

## Fluxo de Calor Sensível e Evapotranspiração na Caatinga: Estudo Experimental

Alain Marie Bernard Passerat de Silans

Universidade Federal da Paraíba

alainsilans@yahoo.com.br

Fernando Moreira da Silva

Universidade Federal do Rio Grande do Norte

fmoreira@ufrnnet.br

Recebido: 19/05/06 – revisado: 31/08/06 – aceito: 16/11/06

---

### RESUMO

*Com o intuito de contribuir ao melhoramento das previsões meteorológicas na região semi-árida do Nordeste Brasileiro dominada por vegetação de Caatinga, foi instalado na fazenda escola de São João do Cariri, na Paraíba, um experimento denominado projeto Cariri. Uma torre com 8 metros de altura foi erguida no meio da vegetação para coletar informações micrometeorológicas na camada limite atmosférica, no dossel da vegetação e no solo para realizar localmente os balanços de radiação, de energia e de água. A intenção é de elaborar um modelo SVATs (Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme) para ser, no futuro, incorporado a modelos de circulação atmosférica de mesoescala aplicáveis à região. O estudo experimental permitiu detectar processos físicos naturais específicos que reduzem as perdas de água neste ambiente frágil e vulnerável às secas. As transferências de calor sensível e vapor de água entre o solo e a atmosfera ou entre o solo e a vegetação, se devem permanentemente a um processo de convecção livre controlado pela diferença de temperatura entre a superfície do solo e a atmosfera ou o ar no dossel da vegetação. Por sua vez, esta diferença de temperatura reduzida e as vezes invertida resulta conjuntamente da baixa difusividade termodinâmica do solo e do controle exercido pela vegetação sobre a transpiração. O resultado deste processo é uma baixa taxa de evapotranspiração e um relativo poder de conservação da umidade deste solo da região mais semi-árida do Brasil.*

**Palavras-chave:** evapotranspiração; caatinga; projeto cariri.

---

### INTRODUÇÃO

Os modelos matemáticos que simulam as transferências de massa e calor no complexo formado pelo solo, a vegetação e a atmosfera são denominados familiarmente de modelos SVATs (Soil Vegetation Atmosphere Transfer scheme). Os modelos de circulação atmosférica de mesoescala, ou regionais, utilizam modelos SVATs para descrever as suas condições de contorno inferior, isto é, os fluxos ou as variáveis de estado na interface entre a atmosfera e o solo.

Sellers et al. (1997) fizeram uma síntese dos modelos SVATs utilizados ou em fase de desenvolvimento. Estes autores mostraram existir três gerações distintas destes modelos que procuraram, cada uma na sua época, responder à anseios científicos: i) incorporar as informações oriundas do sensoramento remoto, principalmente de satélites no me-

lhoramento das previsões meteorológicas, ii) incorporar a dinâmica da umidade no solo e sua variabilidade nos processos de transpiração e de calor sensível para melhorar as performances dos modelos atmosféricos de mesoescala e iii) incorporar os processos de assimilação de gás carbônico pela vegetação para simular a produção de massa vegetal sazonal permitindo a elaboração de cenários para as previsões climáticas. Obviamente que as preocupações mundiais com as mudanças climáticas devido ao efeito estufa, ou ainda as preocupações com a desertificação no planeta e suas consequências econômicas e sociais, manifestadas a partir da conferência de Dublin em 1978 constituem-se em motores impulsionadores dos estudos sobre a interface entre o solo e a vegetação, os quais, há várias décadas, são, na maioria, patrocinados pelo GEWEX (Global Energy and Water Experiment) do IGBP (International Geosphere Biosphere Program) da Organização das Nações Unidas.

A primeira geração de modelos SVATs segundo Sellers et al. (op. citados), representa a superfície da terra por meio de um plano único, horizontal, fictício, deslocado de uma distância “d” em relação à superfície real do solo. Nesta representação não se faz distinção entre o solo e a vegetação. O mesmo plano é fonte das transferências de calor e de água. A distância de deslocamento deste plano é geralmente igual a uma fração da altura média da vegetação. O exemplo mais conhecido de modelo SVATs de primeira geração é a fórmula de Penman Monteith (Monteith, 1965) para cálculo da ETP. Muitos outros modelos derivam desta formulação.

Os modelos de segunda geração baseiam-se, na sua concepção original, no conceito de “Big-leaf”. São modelos de no mínimo duas camadas, uma representando a vegetação (a “big leaf”) e outra representando o solo. As transferências de calor sensível e de água tem a sua origem em dois planos distintos: a vegetação e o solo. Desta forma é possível representar o efeito da dinâmica da água no solo sobre os parâmetros de transferência do calor e do vapor de água, e, a umidade e a temperatura do solo são atualizadas a cada passo de tempo em função da evapotranspiração e do balanço de energia. Os modelos SVATs mais conhecidos desta geração são os modelos BATs de Dickinson et al. (1986), SIB de Sellers et al. (1986) e ISBA de Noilhan e Planton (1989). Todos estes modelos já foram incorporados a modelos de circulação atmosférica de mesoescala, e, algumas vezes também, a modelos hidrológicos distribuídos após estudos de parametrização para compatibilizar as escalas geométricas de discretização (Habets et al., 1999 a e b).

Os modelos de terceira geração foram desenvolvidos na segunda metade da década de 90 e continuam em franco desenvolvimento. Eles apresentam uma estrutura similar aos modelos de segunda geração, com modificações na forma de representar o papel da vegetação. Desta vez, a assimilação do gás carbônico pela planta esta incorporada aos algoritmos de representação da resistência ou condutância estomatal, inclusive permitindo a simulação da produção de massa vegetal (Jarvis e Davis, 1998).

Os modelos SVATs das três gerações utilizados atualmente em modelos de circulação atmosférica, baseiam-se no conceito de “big leaf”. Diversos experimentos de grande porte sob a égide do GEWEX têm contribuído para o desenvolvimento destes modelos SVATs e para o desenvolvimento de métodos e tecnologias de medições e observações na camada limite atmosférica. Estes experimentos foram conduzidos em diversas regiões do planeta re-

presentativas de feições climáticas associadas a biomas bem diferenciados. São os experimentos HAPEX (Hydrological – Atmospheric Pilot Experiment), entre outros, que foram conduzidos nos anos 90.

