

Influência da topografia sobre a distribuição espacial dos fluxos de energia e da evapotranspiração atual obtidos pelo modelo SEBAL na bacia hidrográfica do rio Piabanha/RJ

Ricardo Neves de Souza Lima¹
Celso Bandeira de Melo Ribeiro²

¹ Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE/CDDI
Rua Gal. Canabarro, 706, Maracanã - 20271-205 - Rio de Janeiro - RJ, Brasil
ricardo.s.lima@ibge.gov.br

² Universidade Federal de Juiz de Fora - UFJF
Faculdade de Engenharia – UFJF, Plataforma 4 - Juiz de Fora - MG, Brasil
celso.bandeira@ufjf.edu.br

Abstract. Evapotranspiration and energy fluxes in mountainous terrain are influenced by variation in the solar radiation distribution and surface temperature in different topographic conditions. The SEBAL model allows the estimation of the surface energy fluxes by the use of meteorological and orbital data. However, this model has been mainly applied over flat terrain, requiring the evaluation of topographic effects on its results. This study aims to evaluate the results of SEBAL model, with modifications to include the topography in the calculation of some of its input parameters in the Piabanha river basin located in mountainous region of Rio de Janeiro State, using TIRS/OLI Landsat-8 imagery and SRTMGL1 Digital Elevation Model. The results indicated that the energy fluxes and evapotranspiration estimated by the modified SEBAL allowed to obtain more heterogeneous patterns of energy partitioning when compared to SEBAL without modification. In shaded slopes the modified SEBAL showed large differences in relation to non-modified SEBAL, with -64,3% for the net radiation (R_n) and -75,9% for actual evapotranspiration (ET_r). In these areas the modified SEBAL was able to represent more adequately the distribution of surface energy fluxes. The differences reflects the impacts of the complex relief on mass and energy fluxes, especially regarding the exposure conditions of slopes to solar radiation.

Palavras-chave: solar radiation, slopes, evapotranspiration, energy fluxes, radiação solar, vertentes, evapotranspiração, fluxos de energia

1. Introdução

A evapotranspiração (ET) é um dos principais componentes do balanço hidrológico terrestre e sua determinação envolve a consideração de processos atmosféricos, meteorológicos e biofísicos que atuam na interface solo/atmosfera em diferentes escalas espaciais e temporais.

Com o advento de novos sistemas sensores, satélites e técnicas de modelagem, foram desenvolvidos, nas últimas duas décadas, modelos para estimar a ET via sensoriamento remoto, como o SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (Bastiaanssen et al., 1998), entre outros, os quais permitiram visualizar e quantificar a complexa e variável estrutura geoespacial da ET.

O modelo SEBAL permite quantificar o fluxo de evapotranspiração real (atual) em cada pixel a partir de imagens de satélite (dados ópticos e termais) e dados meteorológicos, utilizando o resíduo da equação do balanço de energia à superfície (Allen et al., 2002)

A maioria das aplicações do SEBAL para a estimativa da ET tem sido realizada sobre condições topográficas simples e em paisagens homogêneas (Gao et al., 2008). No entanto, sobre terrenos montanhosos e em paisagens heterogêneas, a estimativa da ET por sensoriamento remoto torna-se mais complexa, devido basicamente a dois fatores (Gao et al., 2008): 1) Dificuldades na estimativa da radiação líquida em diferentes declividades e orientações do terreno e, 2) Incertezas com relação aos processos de transferência de energia e massa, como a advecção e a circulação local do vento.

Em áreas montanhosas, a variabilidade nos ângulos de inclinação e orientação das vertentes, assim como o sombreamento topográfico e as diferenças altimétricas do relevo, determinam forte gradiente local na distribuição da radiação solar incidente (radiação de onda curta) e do regime térmico, e conseqüentemente influenciam na distribuição dos fluxos de energia na superfície.

Para a avaliação dos efeitos topográficos em imagens de satélite, inúmeros modelos foram desenvolvidos ou adaptados (Lima et al., 2015), podendo ser utilizados na estimativa dos fluxos de energia em terrenos montanhosos (Chen et al., 2013), assim como para a correção topográfica do albedo e dos índices de vegetação (Mariotto e Gutschick, 2010), os quais são variáveis fundamentais para o SEBAL.

