



Dinâmica da umidade de um solo da Caatinga em função de sua condutividade térmica

Alain M. B. P. de Silans¹ & Lovania M. Werlang²

RESUMO

A elaboração de modelos SVATs (Soil Vegetation Atmosphere Transfer – Transporte no sistema solo-vegetação-atmosfera) apropriados, é de grande importância para a compreensão dos mecanismos de transferência de fluxos à superfície, com aplicações na modelagem da circulação atmosférica, na modelagem hidrológica e na modelagem ecodinâmica da vegetação. Neste trabalho se utiliza um modelo SVAT desenvolvido especificamente na região do Cariri, estado da Paraíba, para analisar o efeito dos gradientes de temperatura na camada superficial do solo sobre a dinâmica da umidade volumétrica e se mostra como a baixa difusividade térmica observada no solo do experimento provoca altos gradientes de temperatura que freiam, durante o dia, o processo de evaporação, resultando no seu controle e como, apesar de relativamente baixa, a taxa de evaporação do solo desnudo é sensível à variabilidade espacial observada em campo, da condutividade térmica. Os resultados obtidos recomendam maior atenção quanto à parametrização das propriedades termodinâmicas do solo no desenvolvimento de modelos SVATs, principalmente em regiões semi-áridas.

Palavras-chave: modelo SVATs, transferência de massa e calor, difusividade térmica

Soil moisture dynamics of a soil in 'Caatinga' as a function of the thermal conductivity

ABSTRACT

The elaboration of appropriate SVATs (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) models is of great importance for the understanding of the mechanisms of the surface flows transfer, with applications to the atmospheric circulation, hydrological and ecological modeling. In this paper, a SVAT model developed for the Cariri region, Paraíba state, is used to analyze the effect of the high temperature gradients observed in the upper soil layer on the soil moisture dynamics and it is shown how the low thermal diffusivity of the soil of the experiment causes these high temperature gradients which break down the evaporation rate during day time. The sensitivity of the soil evaporation rates to the spatial variability of the heat conductivity at the experimental site is also shown. One concludes that mainly in semi-arid region more attention must be paid to the parameterization of the thermodynamics properties of soil.

Key words: SVATs model, heat and mass transfer, thermal diffusivity

¹ Laboratório de Recursos Hídricos e Engenharia Ambiental/Universidade Federal da Paraíba, Cidade Universitária, CEP 58059-900, João Pessoa, PB. E-mail: alainsilans@yahoo.com.br

² AESA, Av. Epitácio Pessoa, 1457, Bairro dos Estados, CEP 58030-001, João Pessoa, PB. Fone: (83) 3225-5640. E-mail: lovania@aesa.pb.gov.br

INTRODUÇÃO

A elaboração de modelos SVATs (Soil Vegetation Atmosphere Transfer – Transporte no sistema solo-vegetação-atmosfera) apropriados, é de grande importância para a compreensão dos mecanismos de transferência de fluxos à superfície, com aplicações na modelagem da circulação atmosférica, na modelagem hidrológica e na modelagem ecodinâmica da vegetação. Entre outros, o acoplamento de modelos desta natureza é necessário para estudos de mudanças climáticas, de desertificação e do impacto do uso do solo sobre as disponibilidades hídricas.

Diversos experimentos de grande porte, sob a égide do GEWEX, têm contribuído para o avanço desses modelos SVATs e para o desenvolvimento de métodos e tecnologias de medições e observações na camada limite de superfície. Esses experimentos foram conduzidos em diversas regiões do planeta representativas de feições climáticas associadas a biomas bem diferenciados. São exemplos de experimentos os conduzidos nos anos 90, denominados HAPEX (Hydrological – Atmospheric Pilot Experiment), dentre os quais os três principais foram desenvolvidos em regiões áridas ou semi-áridas do mundo: são os experimentos EFEDA 1 e 2 em região semi-árida de clima mediterrâneo da Espanha (Bolle et al., 1993), o experimento HAPEX – Sahel na região árida do Sahel, na África do Oeste (Goutorbe et al., 1997) e, mais recentemente, o experimento SALSA, na bacia hidrográfica do rio San Pedro entre o México e o Arizona (EUA) (Chebouni et al., 2000). Esses experimentos tinham, por objetivo, entre outros, adquirir conhecimentos sobre os processos de troca com a atmosfera para subsidiar os estudos sobre desertificação e gerar diretrizes para o manejo dos ecossistemas de regiões áridas e semi-áridas. Temas foram focalizados como, por exemplo, a modelagem em presença de vegetação esparsa ou de alternância entre solo coberto por vegetação e solo descoberto. Também foram propostos, a partir desses experimentos, refinamentos na modelagem da camada superficial do solo sob o aspecto das transferências acopladas de massa e calor no solo (Braud et al., 1995). Os experimentos conduzidos em regiões semi-áridas mostraram a importância primordial da temperatura da superfície sobre o saldo de radiação, o calor sensível e o calor conduzido no solo (Silans et al., 1997; Boulet et al., 1998, Oliveira et al., 2006).

Peters-Lidard et al. (1998), estudaram a influência da parametrização da condutividade térmica nos modelos SVATs sobre a repartição dos fluxos de energia à superfície e sobre as temperaturas no solo, em especial à superfície e mostraram como a parametrização devida a McCumber & Pielke (1981) largamente utilizada nos modelos SVATs, conduz a erros sobre o fluxo de calor no solo que, por sua vez, afetam principalmente o calor sensível e a temperatura da superfície durante o dia e a radiação líquida durante a noite e recomendam, então, maior atenção na modelagem da condutividade térmica em especial, utilizando modelos com descrição dos processos físicos, como os modelos de De Vries (1963) ou de Johansen (1975), cujos parâmetros precisam ser calibrados em sítios experimentais. Em concordância com os argumentos avançados por Peters-Lidard et al. (1998), Marshall et al. (2003), efetuaram modificações

do modelo ETA operacional no NCEP/EMC (National Center for Environmental Prediction/Environmental Modeling Center) no sentido de atualizar, em base física, a parametrização da superfície para analisar o efeito de parâmetros mais realistas sobre o ciclo diurno dos fluxos à superfície. Os autores concluíram, entre outras coisas, que a umidade na camada superficial do solo estava mal-simulada antes das modificações introduzidas e que a condutividade térmica do solo exerce papel fundamental na repartição dos fluxos à superfície; já na Amazônia Souza et al. (2006), mostraram que as propriedades térmicas do solo influenciam pouco a repartição dos fluxos de energia à superfície, sendo a cobertura vegetal responsável por esta repartição.