Destes, três principais experimentos foram desenvolvidos em regiões áridas ou semi-áridas no 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). Estes três experimentos mostraram que o conceito de “big leaf” não se adequa às regiões semi-áridas, pois a vegetação é essencialmente esparsa. Em áreas cultivadas nestas regiões, o modelo para vegetação esparsa proposto inicialmente por Shuttleworth e Wallace (1985) tem dado resultados satisfatórios, mas o mesmo não ocorreu com vegetações naturais (Mulligan, 2004).

Este modelo, um modelo de segunda geração, adapta o conceito de “big leaf”, pois permite uma contribuição do solo diretamente para a atmosfera no dossel da vegetação. É como se funcionasse com duas colunas de transferências em baixo da grande folha: transferência do solo para a folha, da folha para o ar em torno dela e deste para a camada limite atmosférica através das raízes, do caule, dos estômatos da folha e de uma resistência aerodinâmica, e, diretamente do solo para o ar em torno da folha (contribuição específica do solo). O processo de transferência se dá considerando uma atenuação (ou extinção) da turbulência em função da área foliar. Jacob e Verhoef (1997), analisando dados do experimento HAPEX-Sahel, perceberam que em 20% dos casos a transferência de calor sensível e vapor de água entre o solo e a vegetação ocorre por convecção livre, portanto não pode ser representada por uma fórmula de atenuação da turbulência.

Baseando-se num conceito introduzido por Massman (1992) sobre o papel do solo, desenvolveram para este caso uma teoria, utilizando o número de Sherwood para separar o fluxo evaporado proveniente do solo e o fluxo transpirado pela vegetação. Essa teoria foi verificada sobre lisímetros instalados em área de savana, ora à sombra dos arbustos, ora no solo diretamente exposto à radiação solar. Bolle et al. (1998), analisando os resultados do experimento SALSA, concluíram que, em regiões semi-áridas, os modelos SVATs deveriam seguir o formato do modelo Mosaico sugerido por eles e jamais constituírem-se em adaptações de mo-

delos já existentes para outras regiões. O modelo "Mosaico" seria formado de um modelo de coluna solo –camada limite atmosférica onde predomina o solo desnudo ou coberto por gramíneas e outro de duas colunas nas "ilhas de vegetação". Mulligan (2004), efetuando uma revisão dos estudos sobre regiões semi-áridas que receberam contribuições financeiras da Comunidade Européia destacou que, de qualquer forma, em regiões semi-áridas, é indispensável separar as contribuições da vegetação e as contribuições do solo, e preocupar-se com os efeitos diferentes que podem ocorrer em períodos úmidos, períodos secos e períodos de longo estresse hídrico.

Com o intuito de contribuir ao melhoramento das previsões meteorológicas na região semi-árida do Nordeste Brasileiro dominada por vegetação de Caatinga, foi instalado, na fazenda escola de São João do Cariri, na Paraíba, um experimento denominado projeto Cariri. Uma torre com 8 metros de altura foi erguida no meio da vegetação para coletar informações micrometeorológicas na camada limite atmosférica, no dossel da vegetação e no solo para realizar localmente os balanços de radiação, de energia e de água. A intenção é de elaborar um modelo SVATs para ser, no futuro, incorporado a modelos de circulação atmosférica de mesoescala aplicáveis à região.

Neste trabalho, apresentam-se as observações experimentais relativas aos fluxos de calor sensível e de vapor de água, no conjunto formado pelo solo, a vegetação e a atmosfera, em uma região de Caatinga. Revela-se mecanismos naturais próprios ao conjunto "solo – vegetação" para conservar a água do solo nesta região a mais árida do Brasil. À luz dos resultados obtidos, sugere-se também os conceitos que nos parecem mais adequados para o desenvolvimento de um modelo SVATs para a região.

## MATERIAL E MÉTODOS

### Estudo experimental

A localização da Fazenda Escola da Universidade Federal da Paraíba ( $7^{\circ}22'45,1''S$  e  $36^{\circ}31'47,2''W$ ), em São João do Cariri, nos Cariris Velhos no estado da Paraíba é mostrada na figura 1. A altitude média é de 542m. acima do nível do mar. A região é semi-árida, apresentando um índice de aridez de 0,21 segundo Souza 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.

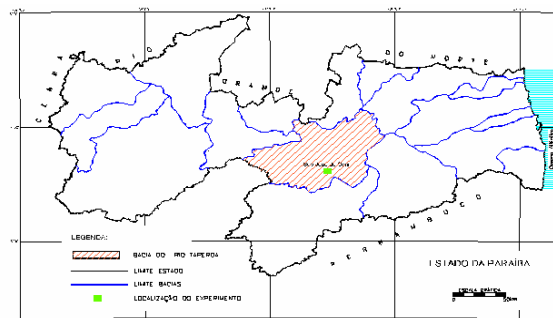


Figura 1 – Localização do experimento

A torre erguida no meio da vegetação foi equipada 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 atmosférica, com um lay-out experimental projetado para se testar o modelo proposto por Shuttleworth e Wallace (op. citados). O esquema de monitoramento está representado na figura 2. Do lado direito são as medições para o balanço hídrico e do lado esquerdo da figura, as medições para os balanços de energia e de radiação. As variáveis medidas estão explicadas na tabela 1. O calor sensível  $H$  na camada limite atmosférica foi suposto igual à soma das contribuições respectivas do solo,  $H_s$  e da vegetação,  $H_{veg}$ . O calor latente de evapotranspiração,  $LE$ , foi também suposto igual à soma das contribuições respectivas do solo,  $LE_s$  e da vegetação,  $LE_{veg}$ . As medições na camada limite dos pares ( $T_{up}$ ,  $e_{up}$ ) e ( $T_{low}$ ,  $e_{low}$ ) foram feitas através de um sistema de Bowen, permutando a cada dois minutos as posições "up" e "low", e servem para determinar  $H$  e  $LE$  através das medições dos gradientes de temperatura e dos gradientes de pressão parcial de vapor. Outras variáveis foram medidas, como a precipitação acima da vegetação e abaixo da vegetação, composta por Marmeleiro (*Croton sonderianus* sp.), Pinhão branco (*Jatropha mollissima* sp.), Pereiro branco (*Aspidosperma pyrifolium* sp.) e Catingueira (*Caesalpinia pyramidalis* sp.), para um estudo de interceptação da chuva (Werlang et al., 2001) e a velocidade do vento a 50 cm acima da superfície do solo.

