

Uso do Balanço de Energia desde Imagens ETM+ para Avaliar a Distribuição Espacial da Evapotranspiração

Juliano Schirmbeck¹
Raúl Rivas^{1,2}

¹ Instituto de Hidrología de Llanuras, ² Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires
Pinto 399, B7000GHG, Tandil. Buenos Aires – Argentina
jschirmbeck@rec.unicen.edu.ar
rrivas@rec.unicen.edu.ar

Abstract. This paper describes the methodology for estimating the Latent Heat Flux (LE) by means of the energy balance equation applied to Landsat EMT+ images. The main of the application is assessing the LE distribution in an agricultural area at the center of Buenos Aires Province, Argentina. The methodology took into account two images captured in November and December 2001, which coincide with the period of greater evaporation and transpiration demands. Finally, the results from images processing are similar value with those from a local-scale model ET. The obtained maps show a variation of up to 3 mm day⁻¹ between adjacent field, a fact that is not detected by the local-scale model.

Keywords: Latent heat flux, Sensor ETM+ Landsat, Energy Balance Equation

1 Introdução

Uma correta modelagem dos sistemas hidrológicos é fundamental na busca do uso sustentável dos recursos hídricos. Os modelos baseiam-se no balanço, entradas e saídas de água no sistema hidrológico, sendo em geral a evapotranspiração (ET) a principal saída de água dos sistemas. Em escala local os avanços técnicos científicos na estimação da ET têm sido muito significativos, não sendo assim em escala regional devido a grande quantidade de informação necessária.

Atualmente os sensores remotos (SR) são uma das ferramentas mais atrativas com que a disposição dos investigadores e os técnicos para conhecer a evolução temporal e espacial dos diferentes sistemas naturais. Com os dados gerados pelos SR é possível obter parâmetros geofísicos da superfície terrestre (albedo, emissividade, fluxo de calor no solo, temperatura de superfície, fluxo de calor sensível), de grande utilidade para a estimação do Balanço de Energia (BE) em escala regional (Boegh et al. 2002, Friedl 2002, Sobrino et al. 2004, Kustas et al. 2004, Wang et al. 2006, Schirmbeck e Rivas 2007b, Timmermans et al. 2007, Sánchez et al. 2007) possibilitando assim estimar o Fluxo de Calor Latente (LE) que é a energia disponível para o processo da ET.

O objetivo do presente trabalho é avaliar a distribuição espacial da ET a partir da equação do BE com SR e dados meteorológicos. A metodologia se aplica aos dados captados pelo sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+, Landsat 7).

2 Metodologia

O BE pode ser definido como a maneira que se distribui a radiação neta (R_n) a nível de superfície, por meio do fluxo de calor no solo (G), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) (Timmermans et al. 2007).

$$R_n + G + H + LE = 0 \quad (1)$$

onde: os termos da equação 1 são em unidades de energia por metro quadrado.

Da equação 1 a R_n , o G e o H são facilmente estimados desde SR (Boegh et al. 2002, Friedl 2002, Kustas et al. 2004, Sobrino et al. 2005, Wang et al. 2006, Schirmbeck e Rivas

2007b, Timmermans et al. 2007, Sánchez et al. 2007). Na maioria das situações o LE é estimado como termo residual.

O primeiro passo do processado de imagens Landsat foi transformar os valores digitais das bandas em parâmetros físicos a topo da atmosfera (TOA). As bandas 1 a 5 e 7 transformaram-se em radiância e refletância a TOA e a banda 6H (H indica alta resolução radiométrica) foi transformada em radiância e temperatura seguindo a metodologia proposta por Schirmbeck e Rivas (2007a).

2.1 Estimação da Radiação Neta (Rn)

A Rn foi calculada a partir do albedo (α), da emissividade (ϵ_s) e da temperatura de superfície (T_s) com dados do sensor ETM+ e informação meteorológica local. Os dados locais utilizados são: a temperatura do ar (T_a) e a radiação solar entrante ($R_{s\downarrow}$) medidas no momento da captura da imagem (Friedl 2002, Schirmbeck e Rivas 2007a, Timmermans et al. 2007) (equação 2).

$$Rn = R_{s\downarrow}(1 - \alpha) + \epsilon_s \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (2)$$

sendo: σ a constante de Stefan Boltzmann. Os demais componentes da equação da Rn foram obtidos desde os modelos apresentados na tabela 1

Tabela 1. Equações utilizadas para a estimação dos componentes da Rn.

