

Calibração e validação do modelo SEBAL para as condições semi-áridas do Nordeste brasileiro

Antônio Heriberto de Castro Teixeira¹
Wim G.M. Bastiaanssen^{2,3}

¹Embrapa Semi-Árido, CP 23, 56302-970, Petrolina, PE, Brasil.
heribert@cpatsa.embrapa.br

² WaterWatch, Generaal Foulkesweg 28, 6703 BS, Wageningen, The Netherlands;
³Delft University of Technology, Stevinweg 1, 2600 GA, Delft, The Netherlands
w.bastiaanssen@waterwatch.nl

Abstract. There is a growing interest in quantifying regional scale actual evapotranspiration (ET) for water accounting and for water productivity assessments at river basin scale. Methods that provide point values fail to describe the situations at larger scales. Remote sensing measurements can be used at different spatial scales. This paper applies the theory of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). SEBAL was originally derived for Egypt, Spain and Niger (Bastiaanssen, 1995) and was calibrated and validated using ground measurements from four flux sites and from seven agro-meteorological stations in the semi-arid region of the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Measured parameters included surface albedo, surface temperature, atmospheric and surface emissivity, soil heat flux, surface roughness, net radiation, air temperature gradients, sensible heat flux, latent heat flux, evaporative fraction, and photosynthetically active radiation. Most of the expressions required a slight correction for acquiring agreement with the field data. The daily ET was estimated for mixed agricultural and natural ecosystems. The improved coefficients for the local conditions can now be used to study the impact of expanding irrigated agriculture on the regional water balance and to quantify the water productivity of irrigated horticulture that is the largest water consumer in the Brazilian semi-arid region.

Keywords: latent heat flux, sensible heat flux, soil heat flux, net radiation, evaporative fraction, evapotranspiration.

Palavras chaves: fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, fluxo de calor no solo, saldo de radiação, fração evaporativa, evapotranspiração.

1. Introdução

A precisão na determinação da evapotranspiração atual (ET) reduz significativamente incertezas no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica. Medidas de ET em áreas de parreirais, pomar de manga e vegetação natural (caatinga) foram feitas no sub-médio São Francisco. Métodos micro-meteorológicos foram usados que fornecem valores pontuais para locais específicos (Teixeira et al., 2007, 2008a,b). As extrapolações diretas de dados pontuais para escala regional podem conduzir erros nas estimativas de ET, porque medidas locais de fluxos não podem fornecer uma amostragem precisa para uma área maior (Wylie et al., 2003).

Um dos algoritmos usados para estimativa da ET em escala regional por sensoriamento remoto é o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* - SEBAL (Bastiaanssen, 1995). Embora este algoritmo tenha sido elaborado para calcular os componentes do balanço de energia em escala regional usando um mínimo de dados de campo, a parametrização local das equações pode melhorar a precisão das equações (Duchemin et al., 2006).

Este trabalho atual combina dados do satélite Landsat e medições de campo para rever as equações empíricas do algoritmo SEBAL, assim como a validação final do evapotranspiration

regional em escala diária. As equações relevantes foram adaptadas para as condições semi-áridas do sub-médio São Francisco, e aplicadas então a cada imagem individual do satélite Landsat.

2. Metodologia de trabalho

2.1. Medições do satélite Landsat

O algoritmo SEBAL exige dados de radiação espectral juntamente com dados agrometeorológicos. O algoritmo computa o saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor no solo (G) para cada pixel de uma imagem de satélite e o fluxo de calor latente (λE) é adquirido como resíduo na equação do balanço de energia no momento da passagem do satélite:

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

All terms in Equation 1 are expressed in $W m^{-2}$.

O saldo de radiação de ondas curtas disponível na superfície depende da radiação solar global incidente (R_G) e do albedo da superfície (α_0). O segundo parâmetro é calculado através das radiações espectrais para cada banda do satélite, seguido por aplicações de expressões matemáticas para a integração espectral e correções atmosféricas. Neste trabalho foram usadas uma imagem do Landsat 7 (10/09/2001) e nove imagens do Landsat 5 (04/10/2001, 06/07/2003, 24/09/2003, 12/10/2004, 14/11/2004, 15/10/2005, 16/11/2005, 30/07/2006, 22/01/2007). R_G em escala regional neste trabalho foi computado pela interpolação de dados de sete estações agrometeorológicas em Pernambuco e na baía.