Tabela 1 – Variáveis medidas no experimento<sup>(1)</sup>

Camada	Variáveis medidas	Finalidade
Camada limite atmosférica	$R_g, R_n, P, T_{Up}$ $T_{Up}, T_{Low}, e_{Up}, e_{Low}$ $U$	Balanco radiativo Razão de Bowen Velocidade e direção do vento
Dossel	$T_{veg}, e_{veg}$	Temperatura e pressão de vapor do ar dentro da vegetação
Solo	$T_{1,0cm}, T_{1,2cm}, T_{1,5cm}, T_{1,15cm}, T_{1,50cm}$ $T_{2,0cm}, T_{2,2cm}, T_{2,5cm}$ TDR 5cm $h_{10}, h_{20}, h_{40}$ $G_1, G_2$	Perfil de temperatura no solo desnudo Perfil de temperatura no solo debaixo da vegetação Umidade do solo a 5cm de profundidade Perfil do potencial matricial no solo desnudo Fluxo de calor no solo a 5 cm de profundidade, sombreado pela vegetação e sem vegetação.

(1)  $R_g$  e  $R_n$ , radiações global e líquida respectivamente;  $T_{Up}, T_{Low}, e_{Up}, e_{Low}$ , temperaturas e pressões de vapor medidas em dois níveis (up e low) na camada limite;  $T_{1,xxcm}$ , temperatura medida no solo sem cobertura vegetal à profundidade xx cm.;  $T_{2,xxcm}$ , temperatura medida no solo debaixo da vegetação à profundidade xx cm.; TDR umidade do solo medida à 5 cm de profundidade;  $h_{xx}$ , potencial matricial medido a xxcm.;  $G_1$  e  $G_2$  fluxos de calor medidos a 5 cm. de profundidade no solo desnudo ou debaixo da vegetação.

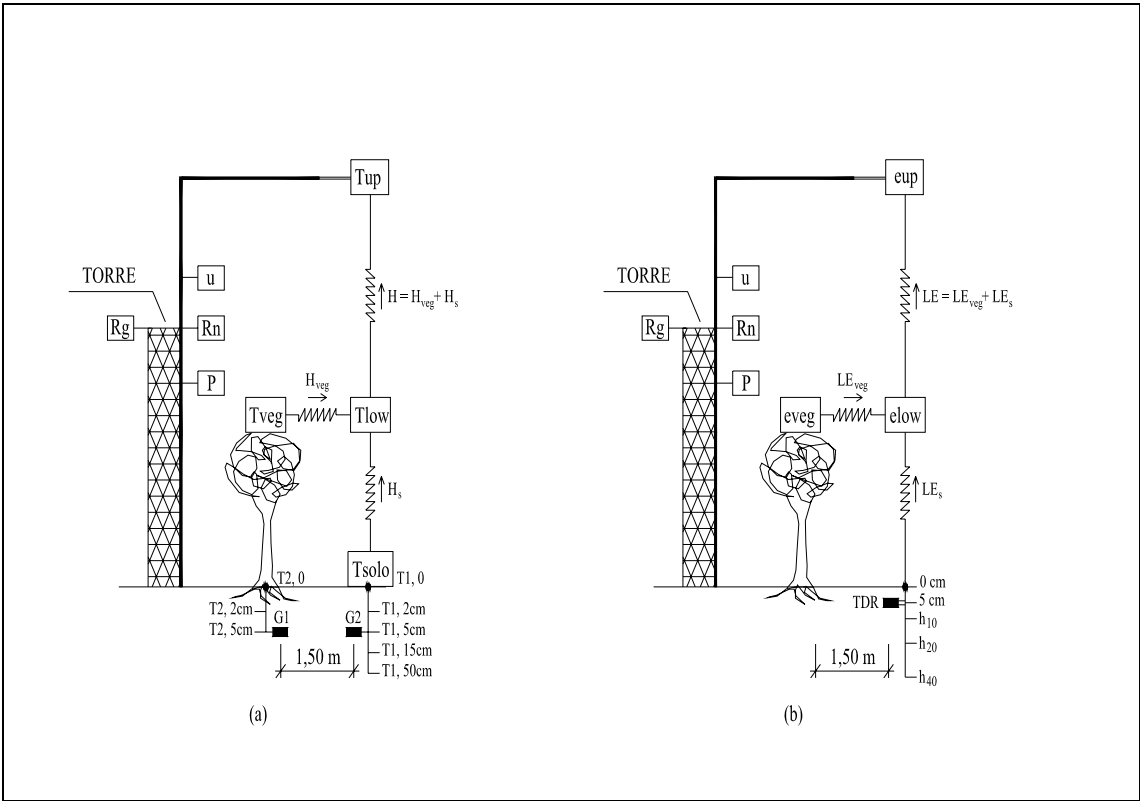


Figura 2 – Lay out do experimento – (a) esquema representando as variáveis medidas para a determinação do balanço de energia; (b) esquema representando as variáveis medidas para determinar o balanço hídrico. As variáveis estão explicadas na tabela 1.

