

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA

SILVIO JOSE GUMIERE

**Modelagem do Efeito da Exclusão da Chuva na Dinâmica da Água
em Solo da Floresta Nacional de Tapajós, Amazônia**

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Agosto - 2006

SILVIO JOSE GUMIERE

**Modelagem do Efeito da Exclusão da Chuva na Dinâmica da Água
em Solo da Floresta Nacional de Tapajós, Amazônia**

Dissertação apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Ciências, Área de Concentração: Química na Agricultura e no Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. **JORGE MARCOS DE MORAES**

PIRACICABA

Estado de São Paulo - Brasil

Agosto - 2006

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Gumiere, Silvio José

Modelagem do efeito da exclusão da chuva na dinâmica da água em solo da Floresta Nacional de Tapajós, Amazônia / Silvio José Gumiere; orientador Jorge Marcos de Moraes. - - Piracicaba, 2006.
79 f. : fig.

Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Química na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

1. Ecossistemas florestais 2. Hidrologia 3. Modelagem matemática
I. Título

CDU 630*11(811.3)

*“Toda a nossa ciência, comparada com a realidade,
é primitiva e infantil – e, no entanto,
é a coisa mais preciosa que temos.”*

Albert Einstein

*Dedico este trabalho a minha esposa
Adriana, aos meus pais Edmilson e Eva,
aos meus irmãos Marina e Thiago e ao
meu avô Sylvio (in memoriam), que sem
os quais minha paixão pela ciência
morreria.*

AGRADECIMENTOS

- Ao Prof. Dr. Jorge Marcos de Moraes pela sua grande amizade e orientação neste trabalho e na vida;
- Aos meus amigos e eternos professores Dr. Jose Carlos Chitolina e Dr. Ivan A. Guerrini por suas inspirações e discussões filosóficas e científicas;
- Ao Prof. Dr. Reynaldo Luiz Victória;
- Aos pesquisadores do Laboratório de Ecologia Isotópica;
- Aos funcionários e amigos da VCP que me ajudaram de todos os modos para que não interrompesse minha caminhada;
- Aos meus amigos Ismael, Gimenez, Eduardo, Thais e Gustavo que aos seus modos me ajudaram a concluir este trabalho;
- Ao Prof. Dr. Jean P.H.B. Ometto, ao Dr. Rafael Silva de Oliveira e Carlos Beduschi pela amizade e por me ajudarem nas discussões e conclusões deste trabalho;
- Á minha esposa, Adriana, ao Carlos Roberto Furlan e Suzi Furlan pelo incentivo e pela ajuda nas correções e revisões ortográficas deste trabalho;
- A minha família que sempre me ofereceu todo o carinho e apoio;
- Á todos aqueles, que direta ou indiretamente, ajudaram-me na conclusão deste trabalho.

SUMARIO

	Página
LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	v
LISTA DE SIMBOLOS.....	vi
RESUMO.....	vii
SUMMARY.....	viii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	4
3. REVISÃO BIBLIOGRAFICA.....	5
3.1. Ciclo Hidrológico e Modelagem.....	5
3.2. Modelagem Matemática e Dinâmica da água no solo.....	10
3.3. Clima e Hidrologia da Amazônia.....	12
4. MATERIAIS e METODOS.....	15
4.1. Caracterização da Área.....	15
4.2. Equacionamento e Descrição do Modelo Numérico.....	19
4.3. Dispositivo Experimental e Determinação dos Parâmetros de entrada do modelo.....	25
4.3.1. Umidade do Solo.....	25
4.3.2. Condutividade Hidráulica de Solo Saturado.....	27
4.3.3. Precipitação e Transpecipitação.....	28
4.3.4. Curvas de Retenção e Parâmetros de Van Genuchten.....	29
4.3.5. Evapotranspiração Potencial.....	30
4.3.6. Evapotranspiração Real.....	34
4.3.7. Densidade de Raízes.....	38
4.4. Parametrização do Modelo.....	39
4.4.1. Critérios de Convergência.....	41
4.5. Calibração e Validação do Modelo.....	43
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	45

5.1. Determinação do modelo de ajuste para a curva de retenção.....	45
5.2. Calibração do modelo Floresta Úmida.....	47
5.2.1. Validação do Modelo Floresta Úmida.....	50
5.3. Simulações para a área do Seca Floresta.....	53
5.4. Balanço hídrico.....	58
6. CONCLUSÃO.....	69
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	70