O objetivo deste trabalho é analisar e compreender o papel das propriedades termodinâmicas do solo sobre a dinâmica da água no solo na região semi-árida do Brasil. O estudo é desenvolvido na região de Caatinga dos Cariris paraibanos e se baseia na modelagem das transferências de massa e calor no solo introduzida em um modelo SVATs de tipo mosaico, especialmente para aquela região, por Goldfarb (2006) e Werlang (2006). Os parâmetros hidrodinâmicos e termodinâmicos do solo foram determinados *in loco*, a partir do estudo experimental. A sensibilidade da evaporação do solo sem vegetação ao valor da condutividade térmica é analisada por meio de um estudo em campo, da variabilidade espacial dessa propriedade.

MATERIAL E METODOS

O experimento foi realizado na Fazenda Escola da Universidade Federal da Paraíba (7° 22' 45,1'' S e 36° 31' 47,2'' W), em São João do Cariri, nos Cariris Velhos, no estado da Paraíba. A altitude média é de 542 m acima do nível do mar. A região é semi-árida, apresentando um índice de aridez de 0,21, segundo Sousa et al. (2004), com chuvas pouco abundantes e concentradas nos meses de fevereiro a abril; sua vegetação é esparsa, alternando-se ora com superfície desnuda e ora com superfície coberta por vegetação.

No local do experimento o solo é do tipo Bruno não cálcico, raso, com profundidade de aproximadamente 0,50 m coberto, às vezes por pedregulho ou por capim mimoso logo após o período chuvoso; abaixo desta profundidade se tem uma pequena camada de intemperismo e a rocha granítica.

No meio da vegetação se ergueu uma torre equipada com diversos sensores, para medir as variáveis necessárias ao entendimento dos balanços de radiação, de energia e de água entre o solo, a vegetação e a camada limite de superfície, com um “lay-out” experimental projetado para se testar o modelo proposto por Shuttleworth & Wallace (1985). Todos os dados foram registrados a cada 20 min. Maiores detalhes sobre o experimento se encontram em Silva (2003) e Silans et al. (2004).

Sensores de temperatura (tipo thermistors model 108 da Campbell Sci., EUA) foram dispostos horizontalmente na superfície do solo descoberto e a 0,02, 0,05, 0,15 e 0,50 m de profundidade, seguindo-se um perfil vertical. Na superfície, o sensor de temperatura foi colocado em um rasgo horizontal com aproximadamente 6 mm de diâmetro e recoberto com a terra retirada do rasgo. Para determinação do fluxo de calor no

solo foi instalado, também horizontalmente e a 0,05 m de profundidade, um sensor do tipo HFT-3 da Campbell Sci., EUA. A umidade do solo foi medida com uma sonda TDR na profundidade média de 0,05 m, a qual foi calibrada in loco (Werlang, 2006). Tensiômetros do tipo Watermark model 257 (Campbell Sci., EUA), também foram instalados nas profundidades de 0,10, 0,20 e 0,40 m na mesma vertical da sonda TDR.

Determinaram-se as propriedades físicas do solo a partir de 90 amostras, em diversas profundidades, na área do experimento. Observou-se, por meio do exame da densidade global do solo, d_g , em várias profundidades, a existência de duas camadas distintas; as curvas de retenção de água no solo determinadas em laboratório para essas duas camadas foram ajustadas ao modelo de van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + (\alpha h)^n\right)^m} \quad (1)$$

onde:

- h - é o potencial matricial expresso em kPa
- a - condutividade hidráulica à saturação

K_{SAT} foi determinada em laboratório com amostras indeformáveis do solo; posteriormente, a curva da condutividade em função da umidade do solo, $K(q)$ foi descrita pelo modelo de Mualem (1976). Na Tabela 1 estão as principais características do solo.

Tabela 1. Principais propriedades físicas do solo

Camada (cm)	θ_s	θ_r %	Silte	d_g	K_{SAT} ($m\ s^{-1}$)	θ	m	N
0 - 18	41,5	8,3	11,4	1,38	$1,5 \cdot 10^{-5}$	0,0063	0,5041	2,0167
18 - 50	49,0	7,9	5,0	1,21	$4,4 \cdot 10^{-5}$	0,1411	0,4872	1,9502

Fonte: Werlang (2006)

q_s e q_r são as umidades volumétricas de saturação e residual do solo, respectivamente; d_g é a densidade global; K_{SAT} é a condutividade hidráulica do solo saturado e a, m e n são os coeficientes da equação de van Genuchten.

Silans et al. (2006) estimaram a difusividade térmica do solo na camada superficial (de 0 a 0,05 m) da área experimental, a partir dos perfis de temperatura, e propuseram uma relação polinomial entre a difusividade térmica e a umidade volumétrica do solo, medida a 0,05 m de profundidade:

$$\alpha = -1,176 \cdot 10^{-12} \theta_5^3 + 4,301 \cdot 10^{-11} \theta_5^2 + 9,813 \cdot 10^{-10} \theta_5 + 1,963 \cdot 10^{-8} \quad (2)$$

onde:

- q_5 - umidade volumétrica em porcentagem medida pela sonda TDR a 0,05 m

Modelo de transferência de massa e calor no solo sem vegetação

O modelo SVATs desenvolvido por Goldfarb (2006) e Werlang (2006) para a região de Caatinga do Cariri paraibano, é

de tipo mosaico; ele se constitui, essencialmente, de duas colunas, em que a primeira modeliza as transferências de água e calor no solo e entre o solo e o ar atmosférico e simula os fluxos sobre as partes sem cobertura vegetal do solo; a segunda modeliza as transferências de água e calor no solo coberto por vegetação, na camada entre o solo e o dossel e na camada entre o dossel e a atmosfera. Esta segunda coluna considera uma vegetação esparsa, assim como características fisiológicas da vegetação (Goldfarb et al., 2006).