**Abordagem teórica**

Silva (2003) utilizando o número de Rayleigh, mostrou que neste experimento, as transferências de calor sensível entre o solo e o topo da vegetação, se processam em todos os casos (dois anos de medições aproximadamente) por convecção livre. Segundo Jacob & Verhoef (1997), nestas condições o calor sensível se estima pela equação:

$$H_S = 0,14 \lambda_a R_{ay}^{1/3} \Delta T / l \quad (1)$$

onde  $R_{ay}$  é o número de Rayleigh,  $\lambda_a$  é a condutividade térmica do ar seco,  $\Delta T$  é a diferença de temperatura entre a superfície do solo e um nível de referência, e  $l$  é o comprimento horizontal característico da área entre os maiores obstáculos da superfície (Raupach, 1992). No caso deste experimento, os obstáculos são representados pelas ilhas de vegetação.  $l$  foi medido e estimado em 9m. (Silva et al., 2002)

Por sua vez o número de Rayleigh se escreve:

$$R_{ay} = \frac{l^3 g b Pr |\Delta T|}{\nu^2} \quad (2)$$

na qual  $b$  é o coeficiente de expansão térmica do ar,  $g$  é a aceleração gravitacional,  $Pr$  é o número de Prandtl e  $\nu$  é a viscosidade cinemática do ar.

O calor latente de evaporação do solo pode ser determinado pela razão de Bowen:

$$LE_S = \beta H_S \quad (3)$$

onde  $\beta$  é a razão de Bowen:

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (4)$$

onde  $\Delta e$  é a diferença de pressão de vapor entre o ar à superfície do solo e no nível de referência na atmosfera.

A pressão de vapor à superfície do solo,  $e_0$ , tem que ser estimada. Admitindo que existe um equilíbrio termodinâmico entre o vapor de água nos poros da matriz porosa logo à superfície e o vapor de água no ar atmosférico logo em contato com a superfície, a pressão de vapor à superfície pode se escrever:

$$e_0 = h_r \text{esat}(T_0) \quad (5)$$

onde  $\text{esat}$  é a pressão de vapor saturante à temperatura do solo à superfície,  $T_0$  e  $h_r$  é a umidade relativa dentro dos poros da matriz porosa à superfície. A umidade relativa,  $h_r$  se relaciona com a umidade do solo à superfície através da curva de retenção do solo,  $h(\theta)$ , pela fórmula de Clapeyron (Passerat de Silans, 1986):

$$h_r = \exp\left(\frac{-gh(\theta)}{R_v T_0}\right) \quad (6)$$

onde  $R_v$  é a constante do gás perfeito para o vapor de água. O valor de  $h_r$  é igual a 1 para o solo à capacidade de campo, a 0,99 no ponto de murcha e 0,93 para um potencial matricial igual a - 1000 m.. A umidade relativa nos poros diminui drasticamente quando o solo seca além deste ponto.

Massman (1992) sugeriu separar a evaporação do solo, da evapotranspiração, introduzindo uma razão de Bowen de equilíbrio,  $\beta_{S,E}$ :

$$\beta_{S,E} = \frac{\gamma}{s} \quad (7)$$

onde  $s$  é a declividade da curva de vapor saturada e  $\gamma$  é a constante psicrométrica. Para um solo com umidade acima da capacidade de campo, a ETP poderia ser calculada por:

$$ETP = \frac{H_S}{L \beta_{S,E}} \quad (8)$$

na qual  $L$  é o calor latente de vaporização. Para um solo cuja umidade se encontra abaixo da capacidade de campo, Massman (op. citado) propõe uma correção na equação 8, utilizando um coeficiente empírico,  $c_w$ , função da umidade do solo na camada superior do solo, tipicamente de 0 à 5 cm. Obtem-se para o calor latente de evaporação do solo:

$$LE_S = \frac{H_S}{c_w \beta_{S,E}} \quad (9)$$

Jacob & Verhoef (1997) encontraram a seguinte dependência entre  $c_w$  e a umidade volumétrica:

$$c_w = 27,6 \exp(-29,0 s_{cm}) \quad (10)$$

onde  $\theta_{5\text{cm}}$  é a umidade à 5 cm.

Neste trabalho a evaporação real do solo será estimada com ambas as equações (3) e (9).

O método do balanço hídrico (Vachaud et al., 1978) permite estimar a evaporação diária real do solo. O método proposto por Vachaud et al. (op. citados) consiste em traçar um gráfico com os perfis diários de umidade volumétrica e outro com os correspondentes perfis de potencial hidráulico no solo. O fluxo de água no solo é proporcional ao gradiente do potencial hidráulico e seu sinal depende do sinal do gradiente. Assim, detecta-se neste gráfico, para cada dia, o plano de fluxo nulo. Acima deste plano, o fluxo de água é vertical dirigido em direção à atmosfera. Reporta-se para cada dia o plano de fluxo nulo (cota  $z_0$ ) nos perfis de umidade volumétrica. A integral  $\int_{z_0}^0 \Delta\theta.dz$  representa a lâmina diária evaporada.

O balanço de energia se escreve:

$$Rn_S = LE_S + H_S + G \quad (11)$$

onde  $Rn_S$  representa a componente solo da radiação líquida,  $Rn$ , e  $G$  o fluxo de calor no solo.

No experimento descrito em Silva (2003), o fluxo de calor no solo foi medido com um sensor HTF3.1 da REBS inc. colocado a 5 cm de profundidade no solo. Passerat de Silans et al. (2006) utilizaram diversos métodos para calcular a difusividade térmica do solo in situ, a partir dos perfis de temperatura. Mostraram que o método mais adequado ao tipo de solo utilizado é o método CLTM proposto por Passerat de Silans et al. (1996) que utiliza uma correção da transformada de Laplace para resolver a equação de condução do calor em um meio sólido. Os resultados obtidos mostraram que a difusividade térmica do solo é muito baixa, variando entre  $5,8 \cdot 10^{-8}$  e  $2,4 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ . Havendo um forte contraste entre a condutividade térmica do solo e a condutividade térmica da epóxi que constitui o sensor de fluxo de calor, há necessidade de se efetuar uma correção sobre os fluxos medidos. Sauer et al. (2003) fizeram uma revisão bastante completa dos estudos relativos a erros de medições do fluxo de calor no solo por sensores em forma de placas. Mogensen (1970) generalizou a formulação de Philip (1961) para qualquer sensor, propondo a seguinte fórmula:

$$\frac{G_m}{G} = \frac{1}{\left[1 - \alpha r \left(1 - \frac{\lambda}{\lambda_m}\right)\right]} \quad (12)$$

na qual  $G_m$  e  $G$  são respectivamente os fluxos de calor medido e o fluxo de calor real;  $\alpha$  é um coeficiente empírico;  $r$  é a razão entre a espessura da placa e a raiz quadrada da área transversal ao fluxo; e  $\lambda_m$  e  $\lambda$  são as condutividades térmicas do meio e do solo respectivamente. Sauer et al. (op. citado) mostraram que a equação 12 representa uma correção razoável desde que outras fontes de erro como a horizontabilidade do sensor ou o contato com o solo, sejam mínimas.

