

Calibração e Validação de um Modelo Solo-Vegetação-Atmosfera na Floresta Nacional de Tapajós, Pará

Silvio José Gumiere, Jorge M. Moraes, Reynaldo Luiz Victória

Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), USP
sgumiere@cena.usp.br, jmmoraes@cena.usp.br, reyna@cena.usp.br

Recebido: 30/10/05 – revisado: 16/02/06 – aceito: 21/03/06

RESUMO

Desenvolveu-se um modelo Solo-Vegetação-Atmosfera para simular a dinâmica da água no solo da Floresta Nacional de Tapajós, Pará. O modelo desenvolvido resolve a equação de Richard's pelo método das diferenças finitas na zona não saturada com 11,0m de profundidade em períodos anuais. A calibração e validação do modelo foram realizadas através de comparação com sensores TDR instalados no local do experimento. As variáveis hidrometeorológicas, assim como todas as características físicas da vegetação, necessárias como entrada do modelo, foram medidas no local do experimento. A principal estratégia de calibração consistiu em variar a condutividade hidráulica de solo saturado, medida no campo, através de um fator multiplicativo constante em todas as profundidades. Os resultados da calibração mostraram correlação $r^2 = 0,72$ com relação aos valores medidos. Posteriormente o modelo passou pelo processo de validação, usando dados climatológicos do ano de 2000, obtendo-se $r^2 = 0,62$. O coeficiente de correlação e o RMSE ("Root Mean Square Error") do modelo desenvolvido foi comparado com o de outros modelos utilizando método das diferenças finitas, mostraram que a ordem de grandeza dos mesmos esta adequada para modelagem desta natureza.

Palavras-chaves: modelagem, hidrologia, simulação, calibração, validação.

INTRODUÇÃO

A bacia Amazônica tem uma área de 7 milhões de km², dos quais 5 milhões pertencem ao território brasileiro, compreendendo os estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato-Grosso, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins e parte dos estados do Maranhão e Goiás, tendo importância fundamental no ciclo do carbono, água e energia entre a biosfera e atmosfera (Schlesinger, 1997).

A região Amazônica possui uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm.ano⁻¹, embora em algumas regiões os totais anuais variem entre 1750 e 7000 mm (Victória et al., 2000). Além disso, a precipitação apresenta também variabilidade na duração e na diferença relativa entre a estação seca e úmida, com variações regionais e também de ano para ano (Marengo et al., 2001).

Aproximadamente metade do território da Amazônia sofre estiagens anuais que duram de três a cinco meses e mesmo após algum tempo sem chuva a floresta continua verde e úmida. Essa resistência aos períodos de seca ocorre principalmente porque a mesma possui raízes profundas, superiores a 10m de profundidade, que conseguem extrair água das

camadas mais profundas do solo (Nepstad et al., 1994). Entretanto esta resistência à seca possui limite, e pouco se sabe sobre a resposta da floresta a um período de estiagem prolongado. Além disso, mudanças climáticas globais, desmatamento descontrolado e queimadas podem tornar os períodos de estiagem maiores, diminuindo a água disponível no subsolo, causando mortalidade de plantas e tornando a floresta propícia a incêndios.

Para estudar a resposta da floresta Amazônica a uma condição severa de seca, um estudo da exclusão parcial da chuva iniciou-se em 1998 na Floresta Nacional Tapajós (Nepstad et al., 2002). O experimento, chamado Seca-Floresta, que compara duas parcelas de um hectare, uma recebendo chuva natural e na outra, a chuva foi parcialmente bloqueada por painéis plásticos instalados na floresta, durante a estação de chuvas. Estes painéis captam aproximadamente 60% da precipitação sobre a parcela coberta. Com o objetivo de compreender o impacto que um período de seca severa causa na floresta tropical instalou-se uma infra-estrutura completa de medidas de parâmetros fisiológicos das plantas, umidade do solo e parâmetros hidro-

meteorológicos no intuito de abordar esse estudo de forma multidisciplinar.

Poucos estudos foram realizados para melhor compreender a dinâmica da água no solo da floresta Amazônica em termos experimentais (JIPP et al., 1998; Hodnett et al., 1995) ou através de modelagem do tipo SVAT-Solo-Vegetação-Atmosfera (Calvet et al., 1998), esses últimos incluindo os balanços de água e energia. Nesse contexto, o projeto Seca-Floresta apresenta-se como uma oportunidade excepcional para a análise da dinâmica da água através de uma abordagem experimental e também com o auxílio de modelagem matemática para avaliar os fenômenos de transferência na floresta em condições normais e de exclusão de chuva.

O principal objetivo do presente trabalho foi desenvolver um modelo matemático Solo-Vegetação-Atmosfera capaz de simular a dinâmica da água no solo em florestas. Devido à complexidade das interações dos parâmetros físicos, incluindo infiltração, redistribuição de água, retirada de água pelas raízes, recarga, balanço de energia e outros, o mesmo foi testado e calibrado apenas para uma floresta primária que serve como comparação para o Seca-Floresta. A modelagem foi realizada na zona não saturada, onde os processos hidro-meteorológicos são ainda pouco conhecidos levando-se em conta a diversidade de paisagens presentes na região Amazônica. Predizer o movimento da água neste meio é um problema de importância fundamental, já que a água contida no solo e seu movimento têm grande influência na dinâmica de elementos e no balanço de água e energia com influência direta no clima. O procedimento para a minimização dos erros entre os dados medidos e simulados foi detalhado no processo de calibração.

DESCRIÇÃO DO MODELO

A interação entre os processos de infiltração, redistribuição e percolação da água no solo têm estreita ligação com a retirada de água pelas plantas (relacionada à distribuição das raízes e demanda atmosférica), às propriedades físicas dos solos e também com quantidade de matéria orgânica relacionadas à vegetação (Kabat, 1997; Vandam & Feddes, 2000; Schaap, et al., 1997; Roberts, 2000). A complexidade dos fenômenos envolvidos na dinâmica da água no solo torna necessária a utilização de modelos matemáticos para uma melhor compreensão e quantificação (Kabat, 1997).

