

## Estimativa de fluxos de energia por meio do modelo METRIC em região semi-árida

Marcelo Theophilo Folhes<sup>1</sup>; João Viane Soares<sup>1</sup>;  
Camilo Daleles Rennó<sup>1</sup>, Antônio Henrique Correia<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE  
Caixa Postal 515 – 12201-970 – São José dos Campos – SP, Brasil  
(folhes, viane)@dsr.inpe.br; (camilo,correia)@dpi.inpe.br

**Abstract.** Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration (METRIC) has been applied for mapping surface heat fluxes over tropical deciduous xerophytic woodland (caatinga). METRIC requires spatially distributed, visible, near-infrared and thermal infrared spectral data, which can be derived from TM/Landsat, and limited input data from the field. It was verified the validation of the model basic assumption, i.e. the hydrological contrast (dry and wet land surface types), and the resulting relation between surface temperature and albedo. Besides, the model provided estimates of net radiation, soil heat flux and evaporative fraction close to the field data, taken from a meteorological flux tower situated in caatinga environment.

**Palavras-chave:** METRIC, sensoriamento remoto, fluxos de calor na superfície, caatinga, remote sensing, surface heat fluxes.

### 1. Introdução

Vários estudos identificam a caatinga como tendo feições paisagísticas influenciadas pelo fenômeno da desertificação (Rodrigues, 1997). As condições de semi-aridez influem na configuração da paisagem sendo a estacionalidade pluvial determinante na sua fisionomia, devido à ocorrência de secas. Há a preocupação com o fato de que o fenômeno possui relação direta com a conversão para diversas formas de uso da terra, em particular para pastagens de ovinos e caprinos. Dessa forma, as unidades de paisagem mais propensas à desertificação são aquelas que associam alta susceptibilidade ambiental com fatores antrópicos de ocupação.

Alterações nos processos de transferência de massa, calor e momento, resultantes das modificações na cobertura vegetal, como as que acontecem na região semi-árida brasileira, podem provocar mudanças climáticas e ambientais em escalas local, regional e global. Para entender estas conseqüências, é necessário aprimorar o conhecimento sobre os processos de interação do bioma caatinga com o solo e a atmosfera, visto que a vegetação exerce controle sobre o balanço de energia superficial, com efeito sobre a amplitude da variação diurna da temperatura e da umidade, e no escoamento dos fluxos turbulentos em situações de cobertura vegetal não homogênea (Arya, 1988).

Houve um enorme progresso nos últimos anos na área de modelagem do balanço de energia com a utilização do sensoriamento remoto. Entre os mais recentes, o modelo *Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration* (METRIC), uma variação do modelo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), vem sendo aplicado com sucesso na tentativa de descrever a variação espacial dos componentes do balanço de energia à superfície. O modelo METRIC, desenvolvido por Allen et al. (2005) e Tasumi et al. (2005), utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração com auxílio de dados espectrais de imagens de satélite e de poucos elementos meteorológicos disponíveis em estações meteorológicas. Pode ser empregado em sistemas naturais ou agrícolas e não requer dados complementares sobre uso/cobertura da terra. Como o modelo é aplicado pixel a pixel, a resolução espacial dos mapas de fluxo é determinada pelas resoluções espaciais das imagens de entrada do modelo.

A proposta do presente trabalho trata do mapeamento dos componentes do balanço de energia (saldo de radiação, densidade de fluxo de calor sensível, latente e para o solo) de uma área de caatinga preservada, utilizando-se dados do sensor TM/Landsat-5. Para tanto, foram coletados dados micrometeorológicos para a inicialização e validação dos fluxos modelados.