LISTA DE FIGURAS

		Página
1	Principais componentes do ciclo hidrológico.....	6
2	Componente de balanço de água no solo considerando o declive do terreno...	8
3	Representação esquemática de um modelo hidrológico.....	9
4	Foto dos painéis plásticos instalados na área de estudos.....	17
5	Localização da área de estudos.....	18
6	Esquema de discretização dos volumes finitos.....	20
7	Esquema de montagem dos sensores TDR nos poços de monitoramento.....	26
8	Condutividade hidráulica do solo saturado em função da profundidade.....	27
9	Precipitação da Floresta Nacional de Tapajós.....	28
10	Evapotranspiração potencial da Floresta Nacional de Tapajós.....	33
11	Exemplo da distribuição da evapotranspiração potencial durante o dia, através de uma função senoidal.....	34
12	Variação do operador matemático que depleciona a evapotranspiração potencial.....	35
13	Visão esquemática das diferentes funções de extração de água pelas raízes....	37
14	Densidade de raízes medida no local de estudos.....	38
15	Discretização do perfil de solo no modelo.....	41
16	Variação da condutividade hidráulica à saturação para cada η utilizado.....	44
17	Boxplot das equações de ajuste para os dados das curvas de retenção.....	46
18	Perfis de umidade medidos e simulados em função da profundidade, para os meses (maio-dezembro de 1999).....	48
19	Histograma de erros do modelo referente ao ano de 1999; (b) Variabilidade do erro em função da profundidade.....	49
20	Perfis de umidade medidos e simulados em função da profundidade para o ano de 2000.....	51
21	Histograma de erros as para simulações do ano de 2000.....	51
22	Dispersão dos pontos e regressão entre valores simulados e reais no ano de 2000.....	52
23	Variabilidade do erro em função da profundidade para o ano de 2000.....	52
24	Regressão linear com dois anos de teste 1999 e 2000.....	53

25	Teste das curvas de extração de água pelas raízes para dias médios das estações úmida e seca.....	55
26	Perfis de extração de água pelas raízes utilizados nas simulações das áreas do Seca Floresta e da Floresta Intacta.....	56
27	Perfis de umidade medidos e simulados e regressão linear do ano de 1999 para o Seca Floresta.....	57
28	Perfis de umidade medidos e simulados do ano de 2000 para a região do Seca floresta.....	58
29	Comparação entre a evapotranspiração na Floresta Intacta e Seca Floresta....	59
30	Comparação entre a drenagem na Floresta Intacta e no Seca Floresta.....	61
31	Valores de Umidade volumétrica para cada perfil.....	63
32	Umidade volumétrica medida [cm ³ .cm ⁻³] comparação entre as duas áreas de estudo.....	66
33	Umidade volumétrica simulada [cm ³ .cm ⁻³] comparação entre as duas áreas de estudo.....	67

LISTA DE TABELAS

	Página
1 Parâmetros de Van Genuchten para as profundidades de solo estudadas.....	30
2 Dados de entrada do modelo.....	40
3 Coeficientes de ajuste para cada modelo de curva testado.....	46
4 Comparação das componentes do balanço hídrico entre a Floresta Intacta e o Seca Floresta.....	64

LISTA DE SIMBOLOS

k - Condutividade hidráulica [m/s]

$k(\theta)$ - Condutividade hidráulica de solo não saturado [m/s]

θ - Umidade volumétrica [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]

θ_s - Umidade à saturação [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]

θ_r - Umidade residual [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]

ψ - Potencial total da água no solo [m]

h - Potencial de pressão da água no solo [m]

n - Parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten

m - Parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten

α - Parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten

ξ - Parâmetro de ajuste da condutividade hidráulica saturada

l - Parâmetro de ajuste da equação de Van Genuchten

q - Densidade de fluxo da água no solo [m/s]

C - Capacidade de absorção de água do solo [m/s]

t - Tempo [s]

z - Coordenada de profundidade [m]

i - Índice do vetor espaço

j - Índice do vetor tempo

β - Índice que define o tipo de discretização utilizado no modelo [1]

ET_0 - Evapotranspiração Potencial

Modelagem do Efeito da Exclusão da Chuva na Dinâmica da Água em Solo da Floresta Nacional de Tapajós, Amazônia

Autor: SILVIO JOSE GUMIERE

Orientador: Prof. Dr. JORGE MARCOS DE MORAES

RESUMO

Desequilíbrios ambientais provocados pela combinação de queimadas, desmatamentos e os fenômenos de ENSO (Oscilação Sul de El Niño) podem ser os responsáveis pelo aumento de períodos de seca na região Amazônica.

Com o propósito de compreender as conseqüências que longos períodos de seca podem causar na Floresta Nacional de Tapajós, foi desenvolvido um modelo numérico que simula a dinâmica da água no solo e o Balanço Hídrico para um latossolo (Haplustox, na taxonomia Americana), muito comum na região Amazônica. As simulações foram realizadas para o período de 1999 a 2003, utilizando dados de precipitação, evapotranspiração, umidade do solo, curvas de retenção, propriedades físicas do solo coletadas no local de estudo.

Este estudo integra o Projeto Seca-Floresta do grupo de pesquisa do LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) para o experimento de exclusão parcial da chuva no projeto na Floresta Nacional Tapajós no que diz respeito a componente de modelagem hidrológica.

Os resultados mostraram que, mesmo com a diminuição da quantidade de água disponível para a Floresta, não houve mudanças significativas em relação ao balanço hídrico da floresta, mostrando que a floresta provavelmente se adaptou, para sobreviver a longos períodos de seca..