O albedo planetário para cada banda do Landsat (α_{p_b}) foi calculado como:

$$\alpha_{p_b} = \frac{L_b \pi d^2}{R_{a_b} \cos \varphi} \quad (2)$$

onde L_b é a radiação espectral para comprimentos de onda da banda b , d é a distância relativa terra-sol; R_{a_b} a radiação solar média na parte superior da atmosfera para cada banda ($W m^{-2} \mu m^{-1}$); e φ é o ângulo zenital solar. O albedo planetário (α_p) é calculado como a soma total dos valores de α_{p_b} de acordo com o peso cada banda (w_b). As faixas 1 5 e 7 do Landsat fornecem dados para as bandas de radiação visível e infravermelho próximo usadas para os cálculos do albedo.

A radiação espectral na banda 6 (L_6) do Landsat é convertida em uma temperatura radiativa aplicável na parte superior da atmosfera (T_{sat}) pela inversão da lei da Plank na faixa de comprimento de onda 10.4-12.5 μm :

$$T_{sat} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_6 + 1}\right)} \quad (3)$$

onde L_6 é a radiação térmica não corrigida recebida pelo sensor do satélite; e K1 (607.76 e 666.09 para Landsat 5 e 7, respectivamente) e K2 (1260.56 e 1282.71 para Landsat 5 e 7, respectivamente) são coeficientes de conversão.

A radiação de ondas longas emitida (RL_{\uparrow}) é obtida usando a equação de Stefan-Boltzmann com a emissividade da superfície (ϵ_0) e a temperatura de superfície (T_0) adquirida pelo satélite após correções. A radiação de ondas longas incidentes (RL_{\downarrow}) é calculada também usando a equação de Stefan-Boltzmann com a emissividade atmosférica (ϵ_a) e dados da temperatura do ar (T_a). As calibrações locais dos termos do balanço de radiação são explicadas nas seções seguintes.

A segunda etapa do SEBAL é computar os valores regionais de G e de H. O primeiro termo é calculado pela relação G/R_n . H é obtido pelos gradientes de temperatura próximos à superfície (ΔT).

O algoritmo SEBAL computa ΔT através do seu relacionamento linear com T_0 , e os coeficientes desta relação são adquiridos depois de um procedimento interno da calibração (Allen et al., 2007a). O algoritmo usa dois pixels de referência em que valores para H podem ser estimados com base nas estimativas em uma área seca – pixel quente (H_q) e em uma área úmida – pixel frio (H_f).

2.2. Medições de campo

Os quatro experimentos de campo envolveram medições de balanço de radiação e energia nas principais culturas irrigadas e na vegetação natural na região semi-árida do Submédio São Francisco (Tabela 1).

Tabela 1: Experimentos de balanço de energia usados na calibração e validação do SEBAL na região semi-árida do Submédio São Francisco.

Vegetação	Coordenadas (latitude, longitude)	Área (ha)	Sistemas de irrigação	Métodos
Uva para vinho	9°16' 01.73" S; 40°11' 32.62"W	4.13	Gotejamento	Razão de Bowen
Uva para mesa	9°18' 40.84" S; 40°22' 29.47"W	5.13	Micro aspersão	Razão de Bowen
Manga	9°22' 32.20" S; 40°33' 54.23"W	11.92	Micro aspersão	Correlações turbulentas
Caatinga	9°03' 30.71" S; 40°19' 45.21"W	-	Sem irrigação	Correlações turbulentas

Os experimentos são descritos em Teixeira et al. (2007), em Teixeira et al. (2008a) e em Teixeira et al. (2008b). Dados de sete estações agro-meteorológicas automáticas foram usados através de interpolação para os cálculos do SEBAL e para computar os valores regionais da evapotranspiração da referência (ET_0) pelo método do Penman-Monteith para grama (Teixeira et al., 2007).