O fluxo de água no solo é geralmente modelado através da equação de Darcy combinada com o princípio de conservação de massa (Van Dam & Feddes, 2000; Célia et al., 1990, Berg, 1998) chamada equação de Richards. Em sua forma unidimensional esta equação pode ser escrita como:

$$C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) + 1 \right] \pm S \quad (1)$$

Onde, C é a capacidade específica da água no solo ($d\theta/dt$), θ é a umidade à base de volume, h é o potencial de pressão do solo, $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo em função da umidade, t é o tempo, z é a profundidade abaixo da superfície do solo, assumida positiva para baixo e S é o termo fonte ou sumidouro.

Essa equação pode ser resolvida através de um método numérico que utiliza o princípio do volume de controle baseado no trabalho de (Berg, 1998). Dividindo o solo em um número finito j de volumes de controle, a equação de Richards discretizada pode ser escrita:

$$\begin{aligned} & \frac{C^{n+1,m}}{\Delta t} h_j^{n+1,m+1} - \frac{K_{j+1/2}^{n+1,m}}{0.5\Delta z_j (\Delta z_j + \Delta z_{j+1})} \times \\ & (h_{j+1}^{n+1,m+1} - h_j^{n+1,m+1}) + \frac{K_{j-1/2}^{n+1,m}}{0.5\Delta z_j (\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \\ & \times (h_j^{n+1,m+1} - h_{j-1}^{n+1,m+1}) - S_{pj}^{n+1,m} h_j^{n+1,m+1} \\ & = \frac{C^{n+1,m}}{\Delta t} h_j^{n+1,m} + \frac{K_{j-1/2}^{n+1,m} - K_{j+1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_j} + S_{ej}^{n+1,m} \end{aligned} \quad (2)$$

O conjunto de equações discretizadas para cada volume de controle, associadas às condições de contorno, geram um sistema de equações tridiagonal. Os valores de $\theta(\psi)$ e $K(\theta)$ podem ser calculados através das funções propostas por Van Genuchten (1980) e Mualem (1976) respectivamente, ajustadas aos valores da curva de retenção e condutividade hidráulica à saturação K_{sat} , obtidas no campo (Reichardt, 1996; Libardi, 2000). O fenômeno de histerese não foi considerado e o ajuste dessas equações foi realizado através do programa SWRC versão 3.00, desenvolvido no laboratório de produção vegetal na Esalq-USP.

A extração de água pelas raízes é incluída no termo S (sumidouro) da equação de Richards

(Van Dam et al., 1997; Feddes et al., 1997; Van Dam & Feddes, 2000 e Schaap et al. 1997). Em geral a modelagem desse termo é separada em duas classes gerais: microscópica e macroscópica. O enfoque microscópico considera a geometria e distribuição individual das raízes e as propriedades das raízes, plantas e solo influenciam a retirada de água. O modelo macroscópico, utilizado no presente trabalho, considera as raízes como um sistema único (MATHUR & RAO 1999; Feddes et al. 2001). Nesse enfoque, a demanda de vapor de água para atmosfera é basicamente o que controla a retirada de água S pelas raízes e para cada profundidade z , em cada passo de tempo, seu cálculo é realizado pela equação:

$$S(z) = ET \cdot d(z) \quad (3)$$

Onde, $S(z)$ é a retirada de água pelas raízes das plantas numa determinada profundidade, ET é a evapotranspiração potencial e, $d(z)$ é densidade de raízes numa determinada profundidade.

Quando a umidade do solo é ótima, a retirada total de água na zona das raízes é igual à evapotranspiração potencial, abaixo das condições de umidade ótima a retirada de água $S(z)$ é reduzida através de um operador α , que depende do potencial mátrico (Van Dam & Feddes, 2000), segundo a equação:

$$S(h) = \alpha(h) \cdot S(z) \quad (4)$$

A evapotranspiração potencial foi calculada pela equação de Penman-Monteith, como descrito em Van Dam et al. (1997). O valor total diário calculado por essa equação é distribuído durante o dia através de uma função senoidal entre 6 horas e 18 horas, similar à estratégia empregada por Hillel (1980).

Para a solução da equação de Richards, a condição de contorno na superfície é utilizada como sendo fluxo constante ou condição de Neumann, onde o valor do fluxo é a evapotranspiração ou a precipitação no passo de tempo em que ocorrem. Quando a camada superficial torna-se saturada durante um evento de precipitação o modelo muda a condição de contorno para carga constante (condição de Dirichlet) uma vez que a convergência é obtida mais rapidamente e as soluções são mais estáveis. A condição de contorno em z igual a 11m é a de drenagem livre (Van Dam & Feddes, 2000). O critério de convergência adotado foi o do residual descrito por Berg (1999). O balanço de massa (CE-

Lia et al., 1990) foi também calculado para verificar eventuais anomalias.

MATERIAIS E MÉTODOS

Descrição da Área

Os experimentos foram realizados em uma parcela de um hectare, situada em uma área protegida da Floresta de Nacional Tapajós, Estado do Pará, Brasil (.89°S, 54.95°W), 50 Km ao sul da cidade de Santarém do Pará. O local é situado em torno de 10 Km ao leste do rio Tapajós e aproximadamente 90 m acima do nível de água do rio (Nepstad et al. 2002).

A região caracteriza-se por ter uma alta sazonalidade da precipitação. O período úmido começa em dezembro e termina em agosto, seguido de uma estação seca bem definida (Sternberg et al., 2002). A precipitação média anual é de 2000 mm, variando entre 600 e 3000 mm e a região está sujeita a períodos de seca severos durante eventos El Niño (Nepstad et al. 2002). A temperatura média oscila entre 24°C e 26°C.