Modeling of the Effect of Rain Exclusion on Water Dynamics in the Soil of the National Forest of Tapajós, Amazonia.

Author: SILVIO JOSE GUMIERE

Adviser: Prof. Dr. JORGE MARCOS DE MORAES

Environmental instability caused by the combination of fire, deforestation and the ENSO phenomena (El Nino South Oscillation) can be the responsible for increases of dry periods in the Amazonian region. With the purpose of understanding the consequences that long dry periods can cause on the National Forest of Tapajós, a mathematical model that determines the water dynamics in soil and the hydrological balance was developed for a typical soil of the Amazonian region the Amazonian-latossol (Haplustox).

The simulation were performed for the period from 1999 to 2003, using precipitation, evapotranspiration, soil moisture, retention curves and soil physical properties data obtained in the study area.

The present study integrates the Dry-Forest Project of the LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere experiment in the Amazon) research group for the experiment of rainfall exclusion in the National Forest of Tapajos and concerns the hydrological modeling component of the project.

The results showed that even with a decrease in the amount of water available to the Forest, significant changes in the hydrological balance of the forest did not occur, showing that the forest had probably adapted itself to survive to longer periods of drought.

1. 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).

Segundo Salati e Vose (1984), o ciclo hidrológico da bacia do Rio Amazonas é único. A cordilheira dos Andes forma uma barreira à oeste e a água entra na região, principalmente pelos ventos de leste. Como a direção da drenagem dos principais rios é de oeste para o leste, grande parte da água é reciclada na própria bacia, especialmente na porção central.

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 10,0 m de profundidade, que tem a função de 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 e mais severos, diminuindo a água disponível no solo, causando mortalidade de plantas e tornando a floresta propícia à incêndios.

O clima é um importante fator que determina a distribuição dos tipos de vegetação que compõem a floresta, entretanto a interação entre o solo e a atmosfera é muito complexa, pois mudanças no clima afetam a vegetação e mudanças na vegetação

afetam o clima (Shukla e Mintz, 1982 ; Entekhabi et al., 1996). Nesse contexto, o ciclo hidrológico regional pode ser dividido em dois caminhos. Na atmosfera o vapor de água que se condensa precipita e atinge o solo. Esta água infiltra-se no solo transportando nutrientes para dentro do solo e conseqüentemente para as plantas. A atmosfera afeta a vegetação através da temperatura, radiação, vento e umidade do ar. Por sua vez, a vegetação absorve a água do solo e a converte novamente em vapor através do processo de transpiração, este vapor é lançado novamente para a atmosfera fechando, assim o ciclo.

Devido à importância da cobertura vegetal no ciclo da água, desmatamentos e outras intervenções antrópicas na Amazônia podem provocar redução na precipitação sobre a região (Nobre et al., 1991; Moreira et al., 1997). Um outro fator passível de influenciar na intensidade das secas é associado aos eventos ENOS (*El Niño Southern Oscillation*), que vêm aumentando em frequência e em intensidade (Nepstad et al. 2002). As conseqüências destes processos ainda estão sendo estudadas, entretanto sabe-se que todos têm grande potencial de alteração do ciclo hidrológico da região Amazônica.

Os eventos ENOS ocorrem a cada três a sete anos e diferem na sua magnitude e duração (Broecker, 1996). Usualmente, os ventos equatoriais carregam as águas superficiais do oceano pacífico da América do Sul para o Oeste e permite a ascensão da massa de água fria próxima da costa. Alguns estudos apóiam a teoria de que o ENOS causa muitas anomalias no clima da Bacia Amazônica e Nordeste do Brasil. Kousky et al., (1984) demonstraram que de janeiro a maio a precipitação foi considerada abaixo do normal na Amazônia e no Nordeste do Brasil, durante os eventos ENOS de 1972, 1976 e 1983. Marengo (1991 e 1992) demonstrou que em anos de El-Niño muito intenso, como foram os anos de 1925-26, 1976-76 ou 1982-83, a precipitação do verão foi menor sobre a Amazônia do Norte, resultado também observado nos níveis de água anormalmente baixos dos Rios Negro e Amazonas.

Ropelewski e Halpert (1987) procuraram determinar relações entre os padrões regionais de precipitação e o fenômeno ENOS. As análises de dados mensais de estações ao redor do mundo confirmaram que o ENOS afeta a precipitação, especialmente nos trópicos. Dezessete regiões foram identificadas ao redor do mundo, sendo uma delas, o

norte da América do Sul, cobrindo do Nordeste do Brasil até o Amazonas. Esta área é identificada como sendo fortemente associada ao El Niño, considerando que nove dos onze períodos de seca extrema ocorreram durante o El Niño.