3. Resultados e discussão

3.1 Obtenção dos componentes do balanço de radiação em escala regional

A atmosfera perturba o sinal que alcança o sensor do satélite. Parte de R_G é refletida de volta para antes que alcance a superfície de terra. Uma correção é então necessária para a estimativa do albedo da superfície (α_0). Para correção desse efeito uma regressão através de medições de campo de α_0 de α_p pelo Landsat foi aplicada:

$$\alpha_0 = a\alpha_p + b \quad (4)$$

Com os coeficientes $a = 0,61$ e $b = 0,08$ ($R^2 = 0,90$), a Equação 4 foi aplicada a todas as imagens Landsat para determinar a variação espacial de α_0 . Uma segunda equação de regressão foi necessária para produzir os valores diários de α_0 a partir dos valores instantâneos, que foi então usada no cálculo do saldo de radiação para 24 horas requerida para a obtenção da evapotranspiração na escala diária (Teixeira et al., 2008b). A Figura 1 mostra a variação regional do albedo diário para as épocas seca e chuvosa na região de estudo.

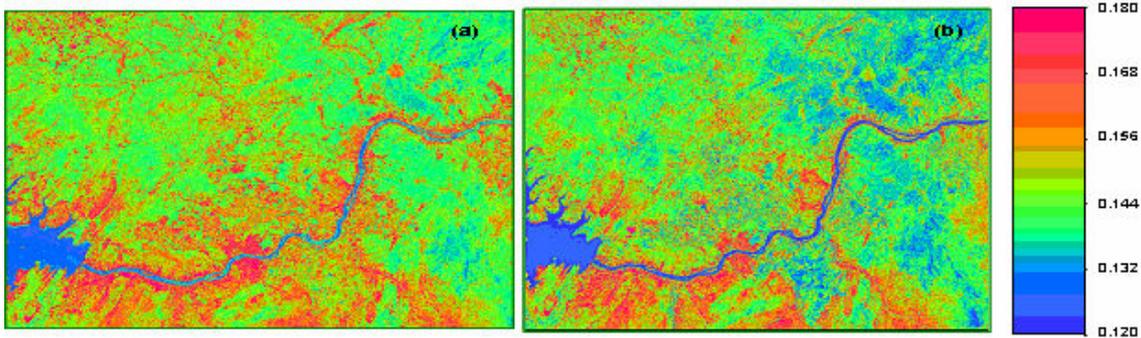


Figura 1. Valores diários de albedo para o período seco em outubro de 2005 (a) e para o período chuvoso em janeiro de 2004, na região semi-árida do Submédio São Francisco.

Pela Figura 1 pode-se perceber a diminuição regional dos valores diários de albedo tanto nas áreas irrigadas como nas áreas de caatinga de acordo com o regime de chuvas. A modificação dos valores de albedo está relacionada com as condições de unidade do solo.

Com os dados obtidos nos experimentos de campo de H , T_a próxima aos dosséis vegetativos e resistência aerodinâmica (r_a), o gradiente vertical de temperatura entre duas alturas foi estimado (ΔT):

$$\Delta T = \frac{H r_a}{\rho_a c_p} \quad (5)$$

onde ρ_a (kg m^{-3}) e c_p ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) são a densidade do ar e o calor específico do ar sob pressão constante.

A radiação térmica medida pelo sensor do Landsat precisa ser corrigida tanto por causa da emissão de ondas longas pela atmosfera como pela diferença entre temperaturas radiativa e aerodinâmica. Para correção desses efeitos, os resultados da Equação 5 foram usados para a obtenção de uma regressão entre T_0 ($T_a + \Delta T$) e T_{sat} :

$$T_0 = aT_{\text{sat}} + b \quad (6)$$

Os resultados da regressão apresentaram os coeficientes $a = 1,07$ e $b = -20,17$ e um coeficiente de determinação de 0,93. A Equação 6 foi aplicada na obtenção da variação espacial de T_0 para uso no cálculo dos valores regionais de H . A Figura 2 apresenta essa variação para os períodos seco e chuvoso na região de estudo.