Com essa correção, a componente de radiação líquida devido ao solo pode ser calculada pela equação (11). Por diferença com a radiação líquida medida obtém-se a componente da radiação líquida devida à vegetação:

$$Rn_{veg} = Rn - Rn_S \quad (13)$$

## RESULTADOS

Neste trabalho, foram analisados os resultados no período de 12 a 22 de janeiro de 2002, que corresponde a um longo período de secagem do solo, iniciando com solo úmido. Nos dias 10 e 11, anteriores ao dia 12, choveu 14,8 mm, num solo já úmido, pois na primeira semana de janeiro foi registrado 112 mm. Posteriormente a este dia, não ocorreram chuvas com exceção do dia 17, quando caiu 2 mm em torno de meio dia.

### A evaporação do solo

A evaporação do solo é estimada pelos três métodos apresentados: o clássico método do balanço hídrico no solo com plano de fluxo nulo proposto por Vachaud et al. (op. citados) e os métodos baseados sobre o cálculo do fluxo de calor sensível para convecção livre (eq. 1) associado ora à razão de Bowen (eq. 3 e 4), ora à razão de Bowen de equilíbrio com a correção de Massman (eq. 9 e 10). A figura 3 representa a aplicação do método do balanço hídrico. Os resultados da evaporação diária do solo são apresentados na tabela 2.

Observa-se da tabela 2 que o método utilizando a correção de Massman fornece valores bastante discrepantes. O coeficiente  $c_w$  utilizado no cálculo não corresponde ao solo do experimento, devendo ser calibrado. Comparando-se os resultados apresentados pelo método do balanço hídrico e pelo método baseado sobre a razão de Bowen, obtém-se valores próximos de evapotranspiração po-

tencial real, tendo em vista que o primeiro método é gráfico e que no segundo, integram-se no tempo valores calculados a cada 20 minutos, alguns dos quais podem apresentar erros significativos quando os gradientes de pressão de vapor ou de temperatura são muito baixos. A média da evaporação real do solo pelo método do balanço hídrico no período observado é de 1,65 mm por dia. No mesmo período a evapotranspiração potencial foi calculada com a fórmula de Priestley-Taylor (1972) a partir dos dados medidos em campo. O valor médio para o período foi de 2,61 mm. Observa-se que o valor médio da evapotranspiração potencial é baixo, devido aos baixos valores da radiação líquida. Neste mesmo período a evaporação do tanque classe "A" medida na estação meteorológica da Fazenda Escola foi de 4,6 mm/dia.

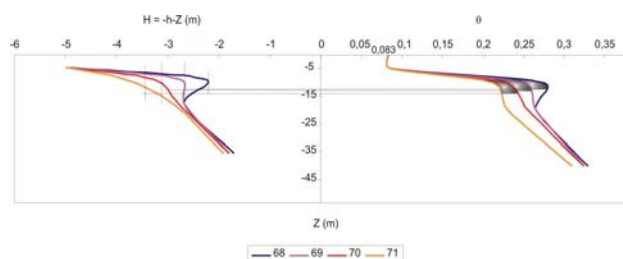


Figura 3 – Representação da aplicação do método do balanço hídrico com plano de fluxo nulo.  
(Fonte Silva, 2003)

Tabela 2 – Evaporação real do solo pelos diversos métodos

Dia	ETR <sub>m</sub>	ETR <sub>Bow</sub>	ETR <sub>BH</sub>
13 – 14	1,82	0,72	1,73
14 – 15	3,05	1,07	1,36
15 – 16	6,16	1,62	1,24
16 – 17	3,68	1,11	1,42
17 - 18	2,53	0,77	1,43
18 – 19	4,46	1,30	1,48
19 – 20	8,97	2,09	2,18
20 – 21	16,7	3,40	2,37
Total	47,37	12,07	13,21

ETR<sub>m</sub> = Evaporação com a correção de Massman (mm)

ETR<sub>Bow</sub> = Evaporação com a razão de Bowen (mm)

ETR<sub>BH</sub> = Evaporação pelo balanço hídrico (mm).

### O balanço de energia

Na figura 4 são traçadas para comparação os valores da radiação líquida  $R_n$ , medida, o valor da componente da radiação líquida devida ao solo, calculada pela equação 11 com a correção apresentada na equação 12 e o valor da radiação global incidente medida acima da vegetação. Para a aplicação da equação 11, o fluxo de calor sensível é calculado pela equação 1 relativa ao processo de convecção livre e o fluxo de calor latente pela razão de Bowen (eq. 3 e 4). Da figura 4, observa-se que a radiação líquida medida é uma fração da radiação global, da ordem de 50%, o que se explica pelos altos valores de temperatura registrados à superfície do solo e no dossel. Tal resultado é segundo Oke (1990, p. 81) típico de regiões desérticas ou áridas. Isto justifica o relativamente baixo valor da ETP calculada pela equação de Priestley-Taylor. A componente da radiação líquida devida ao solo,  $R_{ns}$ , é bastante inferior à radiação líquida medida nos sete primeiros dias e também inferior à componente devida à vegetação (eq. 13). No entanto, nos dois últimos dias, a componente devida à vegetação é muito pequena quando comparada com a componente devida ao solo. Provavelmente a vegetação exerce um forte controle sobre o seu processo de transpiração, depois de 7 dias de solo secando.