O solo estudado é um Latossolo (Haplustox com 60% argila e 38% areia), densidade 1.02-1.23 (g cm^{-3}) e a floresta é de terra firme com um dossel contínuo em torno de 30m (Nepstad et al., 2002).

Ao redor das parcelas estudadas foram cavadas trincheiras de 1,5m para reduzir a ação da retirada de água por raízes de árvores que estão fora das áreas de estudo (Sternberg et al. 2002).

Umidade do solo

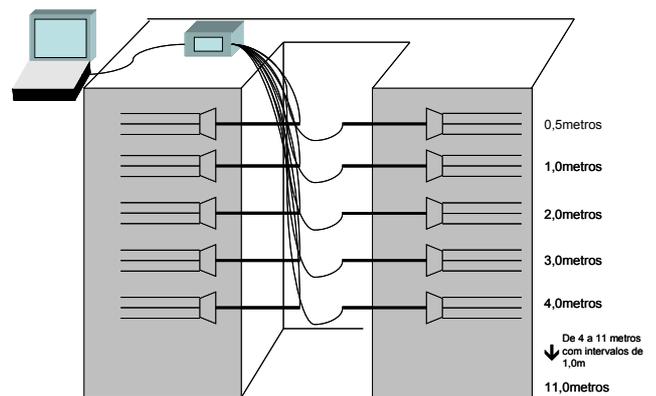


Figura 1 - Esquema da montagem experimental dos sensores TDR na trincheira.

As medidas de umidade volumétrica do solo [cm³.cm⁻³] que foram usadas para calibração do modelo foram feitas através de sensores TDR (“*Time Domain Reflectometry*”) instalados a profundidade de 11 metros em seis poços cavados no local (figura 1). Estes sensores TDR usados no estudo possuem três barras paralelas de 24cm em aço inoxidável (Zegelin et al., 1989) e foram alocados nas paredes da trincheira inicialmente a 0,5 e 1 metro e posteriormente a cada metro cada como mostrado na figura 1.

Condutividade hidráulica saturada

A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) foi determinada com o equipamento *Guelph Permeameter* (Soil Moisture Corp. Santa Bárbara, CA). As medidas foram realizadas em sete pontos distribuídos em posições randômicas em todo o local do experimento nas seguintes profundidades: 0,15; 0,30; 0,5; 1,0; 2,0; 3,0 e 4 m.

Os valores médios de K_{sat} ao longo da profundidade podem ser observados na figura 2. Uma curva de potencia foi ajustada aos dados a fim de estimar a condutividade hidráulica à saturação nas profundidades de 4,0 a 11,0 metros.

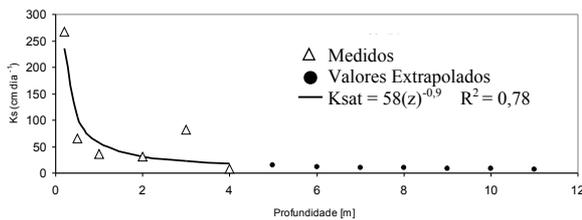


Figura 2 - Valores médios medidos (profundidade ≤ 4m) e extrapolados (profundidade > 4 m) da condutividade hidráulica de solo saturado (K_{sat}).

Curvas de Retenção e Parâmetros de Van Genuchten

Amostras indeformadas foram retiradas nas profundidades de 0,50 a 11,0 metros (n= 4 por profundidade) para a obtenção das curvas de retenção, realizada no laboratório da EMBRAPA-CPATU em Belém, Pará, Brasil. O método da panela de pressão de Richard’s foi utilizado (Klute & Dirksen, 1986). Após a aquisição dos dados das curvas de retenção foi utilizado o software SWRC, desenvolvido no laboratório de produção vegetal na Esalq-USP, para determinar os parâmetros de Van Genuchten, como pode ser visto na tabela 1. A condutividade hidráulica

ca em função da umidade volumétrica (θ) foi estimada pela equação de Mualem-Van Genuchten (Van Ggenutchen,1980; Mualem (1976) expressa por:

$$K(\theta) = K_{sat}^* \times Se^\lambda \left[1 - \left(1 - Se^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \tag{5}$$

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

onde K(θ) é condutividade em função da umidade, Se é a umidade relativa, Ksat é a condutividade de solo saturado, λ, m, n são parâmetros de ajuste da equação de Van Genutchen, θ é a umidade atual, θ_s é a umidade de saturação e θ_r é a umidade residual.

Tabela 1 - Parâmetros da equação de Van Genuchten para as diversas profundidades.

| Prof. [cm] | θ _s | θ _r | α | n | m=1-1/n |
|------------|----------------|----------------|-------|-------|---------|
| 50 | 0.404 | 0.076 | 0.395 | 1.097 | 0.088 |
| 100 | 0.444 | 0.115 | 0.385 | 1.090 | 0.083 |
| 200 | 0.478 | 0.313 | 0.455 | 1.400 | 0.286 |
| 300 | 0.485 | 0.337 | 0.514 | 1.463 | 0.316 |
| 400 | 0.565 | 0.300 | 1.813 | 1.271 | 0.213 |
| 500 | 0.480 | 0.305 | 0.448 | 1.264 | 0.209 |
| 600 | 0.469 | 0.316 | 0.431 | 1.215 | 0.177 |
| 700 | 0.471 | 0.309 | 0.426 | 1.205 | 0.170 |
| 800 | 0.461 | 0.304 | 0.425 | 1.174 | 0.148 |
| 900 | 0.483 | 0.296 | 0.421 | 1.206 | 0.171 |
| 1000 | 0.466 | 0.081 | 0.332 | 1.056 | 0.053 |
| 1100 | 0.496 | 0.356 | 0.497 | 1.268 | 0.211 |

Onde α, n, m são parâmetros empíricos da equação ajustada.