Variáveis	Equação	Variáveis de la Equação	Referência
Emissividade do ar	$\epsilon_a = 0,92 \cdot 10^{-5} T_a^2$ (3)	T_a é a temperatura do ar	Brutsaert 1984
Albedo	$\alpha = 0,356 \cdot \rho_{B1} + 0,13 \cdot \rho_{B3} + 0,373 \cdot \rho_{B4} + 0,085 \cdot \rho_{B5} + 0,072 \cdot \rho_{B7}$ (4)	ρ_{Bi} indica a refletividade da banda i	Liang et al. 2002
Emissividade da superfície	$\epsilon_{Ls} = \epsilon_v \cdot P_v + \epsilon_s \cdot (1 - P_v)$ (5)	a emissividade da vegetação (ϵ_v) é de 0,99 e a emissividade do solo (ϵ_s) é 0,973	Sobrino et al. 2004
Porcentagem de vegetação	$P_v = 3,333 \cdot NDVI - 1$ (6)		Schirmbeck e Rivas (2007a)
Temperatura da superfície	$T_s = T_\lambda + \frac{1 - \epsilon_{Ls}}{\epsilon_{Ls}} \cdot Li$ $+ \frac{K_\lambda \cdot W \cdot (T_\lambda - T_a)}{\epsilon_{Ls} \cdot \cos(\theta) \cdot \left(1 - \frac{K_\lambda \times W}{\cos(\theta)}\right)}$ $- 2 \cdot \frac{1 - \epsilon_{Ls}}{\epsilon_{Ls}} \cdot K_\lambda \cdot W \cdot (T_a + L_i - T_\lambda)$ (7)	T_λ é a temperatura de corpo negro medida. Li (K) e K_λ ($cm^2 g^{-1}$), parâmetros do modelo W ($g cm^{-2}$) é o conteúdo de vapor de água na atmosfera e θ é o ângulo de observação	Coll et al. (1992):

2.2 Estimação do Fluxo de Calor no Solo (G)

O fluxo de calor no solo G pode ser estimado como uma fração da Rn proporcional à cobertura vegetal. O valor de G foi estimado a partir do índice de vegetação Modified Soil Adjusted Vegetation Index (MSAVI) que tem em conta a componente de solo no caso de uma não cobertura total por parte da vegetação (Sobrino et al. 2005) (equação 7).

$$G = Rn \cdot A \cdot \exp(-2,13MSAVI) \quad (7)$$

A constante A determina a máxima fração de G que ocorre para um solo totalmente desnudo. Para um solo limo-argiloso da área de Tandil o parâmetro A toma um valor $0,1 \pm 0,02$ (A tem sido calculado a partir de uma estação de BE Campbell Scientific para 300 dias de medida sobre pastagem) (não publicado). A estimativa de MSAVI foi calculada a partir de (Qi et al. 1994):

$$MSAVI = \frac{2\rho_{B4} + 1 - \sqrt{(2\rho_{B4} + 1)^2 - 8(\rho_{B4} - \rho_{B3})}}{2} \quad (8)$$

2.3 Estimativa do Fluxo de Calor Sensível (H)

O fluxo de calor sensível (H) pode ser obtido a partir de modelos específicos que se baseiam no fluxo unidimensional de energia a partir de (Boegh et al. 2002; Kustas et al. 2004, Wang et al. 2006) (equação 9).

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{ra} \quad (9)$$

onde: ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar úmido a uma pressão constante e ra a resistência aerodinâmica.

2.4 Estimativa do Fluxo de Calor Latente (LE)

O LE foi estimado como termo residual da equação 1 a escala diária. A Rn instantânea (Rni) (momento da captura da imagem) foi calculada em valor de Rn dia fazendo Rni por 0,3 (Seguin e Itier 1983).