Neste sentido, considerando a influência da topografia na distribuição local da radiação solar incidente e do regime térmico, este trabalho tem por objetivo avaliar os resultados do modelo SEBAL com modificações para inclusão da topografia no cômputo de alguns de seus parâmetros de entrada, em uma bacia hidrográfica na região serrana do estado do Rio de Janeiro, utilizando imagens TIRS/OLI do satélite Landsat-8 e o Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTMGL1.

2. Metodologia de trabalho

2.1 Área de estudo

A área selecionada para este estudo corresponde a bacia hidrográfica do rio Piabanha, afluente do rio Paraíba do Sul, localizado na região serrana do estado do Rio de Janeiro (Figura 1).

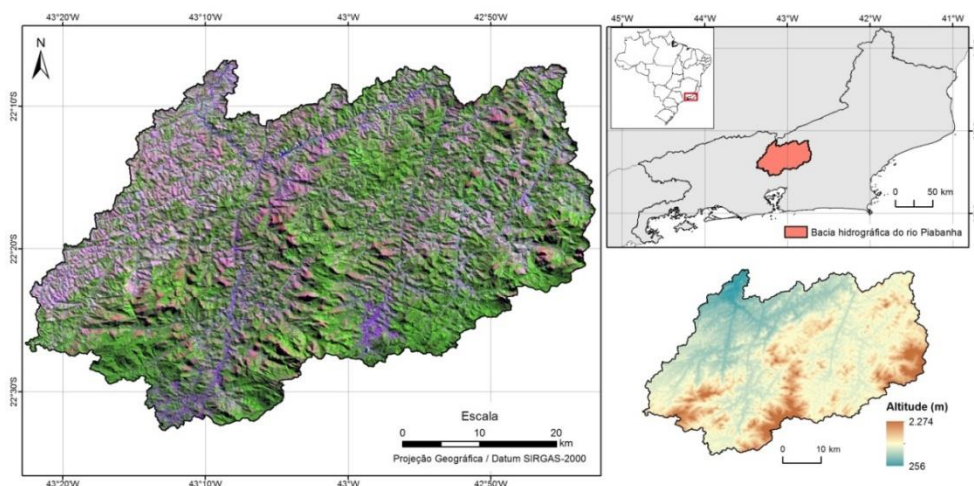


Figura 1. Localização da bacia hidrográfica do rio Piabanha no estado do Rio de Janeiro.

De acordo com CEIVAP (2006) esta bacia possui uma área total de 2.065 km², sendo que cerca de 20% de sua área são ocupadas por coberturas florestais densas. O regime climático é mesotérmico brando, com temperatura média anual de 17,7°C e precipitação total anual média variando entre 1.300mm e 2.500mm. O relevo acidentado é predominante, ocorrendo em cerca de 70% da área, onde as fortes declividades (>30°) formam extensas áreas escarpadas. A amplitude altimétrica é elevada, variando de 256 m ao norte, na confluência com o rio Paraíba do Sul, à acima dos 2000m na porção Sul da bacia, na região da Serra dos Órgãos.

2.2 Base de dados

Neste trabalho foram utilizadas imagens dos sensores OLI (bandas 2 a 7) e TIRS (banda 10) do satélite Landsat-8, cena 217/75, data de passagem 02/08/2013 (12h56min36s UTC),

com ângulo zenital e azimutal do sol de $49,70^\circ$ e $40,38^\circ$, respectivamente, e nível de processamento L1T, obtidos da base de dados da *U.S. Geological Survey* (USGS). O pré-processamento envolveu a conversão das bandas OLI para valores de reflectância espectral no topo da atmosfera (TOA), e posteriormente a correção dos efeitos atmosféricos através do módulo QUAC (*QUick Atmospheric Correction*) no software ENVI, versão 5.1.

Foi utilizado o produto SRTMGL1 (*NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second V003*) para o Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de interesse.