PARÂMETROS DE SIMULAÇÃO

As simulações foram executadas em períodos anuais utilizando-se intervalos de tempo Δt de 100s, e intervalos de profundidade Δz de 0,0275 m, perfazendo 400 pontos ao longo do perfil O valor de K_{sat} em cada camada de solo foi considerado como a mdia aritmética dos valores medidos nas respectivas profundidades (com e sem correções como exposto abaixo) , os dados climáticos foram coletados em uma estação meteorológica localizada a 1,0 km do

local de estudo e os dados de precipitação foram obtidos através de 20 coletores de precipitação instalados na própria área do projeto. A precipitação foi medida em passo de tempo diário e foi distribuída nas simulações em duas horas de duração, a partir das 18 horas. O horário de início e a duração da precipitação foi escolhido baseado na frequência de distribuição e no tempo médio de duração da mesma em algumas regiões da Amazônia (Moraes et al. 2006; Lioyd, 1990), para tornar o modelo mais próximo da realidade do local de estudo. Os parâmetros de entrada do modelo foram: condutividade hidráulica à saturação, parâmetros de Van Genuchten do solo, precipitação, radiação solar, umidade relativa atmosférica, velocidade do vento, evapotranspiração potencial, índice de área foliar e densidade de raízes.

CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO

Para a calibração do modelo foram usados dados de umidade volumétrica obtidos dos sensores TDR instalados no local de estudo figura 1. Estes, foram base para alterações e ajustes no modelo a fim de torná-lo mais confiável, possibilitando compreender melhor os fenômenos físicos envolvidos e a previsão de cenários futuros.

A primeira etapa da calibração foi a de inicialmente trabalhar com uma grande variedade de passos de tempo (Δt) e distância entre pontos nodais (Δz) no intuito de conseguir soluções estáveis e obter um compromisso entre o tempo e a qualidade da simulação.

Posteriormente, no intuito de obter o mínimo de erro entre os valores medidos e os simulados, a estratégia foi a de trabalhar com a variação do parâmetro condutividade hidráulica de solo saturado. Esse parâmetro apresenta alta variabilidade tanto entre as camadas verticais de solo como espacialmente (Sharon et al., 1999; Van Dam et al., 1997; Feddes et al., 1997; Van Dam & Feddes, 2000 e Schaap et al. 1997). A idéia principal desse passo foi o de considerar a variação de K_{sat} ao longo do perfil vertical como um valor relativo, ou seja, considerou-se como válido o ajuste de potência mostrando a diminuição desse parâmetro com a profundidade e um fator de ajuste (η) constante para todas as profundidades, que foi aplicado em cada simulação. É importante salientar que o valor de condutividade hidráulica à saturação possui grande variabilidade espacial principalmente em florestas (Sharon et al.,

1999; Schaap et al. 1997). Há que se salientar que a modificação feita pelo operador matemático na condutividade hidráulica de solo saturado, também modifica o valor da condutividade hidráulica não saturada equação 6, já que a condutividade hidráulica de solo não saturado depende da condutividade à saturação. A variação da condutividade saturada para cada operador utilizado pode ser observada na figura 4. A equação empregada para os ajustes foi com η variando de 1 a 30 obtendo os melhores resultados em com $\eta=10$.

$$K_{sat}^* = \eta \times K_{sat} \quad (6)$$

RESULTADOS

Calibração

A calibração foi realizada com os dados do ano de 1999 (entre Maio e Dezembro). Os resultados obtidos a partir do modelo foram analisados em termos de perfis de umidade.

Os melhores resultados foram obtidos com o valor do operador $\eta=10$. Os perfis de umidade medida e simulada são apresentados na figura 4. Pode-se observar que os dados simulados ao longo do ano estão bem próximos do perfil gerado pelos sensores TDR instalados no local de estudo. A medida da qualidade do ajuste entre os perfis simulados e os medidos foi à regressão linear (R^2) e RMSE (*Root Mean Square Error*) entre os dados para cada dia de medição ao longo do ano de 1999. O valor de RMSE é definido como raiz do erro quadrado médio definido pela equação (7).

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{y} - y)^2}{n}} \quad (7)$$

Onde o \bar{y} é o erro médio, o y é o erro na posição i do vetor de erro e n é o tamanho da amostra, isto é o número de pontos. O RMSE mede basicamente o deslocamento do erro em relação ao erro médio, o valor ideal do RMSE é zero, entretanto como todos os modelos trabalham com aproximações é muito difícil encontrar o valor zero para o RMSE. Valores considerados bons para comparação