Para estudar a resposta da floresta Amazônica a uma condição severa de seca, um estudo da exclusão parcial da chuva foi iniciado em 1998 na Floresta Nacional Tapajós (Nepstad et al., 2002). Este experimento, chamado “Seca-Floresta”, compara duas parcelas de um hectare, em 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 excluem aproximadamente 60% da precipitação sobre a parcela coberta. Com o objetivo de compreender o impacto que um período de seca severa causa em uma floresta tropical foi montada uma infra-estrutura completa de medidas de parâmetros fisiológicos das plantas, umidade do solo e parâmetros hidro-meteorológicos com o 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 (Ashby, 1999; 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.

Compreendendo como as funções ecológicas da Floresta Amazônica mudam durante uma estação prolongada de seca, pode-se prever a tolerância da floresta às mudanças bruscas do clima, causadas por desmatamento, queimadas e aquecimento global.

O presente trabalho, integra o projeto “Seca Floresta” no que compete a modelagem dos processos hidrológicos, tais como, infiltração, evapotranspiração, distribuição de água no perfil de solo, retirada de água pelas plantas e drenagem, que geralmente envolvem inúmeras variáveis, das quais sem ajuda da modelagem matemática seriam impossíveis de serem compreendidas (Feddes et al., 1999; Berg,

1999). O modelo matemático hidrológico desenvolvido neste trabalho simula os processos hidrológicos que ocorrem na Floresta Nacional de Tapajós, Pará tornando possível uma melhor compreensão desses processos e a simulação de possíveis cenários futuros.

2. OBJETIVOS

O objetivo central deste projeto foi simular a influência da exclusão parcial da chuva em uma floresta tropical, especificamente na Floresta Amazônica, no que diz respeito à dinâmica da água no solo.

Os objetivos específicos, associados ao estudo do objetivo central, foram:

- ❖ Análise de dados experimentais;
- ❖ Desenvolvimento e validação de um modelo matemático para simulação da dinâmica da água no solo da floresta.

Este estudo teve ainda como objetivo complementar e apoiar o projeto “Seca-Floresta”, que é parte integrante do programa LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) na Floresta Nacional Tapajós, Pará, sul da cidade de Santarém.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Ciclo hidrológico e modelagem

Um modelo pode ser considerado uma representação simplificada da realidade, auxiliando no entendimento dos processos que envolvem esta realidade (Tucci, 1987). Os modelos estão sendo cada vez mais utilizados em estudos ambientais, pois ajudam a entender o impacto das mudanças no uso e cobertura da terra e prever alterações futuras nos ecossistemas (Hillel, 1998).

Um modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre. Chevallier (1985), apresenta a classificação destes nas seguintes categorias :

- Determinista (em oposição a estocástico): quando as variáveis utilizadas não são aleatórias e resultam da observação ou de grandezas reconstituídas;
- Conceitual (em oposição a empírico): quando os algoritmos que constituem o modelo tentam representar de uma maneira mais ou menos precisa os fenômenos físicos que se busca descrever;
- Global: quando a modelagem esta relacionada com a entidade geográfica completa estudada, sem fracionar segundo as particularidades locais;
- Distribuído: quando o modelo resulta da composição de funções pontuais ou locais para a obtenção de um resultado relacionado à entidade geográfica total.

Esta classificação é semelhante à apresentada por Tucci (1987), que acrescenta, entre outras observações, que a definição de um modelo conceitual é um tanto artificial, já que funções empíricas são também usadas (equações de Darcy, Horton, etc.), mas estão relacionados com a física do sistema. A distinção entre modelos globais e distribuídos também não é tão clara quanto possa parecer, pois uma sub-bacia pode ser considerada tão pequena quanto se queira (Devantier e Feldman, 1993), fazendo com que o limite entre essas estruturas seja um tanto quanto subjetivo.

Há uma estreita relação entre a modelagem hidrológica, biológica e a ecológica, pois o transporte de materiais pela água é influenciado por atividades biológicas, que podem aumentar ou diminuir a quantidade desses materiais na água, e o regime do fluxo de água, pode afetar diversos habitats. Além disso, a hidrologia está estreitamente relacionada às condições climáticas e, portanto, modelos hidrológicos e atmosféricos deveriam estar acoplados. Entretanto, na prática, o acoplamento é muito difícil, uma vez que modelos atmosféricos trabalham com resoluções espaciais muito maiores que as utilizadas na modelagem hidrológica (Maidment, 1993).

Para melhor entender os modelos hidrológicos, é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico. A água é agente essencial no processo produtivo, aqui entendido como fixação do carbono atmosférico pelas plantas superiores. A folha de uma planta é o principal órgão responsável pela fotossíntese e é também a responsável pelo controle sobre o ciclo hidrológico, através dos estômatos. Pode-se verificar uma estreita relação entre os ciclos da água e do carbono. A Figura 1 mostra esquematicamente os principais componentes envolvidos no ciclo hidrológico.