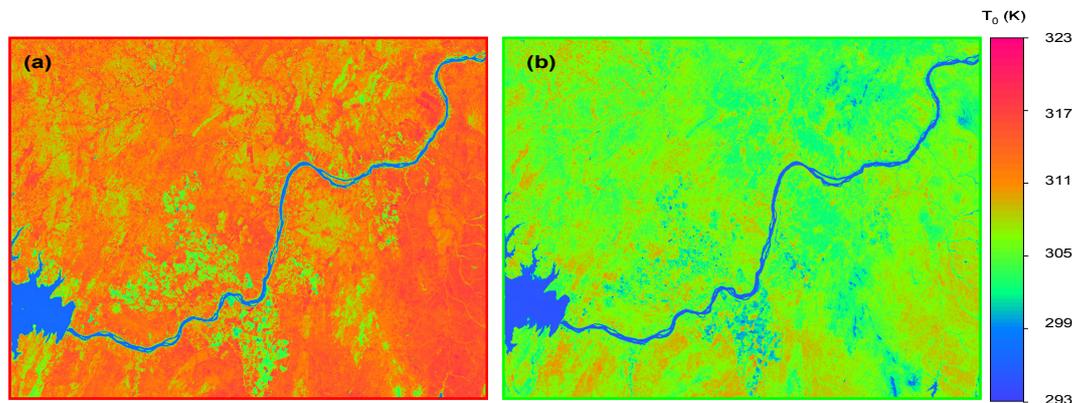


Figura 2. Valores de temperatura da superfície no momento da passagem do satélite para o período seco em outubro de 2005 (a) e para o período chuvoso em janeiro de 2004, na região semi-árida do Submédio São Francisco.

Percebe-se claramente a redução da temperatura em Janeiro, dentro da estação chuvosa, resultante de um efeito conjugado da posição aparente do sol, cobertura de nuvens e umidade do solo.

Medições de radiação de ondas longas emitida pela atmosfera ($R_{L\downarrow}$) em conjunto com T_a sobre a caatinga permitiram a obtenção de uma equação de estimativa para a emissividade da atmosfera (ϵ_a) descrita em Teixeira et al. (2008b). A equação de Stefan Boltzman foi então aplicada nas imagens conjuntamente com os valores interpolados de T_a das sete estações agrometeorológicas para a obtenção de $R_{L\downarrow}$ em escala regional.

Valores obtidos em campo de radiação de ondas longas emitida pela superfície, juntamente com estimativas de T_0 permitiram a obtenção da emissividade da superfície (ϵ_0). Os valores de ϵ_0 foram correlacionados com os valores de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) obtidos por sensoriamento remoto, onde NDVI :

$$\epsilon_0 = a\text{NDVI} + b \quad (7)$$

onde NDVI é a razão da diferença sobre a soma dos albedos planetários nas bandas de comprimento de onda do infravermelho próximo e do visível.

Os valores dos coeficientes a e b foram respectivamente 0,06 e 1,00 com um R^2 igual a 0,83. As estimativas de ϵ_0 foram usados com os dados de T_0 para obtenção da radiação de ondas longas emitidas pela superfície $R_{L\uparrow}$ em escala regional.

O saldo de radiação para todos os comprimentos de onda foi então obtidos pela diferença entre os saldos de radiação de ondas curtas e longas, sendo o próximo passo a partição desta energia disponível na superfície.

3.2 Obtenção dos componentes do balanço de energia em escala regional

Valores do comprimento de rugosidade para transferência de momentum (z_{0m}) descritos em Teixeira et al. (2008b) foram relacionados com parâmetros obtidos por sensoriamento remoto para extrapolação em larga escala:

$$z_{0m} = \exp \left[\left(a \frac{\text{NDVI}}{\alpha_0} \right) + b \right] \quad (8)$$

Com os coeficientes de regressão $a = 0,26$ e $b = -2,21$ ($R^2 = 0,92$), a Equação 8 foi usada para extrapolação de z_{0m} , necessária para a espacialização de H .

Medições obtidas em campo de G e R_n , juntamente com medições por sensoriamento remoto de T_0 , α_0 e NDVI foram usadas na seguinte regressão múltipla:

$$\frac{G}{R_n} = T_0(a\alpha_0 + b)(1 - 0,98\text{NDVI}^4) \quad (9)$$

A regressão gerou os coeficientes $a = -0,11$ e $b = 0,02$ com um coeficiente de determinação de $0,87$. A Equação 9 foi usada para a espacialização de G .