### Fluxo de calor sensível e de calor latente na camada limite atmosférica

Em nenhum momento, durante os dois anos que durou o experimento, obtivemos resultados consistentes com esta metodologia. Diversas tentativas de exploração da camada limite foram feitas modificando a posição dos sensores e o seu afastamento. A altura do braço suporte dos termopares e da tomada de ar para determinação da pressão de vapor no nível inferior variou entre 0,70m e 4m acima da vegetação, e o espaçamento entre este braço e o do nível superior variou entre 1,08m e 4m. Em nenhuma das configurações testadas, os resultados foram satisfatórios, pois o valor da razão de Bowen apresentou-se frequentemente ora muito elevado em valor absoluto, ora muito próximo a 0 pelo fato dos gradientes de pressão de vapor e os gradientes de temperatura serem muitas vezes praticamente nulos. O braço inferior foi colocado então ao mesmo nível que o sensor introduzido dentro da folhagem da vegetação, mas afastado do mesmo de 1,8m para ficar acima do solo desnudo. Com isto foram traçados em diversos períodos digramas

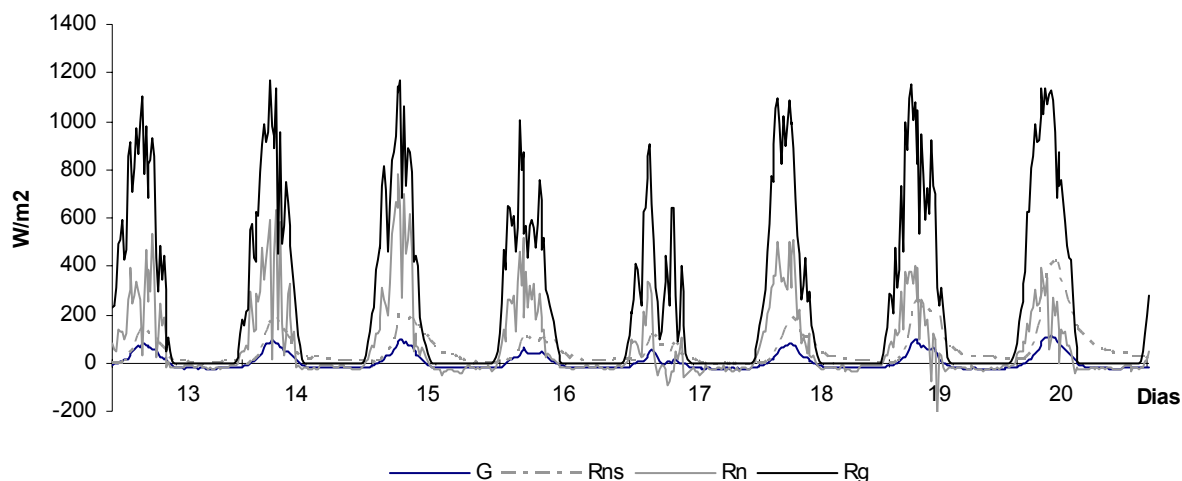


Figura 4 - Balanço de energia

similares aquele representado na figura 5 (ver Silva (2003)).

Do lado esquerdo de cada esquema a medição de temperatura no ar é feita na vegetação, enquanto do lado direito ela é feita acima do solo desnudo. No caso deste dia, observaram-se valores mais altos da temperatura no ar no meio da vegetação do que acima do solo sem vegetação. O mesmo resultado tem ocorrido sistematicamente nas medições observadas às 12:00 horas e 15:00 horas. Consta-se também a inexistência de gradientes de temperatura entre o ar na altura da vegetação e o ponto de observação na camada limite atmosférica situado 4m acima. Em outros dias, o gradiente ficou até invertido nessa mesma faixa horária. Estes resultados mostram que a vegetação exerce um papel decisivo sobre o perfil de temperatura, o qual permite que nas horas de maior insolação, o gradiente de temperatura entre a superfície do solo e a vegetação seja baixo, limitando deste fato o valor do calor sensível e da evaporação do solo. A inversão térmica observada mostra como são complexos os processos de transferência de calor, e provavelmente de vapor na camada limite atmosférica, motivo pelo qual a razão de Bowen não funcionou.

## CONCLUSÕES

As análises feitas sobre as observações experimentais realizadas no âmbito do projeto Cariri, revelam que, surpreendentemente, a taxa de evaporação do solo da região é relativamente baixa. A

explicação se deve a um conjunto de fatores que atuam simultaneamente de forma harmoniosa:

1. As transferências de calor e vapor de água entre o solo e a vegetação ocorrem exclusivamente por convecção livre, a qual é devida às altas temperaturas da superfície do solo;
2. As altas temperaturas da superfície do solo durante o dia ocorrem porque a difusividade térmica do solo é muito baixa. A onda de temperatura penetra pouco solo adentro.
3. Temperaturas altas são observadas no meio da vegetação. Estas são devidas a um mecanismo próprio da vegetação para se defender da alta demanda evaporativa existente. Esse mecanismo é tão intenso que durante o período de maior radiação solar, a temperatura no ar no meio da vegetação, melhor dizendo à sombra das folhas, é mais alta que a temperatura no ar fora da vegetação, na mesma altura.
4. As baixas taxas de evaporação observadas se explicam parcialmente pelo processo de difusão por convecção livre, o fraco gradiente de temperatura entre o solo e a vegetação ou o ar na altura do dossel, o controle efetuado pela vegetação e o relativamente baixo valor da radiação líquida quando comparado com os valores muito altos de radiação global