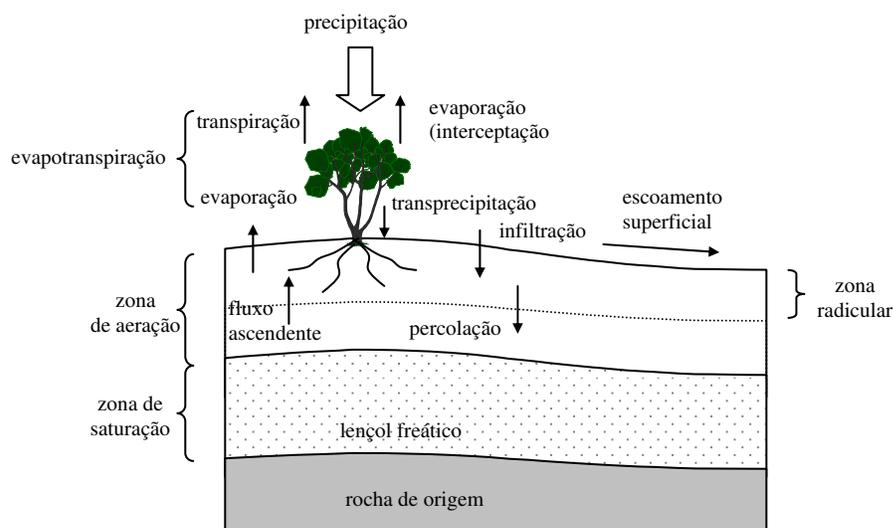


Figura 1- Principais componentes do ciclo hidrológico (adaptado de Maidment, 1993)

Do ponto de vista hidrológico, o solo pode ser entendido como um reservatório, cujo volume de água armazenado pode ser bastante variável no tempo, dependendo de muitos fatores. O balanço de água no solo pode ser resolvido computando-se todas as entradas e as saídas do sistema. A principal entrada de água no sistema é a precipitação. Considerando a existência de uma cobertura vegetal sobre o solo, a água da chuva é primeiramente interceptada pelo dossel (a água poderá também atingir diretamente o solo ou corpos d'água). Esta água interceptada pode então ser evaporada e a água que chega efetivamente até a superfície do solo (transprecipitação), em parte é infiltrada (entra no perfil de solo) e em parte pode escoar superficialmente. A água infiltrada redistribuir-se-á ao longo do perfil de solo. Simultaneamente à entrada de água no solo, a água pode evaporar pela superfície ou ser retirada do solo pelas raízes e transpirada pelas folhas do dossel. A água pode ainda descer o perfil de solo e chegar ao lençol freático, ou, em algumas situações, pode haver um fluxo ascendente de água no solo (Prevedelo, 1996).

Em terrenos inclinados, pode ocorrer também, um fluxo lateral sub-superficial, como ilustrado na Figura 2.

No terreno, podem se formar canais por onde a água escoar preferencialmente. Estes canais podem escoar água somente durante um evento de chuva ou durante algum tempo depois, cessando o escoamento tão logo a água infiltre no solo (curso influente). Outros canais, por sua vez, permanecem constantemente escoando água (curso efluente) a menos que, por algum motivo, o nível do lençol freático venha a baixar fazendo que o canal fique acima da zona de saturação (Tucci, 1987).

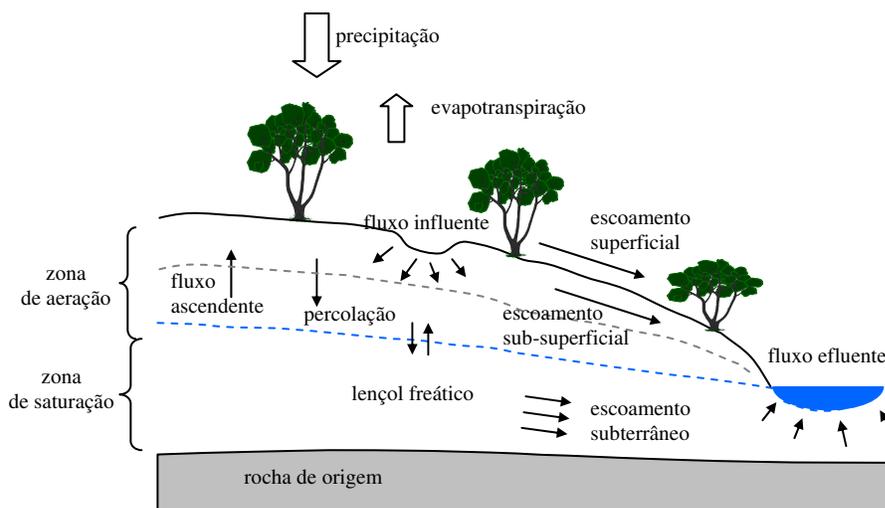


Figura 2- Componente de balanço de água no solo considerando o declive do terreno (adaptado de Maidment, 1993).