O pixel quente e o pixel frio no presente trabalho foram representados, respectivamente, pela caatinga e pelo pomar de manga irrigado onde os sistemas das correlações turbulentas estavam instalados. As curvas de ET/ET_0 nesses ecossistemas para o ano de 2005 foram usadas para o cálculo de H nestes pixels nos anos em que não se dispunham de dados das torres de fluxos. Nesse último caso, ET foi estimado com dados de ET_0 no momento da passagem do satélite e H foi obtido como resíduo na Equação 1, sendo então ΔT calculado pela Equação 5. A regionalização de ΔT ocorreu assumindo-se sua relação linear com T_0 .

Os resultados para os valores instantâneos de λE apresentaram um $R^2 = 0,93$ e um desvio médio de 10%. A seguinte equação foi aplicada na extrapolação dos valores instantâneos para diários:

$$\text{ET}_{24} = bE_{F_{\text{inst}}} R_{n_{24}} \quad (10)$$

onde E_F é a fração evaporativa para o momento da passagem do satélite ($E_F = \lambda E/R_n - G$) e os subscritos *inst* e *24* significam valores instantâneos e diários, respectivamente e b é um coeficiente de correção o qual foi encontrado um valor de 1,18 (Figura 3a). O saldo de radiação para 24 horas foi calculado de acordo com Teixeira et al. (2008b), de posse dos valores de albedo, radiação solar global e transmissividade atmosférica para esta mesma escala de tempo.

Após o coeficiente 1.18 ser na Equação 10, a relação entre os valores diários de ET provenientes de experimentos de campo (CP) e de sensoriamento remoto (SR) apresentaram um melhor coeficiente de determinação e um desvio médio bem menor de 1% (Figura 3b).

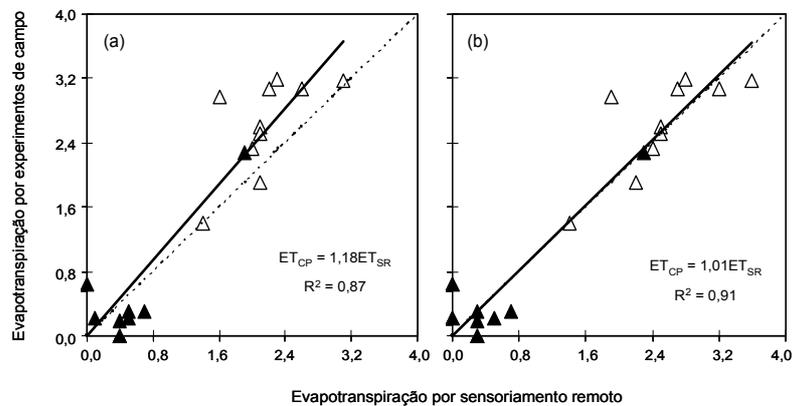


Figura 3. Relações da evapotranspiração diária obtida por dados de campo (CP) e por sensoriamento remoto (SR). (a) considerando os valores instantâneos e diários de E_F similares. (b) aplicando o fator de correção na extrapolação dos valores instantâneos de E_F para valores diários. Os símbolos pretos e brancos são para caatinga e culturas irrigadas, respectivamente.

A evapotranspiração regional diária representativa para o período seco e para o período chuvoso do ano é mostrada na Figura 4.

