 10, pp.1-17.
- SANTOS, C.A.C.; NASCIMENTO, R.L.; RAO, T.V.R. (2011) “*Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images*”
Atmosfera 24, (4) pp. 435-446.
- SCHERER-WARREN, M. (2011) *Metodologia para a Construção de Séries Temporais de Evapotranspiração por Técnicas de Sensoriamento Remoto*. ENC/FT/UnB, Tese de Doutorado, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 134p.
- SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. (1990) “*Amazon deforestation and climate change*”. Science 247, pp.1322-1325.
- SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. (2005a) “*Determinação do Albedo de Áreas Irrigadas com Base em Imagens Landsat 5 -TM*”. Revista Brasileira de Meteorologia. 13 (2), pp.11-21.
- SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. (2005b) “*Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5 – TM*”. Revista Brasileira de Meteorologia. 20 (2), pp. 243-252.