## 2. Materiais e Métodos

### 2.1 Caracterização do campo experimental

Em 2003, através de um convênio entre o INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e a CPATSA-EMBRAPA (Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semi-Árido – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária), foi instalada uma torre micrometeorológica em área de preservação de caatinga, mais especificamente no campo experimental de manejo da caatinga da CPATSA, situado no município de Petrolina, PE (S 09° 03', W 40° 10', altitude de 380 m, clima do tipo semi-árido quente). De acordo com o sistema brasileiro de classificação da vegetação (IBGE, 1992), na região predomina a fitofisionomia Savana Estépica. As normais mensais de temperatura média do ar variam de 24°C a 28°C; e a evapotranspiração potencial varia de 6 a 10 mm/dia, com deficiência hídrica praticamente durante todo o ano.

### 2.2 Dados de sensoriamento remoto

Neste trabalho, foram utilizadas 3 imagens TM/Landsat-5 referentes à órbita 217 ponto 66, nas seguintes datas de passagem: 12/10/2004, 13/11/2004 e 01/02/2005. Esse sensor fornece dados em sete bandas espectrais distribuídas pela região visível (3), infravermelho próximo (1), infravermelho médio (2) e infravermelho termal (1). O modelo utiliza como dados de entrada as medidas de reflectância extraídas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e a medida de radiância da banda 6, das imagens do sensor TM. Estas imagens foram selecionadas por não apresentarem cobertura de nuvens sobre a área de estudo.

### 2.3 Dados meteorológicos e de fluxos de energia à superfície

Para validação das estimativas dos componentes do balanço de energia pelo modelo METRIC, foram utilizados os dados coletados durante o experimento realizado em Petrolina. Sobre uma torre de observação foram instalados sensores meteorológicos que permitiram o monitoramento das principais variáveis meteorológicas (temperatura, umidade, velocidade e direção do vento e radiação solar e térmica), observadas acima do dossel a uma altura de 9 m. Foram também utilizadas medições do balanço de radiação ( $R_n$ ), de fluxo de calor no solo ( $G$ ), de fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente ( $\lambda ET$ ). A obtenção dos fluxos  $H$  e  $\lambda ET$  foram feitas através do método das correlações turbulentas (Arya, 1988). Foram usados os dados da torre obtidos dos dias coincidentes com as passagens do satélite sobre a área.

### 2.4 O Modelo METRIC

O mapeamento dos fluxos de energia foi obtido a partir da aplicação do modelo METRIC que, por sua vez, utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar o fluxo de calor latente instantâneo ( $\lambda ET$ ), com auxílio das medidas espectrais dos canais do visível, infravermelho próximo, médio e termal, contidos nas imagens do sensor TM/Landsat, e do parâmetro de velocidade do vento, proveniente da torre micrometeorológica:

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

em que,  $\lambda ET$  é a densidade de fluxo de calor latente ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $R_n$  é o saldo de radiação na superfície ( $\text{W.m}^{-2}$ );  $H$  é a densidade de fluxo de calor sensível ( $\text{W.m}^{-2}$ ); e  $G$  é a densidade de fluxo de calor no solo ( $\text{W.m}^{-2}$ ).

Basicamente,  $R_n$  é estimado a partir do mapeamento da radiação solar incidente ( $K_i$ ), do albedo ( $\alpha$ ), da emissividade ( $\varepsilon_s$ ) e da temperatura radiométrica da superfície ( $T_s$ ), da transmitância da atmosfera ( $\tau_{sw}$ ) e da temperatura do ar ( $T_a$ ), conforme a equação:

$$R_n = (1 - \alpha)K_i + \varepsilon_s \sigma T_s^4 - 1,08(-\ln \tau_{sw})^{0,265} \sigma T_a^4$$

Cada pixel da imagem albedo ( $\alpha$ ) representa o somatório das reflectâncias ponderadas das bandas 1 a 5 e 7 do sensor TM. Para a estimativa da emissividade da superfície (na faixa espectral de 8 a 14  $\mu\text{m}$ ), o modelo utiliza o método de Van de Griend e Owe (1993), que consiste de uma relação logarítmica entre  $\varepsilon_s$  e o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada ( $NDVI$ ). O cômputo da temperatura radiométrica da superfície é obtido com base na inversão da equação de Plank e nos valores estimados de  $\varepsilon_s$  (agora referente ao intervalo espectral de comprimento de onda de 10,5 a 12,5  $\mu\text{m}$ ) calculados segundo o método utilizado por Valor e Caselles (1996).