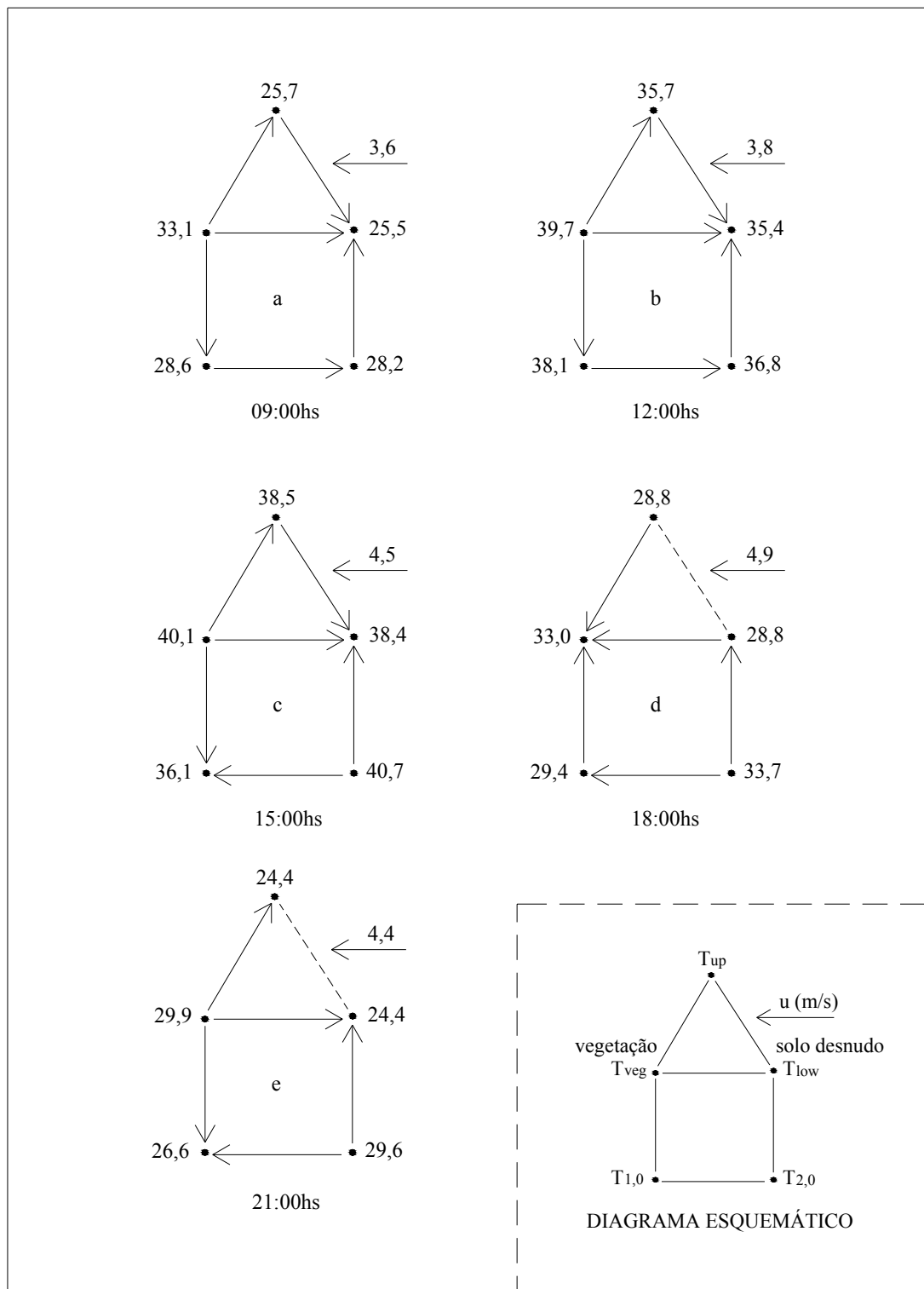


Figura 5 – Perfis de temperatura no ar e fluxos de calor em um dia de solo úmido no período seco.

## Sugestões

É evidente, a partir destas observações e de uma análise qualitativa feita por Passerat de Silans et al., (2003 e 2004), que as transferências de calor no solo, no ar entre a superfície do solo e a vegetação e no dossel tem um papel fundamental no processo de evaporação do solo e transpiração da vegetação. Isto sugere que para modelar as transferências verticais de água e calor entre o solo, a vegetação e a camada limite atmosférica, ou seja realizar um modelo SVATs para a Caatinga do Cariri, deve-se:

1. modelar de forma acoplada, as transferências de calor e água (líquida e vapor) no solo, até a interface com o ar atmosférico;
2. modelar as transferências de calor e vapor de água no ar atmosférico descrevendo um processo de convecção livre;
3. considerar um esquema de modelização de tipo mosaico, constituído de duas colunas separadas. A primeira, representando as transferências entre o solo e o ar atmosférico, e, a segunda representando as transferências entre o solo, a vegetação e a camada atmosférica com um esquema adaptado à vegetações esparsas.
4. Compreender os mecanismos próprios de controle da vegetação e introduzir-los na modelização das transferências solo – vegetação – atmosfera.

## AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem ao CNPq pelo financiamento da pesquisa, a CAPES pela bolsa de doutorado concedida ao segundo autor e a todos os pesquisadores que contribuíram à análise destes resultados por meio de discussões e questionamentos quando resultados deste estudo complexo foram apresentados em congressos e seminários. Agradecem também a um revisor anônimo que contribui em muito pela melhoria da clareza do documento.

## REFERÊNCIAS

- Bolle, H.J., André, J.C., Arrue, J.L. et al., 1993. EFEDA: European field experiment in a desertification-threatened area. *Ann. Geophysicae*, 11: 173-189.
- Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I., 1998. Mosaic versus dual source approaches for modeling the surface energy balance of a semi-arid land. *American Meteorological Society – Special symposium on hydrology*. Phoenix, Arizona – Paper 1.7, 3p.
- Chebouni, A., Goodrich, D.C., Moran, M.S., Watts, C.J., Kerr, Y.H., Dedieu, G., Kepner, W.G., Shuttleworth, W.J., Sorooshian, S., 2000. A preliminary synthesis of major scientific results during the SALSA program. *Agric. And Forest Meteorol.* 105: 311-323.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P.J. & Wilson, M.F., 1986. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATs) for the NCAR community climate model. NCAR Technical Note, 69 p.
- 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. 1997. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology* 188-189: 4-17
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, D. Vidal-Madjar, 1999a: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area Part 1: Model and database. *J. Hydrol.*, 217, 75-96.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, D. Vidal-Madjar, 1999b: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area Part 2: Simulation of streamflows and annual water budget. *J. Hydrol.*, 217, 97-118.
- Jacobs, A.F.G. & Verhoef A., 1997. Soil evaporation from sparse natural vegetation estimated from Sherwood Numbers. *Journal of Hydrology* 188-189: 443-452.
- Jarvis, A. & W. Davis, 1998. The coupled response of stomatal conductance to photosynthesis and transpiration. *Journal of Experimental Botany*, Vol 49, 399-406
- Massman, W.J., 1992. A surface energy balance method for partitioning evapotranspiration data into plant and soil components for a surface with partial canopy cover. *Water Resources Res.*, 28: 1723-1732.
- Mogensen, V.O., 1970. The calibration factor of heat flux meters in relation to the thermal conductivity of the surrounding medium. *Agric. Meteorol.* 7: 401-410.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exptl. Biol.*, 19: 205-234.
- Mulligan, M., 2004. A review of European Union funded research into modelling Mediterranean desertification. Department of Geography, King's College London, Strand, London WC2R 2LS, UK
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Month. Weather Review*, 117: 536-549.