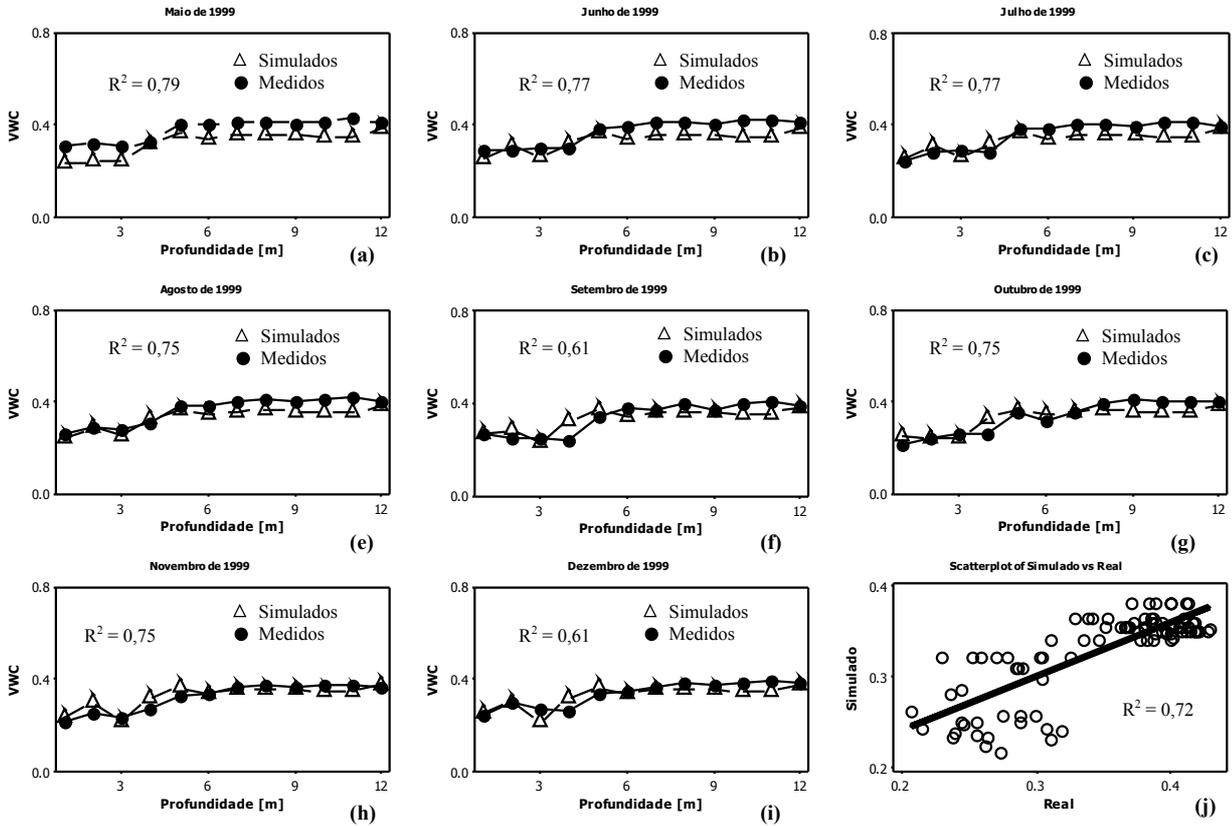


Figura 3 - (a)-(i) Perfis de umidade medidos e simulados em função da profundidade, para os meses entre maio e dezembro de 1999. A figura (j) mostra a regressão de todos os dados medidos e simulados para 1999 cujo valor de $r^2 = 0,72$ e $RMSE = 11,8$.

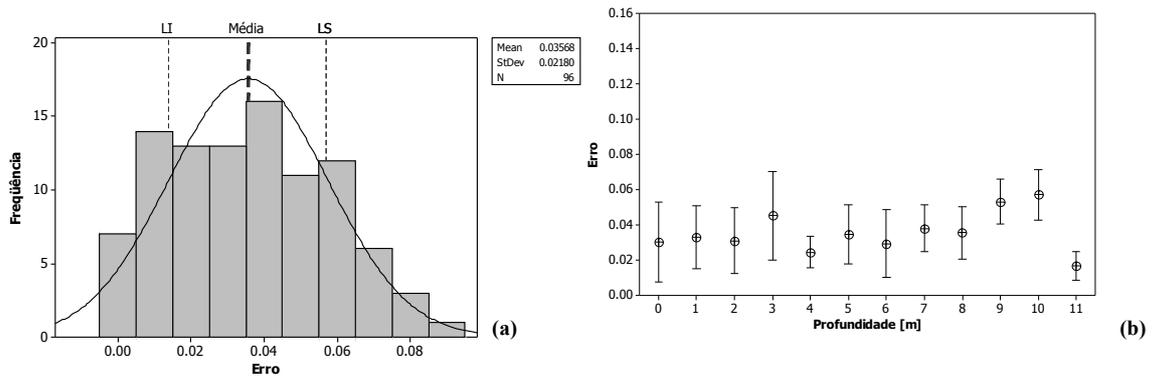


Figura 4 - (a) Histograma do erro de medida entre os valores simulados e reais. (b) Variação Erro x Profundidade.