O cálculo do termo  $G$  é realizado por meio da razão deste com  $R_n$ . A relação  $G/R_n$  consiste numa função semi-empírica composta de dois termos: o primeiro termo depende das medidas de  $T_s$  e  $\alpha$ , e corresponde à parte da fração energética que está associada com a transferência de calor no perfil de solos descobertos. O segundo termo baseia-se nos valores de  $NDVI$  para descrever a atenuação da radiação solar através do dossel:

$$G/R_n = (T_s - 273,16)/\alpha \times (0,0038 \times \alpha + 0,0074 \times \alpha^2) \times (1 - 0,98 \times NDVI^4)$$

A transferência de energia para as camadas atmosféricas ( $H$ ) é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície, de acordo com a seguinte fórmula:

$$H = \frac{\rho_{ar} C_p (a + bT_s)}{r_{ah}}$$

em que,  $\rho_{ar}$  é a densidade do ar ( $\text{kg/m}^3$ );  $C_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $\approx 1004 \text{ J/kg/K}$ );  $a$  e  $b$  são coeficientes empíricos calibrados para cada imagem;  $T_s$  é a temperatura da superfície (K); e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m). O termo  $a + bT_s$  representa a diferença entre a temperatura da superfície e a do ar ( $dT$ ).

A definição dos coeficientes  $a$  e  $b$  depende da identificação na imagem de dois pixels extremos (comumente chamados de pixel quente e pixel frio) para os quais são calculados seus respectivos valores de  $dT$  após atribuí-los valores de  $H$ . O pixel quente deve representar local seco, supondo-se que nele  $\lambda ET = 0$  ou  $H = R_n - G$ , enquanto o pixel frio representa local úmido, supondo-se que nele  $H \approx 0$ . Tais suposições permitem fornecer pares de valores para  $H$  e estabelecer relações deste com  $dT$ .

Uma vez calculados os termos  $R_n$ ,  $G$  e  $H$ , o modelo METRIC estima por diferença a densidade de fluxo de calor latente em cada pixel da imagem no instante coincidente com o momento da passagem do satélite. Todos os procedimentos de modelagem foram executados no aplicativo SPRING 4.3 (Câmara et al., 1996). Um detalhamento das etapas da modelagem pode ser encontrado em Allen et al. (2005) e Tasumi et al (2005).

## 2.5 Análise de Pegada

A fim de comparar os fluxos modelados com os medidos é necessário conhecer a dimensão espacial da distribuição do fluxo medido (*footprint* ou “pegada” do fluxo). De acordo com a metodologia indicada por Schuepp et al (1990), a análise de pegada permite identificar a região, na direção a montante do vento, que afeta com maior probabilidade a medição dos fluxos  $\lambda ET$  e  $H$  para a altura considerada. A contribuição relativa de cada ponto tido como ‘fonte’ varia com a com a altura de medição ( $z$ ), com a distância em relação ao ponto de medição ( $x$ ), com as características de rugosidade da superfície e com a estabilidade atmosférica, podendo ser calculada por:

$$\frac{1}{Q_0} \frac{\partial Q}{\partial x} = -\frac{U(z-d)}{u^* kx^2} e^{-U(z-d)/u^* kx}$$

em que,  $Q_0$  é a densidade de fluxo no ponto  $x$  ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ );  $Q$  a contribuição parcial dos fluxos acumulados entre um determinado ponto a montante do vento e o ponto  $x$ ;  $d$  a altura de deslocamento do plano de referência (m);  $U$  a velocidade média do vento entre a superfície e a altura de medição ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ );  $u^*$  a velocidade de atrito ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ );  $k$  a constante de *von Karman* (0,41).