2.5 Estimativa da evapotranspiração de referência

Com a finalidade de avaliar a consistência dos dados de LE obtidos a partir da aplicação da equação 1 foram calculados os valores de ET de referência (ET_o). A ET_o diária foi obtida com dados registrados em 3 estações localizadas na área de estudo a partir do modelo Penman-Monteih (Allen et al. 1998).

3 Resultados

A área de estudo localiza-se no centro da província de Buenos Aires, Argentina (Figura 1). Corresponde a uma zona da denominada pampa úmida na qual se observa grande atividade agrícola, cultivos de cereais e oleaginosas.

A metodologia proposta foi aplicada em duas imagens cena 225-86 (Paht, Row) captadas pelo sensor ETM+ em 21 de novembro e 23 de dezembro de 2001. É importante indicar que no ano de 2001 as precipitações foram 54% superiores a média histórica (918 mm ano-1). No mês de novembro se observaram excessos hídricos que permitiram que os solos se mantivessem com máxima umidade ($ET_{max} \cong LE$), enquanto que em dezembro, se registraram déficits pontuais dando lugar a que os solos se mantivessem por debaixo da sua máxima disponibilidade de água ($ET_{max} > LE$).

É predominantemente plana com precipitação média anual de 1.000 mm ano-1 com excessos de chuva nos meses de outono e primavera. A temperatura média anual é de 15 °C com invernos e verões bem diferenciados. O vento na zona tem velocidade média de 9 Km h-1 e a umidade média do ar é de 72%. O clima é subúmido úmido, com pouca ou nula deficiência de água (classificação de Thornthwaite). A maior parte da água que sai do sistema hidrológico é por evapotranspiração (entre 80 e 85 % da água que precipita).

A Figura 1 mostra a área de estudo e as estações meteorológicas utilizadas para a estimação da ETo. As estações correspondem a: El Porvenir (36.7 S, 59.1 W, 132 m) que tem uma estação automática Campbell Scientific ET106 do Instituto de Hidrologia de Llanuras a qual registra dados horários (desta estação foram utilizados os dados da hora da captura da imagem para os modelos de BE) e duas estações do Serviço Meteorológico Nacional da Argentina, a estação de Tandil (37.2 S, 59.2 W, 175 m) e a estação de Benito Juárez (37,7 S, 59,7 W, 214 m).

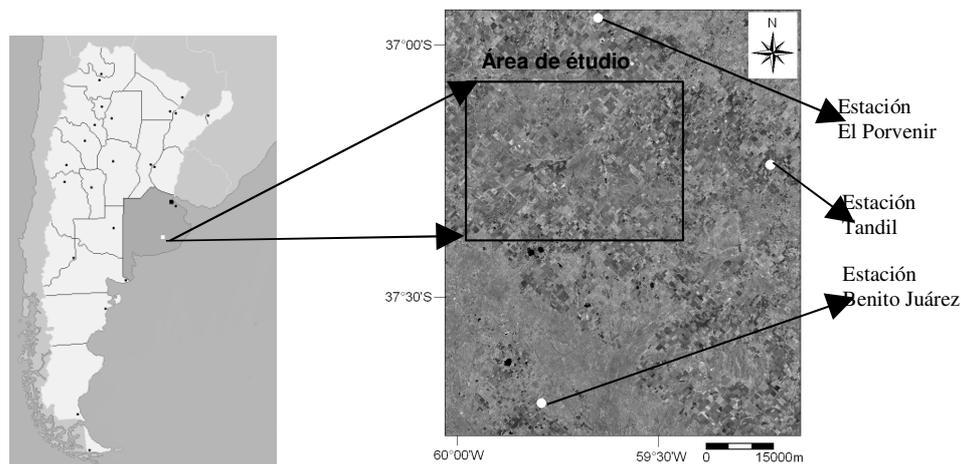


Figura 1 – Área de estudo e localização das estações sobre um recorte da banda 4 da imagem 225/86 de 23/12/2001.