- Oke, T.R., 1990. Boundary layer climates. 2<sup>nd</sup> edição, ed. Routledge, London, 435 p.
- Passerat de Silans, A. M. B., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèle expérience. Thèse de Docteur de l'INPG. Grenoble, 205 pp.
- Passerat de Silans, A. M. B.; Silva, F.M. da; Barbosa F. A. R. 2006. Determinação In Loco Da Difusividade Térmica Num Solo Da Região De Caatinga-Pb Revista Brasileira de Ciência dos Solos. –RBCS. Vol 30(1): 41-48
- Passerat de Silans, A.M.B., Bruckler, L., Thony, J.L., Vauclin, M., 1989. Modeling of coupled heat and Water flow in a stratified bare soil: Comparison with field observations. Journal of Hydrology, v.105 (1-2): 109 – 125.
- Passerat de Silans, A.M.B., Monteny, B., Lhomme, J.P., 1996. Apparent soil thermal diffusivity. A case study: Hapex-Sahel experiment. Agric. and Forest Meteorol., v.81(3-4):201 – 216.
- Passerat de Silans, A.M.B., Silva, F.M. da, 2003. Bilans énergétique et hydrique en une région semi-aride In: Conference internationale Hydrologie des régions Méditerranéennes et semi-arides, Montpellier. Anais em CD-ROM. AISH, 2003.
- Passerat de Silans, A.M.B., Silva, F.M. da, Werlang, L.M., Goldfarb, M.C., 2004. The role of Science 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, Londres. British Hydrological Society, v.2: 139-145.
- Passerat de Silans, A.M.B., Silva, FM. Da, Barbosa F.A.R., 2006. Determinação in loco da difusividade térmica num solo da região de Caatinga-Pb, Revista brasileira de Ciência dos Solos – RBCS, 30(1): 41-48.
- Philip, J.R., 1961. The theory of heat flux meters. J. Geophys. Res. 66: 571-579.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. Monthly Weather Review, 100: 81-92.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and drag partition on rough surfaces. Bound. Layer Meteorol., 60: 375-395.
- Sauer, T.J., Meek, D.W., Ochsner, T.E., Harris A.R. e Horton R., 2003. Errors in heat flux measurement by flux plates of contrasting design and thermal conductivity. Vadose Zone Journal, 2: 580-588.
- Sellers, P. J., Dickinson, R. E., Randall, D. A., Betts, A. K., Hall, F. G. Berry, J. A., Collatz G. J., Denning, A. S., Mooney, H. A., Nobre, C. A., Sato, N., Field, C. B., Henderson-Sellers, A., 1997. Modeling the Exchanges of, Energy, Water and Carbon Between Continents and the Atmosphere. Am. Ass. for the Adv. of Science, 275: 502-509.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. \$ Dalcher, A., 1986. A simple biosphere model (SIB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43 (6):
- Shuttleworth, W.J. and Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crop – an energy combination theory. Q. J. R. Met. Soc., 111: 839-855.
- Silva, F. M. da, Alencar, R.I. S., Passerat de Silans, A.M.B., Barbosa, F.A.R., 2002. Modelo convectivo para transferência de calor na camada limite de um escoamento na região de Caatinga/Pb. II congresso Nacional de Engenharia Mecânica - João Pessoa-PB. Anais em CD-ROM.
- Silva, F. M., 2003. Estudo Teórico-Experimental dos Balanços Energético, Radiativo e Hídrico no Complexo Solo-Vegetação-Atmosfera em Região de Caatinga. Tese Doutorado, CPGEM, João Pessoa PB. 192p.
- Sousa, B. I., Passerat de Silans, A. M. B., SANTOS, J. B., 2004. Contribuição ao estudo da desertificação na bacia do Taperoá. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. Campina Grande: , v.8(2/3): 292-298.
- Vachaud, G., Dancette, C., Sonko, M., Thony, J.L., 1978. Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé: application à deux types de sol du Sénégal en vue de la étermination des termes du bilan hydrique. Annales agronomiques, 29: 1-36.
- Werlang, L.M., Passerat de Silans, A. M. B., Silva, F.M. da, 2001. Estudo experimental da interceptação da chuva pela vegetação da Caatinga. XIV Simpósio brasileiro de Recursos Hídricos e V simpósio de hidráulica e Recursos Hídricos dos países de língua oficial portuguesa– Aracaju/SE, Anais em CD-ROM.

# *Sensitive Heat Flow and Evapotranspiration in the Caatinga: Experimental Study*

## ABTRACT

*In order to help improve weather forecasting in the semi-arid region of northeastern Brazil where the main vegetation is Caatinga, the Cariri experiment was set up on the farm belonging to the University in São João do Cariri, Paraíba State. An 8-meter-high tower was raised amidst the vegetation to collect micrometeorological information in the surface boundary layer, in the canopy and in the ground, to estimate point moisture, energy and irradiation budgets. The intention is to create a SVATs model (Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme) which will in future be included in the mesoscale atmospheric circulation models used in the region. The experimental study*

*allowed detecting specific natural physical processes that aim at reducing water losses in this fragile, vulnerable environment. The sensitive heat and water vapor transfers between the ground and the atmosphere or the ground and the vegetation, are permanently controlled by a free convection process depending on the temperature differences between the soil surface and the atmosphere or the air in the canopy. In turn, the small temperature differences observed result from both low thermodynamic soil diffusivity and the control exerted by the vegetation on the transpiration rate. The result of this process is a low evapotranspiration rate and a relatively efficient mechanism of soil moisture conservation for the most semi-arid region in Brazil.*

*Key-words: evapotranspiration; caatinga; Project Cariri.*