Integrando-se em relação a  $x$ , é possível calcular a contribuição relativa normalizada para a medição do fluxo, a uma altura  $z$ , em função da distância ao ponto de medição. Obtém-se assim o fluxo acumulado normalizado (*FAN*), em que  $x_L$  representa a distância a montante do vento predominante até o limite da área considerada:

$$FAN(x_L) = - \int_0^{x_L} \frac{U(z-d)}{u^* k x^2} e^{-U(z-d)/u^* k x} dx = e^{-U(z-d)/u^* k x_L}$$

Com a finalidade de se obter o valor da contribuição relativa dos fluxos associados a cada pixel, na direção predominante do vento, foi implementado uma rotina IDL (*Interactive Data Language*) que permite ao usuário calcular a média ponderada observada na pegada em análise. A média é obtida com base nas coordenadas geográficas da torre, no azimute médio do vento, na distância de contribuição para o fluxo, no espaçamento entre os pixels da imagem, e na interpolação da função de contribuição relativa.

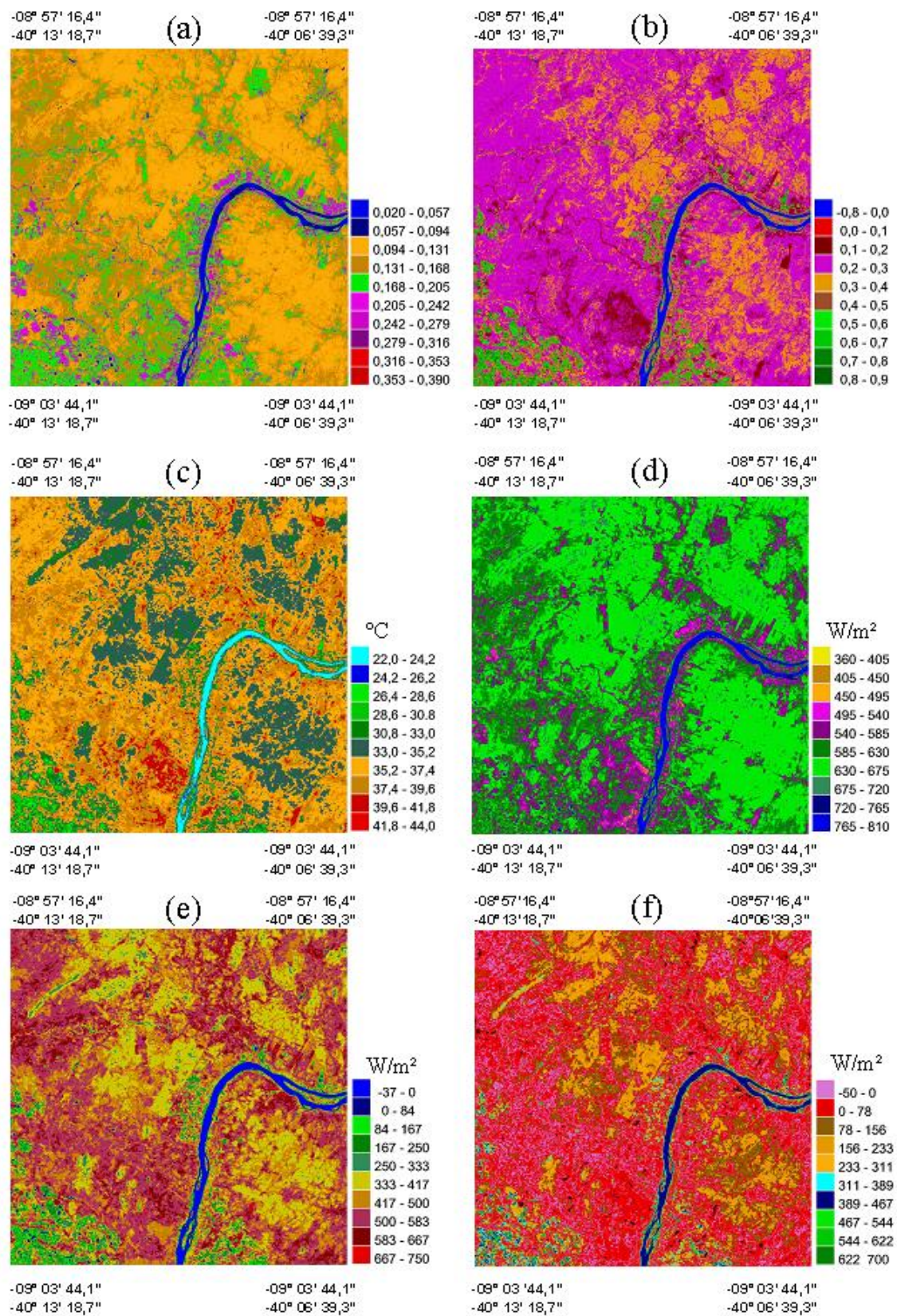
### 3. Resultados e discussão

#### 3.1 Estimativa dos parâmetros de entrada do modelo

Para o desenvolvimento deste trabalho foi escolhido, sobre as imagens TM/Landsat-5, uma área de 5 km x 5 km, na região oeste de Pernambuco, próximo à cidade de Petrolina. Essa área foi escolhida por atender algumas características desejáveis ao estudo, ou seja: existência de uma torre micrometeorológica instalada em área de caatinga preservada cujos dados foram utilizados para a validação do modelo METRIC, topografia plana e plantios representativos dos existentes atualmente nos projetos de irrigação do nordeste do Brasil como a fruticultura.