Neste trabalho se utiliza do modelo relativo à primeira coluna, isto é, o modelo que simula as transferências entre o solo descoberto e o ar atmosférico. Ele é composto das equações de transferência de massa (a água em forma líquida e vapor), e de calor, no solo e na camada atmosférica entre o solo e a altura do dossel da vegetação. As variáveis de estado do modelo são o potencial matricial, h, que representa a umidade do solo, e a temperatura, T, que representa a energia. Escolheu-se o potencial matricial ao invés do teor volumétrico de água no solo, q, para garantir a continuidade da variável em solo apresentando horizontes distintos, como sugerido em Vauclin et al. (1979).

As equações de transferência de massa e calor no solo se derivam do modelo de Philip & Vries (1957) com modificações sugeridas por Milly (1982) e Silans (1986); basicamente, são combinações das equações de conservação, ou seja, (conservação da massa e primeira lei da termodinâmica) e das equações de transporte (Equação de Darcy, equação de Fick e equação da condução de calor). O modelo, descrito em Werlang (2006), resulta em um sistema de equações acopladas e fortemente não lineares:

$$A_1 \frac{\partial h}{\partial t} + B_1 \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(C_1 \frac{\partial h}{\partial z} + D_1 \frac{\partial T}{\partial z} + E_1 \right) \quad (3)$$

e

$$A_2 \frac{\partial h}{\partial t} + B_2 \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(C_2 \frac{\partial h}{\partial z} + D_2 \frac{\partial T}{\partial z} + E_2 \right) \quad (4)$$

A Eq. 3 representa a transferência de água em forma líquida e em forma de vapor e a Eq. 4 diz respeito à transferência de energia, em que:

i) os termos A_1 (m^{-1}) e B_1 (K^{-1}) são interpretados como capacidades hidráulicas associadas, respectivamente, ao gradiente de potencial matricial e ao gradiente de temperatura;

ii) os termos A_2 ($J\ m^{-4}$) e B_2 ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$) representam as capacidades caloríficas associadas ao gradiente do potencial matricial e ao gradiente de temperatura respectivamente;

iii) os termos C_1 ($m\ s^{-1}$) e D_1 ($m^2\ s^{-1}\ K^{-1}$) são, respectivamente, os coeficientes de difusão de água no solo associados ao gradiente de potencial matricial e ao gradiente de temperatura:

$$C_1 = D_h = K + \frac{1}{\rho_l} D_{vh} \quad (5)$$

$$D_1 = D_T = D_{IT} + \frac{1}{\rho_l} D_{vT} \quad (6)$$

donde:

D_h - difusividade isotérmica da água no solo, $m^2 s^{-1}$

K - condutividade hidráulica do solo não saturada, $m s^{-1}$

D_{vh} - difusividade do vapor associada ao gradiente de potencial matricial, $kg m^{-1} s^{-1}$

D_T - difusividade equipotencial da água no solo, associada ao gradiente de temperatura D_{IT} - difusividade da água líquida associada ao gradiente de temperatura, $m^2 s^{-1} K^{-1}$

D_{vT} - difusividade do vapor associada ao gradiente de temperatura, $kg m^{-1} s^{-1} K^{-1}$

iv) os termos C_2 ($J m^{-2} s^{-1}$) e D_2 ($W m^{-1} K^{-1}$) representam, respectivamente, os coeficientes isoterma e isotérmica de difusão do calor no solo;

v) e E_1 e E_2 são termos-fonte, respectivamente, da equação de transferência de massa e da equação de transferência de calor.

Condições de contorno

Contorno inferior: A região semiárida do Cariri paraibano é caracterizada, entre outros fatores, por solos relativamente rasos. Comumente, a profundidade inferior máxima do solo é limitada por uma camada rochosa de origem magmática, em estados variáveis de intemperismo porém, em geral, impermeável. No local de estudo a profundidade máxima de solo é pouco superior a 0,40 m, motivo pelo qual se considerou que não existe fluxo de umidade a esta profundidade embora a esta mesma profundidade a temperatura tenha sido considerada constante e igual ao valor médio medido a 0,15 m de profundidade, tendo em vista o forte amortecimento observado da onda de temperatura, a partir da superfície (Silans et al., 2006).

Contorno superior: Silva & Silans (2005) demonstraram que os processos de transporte de calor e vapor de água entre a superfície do solo e o topo da vegetação, na Caatinga, em São João do Cariri ocorrem, prioritariamente, por meio do processo de convecção livre; à superfície, a condição de contorno será dada pelo valor negativo do fluxo evaporado e pelo fluxo de calor no solo.

O fluxo de água evaporado é calculado pela metodologia proposta por Jacobs & Verhoef (1997) para condição de convecção livre:

$$\text{Evap} = \frac{-\left(0,14\lambda_a (gb Pr)^{1/3} \Delta T\right)}{L c_w \beta_{s,E} v^{2/3}} \quad (7)$$

em que:

λ_a - condutividade térmica do ar em repouso

g - aceleração da gravidade

b - coeficiente de expansão (para gases perfeitos $b = 1/T$)

ΔT - diferença de temperatura entre a superfície do solo e o ar na altura do dossel

Pr - número de Prandtl e n é a viscosidade cinemática do ar

$\beta_{s,E}$ - razão de Bowen de equilíbrio do solo, $\beta_{s,E} = \gamma/s$

c_w - um fator corretivo para a evaporação do solo, quando a umidade da camada superficial está inferior à capacidade de campo,

γ - constante psicrométrica, e s é a declividade da curva da pressão do vapor de saturação na temperatura do solo.

O fluxo de calor, G , foi medido experimentalmente a 0,05 m de profundidade; no entanto, este fluxo precisa ser corrigido pois, devido à baixa difusividade térmica do solo existe, no caso deste experimento, um contraste significativo entre a condutividade térmica do material "Neopreno" do qual é feito o sensor ($\lambda = 1,2 W m^{-1} K$) e a condutividade térmica do solo. Silans & Silva (2007) efetuaram esta correção com base na fórmula de Mogensen (1970):

$$\frac{G_m}{G} = \frac{1}{\left[1 - \alpha r \left(1 - \frac{\lambda}{\lambda_m}\right)\right]} \quad (8)$$

na qual G_m e G são, respectivamente, os fluxos de calor medido e o fluxo de calor real; α é um coeficiente empírico; r é a razão entre a espessura da placa e a raiz quadrada da área transversal ao fluxo e λ_m e λ são as condutividades térmicas do meio e do solo, respectivamente. Sauer et al. (2003) mostraram que a Eq. 8 representa uma correção razoável, desde que outras fontes de erro, como a horizontabilidade do sensor ou o contato com o solo, sejam desprezíveis.