A variação de umidade dentro do perfil de solo pode ser contabilizada através de um balanço de massa, onde são computadas as entradas e saídas de água no sistema. O balanço de água no solo pode ser resumido na eq. (1).

$$P - E_{\text{int}} - E_s - E_p - Q_{\text{saída}} + Q_{\text{entrada}} - \Delta\theta = 0 \quad (1)$$

na qual P é a precipitação (chuva, neve ou neblina), E_{int} é a água interceptada pelo dossel que posteriormente é evaporada, E_s é a evaporação do solo, E_p é a transpiração pelas plantas, $Q_{\text{saída}}$ é o escoamento de água para fora do sistema, Q_{entrada} é o escoamento de água para dentro do sistema e $\Delta\theta$ é a variação do estoque de água no solo.

O termo P é geralmente chamado de precipitação líquida, ou seja, refere-se à parte da precipitação que realmente chega à superfície do solo. Os termos $E_{\text{int}} + E_s + E_p$ são denominados evapotranspiração se considerarmos que a água interceptada pelas folhas é reevaporada. A equação de balanço pode ser utilizada para eventos simples de precipitação ou para uma série temporal, embora as escalas temporais de cada um dos processos possam ser consideravelmente diferentes.

Devido a enorme quantidade de variáveis envolvidas em todos os componentes do ciclo hidrológico, os modelos são imprescindíveis para a melhor compreensão dos processos e do balanço de água em todos os compartimentos, além de como citado acima, para a previsão de cenários futuros.

Para o desenvolvimento de um modelo devem-se observar os passos ilustrados na Figura 3.

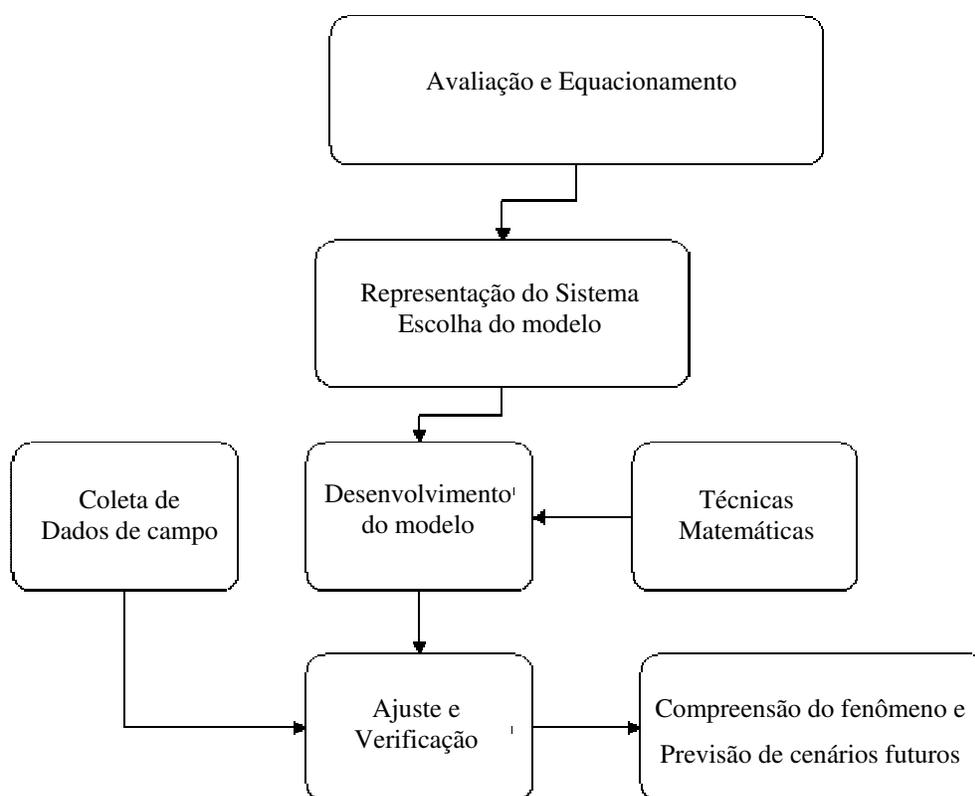


Figura 3- Representação esquemática de um modelo hidrológico (Adaptado de TUCCI, 1987).

Os processos ambientais no mundo real são geralmente muito complexos e são tipicamente tridimensionais e dependentes do tempo. Tal complexidade pode incluir

comportamentos não lineares e componentes estocásticos sobre múltiplas escalas de tempo e espaço (Mohamoud et al., 1990).

Pode haver um entendimento qualitativo de um processo particular, mas o entendimento quantitativo pode ser limitado. A possibilidade de expressar os processos físicos como um conjunto de equações matemáticas detalhadas pode não existir, ou as equações podem ser muito complexas, exigindo simplificações para seu uso (Steyaert, 1993). Além disso, limitações computacionais ou a maneira na qual, as equações matemáticas são convertidas em equações numéricas discretas, levam à parametrização de processos complexos em escalas muito detalhadas que podem não ser explicitamente representadas no modelo. Em alguns casos, esses conjuntos de equações podem ser vistos como uma coleção de hipóteses que conectam entradas e saídas do sistema. Esse conjunto de equações parametrizadas representa a melhor aproximação do modelador para explicar esses processos, considerando todas essas restrições. Entretanto, é importante reconhecer que um modelo ambiental é no melhor caso, apenas uma representação dos processos do mundo real (Steyaert, 1993). Um mesmo processo pode ser representado de diferentes maneiras, sendo algumas mais apropriadas para determinados casos. Assim, não existe um modelo único que seja o melhor e sim, pode existir aquele que melhor descreve um fenômeno.