Para exemplificar alguns dos resultados obtidos com o processamento dos dados espectrais de entrada do modelo serão apresentados os principais parâmetros estimados a partir do processamento da imagem TM referente ao dia 12 de outubro de 2004. A **Figura 1a** apresenta o mapa de albedo da superfície. Os menores valores de albedo encontrados (0,02 – 0,09) estão associados com os cursos d'água. O albedo das superfícies vegetadas apresentou as maiores variações (0,09 – 0,24) em função principalmente da umidade do solo e da porcentagem de cobertura do solo que, por sua vez, depende do estágio de desenvolvimento das culturas agrícolas e da densidade da vegetação de caatinga. As regiões em amarelo e marrom, que predominam no mapa de albedo, por exemplo, estão associadas com padrões diferentes de densidade da comunidade vegetal do ecossistema de caatinga.

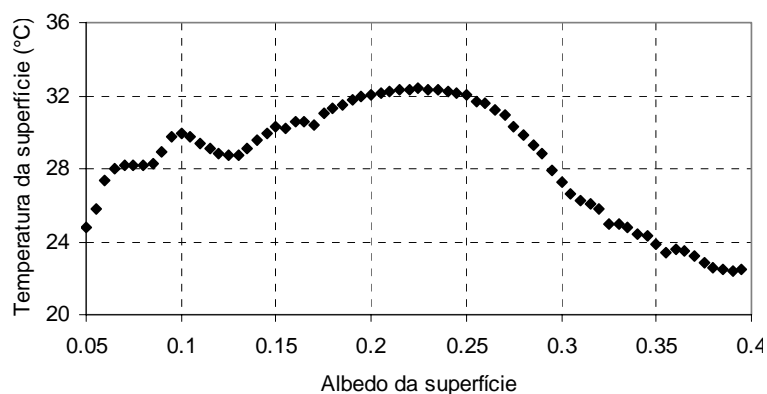
O entendimento dos processos biofísicos e da distribuição espacial dos fluxos superficiais em um sistema ecológico, como a caatinga, está associado à estrutura física do dossel e à quantidade de biomassa, que regulam o balanço de radiação no interior do dossel e os processos de troca de energia e  $\text{CO}_2$  com a atmosfera. O NDVI é reconhecidamente um bom estimador espectral de algumas características dos dosséis de plantas, tais como o índice de área foliar, a porcentagem de cobertura do terreno por vegetação, o peso da matéria verde, e outros. O mapa de NDVI da área de estudo é apresentado na **Figura 1b**. O NDVI da área de caatinga variou, para esta época do ano, entre 0,2 e 0,4, e está representado pelas cores magenta e amarela no mapa. As áreas em verde estão associadas com os cultivos irrigados.