As Figuras 2 a) e b) demonstram os mapas de LE da área obtidos a partir das imagens de 21 de novembro e de 23 de dezembro. Os mapas obtidos mostram a variabilidade espacial e temporal (32 dias) de LE (resolução de 1 mm dia-1) da área com um bom grau de precisão. No mesmo mapa se podem identificar mudanças nos que têm LE de até 3 mm dia-1 entre parcelas vizinhas e por comparação entre datas às mudanças ocorridas em uma mesma parcela, no entorno de um curso de drenagem (sempre que a resolução permita discriminar o curso da drenagem). É notória a evolução temporal de LE entre as duas datas analisadas com aumento progressivo de LE para o dia 23 de dezembro com maiores valores nas áreas próximas à rede de drenagem e zonas com nível freático próximo a superfície.

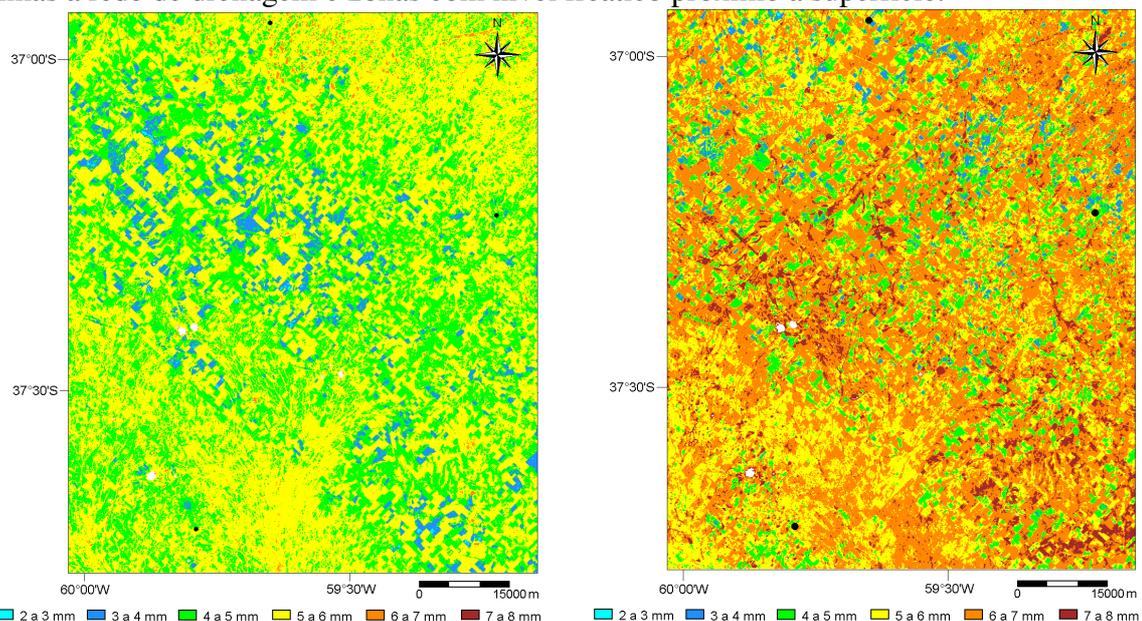


Figura 2 – Fluxo de calor latente (ET) na área de estudo obtida a partir das imagens a) 21 de novembro de 2001 e b) 23 de dezembro de 2001.

A Figura 3 apresenta a distribuição espacial dos valores de LE (em intervalos de 1 mm dia-1) correspondentes aos mapas das Figuras 2. Se pode ver a diminuição registrada na proporção 5 e 6 mm dia-1 (Figura 2 a) e o aumento entre 6 e 7 mm dia-1. Este comportamento é resposta da maior disponibilidade de energia neta do sistema e a disponibilidade de água existente neste.