Neste trabalho, devido à configuração dos experimentos, optou-se por trabalhar com um modelo unidimensional de solo-planta-atmosfera.

3.2. Modelagem Matemática e Dinâmica da Água no Solo

A interação entre os processos de infiltração, redistribuição e percolação da água no solo têm estreita ligação, com a retirada de água pelas plantas e as mudanças das propriedades físicas dos solos, devido à distribuição das raízes e quantidade de matéria orgânica relacionadas à vegetação (Kabat, 1997; Vandam e Feddes, 2000; Schaap, et al., 1997; Roberts, 2000). A complexidade dos fenômenos envolvidos na dinâmica da água no solo faz com que, sua quantificação seja uma tarefa quase impossível sem a utilização de modelos matemáticos (Kabat, 1997).

Simulações numéricas para dinâmica da água em solos não saturados têm uma significação histórica nas ciências dos solos e na hidrologia (Nielsen et al., 1986) e (Milly, 1988). A partir dos trabalhos de Frezze (1971), que resolvia a equação de Richards pela técnica “*Line Successive Overrelaxation*”, mas apresentava instabilidades numéricas e dificuldades de convergência (Prevedelo, 1996), uma variedade de técnicas de solução, utilizando técnicas de diferenças finitas e elementos finitos têm sido usados para solução da equação de Richards baseada na pressão e na umidade (Neuman, 1973); (Narasimham & Withrpson, 1976); (Haverkamp et al., 1977); (Hayhoe, 1978); (Haverkamp & Vauclin, 1979); (Cooley, 1983); (Hornunh e Messing, 1983); (Huyakorn et al., 1984 e 1986). Entretanto, estes trabalhos apresentaram erros de balanço de massa (Vasconcellos e Amorim, 2001).

Posteriormente, Allen & Murphy (1986) e Célia & Pinder, (1987) apresentaram a forma “mista” da equação de Richards, onde a pressão e a umidade eram as bases da equação. Os algoritmos usavam o método dos elementos finitos, e apresentaram excelente balanço de massa em suas soluções numéricas. Zarba (1988) aplicou o método iterativo de Picard modificado com aproximações por diferenças finitas e demonstrou perfeito balanço de massa. Entretanto, Célia et al., (1990), concluíram que somente boas medidas de balanço de massa não são suficientes para garantir boas soluções numéricas. Para situações em que os solos estão inicialmente secos, aproximações com elementos finitos produzem soluções com oscilações, apesar do balanço de massa ser excelente (Vasconcellos & Amorim, 2001). Berg (1998), utilizou o método dos volumes finitos para a modelagem da dinâmica da água no solo para simulações de longa duração. O método de volumes finitos apresenta algumas características favoráveis à simulação numérica, já que ela permite que os principais parâmetros que afetam a transferência de massa estejam presentes na equação final obtida, apresenta boa estabilidade das soluções, além de apresentar ótimos valores de balanço de massa e eficiência para simulações de longa duração, como é o caso deste trabalho.

3.3. Clima e Hidrologia da Amazônia

O clima da Amazônia é caracterizado por umidade elevada durante todo o ano. Valores de Umidade Relativa (U.R) de 90% e até mesmo 99% são frequentemente encontrados e, em certas regiões essas taxas de U.R elevadas estão associadas à temperatura de +30°C a +35°C, o que implica em uma quantidade considerável de água por metro cúbico de ar, típica de floresta equatorial (Site do INPE - www.inpe.br).

Estudos micrometeorológicos realizados na Amazônia Central indicam que perto de 75% da energia disponível à superfície são utilizados para a evapotranspiração e o restante para aquecer o ar. A Amazônia, situada na região entre 5 N e 10 S recebe no topo da atmosfera um valor máximo de 36,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ em Dezembro/Janeiro e um valor mínimo de 30,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ em Junho/Julho (Salati & Marques, 1984). Estes valores são reduzidos pela transmissão atmosférica, mas são, em média, da ordem de 15 MJ.m⁻².dia⁻¹.

Medidas realizadas na Amazônia Central (Manaus-AM) mostram que os maiores valores totais de radiação que chegam à superfície ocorrem nos meses de Setembro/Outubro, sendo que os mínimos são nos meses de Dezembro à Fevereiro. Esta distribuição é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica (Horel et al., 1989). O ar sobre a floresta, umedecido pela água evaporada é aquecido pelo calor sensível, tornando-se mais leve e subindo. O ar úmido que sobe é repostado pelo ar proveniente do oceano aos níveis mais próximos da superfície. Ao longo do cinturão equatorial, há três regiões onde ocorre ascensão, sendo a bacia Amazônica uma delas e funciona como fonte de calor para a circulação geral.