**Figura 1** – Parâmetros derivados dos dados TM/Landsat-5. (a) Albedo da superfície; (b) NDVI; (c) Temperatura da superfície; (d) Saldo de radiação à superfície; (e) Fluxo de calor sensível; (f) Fluxo de calor latente.

A **Figura 1c** apresenta a temperatura da superfície da área de estudo. Nela é possível observar que as áreas mais frias coincidem com as áreas cobertas com vegetação verde e com os corpos d'água. As mais quentes estão associadas às regiões cobertas com vegetação seca e com solo nu.

A relação entre a temperatura e albedo da superfície é evidente quando se observam diferentes condições hídricas (energéticas) na superfície evaporante. Um exemplo dessa relação pode ser observado na **Figura 2**, que apresenta os valores médios de temperatura da superfície encontrados em cada classe de albedo de mesmo intervalo (0,05). No intervalo de albedo de 0,05 a 0,23 é possível observar uma relação positiva entre as duas variáveis que tem origem nos processos evaporativos que são dominantes em áreas vegetadas e solos úmidos. Com o aumento dos valores de albedo tem início uma relação negativa, o que pode ser explicado pela maior influência dos processos de transferência de energia radiante sobretudo sobre áreas de solo exposto ou cobertas com vegetação seca.



**Figura 2** – Temperatura da superfície versus albedo da superfície

### 3.2 Estimativas dos fluxos de superfície

É possível identificar padrões similares nos mapas de densidade de fluxo de energia, como pode ser observado nas **Figuras 1d, 1e e 1f**. Além disso, os valores gerados pelo mapeamento dos componentes do balanço de energia, particularmente do  $R_n$ ,  $H$  e  $\lambda ET$ , apresenta uma significativa dispersão em função da grande heterogeneidade da área de estudo.

O intervalo de valores de  $R_n$  observado na estimativa foi de 360 a 810  $W.m^{-2}$ . O solo exposto apresentou os menores valores de  $R_n$ , enquanto os maiores valores foram observados na água. Valores intermediários de  $R_n$  foram observados na vegetação de caatinga (média de 633  $W.m^{-2}$ ). Os maiores valores de  $H$  estão associados com regiões de solo exposto e caatinga aberta e, por sua vez, os menores valores podem ser encontrados nos corpos d'água e nas áreas de vegetação irrigada. Sobre as culturas irrigadas, onde o conteúdo de água na vegetação e o efeito refrigerante são maiores, os valores de  $\lambda ET$  superaram 600  $W.m^{-2}$ . Pequenos valores negativos de  $\lambda ET$ , como observados na **Figura 4b**, podem ocorrer devido a erros sistemáticos causados por algumas das suposições implícitas no processo de fechamento do balanço de energia.