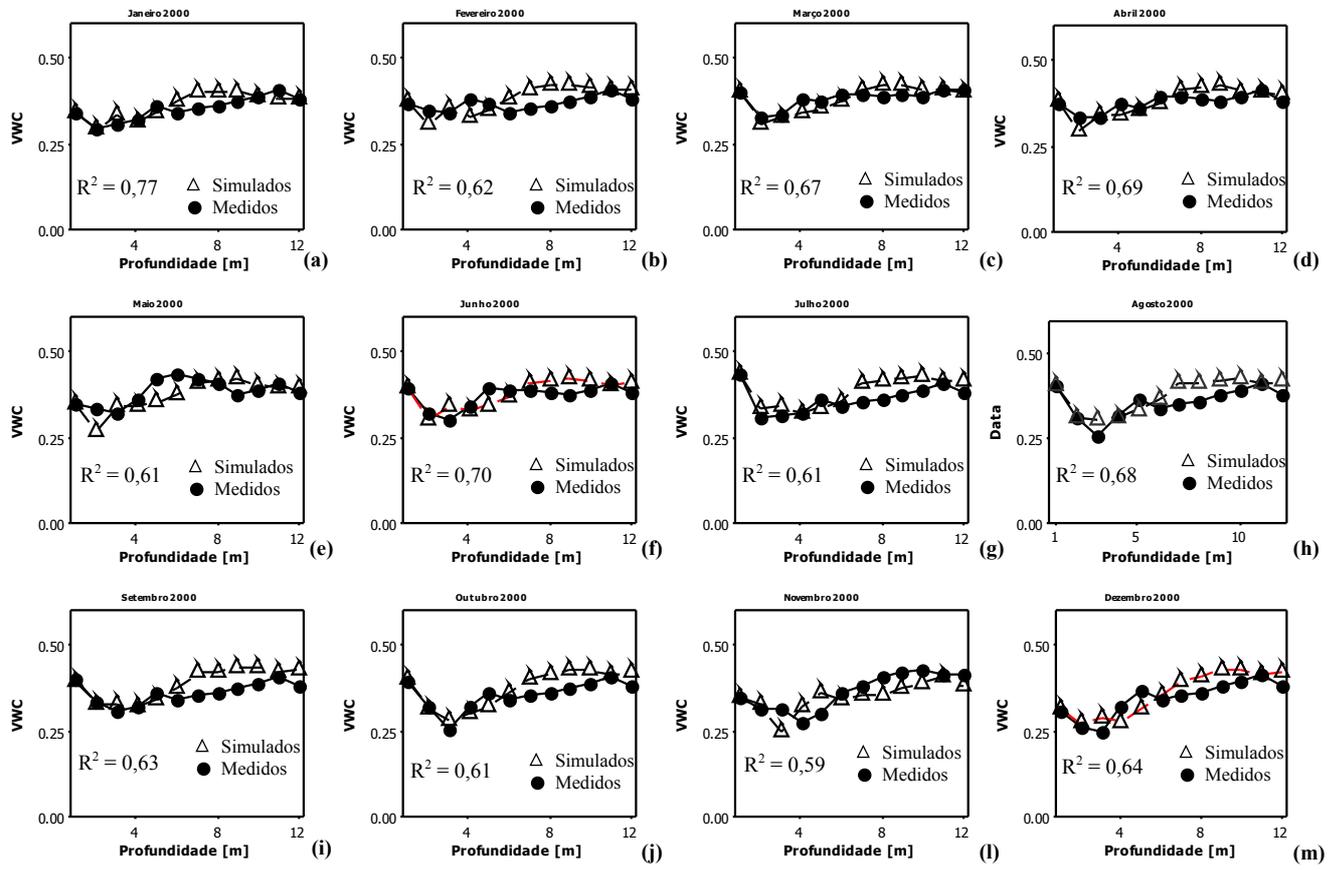


Figura 5 – De (a) até (m) Perfis de umidade medidos e simulados em função da profundidade para o ano de 2000.

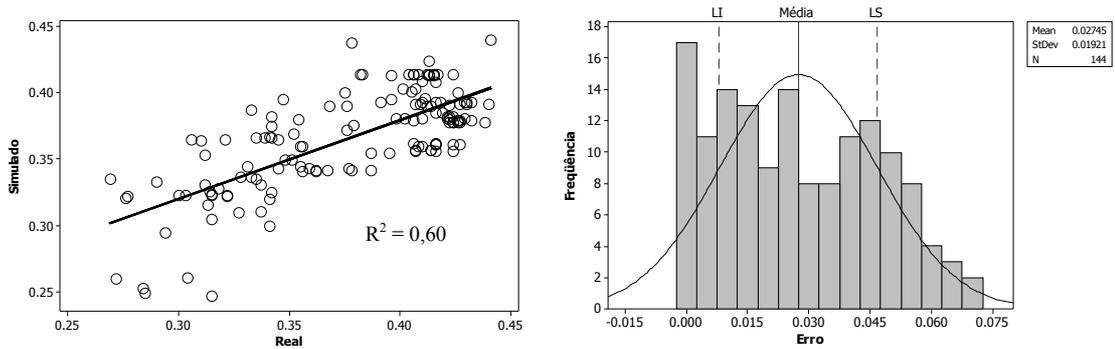


Figura 6. (a) Regressão linear do ano de 2000 e (b) Histograma de erro do ano de 2000.

variam de 0 a 15, entretanto é preciso que se tenha em mente a peculiaridade de cada modelo.

Outra análise importante é mostrada na figura 4a, onde se pode verificar através que o histograma que os erros tem distribuição normal (o teste de ajuste pelo método de Kolmogorov e Smirnov foi significativo com $p < 0,05$ e o valor de KS foi igual a 0,98). Pode-se observar nessa figura que os erros agrupam-se em torno da média de 0,04 em relação aos dados medidos pelos sensores TDR.

A figura 4b mostra a variação de erro entre as camadas de solo. Pode-se observar que a profundidade que apresentou o maior desvio foi a de 3 m de profundidade com $(0,04 \pm 0,02)$, o que foi considerado como um bom resultado levando-se em conta todas as variáveis envolvidas, além disso, a densidade de raízes determinada por experimentos realizados no local mostrou um maior valor entre 0 e 3 metros, tornando a camada de 2 a 3 metros um pouco mais complexa em termos de modelagem.

Validação

Para a validação do modelo foram utilizados os dados do ano de 2000 sem nenhuma modificação no modelo calibrado anteriormente. Os perfis de umidade podem ser vistos na figura 5.

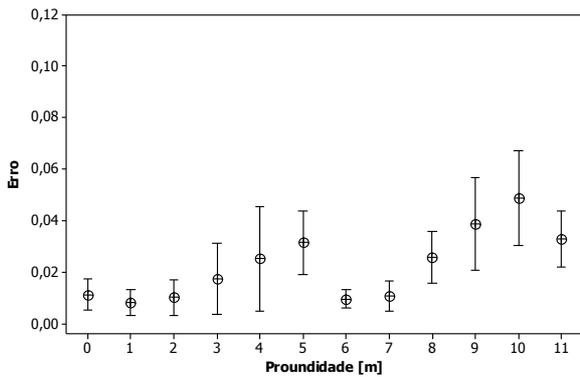


Figura 7 - Variação do Erro x Profundidade para o ano de 2000.

A figura 7 mostra a variação do desvio entre os valores medidos e simulados ao longo da profundidade. A variação de uma camada para

outra em relação ao erro de umidade é muito pequena (máximo de 0,03) mostrando a confiabilidade e robustez do modelo desenvolvido.