Solução numérica

Em virtude da impossibilidade de solução analítica do sistema representado pelas equações 3 e 4, utiliza-se o método numérico dos volumes finitos, através da integração espaço-temporal das equações diferenciais sobre o volume finito elementar. Para a integração temporal escolheu-se um esquema semi-implícito com coeficiente de relaxação de 0,55. Maiores detalhes sobre a discretização das equações se encontram em Werlang (2006). O método de cálculo é iterativo. Adotou-se uma malha irregular tendo em vista a necessidade de se descrever, com maiores detalhes, os gradientes de temperatura e de potencial matricial na superfície e na fronteira inferior do perfil vertical. Uma distribuição de Gauss foi adotada para o volume elementar Δz . O parâmetro Δz é mais fino próximo à superfície e à fronteira inferior e mais grosso no centro.

Aplicação do modelo

O modelo foi aplicado no período de 12 a 22 de janeiro de 2002, que corresponde a um longo período de secagem do solo; nos dias 10 e 11 choveram 14,8 mm, em um solo já úmido, pois na primeira semana de janeiro foram registrados 112mm de precipitação pluviométrica no local; posterior ao dia 12 de janeiro não ocorreram chuvas, com exceção do dia 17, com a precipitação de 2 mm, em torno de meio-dia.

Efetuiu-se a simulação considerando-se 120 volumes finitos elementares para a discretização do espaço vertical e um incremento de tempo $\Delta T = 2s$. O fluxo de massa no meio poroso é dado pela combinação dos coeficientes de difusão D_h e D_T com os respectivos gradientes:

$$q_m = -D_h \frac{\partial h}{\partial z} - D_T \frac{\partial T}{\partial z} \tag{9}$$

Modelo de condutividade térmica de Johansen

O modelo de Johansen (1975) determina a condutividade térmica do solo em função do seu valor para o solo seco e o solo saturado, levando-se em consideração a composição mineral, a densidade global, a densidade das partículas e o número de Kersten (1949). Este método consiste de 3 etapas:

- i) Determinação do número de Kersten;
 - ii) Determinação da condutividade térmica do solo seco;
 - iii) Determinação da condutividade térmica do solo saturado.
- O número de Kersten (ke) é dado pela equação:

$$ke = \frac{\lambda - \lambda_{sec}}{\lambda_{sat} - \lambda_{sec}} \tag{10}$$

donde:

- λ - condutividade térmica aparente
- λ_{sec} - condutividade térmica do solo seco
- λ_{sat} - condutividade térmica do solo saturado

Johansen desenvolveu uma equação semiempírica para o cálculo da condutividade térmica do solo seco:

$$\lambda_{sec} = \frac{0,135d_G + 64,7}{2700 - 0,947d_G} \tag{11}$$

sendo:

- d_G - densidade global do solo em, $kg\ m^{-3}$
- 2700 - densidade da partículas, $kg\ m^{-3}$

Johansen mostrou que as variações da microestrutura do solo têm pouca influência na condutividade térmica do solo saturado e propôs, então, calcular a condutividade térmica do solo saturado por meio da média geométrica das condutividades térmicas dos constituintes minerais, qual seja:

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{(1-PT)} \lambda_{ag}^{PT} \tag{12}$$

em que:

- λ_s - condutividade térmica dos minerais, dada pela relação $\lambda_s = \lambda_q^{0q} \lambda_m^{0m}$ e θ_q, θ_m a fração volumétrica do quartzo e dos minerais, respectivamente
- PT - porosidade

Johansen estabeleceu, também, uma relação entre o número de Kersten e a umidade volumétrica relativa do solo, para solos com textura grosseira e com textura fina:

$$ke = 0,7 \log_{10} S_r + 1 \tag{13}$$

para os solos com textura grosseira, quando $S_r > 0,05$

$$ke = \log_{10} S_r + 1 \tag{14}$$

para os solos com textura fina quando $S_r > 0,1$

Werlang (2006) ajustou o modelo de Johansen às condições experimentais do Cariri paraíba, fazendo uma correção da umidade relativa, já que o q residual determinado experimentalmente é relativamente alto ($q_r = 0,083$). Usou, então, a expressão da umidade relativa usualmente utilizada nos modelos para caracterização da curva de retenção e da condutividade hidráulica: $S_r = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$. O valor de λ_{sec} foi calculado a partir da equação (10) na qual o valor do coeficiente empírico 64,7 foi ajustado para que o valor de λ_{sec} correspondesse ao valor experimental. Para estimar o valor de λ_{sat} esta autora usou a mesma formulação proposta por Johansen considerando, também, a condutividade térmica do ar:

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{(1-\theta_s)} \lambda_{ag}^{\theta_s} \lambda_{ar}^{(PT-\theta_s)} \tag{15}$$

Variabilidade espacial da condutividade térmica do solo

Para o estudo da variabilidade espacial da condutividade do solo, 20 amostras indeformadas foram coletadas na profundidade de 0,05 m, sendo as amostras 1 a 8 coletadas em um *transect* centralizado na torre e as amostra 9 a 20 coletadas de forma aleatória na área de um hectare em torno da torre, ou seja, neste estudo o interesse foi focado na variabilidade espacial de pequena escala, em torno do sítio experimental. A Figura 1 apresenta a localização do sítio de amostragem na sub-bacia hidrográfica em que se situa o experimento.