### 3.3 Avaliação do modelo

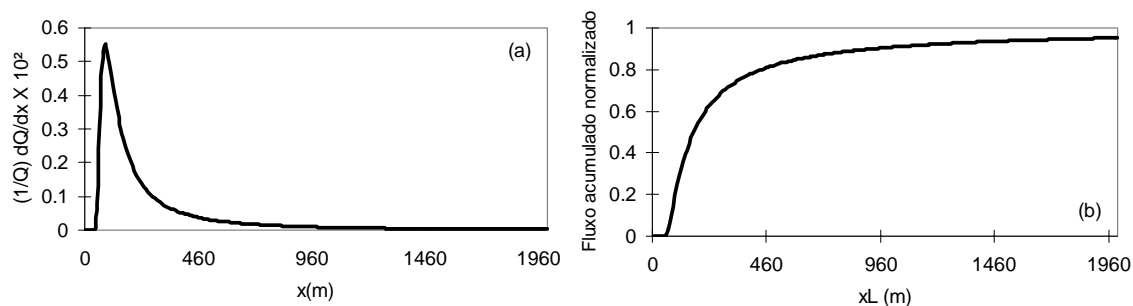
Devido aos erros de georreferenciamento das imagens, que em média ficou em torno de 1,5 pixels, procedeu-se à extração dos valores modelados de  $R_n$  e  $G$ , utilizando-se o valor médio de uma janela de 3x3 pixels cujo pixel central correspondia às coordenadas da torre de observação. Portanto, a média instantânea (referente ao momento da passagem do satélite sobre a torre de observação) dos valores modelados de  $R_n$  e  $G$  foram comparados com os

valores médios observados na torre entre 9h30min e 9h40min, nos três dias pesquisados. Para aferir o grau de concordância entre os valores observados e estimados, foram calculados o erro quadrático médio (EQM) e o erro percentual absoluto médio (EPAM). Verificou-se que há uma excelente concordância entre os valores de  $R_n$  observados e estimados, com EQM de apenas  $12 \text{ W.m}^{-2}$  e EPAM de 2%. Por sua vez, o modelo tendeu a subestimar  $G$  com um EQM de  $25 \text{ W.m}^{-2}$  e EPAM de 15%.

Devido à escala semi-horária das medidas de  $H$  e  $\lambda ET$ , não foi possível realizar uma comparação direta com os respectivos valores instantâneos modelados. Utilizou-se então a média diurna da fração evaporativa,  $FE = \lambda ET / (R_n - G) = \lambda ET / (\lambda ET + H)$ , para cada dia pesquisado e os correspondentes valores estimados, obtidos no momento da passagem do satélite, dado serem considerados uma boa aproximação da média diurna observada (Brutsaert e Sugita, 1992). A medida de  $FE$  variou sazonalmente com mínimo de 0,04 em novembro, na estação seca, e máximo de 0,39 em fevereiro, no início da estação úmida.

A determinação da área e, por conseguinte, dos pixels que contribuíram efetivamente para as medidas de fluxos turbulentos seguiu a proposta teórica apresentada no item 2.4. Os resultados da análise de pegada referente ao dia 12/10/2004 são apresentados na **Figura 3**. A observação da **Figura 3a** permite dizer que as contribuições mais significativas para o fluxo medido têm origem numa área que se estende deste o local de medição (torre) até cerca de 400 m de distância. O gráfico da função  $FAN(x_L)$  derivada (**Figura 3b**) revela que mais de 80% do fluxo vertical medido a uma altura de 11 m de altura, tem origem nos pontos situados até cerca de 440 m de distância do local de medição. Até 930 metros, esta porcentagem aumenta para 90%.

Sendo assim, de posse do conhecimento da velocidade e da direção do vento predominante na hora da passagem do satélite, da velocidade de atrito, dos coeficientes de rugosidade da superfície e da contribuição parcial dos fluxos acumulados entre o ponto de medição e um ponto de referência determinado em função da análise de pegada, fixado em 2000 m, foi possível determinar a representatividade espacial das medições dos fluxos para os dias pesquisados.