Como insumo para obtenção de dados meteorológicos de entrada para o SEBAL, foram utilizados dados em *Grid* do modelo *NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products* (Saha et al., 2011). Estes dados foram utilizados devido à escassez de registros meteorológicos oficiais (INMET) no período de análise para a área de estudo. Os dados NCEP/CFSv2 utilizados foram: Umidade relativa (%); temperatura máxima e mínima (K); e componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (m/s) à 10m. O período de inicialização dos dados foi às 12 UTC, coincidindo com a hora de passagem do satélite Landsat-8. Devido a grande diferença de resolução espacial entre este produto (~ 20km a ~50km) e a imagem Landsat-8 (30m), foram considerados apenas a média destes dados sobre a área de interesse.

2.3 Modelo SEBAL

No modelo SEBAL a evapotranspiração atual foi calculada para cada pixel da imagem de satélite como um “resíduo” da equação do balanço de energia, conforme equação 1:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (1)$$

onde R_n é o fluxo de radiação líquida à superfície (W/m^2); H é o fluxo de calor sensível (W/m^2); G é o fluxo de calor no solo (W/m^2) e; λET é o fluxo de calor latente (W/m^2).

O fluxo de radiação líquida (R_n), que representa a energia radiante atual disponível na superfície, foi calculada pela equação do balanço de radiação à superfície (Equação 2):

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2)$$

onde $R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente ou radiação solar (W/m^2); α é o albedo de superfície (adimensional); $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente (W/m^2); $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida (W/m^2), e ε_0 é a emissividade termal à superfície (adimensional).

O fluxo de calor no solo (G) representa a taxa de armazenamento de calor no solo e na vegetação devido à condução. Seu cálculo foi realizado através de uma equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000) (Equação 3):

$$G = R_n [T_s / \alpha (0,0038 \alpha + 0,0074 \alpha^2) (1 - 0,98 NDVI^4)] \quad (3)$$

onde T_s é temperatura de superfície ($^\circ C$); e $NDVI$ é o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada. Para superfícies hídricas assume-se $G = 0,5R_n$.

O fluxo de calor sensível (H) representa a taxa de perda de calor para o ar por convecção e condução, devido a diferença de temperatura. Foi inicialmente calculado considerando a atmosfera em condições de neutralidade, através da equação 4:

$$H = (\rho \cdot C_p \cdot dT) / r_{ah} \quad (4)$$

onde ρ é a densidade do ar (kg/m^3); C_p é o calor específico do ar (1004 J/kg/K); dT é a diferença de temperatura entre duas alturas (z_1 e z_2); e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s/m).

Maiores detalhes sobre o SEBAL podem ser consultados em Allen *et al.* (2002).

2.4 Modificações nos parâmetros de entrada do SEBAL

Para a avaliação dos efeitos topográficos sobre os fluxos de energia instantâneos e a evapotranspiração atual horária estimadas pelo SEBAL, os seguintes parâmetros foram modificados: 1) Albedo de superfície (α); 2) Radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$); 3) Temperatura de superfície (T_s); 4) Velocidade do vento na camada limite (U_{200}); 5) Comprimento de rugosidade aerodinâmico para o transporte de momentum (Z_{0m}).

Para a redução dos efeitos topográficos sobre o albedo de superfície, as imagens das bandas do sensor OLI do satélite Landsat-8 foram submetidas a normalização topográfica, utilizando o algoritmo Empírico Rotacional (Tan *et al.*, 2010), conforme equação 5:

$$\rho_h = \rho_T - m(\cos i - \cos \theta_z) \quad (5)$$

onde ρ_h é a reflectância em uma superfície horizontal (normalizada), ρ_T é a reflectância em uma superfície inclinada; m é o coeficiente angular da regressão entre ρ_T e $\cos i$; i é o ângulo local de incidência solar; θ_z é o ângulo zenital solar. O parâmetro $\cos i$ foi calculado conforme descrito em Allen *et al.* (2002). Áreas totalmente sombreadas ($\cos i < 0$) foram excluídas da análise. Demais procedimentos para aplicação deste algoritmo podem ser consultados em Lima *et al.* (2015).

O cálculo do albedo de superfície foi executado segundo o método proposto por Silva *et al.* (2016), utilizando as bandas topograficamente normalizadas do sensor OLI.