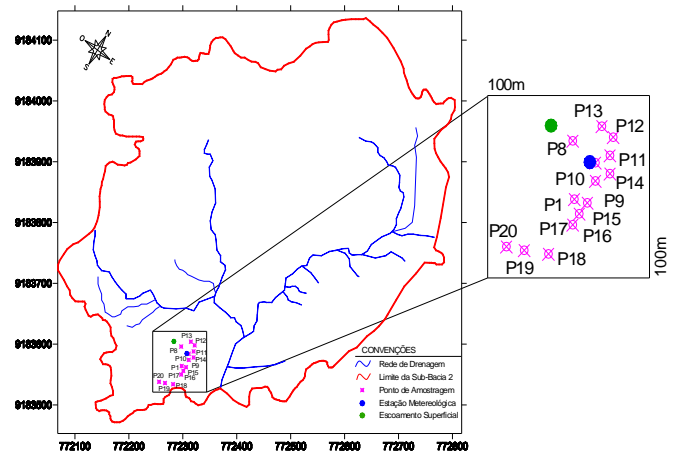


Figura 1. Mapa de localização dos pontos amostrados

Determinam-se, para cada amostra, a porcentagem de matéria orgânica (MO), a densidade global (d_G) e o teor de minerais existentes no solo. Para a matéria orgânica usou-se o teste da mufla a 500 °C durante o período de 3 h conforme metodologia da EMBRAPA (1997). Para a determinação dos teores em minerais utilizou-se a metodologia do Laboratório de Solidificação Rápida na UFPB, em que o teor de minerais é obtido através de um espectrômetro por Dispersão de Comprimento de Onda WS-XRF, em que a amostra é triturada e

submetida a uma prensa de 9 toneladas; após este processo se coloca a amostra no espectrômetro, durante 15 min obtendo-se, assim, a porcentagem de minerais existente em cada amostra.

A condutividade térmica a partir da qual se calcula a difusividade térmica introduzindo a capacidade calorífica do solo, foi modelada pelas equações propostas por Johansen (1975) com as modificações introduzidas por Werlang (2006) para o solo do Cariri paraibano, para as 20 amostras realizadas.

Efeito da variabilidade espacial da difusividade térmica sobre a evaporação do solo

A variação da evaporação do solo no espaço físico em virtude da variação da difusividade térmica, foi avaliada pela equação abaixo:

$$\Delta E = \frac{\overline{\text{Evap}_i} - \overline{\text{Evap}}}{\overline{\text{Evap}}} \quad (16)$$

onde:

$\overline{\text{Evap}_i}$ - evaporação de um dia (13 ou 15) para a amostra i e $\overline{\text{Evap}}$ é a média da evaporação das 20 amostras nos dias 13 e 15 de janeiro, respectivamente; o dia 18 não foi considerado devido ao valor muito baixo da evaporação média, o que poderia prejudicar a análise.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nas Figuras 3 e 4 são traçados os valores de D_h e de D_T em função da umidade volumétrica, q . Pode-se observar, nessas figuras e em ambos os casos, os componentes devidos à água em forma líquida e a água em forma de vapor. Observam-se, também, em ambas as figuras, os pontos característicos correspondentes à capacidade de campo (Cc) e ao ponto de murcha (Pm). Nos dois casos, quando o solo é úmido predomina a difusão em forma líquida; quando a umidade volumétrica desce abaixo de $0,11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, a difusão em forma de vapor passa a dominar; o importante, porém, é observar os valores dos coeficientes de difusão. Basicamente, D_h varia de $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, quando o solo é úmido, a $10^{-15} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ quando o solo é seco e D_T varia de $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$, quando o solo é úmido, a $10^{-11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$ quando o solo é seco, mostrando que o valor do coeficiente de

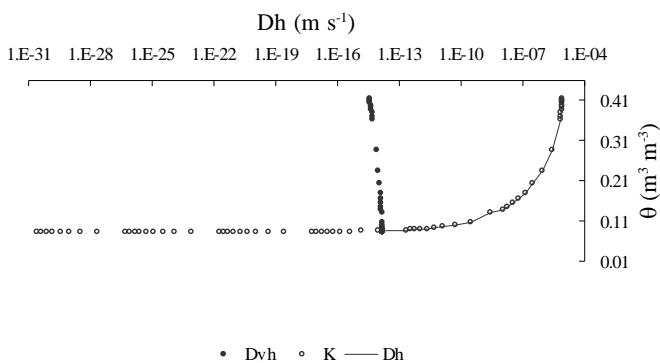


Figura 2. Coeficiente de difusão da água devido ao gradiente de potencial matricial, $D_h = K + (1/r_1)D_{vh}$ (Eq. 5). Cc - Capacidade de campo; Pm - Ponto de murcha

difusão relativo ao gradiente de potencial matricial (isotermo) é bem maior que o coeficiente de difusão relativo ao gradiente de temperatura (isopotencial) quando o solo é úmido, ocorrendo o inverso para um solo seco.

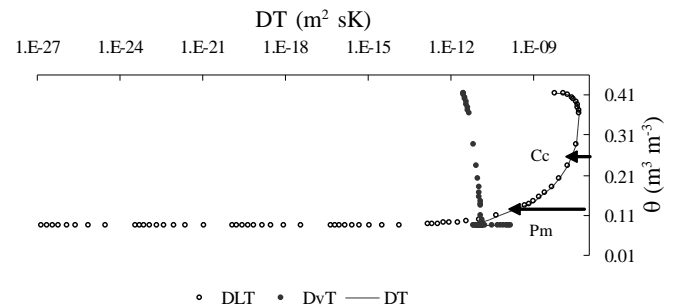


Figura 3. Coeficiente de difusão da água devido ao gradiente de temperatura, $D_T = D_{TT} + (1/r_1)D_{vT}$ (Eq. 6). Cc - Capacidade de campo; Pm - Ponto de murcha

Tem-se observado, na região semi-árida de Caatinga, que os gradientes de temperatura na camada superficial do solo são muito fortes, graças à baixa difusividade térmica do solo; no entanto, durante o dia os gradientes de temperatura e os gradientes de potencial matricial, são de sinal invertido. Verificaram-se, então, a 0,05 m de profundidade, na qual a difusividade térmica foi determinada, as contribuições comparadas dos fluxos de água devidos ao gradiente de potencial matricial e ao gradiente de temperatura, bem como o fluxo total. Os cálculos foram feitos para os dias 13, 15 e 18 de janeiro; os fluxos são apresentados na Figura 4 (A, B, C); o fluxo de massa é dirigido para baixo, quando ele é positivo, isto é, no sentido de z crescente.