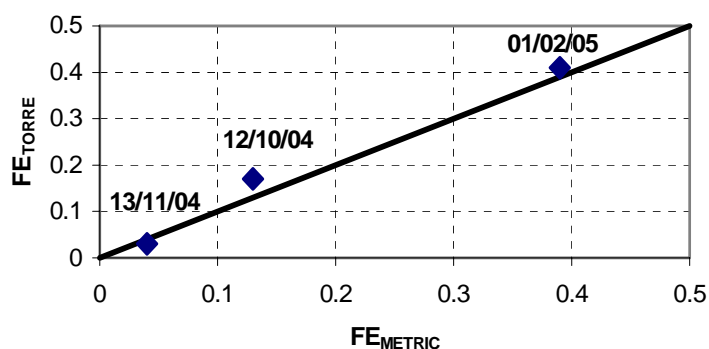
**Figura 3** – (a) Densidade de fluxo relativa; (b) Fluxo acumulado normalizado.

Uma vez desenvolvida a análise de pegada para cada um dos dias pesquisados foi possível comparar os valores de  $FE$ , calculados com base nas medidas de  $H$  e  $\lambda ET$  obtidas pelo método das correlações turbulentas, com as estimativas obtidas pelo modelo METRIC (**Figura 4**). O EQM resultante foi de 0,03, equivalente a um EPAM de 16%. Admitindo-se um erro instrumental nas medidas de  $G$ ,  $H$  e  $\lambda ET$  de cerca de 10%, a incerteza associada com as estimativas de  $G$  e de  $FE$  pode ainda ser considerada aceitável.

#### 4. Conclusões

O presente trabalho teve como objetivo proceder e avaliar o mapeamento dos componentes do fluxo de energia sobre área de caatinga situada na região semi-árida brasileira. As principais

vantagens do modelo METRIC são a necessidade de um número mínimo de dados de campo usados na sua inicialização e seu mecanismo de “calibração interna”, que elimina a propagação de erros e a necessidade de correção do efeito atmosférico sobre os valores de temperatura da superfície. Primeiramente, verificou-se a principal suposição do modelo que é a existência de regiões secas e úmidas na área de estudo, condição esta necessária para a estimativa do fluxo de calor sensível. A existência de contraste hidrológico no momento de aquisição das imagens TM foi demonstrada pela relação entre a temperatura e albedo da superfície. Para avaliação das estimativas dos componentes do balanço de energia pelo modelo, foram utilizados os dados coletados em uma torre de observação micrometeorológica instalada em área de caatinga preservada. Verificou-se que há uma boa concordância entre os valores de  $R_n$ ,  $G$  e  $FE$  observados e estimados pelo modelo.



**Figura 4** – Relação entre a Fração Evaporativa (EF) estimada e medida nos dias pesquisados.

**Agradecimentos:** Os autores agradecem à Dra. Maria Betânia L. de Oliveira (INPA), ao Dr. Antonio Ocimar Manzi (CPTEC-INPE) e à Dra. Magna Soelma Bezerra (CPATSA-EMBRAPA) pela concessão dos dados da torre micrometeorológica.

## Referências

- Allen, R. G.; Tasumi, M.; Morse, A.; Trezza, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p.251-268, 2005.
- Arya, S. Pal. **Introduction to Micrometeorology**. San Diego: Academic Press, 1988. 307 p.
- Brutsaert, W. H.; Sugita, M. Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, D17, p. 18377–18382, 1992.
- Câmara, G.; Souza, R. C. M.; Freitas, U. M.; Garrifo, J. **Computers and Graphics**, v. 20, n. 3, p. 395-403, 1996.
- IBGE. **Manual técnico da vegetação do Brasil**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), 1992.
- Rodrigues, V. **Pesquisa dos estudos e dados existentes sobre desertificação no Brasil**. Brasília: Projeto BRA 93/036, 1997. 65 p.
- Schuepp, P. H., Leclerc, M. Y., MacPherson, J. I. & Desjardins, R. L. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, p. 355-373, 1990
- Tasumi, M.; Trezza, R.; Allen, R.G.; Wright, J.L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 355–376, 2005.
- Valor, E.; Caselles, V. Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American Areas. **Remote Sensing of Environment**, v. 57, n. 3, p. 167-184, 1996.
- Van de Griend, A. A.; Owe, M. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 6, p. 1119-1131, 1993.