Para a estimativa da radiação solar instantânea total em terrenos inclinados ($R_{S\downarrow T}$), para condições de céu claro, foi utilizada a equação 6 (Noorian *et al.* 2008), onde a fração da radiação difusa no plano inclinado (r_D) foi estimada utilizando o modelo de Reindl *et al.* (1990), conforme a equação 7:

$$R_{S\downarrow T} = R_{B\downarrow h} \cdot r_B + r_D \cdot R_{D\downarrow h} + R_{S\downarrow h} \cdot \alpha_T \cdot (1 - \cos S) / 2 \quad (6)$$

$$r_D = \frac{R_{B\downarrow h}}{R_{0h}} \cdot r_B + \left(1 - \frac{R_{B\downarrow h}}{R_{0h}}\right) \cdot [(1 + \cos S) / 2] \cdot [1 + \sqrt{R_{B\downarrow h} / R_{S\downarrow h}} \cdot \sin^3(S/2)] \quad (7)$$

onde $R_{S\downarrow T}$ é a radiação solar total no plano inclinado (W/m^2); $R_{B\downarrow h}$ é a radiação solar direta no plano horizontal (W/m^2); $R_{D\downarrow h}$ é a radiação solar difusa no plano horizontal (W/m^2); $R_{S\downarrow h}$ é a radiação solar total no plano horizontal (W/m^2); α_T é o albedo de superfície corrigido topograficamente; S é declividade do terreno em graus; r_D é a fração da radiação difusa no plano inclinado; r_B é a razão entre $\cos i$ e $\cos \theta_z$; e R_{0h} é a radiação solar extraterrestre instantânea (W/m^2). Os parâmetros $R_{B\downarrow h}$, $R_{D\downarrow h}$, $R_{S\downarrow h}$ e R_{0h} foram calculados conforme o modelo paramétrico de Iqbal, descrito em Wong e Chow (2001).

Para a correção do gradiente de temperatura em função da elevação, foi determinada a taxa de variação da temperatura por altitude (*lapse rate*) através de uma regressão linear entre a temperatura de superfície (T_s), calculada pelo SEBAL (original), e a altitude do pixel, extraída do MDE. O valor absoluto do coeficiente angular desta regressão foi adotado como a taxa de variação (L) na equação 8, para a correção da temperatura de superfície. Para permitir o cálculo adequado de L , somente as áreas planas ($S < 5^\circ$) foram consideradas na regressão. Esta correção foi utilizada apenas para a estimativa do fluxo de calor sensível (H).

$$T_{S_{DEM}} = T_s + L \cdot (ALT_{pixel} - ALT_{média}) \quad (8)$$

onde $T_{S_{DEM}}$ é a temperatura de superfície corrigida (°C); T_s é a temperatura de superfície sem correção (°C); L é a taxa média de variação da temperatura (°C/m); ALT_{pixel} é a altitude do pixel (m) e; $ALT_{média}$ é a altitude média da área de interesse (m).

A correção na velocidade do vento na camada limite à 200m (U_{200}) foi necessária para o ajuste da equação de transferência de calor para terrenos montanhosos. Dessa forma o parâmetro U_{200} , obtido pelo SEBAL, foi corrigido multiplicando-o pelo coeficiente de correção ϖ , obtido a partir da equação 9 (Allen et al., 2002):

$$\varpi = 1 + 0,1 \cdot [(\{ALT_{pixel} - ALT_{média}\}/1000)] \quad (9)$$

O comprimento de rugosidade aerodinâmico (Z_{0m}) para cada pixel foi inicialmente calculado no SEBAL utilizando a relação empírica entre a razão NDVI/albedo e a altura estimada da vegetação, conforme descrito em Allen et al. (2002). Em seguida o parâmetro Z_{0m} foi ajustado para topografias complexas ($Z_{0m(T)}$) utilizando a declividade do terreno (em graus), de acordo com a equação 10 (Allen et al., 2002):

$$Z_{0m(T)} = Z_{0m} \cdot [1 + (Declividade - 5)/20], \quad (\text{para declividade} \geq 5^\circ) \quad (10)$$

Os demais procedimentos para o cálculo da evapotranspiração e do balanço de energia com o SEBAL foram os mesmos descritos em Allen et al. (2002) e Bastiaanssen (2000) para terrenos planos.