Observa-se, nos três dias simulados, que no período das 11 h e 20 min às 21 h, o fluxo de água relativo ao gradiente térmico se opõe ao fluxo de água em virtude do gradiente de pressão matricial. Para os três dias simulados o valor do fluxo total é negativo porém muito próximo de zero, isto é, a 0,05 m o solo seca muito lentamente visto que os gradientes de temperatura têm, por efeito, frear consideravelmente a evaporação do solo durante o dia. Este fato é de suma importância para o controle natural da evaporação do solo na região semi-árida da Caatinga. Agan & Berliner (2004), encontraram efeitos diurnos similares em uma área árida de Israel e observaram, em certos dias, uma umidificação diurna da camada superior do solo a qual os autores atribuíram à absorção da umidade do ar atmosférico. Ao comparar a repartição dos fluxos à superfície em duas áreas da região amazônica com cobertura diferente, Souza et al. (2006) deduziram que nesta região a cobertura vegetal apresenta papel primordial e não as propriedades termodinâmicas do solo. Já Boulet et al. (1997) concluíram que em condições áridas o fluxo de calor no solo e, conseqüentemente, a condutividade térmica junto com o gradiente de temperatura apresentam grande influência na repartição do saldo de energia em calor sensível e calor de evaporação. Em um pomar de mangueiras irrigadas, Borges et al. (2008), concluíram que o fluxo de calor no solo pouco influencia a repartição da energia entre calor sensível e calor latente mas os valores dos fluxos de calor medidos e corrigidos do calor armazenado acima da placa do fluxômetro pouco se diferenciaram do valor nulo.

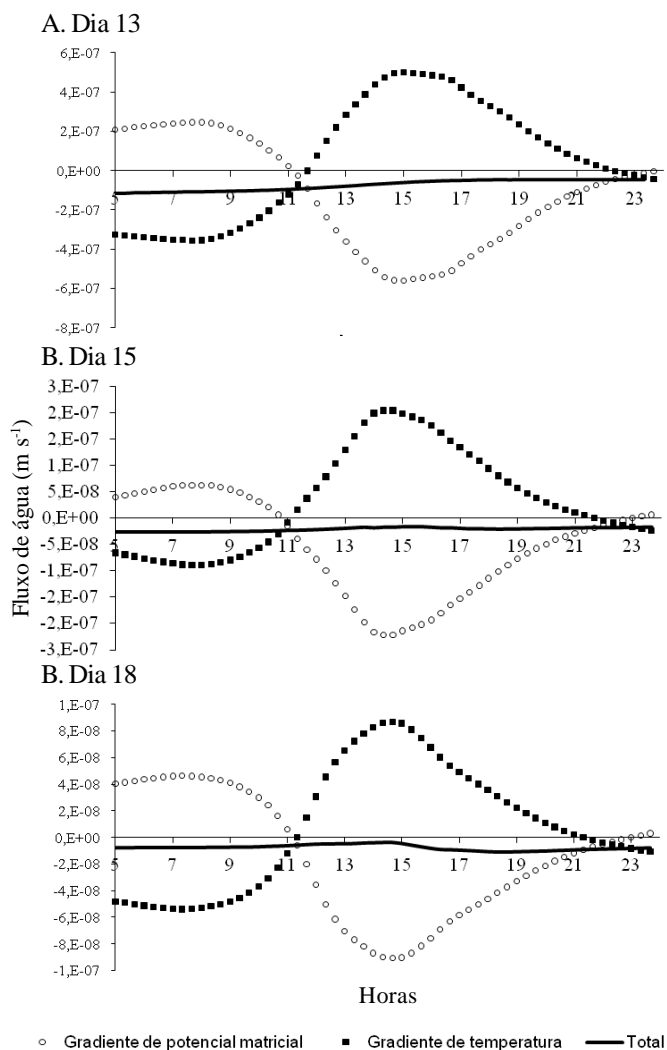


Figura 4. Fluxos de água devidos ao gradiente de potencial matricial (A), ao gradiente de temperatura (B) e total (C). O fluxo é dirigido para baixo quando seu valor é positivo e para cima em caso contrário

O fato motivou os autores deste trabalho a analisarem a sensibilidade dos resultados do modelo, mais precisamente a evaporação do solo e a temperatura da superfície, ao parâmetro difusividade térmica.

Os resultados das análises para determinação das concentrações em matéria orgânica, quartz e outros minerais, utilizadas na modelagem da condutividade térmica, estão apresentados na Tabela 2. As porcentagens de cada amostra são calculadas em relação ao volume de sólidos da amostra utilizada.

Na Tabela 3 se apresentam os valores da média, do desvio padrão e do coeficiente de variação, tal como a função densidade de probabilidade que melhor se ajustou pelo teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov, adotando um nível de significância de 5%. Apesar do pequeno número de amostras verificou-se, antecipadamente, que as amostras colhidas no transect pertenciam à mesma população estatística que as demais amostras, utilizando-se o teste “U” de Wilcoxon, Mann e Whitney.

A maior variabilidade espacial foi encontrada para o teor de matéria orgânica mas seu valor permanece baixo. A densidade

Tabela 2. Densidade global (d_g) e concentrações em matéria orgânica (MO), quartzo (q) e demais minerais (M) do solo

	Amostra	d_g	MO	q	M
			(%)		
Transect	1	1,53	2,413	53,74	43,85
	2	1,23	2,995	50,17	46,84
	3	1,48	2,476	51,42	46,14
	4	1,40	3,308	52,42	44,27
	5	1,22	3,467	52,60	43,94
	6	1,31	4,398	52,92	42,68
	7	1,22	3,357	53,20	43,45
	8	1,26	3,467	53,35	43,18
Aleatória	9	1,52	1,688	53,45	44,87
	10	1,27	3,055	54,15	42,80
	11	1,30	4,125	54,17	41,71
	12	1,39	4,605	54,33	41,07
	13	1,28	2,743	54,34	42,92
	14	1,12	4,938	54,56	40,50
	15	1,30	2,259	54,69	43,05
	16	1,15	2,968	54,90	42,09
	17	1,06	3,521	55,00	41,48
	18	1,54	3,595	55,07	41,34
	19	1,32	2,222	55,63	42,15
	20	1,40	2,827	56,69	40,49

Tabela 3. Média, desvio-padrão, coeficiente de variação e função densidade de probabilidade da densidade global, d_g e das concentrações em matéria orgânica (MO), quartz (q) e outros minerais (M)

Propriedades	Média	Desvio padrão	Coeficiente de variação (%)	Função densidade de probabilidade
d_g	1,32	0,135	10,2	Log-normal
MO (%)	4,195	1,039	24,8	Log-normal
q (%)	54,0	2,0	3,7	Log-normal
M(%)	43,085	1,688	3,9	Log-normal

global apresenta variabilidade espacial média. Uma análise geoestatística dos valores encontrados mostrou não haver dependência espacial entre os pontos amostrados significando que a distribuição é aleatória. Desta forma, analisou-se a sensibilidade do valor de evaporação à variação da difusividade térmica efetuando-se 20 simulações, ou seja, uma para cada ponto amostrado em que os resultados estão na Tabela 4.