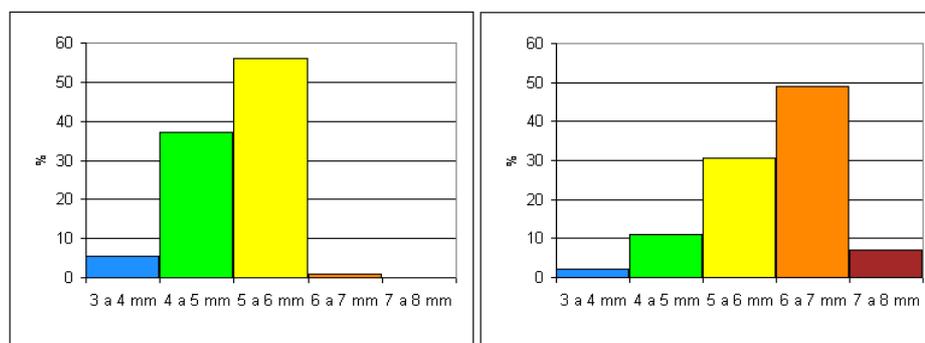


Figura 3 – Representação espacial de LE em intervalos para a área analisada em 21/11/2001 (esquerda) e 23/12/2001 (direita).

Os valores da ETo calculados em cada uma das estações se compararam com os de LE obtidos a partir das imagens. Os valores de LE (média das parcelas) utilizadas na comparação correspondem a parcelas próximas as estações e que apresentam um comportamento homogêneo (baixo desvio padrão em NDVI e Ts). As parcelas consideradas (15 parcelas) são representativas da atividade agrícola dominante na área de estudo. É importante destacar que foram utilizadas imagens livres de nuvens e de efeitos de sombra (é por isso que em determinadas situações os dados das estações Benito Juárez, Tandil e El Porvenir não foram analisados).

A Figura 5 mostra os valores de ETo (na estação) e de LE de cada uma das parcelas escolhidas (Figura 5.a, 5.c, 5.e, 5.g) e o comportamento do NDVI e da Ts (média), obtidos desde a imagem, em cada uma das parcelas (Figura 5.b-d-f-h). O comportamento da ETo-LE é próprio de cada data, isto é, em novembro os valores de ETo e LE são similares, a diferença é mínima (tanto para parcelas com alta, média e baixa proporção de vegetação); enquanto que em dezembro as diferenças (ETo-LE) são mais significativas no conjunto de parcelas e entre parcelas (mais acentuadas naquelas com menor proporção de vegetação) (Figura 5). Se analisarmos em particular cada data/parcela/estação é possível observar que:

1- em novembro as parcelas (na área das estações Benito Juárez e Tandil) não apresentam limitação de água no solo (existe suficiente disponibilidade para satisfazer a demanda potencial do sistema) e, portanto os processos de transpiração e evaporação se desenvolvem sem restrição (Figura 5.a e 5.c). A única parcela que mostraria uma pequena limitação de água é a primeira representada no gráfico de Tandil, (baixa proporção de vegetação e temperatura de superfície elevada) na que o valor de LE é inferior a ETo (ver Figura 5.c). É importante ter presente que os valores de ETo são de referência e diferem da demanda potencial do sistema em função do tipo de superfície (depende da relação ET da cobertura ETo).

2- em dezembro as parcelas (na área das estações El Porvenir e Tandil) apresentam um comportamento diferente (Figura 5.e e 5.g). Em todas as parcelas analisadas os valores de LE são inferiores a ETo e as diferenças são maiores para as áreas com menor proporção de vegetação (NDVI baixo) e alta temperatura (Figura 5.f e 5.h). Nesta situação o processo de evaporação e transpiração está controlado pela disponibilidade de água no solo que não somente depende das precipitações ocorridas, senão que, também depende do tipo de solo. É

importante observar que para a área de Tandil há somente uma parcela com alta proporção de vegetação e em El porvenir a metade de parcelas tem uma alta proporção de vegetação, enquanto que o resto corresponde a solo. Observa-se nas parcelas vegetadas o comportamento da temperatura radiativa se pode notar que a mesma esta por debaixo dos 29 °C e nas áreas com solo são superiores a esta. LE na primeira parcela de Tandil e 1, 2 e 3 de El Porvenir apresentam um valor semelhante com pequenas diferenças de LE naquelas em que a Ts é menor. Para Ts menores o processo de transpiração se vê favorecido enquanto que para um comportamento inverso LE diminui e como conseqüência aumenta a temperatura do sistema. No caso dos solos se observa um comportamento similar com uma forte diminuição da evaporação para valores de Ts altos (parcelas 4, 5 e 6 El Porvenir) (Figura 5.g e 5.h).