3. Resultados e Discussão

Na figura 2 são apresentados os mapas com a distribuição espacial do Saldo de radiação (R_n), Fluxo de calor no solo (G) e o Fluxo de calor sensível (H), na bacia do rio Piabanha, obtidos pelo modelo SEBAL original e após a aplicação das modificações.

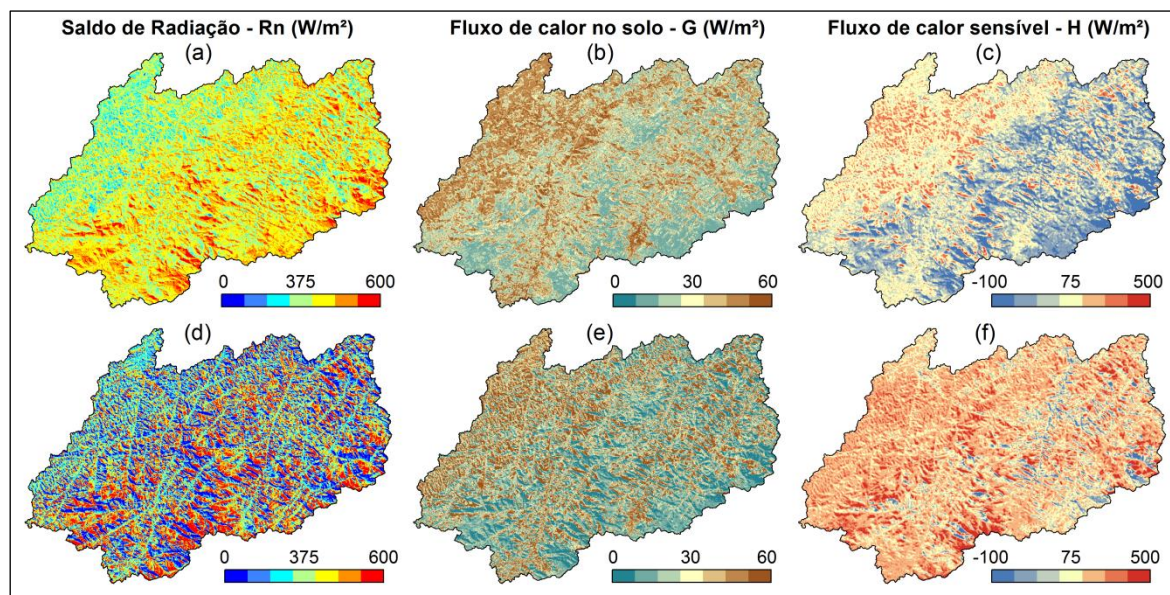


Figura 2. Comparação entre os componentes do balanço de energia obtidos pelo SEBAL, sem modificação (superior – a, b, c) e após modificação (inferior – d, e, f).

É possível observar na figura 2, que no SEBAL modificado, a inclusão da topografia no cálculo das principais variáveis de entrada do modelo, permitiu a obtenção dos fluxos de

energia (R_n , G e H) em diferentes condições aerodinâmicas e de exposição solar, o que refletiu em padrões mais heterogêneos de particionamento da energia na área de estudo.

De acordo com a Tabela 1, os valores médios de R_n , G e H nas vertentes mais iluminadas, ou seja, com azimute entre 0 e 45°, foram ligeiramente superiores no SEBAL modificado, com uma diferença média em torno de 85% em relação ao SEBAL original. Por outro lado, em vertentes menos iluminadas, com azimute entre 180 e 225°, os valores de R_n e G foram em média 58,7% menores do que os valores obtidos pelo SEBAL original, enquanto os valores de H apresentaram valores superiores em cerca de 244%.

Tabela 1. Valores médios de R_n , G e H nas vertentes mais iluminadas (azimute entre 0 a 45°) e menos iluminadas (azimute entre 180 a 225°), sobre áreas não-planas ($S \geq 5^\circ$).