No dia 13 o desvio padrão dos valores de E foi de 23% e no dia 15, de 17%, o que mostra a sensibilidade da evaporação calculada pelo modelo, à difusividade térmica. Os maiores valores de desvio relativo em relação à media, E, chegam a ultrapassar os 40 % em algumas amostras.

Verifica-se claramente, pelos resultados encontrados, a importância da difusividade térmica na dinâmica da água na camada superficial do solo e, conseqüentemente, no processo de evaporação. O ponto 19 (amostra 19) apresenta, segundo Werlang (2006), a curva média de difusividade térmica para toda a área amostrada. Essa mesma amostra, apesar da não linearidade dos processos envolvidos na evaporação do solo, também apresentou a evaporação mais próxima à média; já as temperaturas de superfície apresentaram pequenas variações de uma amostra para outra. Observando-se as temperaturas máximas diárias calculadas com as 20 simulações obteve-se,

Tabela 4. Desvio percentual, E, em relação à evaporação média

Amostras	ΔE (%) dia 13	ΔE (%) dia 15
1	2,097	4,076
2	20,273	14,945
3	-26,132	-17,302
4	-14,438	-9,976
5	20,273	14,945
6	2,097	4,076
7	20,398	15,821
8	11,553	9,372
9	-31,874	-22,978
10	8,318	4,521
11	3,470	3,693
12	-12,306	-6,542
13	7,900	8,206
14	43,923	29,230
15	2,900	1,652
16	35,419	21,588
17	-42,170	-33,103
18	-35,822	-30,481
19	-1,105	-1,133
20	-14,775	-10,611

para o dia 13 de janeiro, um coeficiente de variação de 0,50 e de 0,42% para o dia 15; as maiores diferenças em relação à média das temperaturas máximas da superfície foram sempre inferiores a meio grau.

Os resultados aqui apresentados confirmam a preocupação de Peters-Lidard et al. (1998) ao analisarem o efeito de uma parametrização simplificada e irreal da condutividade térmica do solo sobre a distribuição espacial da repartição da energia líquida em calor sensível e calor no solo, simulada pelo modelo Toplats (Topmodel based Land Atmosphere Transfer Scheme). Esses autores explicaram tal variabilidade pela repartição espacial da umidade da camada superficial do solo, simulada pelo modelo, e concluíram sobre a necessidade de uma avaliação e representação mais próximas da realidade da condutividade térmica do solo.

CONCLUSÕES

1. O coeficiente de difusão isoterma é bem maior que o coeficiente de difusão isotérmica quando o solo é úmido, ocorrendo o contrário quando o solo é relativamente seco.

2. O processo de evaporação do solo é freiado, podendo ser até anulado quando o solo já é pouco úmido, no período diurno, mais precisamente entre o meio-dia solar (11:30 hora local) e o anoitecer.

3. A baixa difusividade térmica do solo, responsável por esses fortes gradientes de temperatura constitui-se, então, em um poderoso mecanismo de controle da evaporação do solo, nas horas mais quentes do dia.

4. A evaporação do solo é sensível e a temperatura de sua superfície pouco sensível a variabilidade da difusividade térmica do solo.

Os resultados obtidos nesta pesquisa reforçam a constatação, já evocada por Peters-Lidard et al. (1998), de que modelos SVATs devem incorporar descrições mais elaboradas

das propriedades termodinâmicas do solo, particularmente em regiões semi-áridas, para simular corretamente a repartição dos fluxos de energia à superfície.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPQ, que financiou a pesquisa; ao CTHIDRO, pela bolsa de doutorado de um dos autores, e ao revisor anônimo, pelas correções e sugestões para melhorar este artigo.

LITERATURA CITADA

- Agam, N.; Berliner, P. R. Diurnal water content changes in the bare soil of a coastal desert. *Journal of Hydrometeorology*, v.5, p.922-933, 2004.
- Bolle, H. J.; André, J. C.; Arrie, J. L.; Barth, H. K.; Bessemoulin, P. A. B.; de Bruin, H. A. R.; Cruces, J.; Dugdale, G.; Engman, E. T.; Evans, D. L.; Fantechi, R.; Fielder, F.; Van de Griend, A.; Imeson, A. L.; Jochum, A.; Kabat, P.; Kratsch, P.; Lagouarde, J. P.; Langer, I.; Llamas, R.; Lopes-Baeza, E.; Melia – Muralles, J.; Muniosguren, L.S.; Nerry, F.; Noilhan, J.; Oliver, H. R.; Roth, R.; Saatchi, S. S.; Sanchez Dias, J.; de Santa Olalla, M.; Shuttleworth, W. J.; Sogaard, H.; Stricker, H.; Thornes, J.; Vauclin, M.; Wickland, D. EFEDA: European field experiment in a desertification-threatened area. *Annales Geophysicae*, v.11, p.173-189, 1993.
- Borges, C. J. R.; Azevedo, P. V. de; Silva, V. de P. R.; Campos, H. B. C.; Moura, M. S. B., Soares, J. M.; Silva, B. B. da. Influência do calor armazenado no sistema solo-planta no balanço de energia em pomar de mangueiras. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.12, p.393-399, 2008.
- Boulet, G.; Braud, I.; Vauclin, M. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil atmosphere continuum. Application to the EFEDA experiment. *Journal of Hydrology*, v.193, p.114-141, 1997.
- Boulet, G.; Chehbouni, A.; Braud, I. Mosaic versus dual source approaches for modeling the surface energy balance of a semi-arid land. In: American Meteorological Society – Special symposium on hydrology. Phoenix, Arizona – Paper 1.7, 1998. 3p.
- Braud, I. A. C.; Antonino, A. C. D.; Vauclin, M.; Thony, J. L.; Ruelle, P. A Simple soil-plant-atmosphere Transfer Model (SiSPAT): Development and field verification. *Journal of Hydrology*, v.166, p.213-250, 1995.
- Chebouni, A.; Goodrich, D. C.; Moran, M. S.; Watts, C. J.; Kerr, J. H.; Dedieu, G.; Kepner, W. G.; Shuttleworth, W. J.; Sonooshian, S. A preliminary synthesis of major scientific results during the SALSA program. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.105, p.311-323, 2000.
- De Vries, D. A. Thermal properties of soils. In: van Wijk, W. R. (ed.). *Physics of plant environment*. Amsterdam: North Holland Publishing, 1963.

- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Manual de métodos de análises de solo. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2 ed., 1997, 212p.
- Goldfarb, M. C. Contribuição da vegetação tipo caatinga nos processos de transferência de calor e massa no complexo solo-vegetação-atmosfera na região semiárida de São João do Cariri, João Pessoa: UFPB. 2006, 116 p. Tese Doutorado
- Goutorbe, J. P.; Lebel, T.; Dolman, A. J.; Gash, J. H. C.; Kabat, P.; Kerr, Y. H.; Monteny, B.; Prince, S. D.; Stricker, J. N. M.; Tinga, A.; Wallace, J. S. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology*, v.188-189, p.4-17, 1997.
- Jacobs, A. F. G.; Verhoef, A. Soil evaporation from sparse natural vegetation estimated from Sherwood Numbers. *Journal of Hydrology*, v.188-189, p.443-452, 1997.
- Johansen, O. Thermal conductivity of soils. Norway: University of Trondheim, 1975. Ph.D. Thesis
- Kersten, M. S. Thermal properties of soils. University of Minnesota Engineering Experiment Station Bulletin, 1949.
- Marshall, C. H.; Crawford, K. C.; Mitchell, K. E. The Impact of the land surface physics in the operational NCEPETA model on simulating the diurnal cycle: Evaluation and testing using Oklahoma mesonet data. *Weather and Forecasting*, v.18, p.748-768, 2003.
- McCumber, M. C.; Pielke R. A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *Journal of Geophysics Research*, v.86, p.9929-9938, 1981.
- Milly, P. C. D. Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resource Research*, v.18, p.489-498, 1982.
- Mogensen, V. O. The calibration factor of heat flux meters in relation to the thermal conductivity of the surrounding medium. *Agricultural Meteorology*, v.7, p.401-410, 1970.
- Mualem, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*, v.12, p.513-522, 1976.
- Oliveira, M. B. L.; Santos A. J. B.; Manzi, A. O.; Alvalá, R. C. S.; Correia, M. F.; Moura, M. S. B. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de Caatinga e atmosfera no Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, p.378-386, 2006.
- Peters-Lidard, C. D.; Blackburn, E.; Liang, X.; Wood, E. F. The Effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.55, p.1209-1224, 1998.
- Philip, J. R.; Vries, D. A. de. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Transaction American Geophysician Union*, v.38, p.222-232, 1957.
- Sauers, T. J.; Meek, D. W.; Ochsner, T. E.; Harris, A. R.; Horton, R. Errors in heat flux measurement by flux plates of contrasting design and thermal conductivity. *Vadose Zone Journal*, v.2, p.580-588, 2003.
- Shuttleworth, W. J.; Wallace, J. S. Evaporation from sparse crop – An energy combination theory. *Quarter Journal of Royal Meteorology Society*, v.111, p.839-855, 1985.
- Silans, A. M. B. P. de. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle: Comparaison modèle-expérience. Grenoble: Institut National Polytechnique de Grenoble, 1986. 205p. Tese Doutorado
- Silans, A. M. B. P. de; Monteny, B. A.; Lhomme, J. P. The correction of soil heat flux measurement to derive an accurate energy balance by the Bowen ratio method. *Journal of Hydrology*, v.188, p.453-465, 1997.
- Silans, A. M. B. P. de; Silva, F. M. Fluxo de calor sensível e evapotranspiração na Caatinga: Estudo experimental. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.13, p.1-14, 2007.
- Silans, A. M. B. P. de; Silva, F. M.; Barbosa F. A. R. Determinação in loco da difusividade térmica num solo da região de Caatinga-PB. *Revista Brasileira de Ciência dos Solos*, v.30, p.41-48, 2006.
- Silans, A. M. B. P. de; Silva, F. M.; Werlang, L. M.; Goldfarb, M. C. The role of Soil and vegetation in the hydrology of a semi-arid basin: an experimental study in the north-east of Brazil. In: *Hydrology: Science and practice for the 21st Century*, 2004, London. British Hydrological Society, v.2, p.139-145, 2004.
- Silva, F. M. Estudo teórico-experimental dos balanços energético, radiativo e hídrico no complexo solo-vegetação-atmosfera em região de Caatinga. João Pessoa: UFPB, 2003. 186p. Tese Doutorado
- Silva, F. M.; Silans, A. M. B. P. de. Experimento cariri: Um estudo experimental – Fase 1. *Interface (Porto Nacional)*, v.2, p.125-130, 2005.
- Sousa, B. I.; Silans, A. M. B. P. de; Santos, J. B. Contribuição ao estudo da desertificação na bacia do Taperoá. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.8, p.292-298, 2004.
- Souza, J. R. S.; Makino, M.; Araújo, R. L. C.; Cohen, J. C. P.; Pinheiro, F. M. A. Thermal properties and heat fluxes in soils under Forest and pasture in Marabá, PA, Brazil. *Revista Brasileira de Meteorology*, v.21, p.89-103, 2006.
- van Genuchten, M. T.; Nilsen, D. R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. 1980.
- Vauclin, M.; Haverkamp, R.; Vachaud, G. Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés. Grenoble: Université de Grenoble, 1979. 183p.
- Werlang, L. M. Transferência de massa e calor no complexo solo-vegetação-atmosfera: Sensibilidade do modelo à variabilidade espacial da condutividade térmica do solo. João Pessoa: UFPB, 2006. 145p. Tese Doutorado