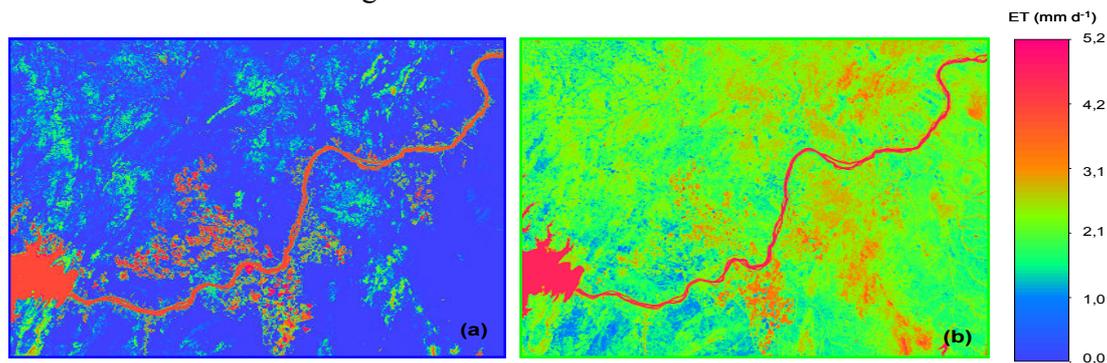


Figura 4. Evapotranspiração diária: (a) para o período seco de outubro de 2005; (b) para o período chuvoso em janeiro de 2007.

Durante a época seca, caatinga converteu a maior parte da energia disponível em H, enquanto as culturas irrigadas apresentaram altos valores de ET (Figura 4a). Em geral, os intervalos de irrigação foram curtos durante esse período (irrigação diária) e a aplicação de água foi uniforme, reduzindo o fluxo de calor sensível para a atmosfera nas culturas irrigadas.

No período chuvoso, as taxas evapotranspiratórias da caatinga foram, em alguns casos, semelhantes as das culturas irrigadas, sendo uma grande parte da energia disponível convertida em λE (Figura 2b), fazendo com que os valores de E_F permaneçam em torno de 0,50 tanto para vegetação natural como para culturas irrigadas.

4. Conclusões

As expressões do algoritmo SEBAL necessitaram de calibração para uma maior precisão na estimativa da evapotranspiração atual nas condições semi-áridas do Vale do São Francisco.

A comparação direta dos resultados da evapotranspiração atual obtidos por sensoriamento remoto e experimentos de campo evidenciou que a distinção entre escalas instantâneas e diárias é essencial.

A utilização da razão da evapotranspiração atual pela evapotranspiração de referência em conjunto com a equação do balanço de energia no processo de obtenção do fluxo de calor sensível se mostrou bastante eficaz, tornando possível a obtenção da evapotranspiração em escala regional pelo SEBAL mesmo no período chuvoso.

5. Referências Bibliográficas

Allen, R.G.; Tasumi, M.; Trezza, R.. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineer ASCE**, v. 133, p. 380-394, 2007.

Bastiaanssen, W.G.M.. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates**. 1995. 273p. Ph.D. dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, The Netherlands. 1995.

Duchemin, J.; Hadria, R.; Er-Raki, S.; Boulet, G.; Maisongrande, P.; Chehbouni, A.; Escadafal, R.; Ezzahar, J.; Hoedjes, J.; Karroui, H.; Khabba, S.; Mougenot, B.; Olioso, A.; Rodriguez, J.-C.; Simonneaux, V.. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: on the use of relationship between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. **Agricultural Water Management**, v. 79, p. 1 - 27, 2006.

Teixeira, A.H. de C.; Bastiaanssen, W.G.M.; Bassoi, L.H.. Crop water parameters of irrigated wine and table grapes to support water productivity analysis in Sao Francisco River basin, Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 94, p. 31-42, 2007.

Teixeira, A.H. de C.; Bastiaanssen, W.G.M.; Moura, M. S. B.; Soares, J. M.; Ahmad, M-ud-D; Bos, M. G.. Energy and Water Balance Measurements for Water Productivity Analysis in Irrigated Mango Trees, Northeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p.1524-1537, 2008a.

Teixeira, A.H. de C.; Bastiaanssen, W.G.M.; Ahmad, M.D.; Moura, M.S.B.; Bos, M.G.. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 362, p. 110-127, 2008b.

Wylie, B.; Johnson, D.; Laca, E.; Saliendra, N.; Gilmanov, T.; Reed, B.; Tieszen, L.; Bruce B.; Worstell, B.. Calibration of remotely sensed, coarse resolution NDVI to CO2 fluxes in a sagebrush-steppe ecosystem. **Remote Sensing of Environment**, v. 85, p. 243-255, 2003.