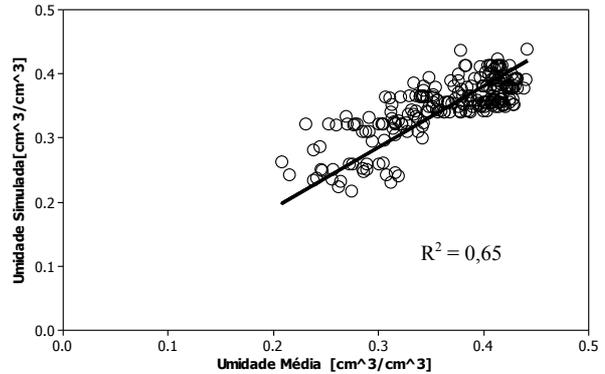


Figura 8 – Regressão linear com dois anos de teste 1999 e 2000.

A figura 8 mostra a regressão utilizando dados dos dois anos de estudo. Ela mostra um coeficiente de regressão global de 0,65.

Existe uma grande dificuldade em efetuar comparações com outros trabalhos utilizando técnicas numéricas, uma vez que grande parte dos artigos publicados os autores não apresentam os valores das medidas de ajuste entre os valores medidos e simulados. Na literatura, geralmente os autores utilizam o parâmetro RMSE para comparação deste modo, calculou-se o RMSE (*Root Mean Squar Error*) entre os valores simulados e medidos cujos valores obtidos foram 11,85 para 1999 e 8,9 para o ano de 2000, para modelos com tempo de simulação maiores que 1 ano. A tabela 3 apresenta valores de comparação do modelo desenvolvido do presente trabalho e o modelo SWAT utilizado por Mapfumo et, al; (2004), com solo homogêneo do tipo Haplustolls, profundidade de 5,0m, e cobertura vegetal grama. Os dados climáticos foram os de Alberta, Canadá ano de 1999 e 2000.

Analisando a tabela 3, percebe-se que o modelo desenvolvido apresenta valores menores de RMSE e R^2 . O RMSE mostra quanto o modelo esta errando em relação aos valores medidos e simulados. Esse resultado se justifica, uma vez que o modelo aqui desenvolvido simula a dinâmica da água em solo heterogêneo com propriedades específicas para cada camada de solo.

Tabela 2- Comparação entre modelos do presente trabalho e SWAT

| Modelo | Ano | Tipo de vegetação | Coef. Regressão R ² | Nível de signif. R ² | RMSE |
|-----------------|------|-------------------|--------------------------------|---------------------------------|-------|
| presente modelo | 1999 | Floresta Úmida | 0,72 | <0,0001 | 11,85 |
| | 2000 | Floresta Úmida | 0,60 | <0,0001 | 8,90 |
| | 1999 | Gramma | 0,59 | <0,0001 | 19,90 |
| SWAT | 1999 | Solo Nu | 0,71 | <0,0001 | 11,75 |
| | 2000 | Gramma | 0,81 | <0,0001 | 23,84 |
| | 2000 | Solo Nu | 0,69 | <0,0001 | 21,70 |

CONCLUSÃO

O modelo desenvolvido pode simular com aproximadamente 72,0% de confiança nos perfis de umidade ao longo de 11,0 metros de profundidade na Floresta Nacional de Tapajós com base nos resultados mostrados ao longo do ano de 1999. Além disso, se torna possível a compreensão das conseqüências que um evento de seca severa pode causar em uma floresta tropical.

Em relação aos ajustes propostos conclui-se que alterando apenas em dez vezes a condutividade hidráulica saturada é possível ajustar os valores de umidade a aproximadamente 64,8% dos valores medidos, um valor que para simulações de longo prazo é um bom número (Ashby, 1999; Calvet et al, 1998; Ma et. al, 2000). Analisando os valores RMSE e R² dos modelos nota-se que o modelo desenvolvido está com valores de erro e eficiência aceitáveis levando-se em conta que ele trabalha com floresta úmida e com profundidade de 0,0 a 11,0 metros.

AGRADECIMENTOS

Daniel Nepstad; Azeneth Eufrausino Schuller; Adriana Furlan Gumiere; IPAM.

REFERÊNCIAS

- ASHBY, M. Modeling the water and energy balance of Amazonian rainforest and pasture using Anglo-Brazilian Amazonian climate observation study data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999. v.94; p. 79-101.
- BERG, P. Long-term simulation of water movement in soils using mass-conserving procedures. *Advances in Water Resources*, 1999. v. 22, p. 419-430.
- CALVET, J.-C., J. NOILHAN, AND P. BESSEMOULIN, 1998: Retrieving the root-zone soil moisture from surface soil moisture or temperature estimates: a feasibility study based on field measurements. *J. Appl. Meteor.*, 37, 371-386.
- CELIA, M.A., E.T. BOULOUTAS.; ZARBA, R.L. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resources Research*, 1990.p. 1483-1496.
- FEDDES, R.A.; KOOPMANS, R.W.R.; VAN DAM, J.C. *Agrohydrology*. Department Water Resources, Agricultural University: Wageningen, 1997. 202p.
- FEDDES, R. A., H. HOFF, M. BRUEN, T. E. DAWSON, P. DE ROSNAY, P. DIRMEYER, R. B. JACKSON, P. KABAT, A. KLEIDON, A. LILLY AND A. J. PITMAN (2001). Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82(12): 2797-2809.
- HILLEL, D. (1980). *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, San Diego. 413p.
- HODNETT, M.G.; PIMENTEL DE SILVA, L.; DA ROCHA, H.R.; CRUZ SENNA, R. Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. *Journal of Hydrology*, 1995.v.170. p.233-254.
- JIPP, P. H.; NEPSTAD, D. C.; CASSEL, K.; CARVALHO, C. R. Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia. *Climate Change*, 1998. v. 39. p. 395-413.
- KABAT,P; HUTJES, R.W.A; FEDDES, R.A. The scaling characteristics of soil parameters: From plot scale heterogeneity to sub grid parameterization. *Journal of Hydrology*, 1997. v.190. p. 363-396.
- KLUTE, A. AND C. DIRKSEN (1986). Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods*. A. Klute. Madison, Soil Science Society of America. *Agronomy Monograph No. 9*: 687-734.
- LIBARDI, P.L. *Dinâmica da água no solo*. Ed. Paulo Leonel Libardi. Piracicaba, 2000. 509p.
- LLOYD, C.R. (1990) The temporal distribution of Amazonian rainfall and its implications for forest interception.

- Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society, 116: 1487-1494.
- MA, L., M.R. Ahuja, J. C. Ascough, II, M.J. Shaffer, K.W. Rojas, R.W. Malone, and M.R. Cameira. Integrating system modeling with field research in agriculture: applications of Root Zone Water Quality Model, *Adv. Agron* 2000 v.71 p. 233-292.
- MAPFUMO, E., CHANASYK, D. S. WILLMS, W.D. (2004). Simulating daily soil water under foothills fescue grazing with the soil and water assessment tool model (Alberta, Canada). *Hydrological Processes*, 2004 v.18. p. 2787-2800.
- MATHUR, S. AND S. RAO (1999). Modeling water uptake by plant roots. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 125(3): 159-165.
- MORAES, J.M.; SCHULER, A.E.; DUNNE, T. Hydrological characteristics of zero-order forest and pasture catchments of Eastern Amazonian. (no prelo).
- MARENGO, J; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA N.; WAINER I. On the onset and the end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate* 2001. v.14.p.833-852.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 1976. v.12. p. 513-522.
- NEPSTAD, D. C., C. R. DE CARVALHO, E. A. DAVIDSON, P. H. JIPP, P. A. LEFEBVRE, G. H. NEGREIROS, E. D. DA SILVA, T. A. STONE, S. E. TRUMBORE AND S. VIERA (1994). The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 372: 666-669.
- NEPSTAD, D.C.; MOUTINHO, P.; DIAS-FILHO, M. B.; DAVIDSON, E.; CARDINOT G.; MARKEWITZ, D.; FIGUEIREDO, R.; VIANNA, N.; CHAMBERS, J.; RAY, D.; GUERREIROS, J. B.; LEFEBVRE, P.; STERNBERG, L.; MOREIRA, M.; BARROS, L.; ISHIDA, F. Y.; TOHLVER, I.; BELK, E.; KALIF, K.; SCHWALBE, K. The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest. *Journal of Geophysical Research* 107(D20): 8085, doi: 10.1029/2001JD000360. 2002.
- REICHARDT, K. Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas, USP-EALQ. Piracicaba, 1996. 505p.
- ROBERTS, J. The influence of physical and physiological characteristics of vegetation on their hydrological response. *Hydrological Processes*, 14, pp. 2885-2901, 2000.
- SCHAAP, M.G.; BOUTEN, W.; VERSTRATEN, J.M. Forest floor water content dynamics in a Douglas fir stand. *Journal of Hydrology*, 1997. p. 367-383.
- SHARON H. DAVIS, ROBERT A. VERTESSY, RICHARD P. SILBERSTEIN, The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques, *Hydrological Processes*, 1999. v.13.p. 677-688.
- SCHLESINGER, W. H. *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. Academic Press, New York, 1997. 588p.
- STERNBERG, L. D. S. L., M. MOREIRA AND D. C. NEPSTAD (2002). Uptake of water by lateral roots of small trees in an Amazonian Tropical Forest. *Plant and Soil* 238: 151-158.
- VAN DAM, J.C.; FEDDES, R.A. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology*, 2000.p.72-85.
- VAN DAM, J.C.; HUYGEN, J.; WESSELING, J.G.; FEDDES, R.A.; KABAT, P.; VAN WALSIM PEN; GROENENDIJK, P; VAN DIEPEN C.A. SWAP version 2.0, Theory. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant Environment. Technical Document 45, DLO Winand Staring Centre, Report 71, Department Water Resources, Agricultural University: Wageningen, 1997. 167p.
- VAN GENUCHTEN, M.TH. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sciences Society of America Journal*, 1980 p. 892-898.
- VASCONCELLOS, C.A.B.; AMORIM, J.C.C. Simulação numérica da infiltração da água em meios porosos não-saturados homogêneos. **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 14. Aracaju, ABRH, 2001.
- VICTÓRIA, L.V.; MARTINELLI, L.A.; CUNHA, H.B.; RICHEY, J.E. The Amazon basin and its natural cycles. In *Amazonia: Um ecossistema em transformação*, Ed. SALATI, E.; ABSY, M.L.; VICTÓRIA, R.L.; 2000. 269p.
- ZEGELIN, S. J., I. WHITE AND D. R. JENKINS (1989). Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using Time Domain Reflectometry. *Water Resources Research* 25(11): 2367-2376.

Calibration and Validation of a Soil-Vegetation-Atmosphere Model in the National Forest of Tapajós, Pará.

ABSTRACT

A Soil-Vegetation-Atmosphere model was developed to simulate the water dynamics in the soil of the National Forest of Tapajós, Pará. The model developed solves the Richards equation with a finite differences method at a depth of 0.0 to 11 meters and a period of one

year. The calibration and validation process was performed by comparing TRD sensors installed at the site of the experiment. The results of calibration in 1999 show an $R^2 = 0.72$ regression coefficient with real data. The validation results for 2000 show an $R^2 = 0.62$ regression coefficient. The correlation coefficient and RMSE of the model developed were compared with those of other models using the finite differences method, showing that their order of magnitude is appropriate for models of this kind.

Key-words: modeling, hydrology, simulation, calibration, validation