Azimute	R_n (W/m ²)		G (W/m ²)		H (W/m ²)	
	Original	Corrigido	Original	Corrigido	Original	Corrigido
0 a 45°	365,31	533,02	28,10	39,16	86,28	232,71
180 a 225°	474,24	169,07	20,19	9,45	19,03	65,46

Os maiores valores R_n , assim como os menores valores de H , obtidos nas vertentes menos iluminadas pelo SEBAL original se devem, principalmente, à relação incompatível entre o baixo albedo e a radiação solar incidente elevada, calculada sem considerar as diferenças nas condições de iluminação. Dessa forma, assumiu-se incorretamente que seriam superfícies com elevada absorvância, superestimando as estimativas de R_n . Por outro lado, os valores de H em geral, obtidos pelo SEBAL modificado, foram corrigidos do efeito do gradiente de temperatura, a uma taxa média de 3,65°C/km, obtida através da regressão entre T_s e a altitude, o que permitiu a normalização da temperatura de superfície com relação a uma altitude de referência, e a obtenção mais adequada de dT para o cálculo de H .

Nos gráficos da figura 3 é possível verificar a distribuição do saldo de radiação instantâneo e da evapotranspiração atual horária obtidos pelos dois métodos em diferentes declividades e azimutes do terreno.

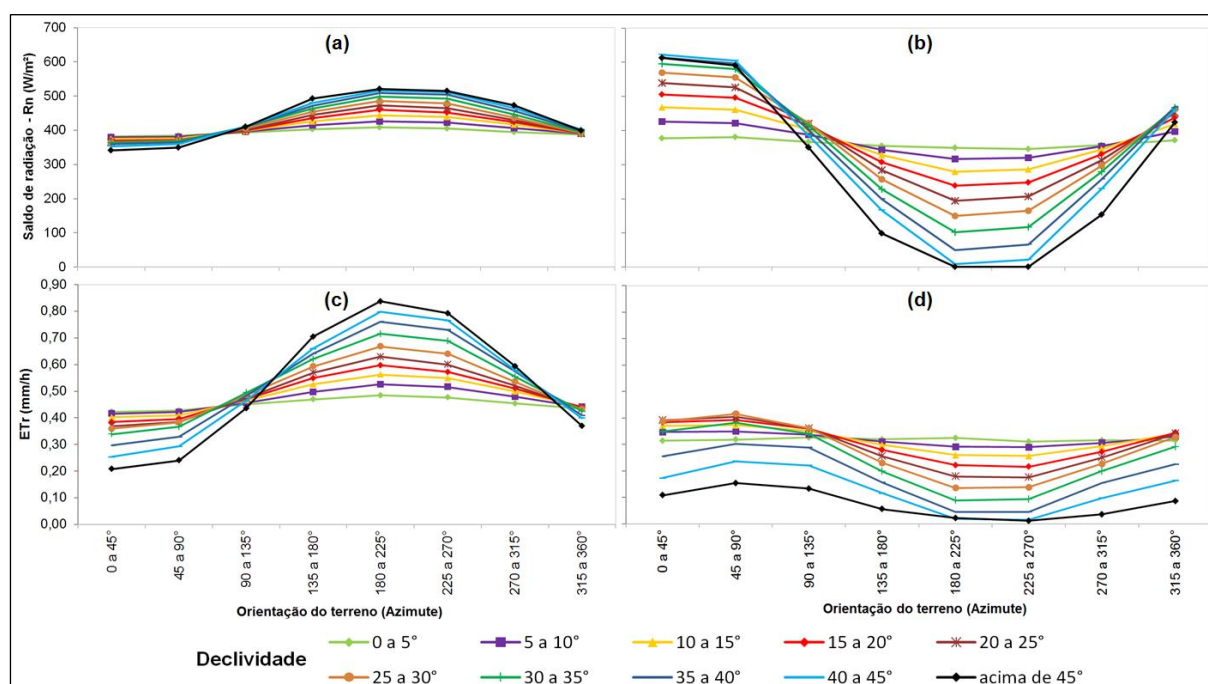


Figura 3. Valores médios de R_n e ET_r em diferentes declividades e azimutes, estimados pelo modelo SEBAL original (“a” e “c”) e pelo SEBAL modificado (“b” e “d”).