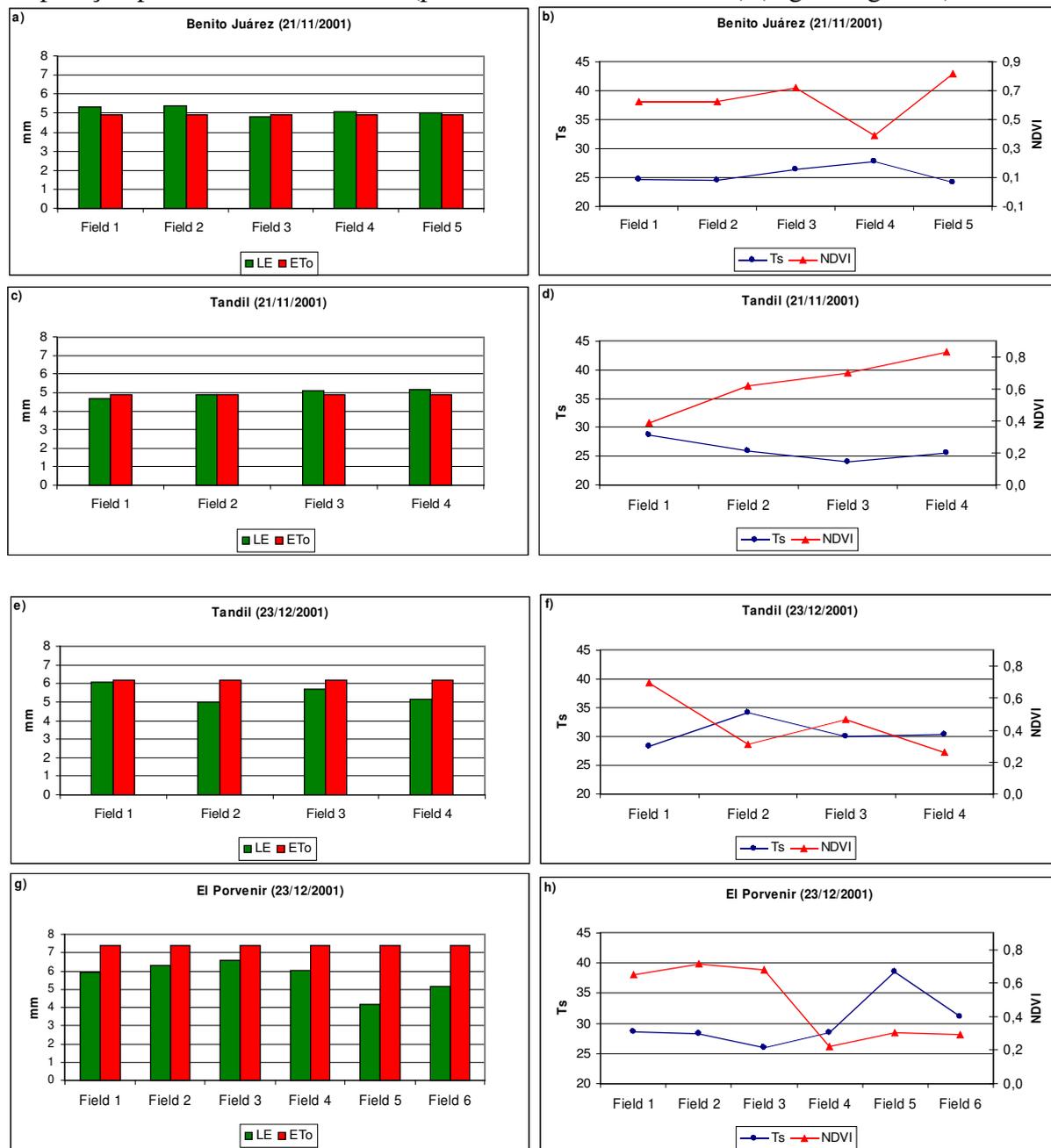


Figura 5 - LE nas parcelas de referência e ETo nas estações para novembro e dezembro.

4. Conclusões

No presente trabalho foi utilizado um método simples para a estimação de LE (evapotranspiração) a partir de imagens captadas pelo sensor ETM+. Os mapas de LE obtidos

mostram ser consistentes e valores similares a medidas realizadas em parcelas de referência e a variação espacial obtida, para as duas datas de elevada demanda de água, indicaria uma importante variação da perda de água desde o sistema solo-água-planta. Os benefícios de aplicar a metodologia utilizada apresentam importantes avanços a respeito a métodos clássicos facilidade de identificar mudanças espaços-temporais que de outra maneira não seria possível.

Os modelos de estimação dos componentes do BE aplicados têm sido testados por seus respectivos autores e os resultados obtidos (Figura 5), na área do centro da província de Buenos Aires, indicam que a metodologia é apta a ser aplicada na região e em outras áreas de condições similares.

A metodologia é de grande importância para estudos hidrológicos em escala regional e parcelaria como, por exemplo: ao momento de avaliar a recarga de um aquífero, no planejamento da irrigação, na quantificação da produtividade primária neta e na planificação do uso da água subterrânea e superficial entre outras.

5 Agradecimentos

Os autores desejam expressar seu agradecimento a Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires e a Agência Nacional de Promoción Científica e Tecnológica da Argentina pelos fundos outorgados para o desenvolvimento dos projetos: 1 - Utilización de imágenes de satélite para la estimación del Balance de Energía en el centro de la provincia de Buenos Aires. 2 - Balance de Gas Efecto Invernadero y uso del territorio en la región centro de la provincia de Buenos Aires (PICTO 22825).

6 REFERÊNCIAS

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M.**, 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage paper 56. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy.
- Boegh, E., Soegaard, H., Thomsen, A.**, 2002. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance., *Remote Sensing of Environment*, 79: 329– 343.
- Brutsaert, W.**, 1984. Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- Coll, C., Caselles, V., Sobrino J. A.**, 1992. Desarrollo de un modelo de corrección atmosférica en el térmico. I Aplicación al canal 6 de Landsat. *Anales de Física*, 88: 107-119.
- Friedl, M.A.**, 2002. Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements *Remote Sensing of Environment*, 79: 344– 354.
- Kustas, W.P., Li, F., Jackson, T.J., Prueger, J.H., MacPherson, J.L., Wolde, M.**, 2004. Effects of remote sensing pixel resolution on modelled energy flux variability of croplands in Iowa. *Remote Sensing of Environment*, 92: 535–547.
- Liang, S., Fang, H., Chen, M., Shuey, C. J., Walthall, C., Daughtry, C., Morissette J., Schaaf C., Strahler A.**, 2002. Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: methods and preliminary results. *Remote Sensing of Environment*, 83: 149–162.
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A.R., Kerr, Y.H., Sorooshian, S.**, 1994. A modified soil adjusted vegetation index (MSAVI). *Remote Sensing Environment*, 48: 119–126.
- Sánchez, J. M., Kustas, W. P., Caselles, V., Anderson, M.C.**, 2007. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 112: 1130–1143.

Seguin, B., Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 4: 371-383.

Sobrino, J., Jimenez Muñoz, J. C., Paolini, L., 2004. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90: 434-440.

Sobrino, J., Gomez, M., Jiménez Muñoz, J.C., Olioso, A., Chehbouni, G., 2005. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. *Journal of Hydrology*, 315: 117-125.

Schirmbeck, J., Rivas, R., 2007a. Estimación de la radiación neta a nivel del suelo a partir de datos captados por el sensor ETM+. *Anais del XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*: 6159-6165.

Schirmbeck, J., Rivas, R., 2007b. Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura. En *Teledetección: hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional*, editado por R. Rivas, A. Grisotto, M. Sacido. 317-322; 490 pp. Disponible on line en: www.aet.org.ar

Timmermans, W. J., Kustas, W. P., Anderson, M. C., French, A. N., 2007. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*, 108: 369-384.

Wang K., Li, Z., Cribb, M., 2006. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley-Taylor parameter. *Remote Sensing of Environment*, 102: 293-305.