Observa-se claramente nos gráficos “a” e “c” da figura 3 que no SEBAL original as estimativas de R_n e E_{Tr} em vertentes pouco iluminadas, isto é, orientadas na direção oposta ao do sol (azimute de 180 a 270°) apresentaram as médias mais elevadas, enquanto que no SEBAL modificado as médias de R_n e E_{Tr} nestas áreas foram menores (gráficos “b” e “d”), aproximando-se de 0 nas vertentes mais inclinadas (declividade acima de 45°), demonstrando grande diferença no particionamento dos fluxos de energia e vapor nessas áreas. Nas vertentes orientadas na direção do sol (azimute de 0 a 90°) apenas os valores médios de R_n apresentaram diferenças significativas entre os dois métodos, sendo que no SEBAL modificado (gráfico “b”) a distribuição de R_n entre as diferentes declividades do terreno foi bem representada. Com relação ao valor médio de E_{Tr} nestas áreas (azimute de 0 a 90°), os dois métodos apresentaram resultados semelhantes (gráficos “c” e “d”), demonstrando um padrão similar de distribuição da E_{Tr} em vertentes bem iluminadas.

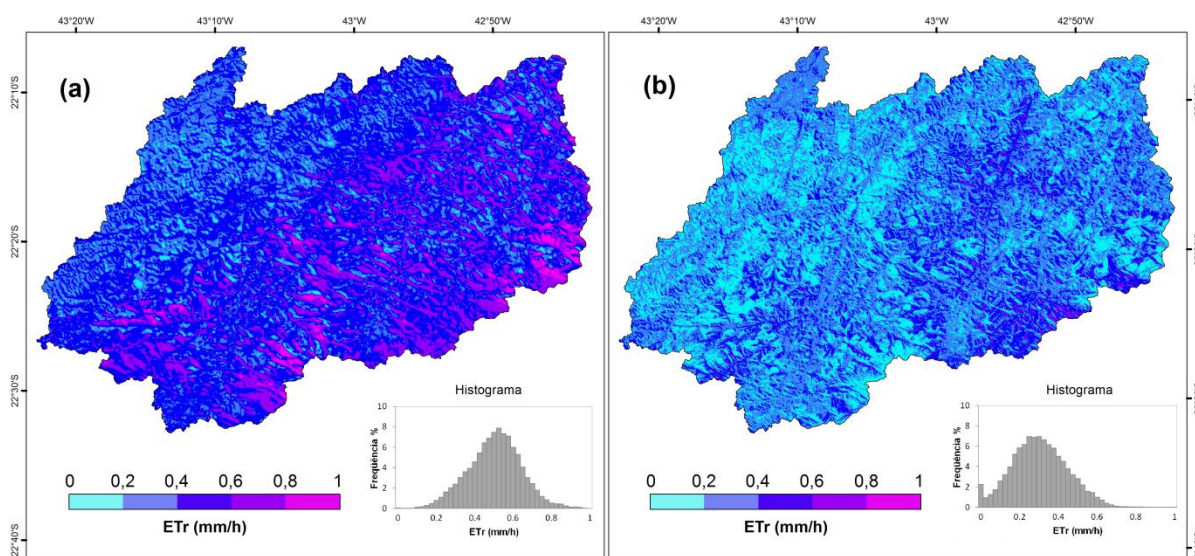


Figura 4. Comparação entre a evapotranspiração real horária obtidas pelo SEBAL original (a) e o SEBAL modificado (b) para a bacia do rio Piabanha.

A evapotranspiração atual média na bacia do rio Piabanha, segundo o SEBAL original foi de 0,49 mm/h, enquanto no SEBAL modificado foi de 0,29 mm/h. A figura 4 demonstra a distribuição espacial da E_{Tr} na bacia, sendo que, visualmente e de acordo com o histograma de frequências, a distribuição dos valores de E_{Tr} foi desigual entre os dois modelos. No histograma do modelo SEBAL modificado (b), nota-se um número elevado de pixels com valores de E_{Tr} próximo a 0, o que pode ser explicado pela presença de sombras projetadas pelo relevo e que não foram removidas durante a correção topográfica da imagem OLI.

Em geral, as diferenças observadas entre os dois métodos refletem os impactos do relevo complexo da área sobre os fluxos de energia e massa, especialmente com relação às condições de exposição das vertentes à radiação solar. Deste modo, o modelo SEBAL modificado foi capaz de representar de forma mais adequada a influência do relevo sobre o cálculo do balanço de energia instantâneo e do fluxo de evapotranspiração na bacia do rio Piabanha.

4. Conclusões

Neste trabalho, as modificações testadas sobre o modelo SEBAL, com a inclusão da variável topográfica na estimativa dos fluxos de energia na superfície, permitiram minimizar inconsistências na distribuição dos fluxos instantâneos de R_n , G e H e consequentemente na estimativa da evapotranspiração atual, principalmente em vertentes pouco iluminadas.

Deve-se investigar, em futuros trabalhos, a influência da topografia na estimativa da evapotranspiração atual diária pelo SEBAL, através do cálculo da radiação solar incidente integrada em períodos de 24h. Além disso, recomenda-se o uso de medições em campo para a avaliação dos resultados obtidos pelo SEBAL, o que permitirá uma verificação mais consistente dos resultados apresentados neste trabalho.

Referências Bibliográficas

- Allen, R. G.; Trezza, R.; Tasumi, M. **Surface energy balance algorithms for land. Advance training and users manual**, version 1.0, 2002. 98 p.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Menenti, M.; Feddes, R. A.; Holtslag, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part. 1: Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 198-212, 1998.
- Bastiaanssen, W. G. M. SEBAL - based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 87-100, 2000.
- Chen, X.; Su, Z.; Ma, Y.; Yang, K.; Wang, B. Estimation of surface energy fluxes under complex terrain of Mt. Qomolangma over the Tibetan Plateau. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, p. 1607-1618, 2013.
- CEIVAP. **Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul – Caderno de Ações da Bacia do Rio Piabanha. Relatório Contratual R-10**, Fundação COPPETEC, 2006. 103 p.
- Gao, Y. C.; Long, D.; Li, Z. L. Estimation of daily actual evapotranspiration from remotely sensed data under complex terrain over the upper Chao river basin in North China. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 11, p. 3295-3315, 2008.
- Lima, R. N. S.; Ferreira, R. D.; Ribeiro, C. B. M. Comparação entre métodos não-lambertianos de correção topográfica em imagens do sensor OLI do satélite Landsat 8. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 17. (SBSR), 2015, João Pessoa, PB. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2015. p. 1027-1034.
- Mariotto, I.; Gutschick, V. P. Non-Lambertian Corrected Albedo and Vegetation Index for Estimating Land Evapotranspiration in a Heterogeneous Semi-Arid Landscape, **Remote Sensing**, v. 2, p. 926-938, 2010.
- Noorian, A. M.; Moradi, I.; Kamali, G. A. Evaluation of 12 models to estimate hourly diffuse irradiation on inclined surfaces. **Renewable Energy**, Oxford, v. 33, n. 6, p. 1406-1412, 2008.
- Reindl, D. T.; Beckman, W. A.; Duffie, J. A. Evaluation of hourly tilted surface radiation models. **Solar Energy**, v. 45, n. 1, p. 9-17, 1990.
- Saha, S.; Moorthi, S.; Wu, X.; Wang, J.; Nadiga, S.; Tripp, P.; Behringer, D.; Hou, Y.; Chuang, H.; Iredell, M.; Ek, M.; Meng, J.; Yang, R.; Mendez, M. P.; van den Dool, H.; Zhang, Q.; Wang, W.; Chen, M.; Becker, E. **NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products**. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. 2011. Disponível em: < <http://dx.doi.org/10.5065/D61C1TXF> >. Acesso em: 03 set 2016.
- Silva, B. B.; Braga, A. C.; Braga, C. C.; Oliveira, L. M. M.; Montenegro, S. M. G. L.; Barbosa Júnior, B. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid, **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 20, n. 1, p. 3-8, 2016.
- Tan, B.; Wolfe, R.; Masek, J. G.; Gao, F.; Vermote, E. F. An illumination correction algorithm on Landsat-TM data. **IGARSS 2010: International Geoscience and Remote Sensing Symposium**, p. 1964-1967, 2010.
- Wong, L.T.; Chow, W. K. Solar radiation model. **Applied Energy**, v. 69, p. 191-224, 2001.