Existe ainda uma outra fonte de calor chamada ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), ela é uma faixa latitudinal sobre os oceanos equatoriais, onde os ventos alísios de ambos os hemisférios se encontram. Nessas regiões existem movimentos de ar ascendentes, formação de uma banda de nuvens e conseqüentemente liberação de calor latente para a atmosfera (Molion, 1988).

A região Amazônica possui uma precipitação média de 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 variabilidade na duração e na diferença relativa entre as estações seca e úmida, com variações regionais e de ano para ano (Marengo et al., 2001). Outros estudos obtiveram valores da precipitação média variando de 2000 mm a 3000 mm por ano (Chauvel et al., 1991; Leopoldo et al., 1995; Klinge et al., 2001). No Estado do Pará, local do presente estudo, existe uma grande variabilidade na precipitação de 878-2766mm em Paragominas (Jipp et al., 1998) e de 600-3000 para a Floresta Nacional de Tapajós Sul de Santarém, Pará (Nepstad et al., 2002).

Grande parte da precipitação ocorre na estação úmida, que começa em dezembro-janeiro e vai até junho-julho.

A maior parte da precipitação que cai na floresta entra em contato direto com as árvores. Parte desta água chega ao solo pelas folhas e pelos troncos das mesmas. Estas frações são conhecidas como escoamento pelo tronco, e transprecipitação (“*stemflow*” e “*throughfall*”, respectivamente).

A interceptação da precipitação é freqüentemente determinada através da diferença entre transprecipitação e precipitação. As estimativas de interceptação da precipitação variam muito pelo erro na medição da transprecipitação, espacialmente heterogênea. Shuttleworth (1989), discutiu a técnica e o erro associado à amostragem de transprecipitação em comparação entre florestas temperadas e tropicais. O autor notou que existe grande variabilidade espacial nessas medidas em florestas tropicais. Esse componente é freqüentemente concentrado em pontos de gotejamento, significando que o número e a posição dos coletores podem fazer uma diferença significativa nas estimativas.

A interceptação da precipitação antes de atingir o solo representa uma parte considerável da água reciclada na floresta. Esta parte da precipitação interceptada depende de inúmeras variáveis, tais como: intensidade e duração da precipitação, taxa de evaporação, e o tempo entre os eventos de chuva (Zeng et al., 2000).

Florestas tropicais tendem a ter proporcionalmente maior perda por interceptação do que as florestas temperadas, por causa do tipo de folhagem. (Ubarana, 1996).

Diversos estudos têm medido a transprecipitação na Amazônia, e os valores obtidos variam de: 80% a 91% na Reserva Duke Manaus (Franken et al., 1992; Lloyd, 1990; Lloyd & Marques, 1988); 86% no sul do Pará (Ubarama, 1996); 87% na Fazenda Vitória, Paragominas, Pará (Moraes et al., 2006) e 89% em na Fazenda Rancho Grande, Cacaúlândia, Rondônia (Germer et al., 2006). Para Marin et al., (2000) e Klinge et al., (2001), o valor do escoamento pelo tronco estimado para a floresta Amazônica (Instituto Federal de Estudos do Cacau – Belém-Pará) é normalmente abaixo de 2% e confirmam a ordem de grandeza dos estudos supra-citados onde a transprecipitação varia de 82 a 85%. Belk (2002), fez medidas na Floresta Nacional de Tapajós, local do presente estudo, e obteve 88% para transprecipitação em média.

Evaporação e transpiração são os mecanismos pelos quais a água retorna para a atmosfera. A força que rege a transferência de vapor de água é o gradiente de pressão entre o ar e a superfície de evaporação (Kramer & Boyer, 1995). O gradiente por sua vez é regido por fatores como a temperatura do ar, a radiação solar líquida, umidade do ar, velocidade do vento etc (Dunne & Leopold, 1978). Os componentes da evapotranspiração na floresta incluem evaporação da superfície do solo, da água contida na superfície das folhas e da transpiração da vegetação. A água contida nas folhas geralmente evapora mais rapidamente do que a transpirada pelos estômatos (Ubarama, 1996). A evaporação da superfície do solo em florestas fechadas da Amazônia varia de 1 a 5 mm.mês⁻¹ (Leopoldo et al., 1995; Delire et al., 1997).

A evapotranspiração potencial (ET_0) é a capacidade máxima de transferência de vapor sendo determinada pelas condições atmosféricas. A evapotranspiração real (ET_r) é a soma da transpiração real das plantas e a evaporação da superfície do solo. A ET_r tende a ser menor que a evapotranspiração potencial quando existe déficit hídrico (Dunne & Leopold, 1978). Entretanto, perdas por transpiração podem exceder o valor de precipitação diária durante as estações de seca (Hodnett et al., 2002; Jipp et al., 1998).

Enquanto o suprimento de água no solo existir, a evapotranspiração pode ser mais alta nas estações de seca, do que nas estações úmidas (Delire et al., 1997). Esta taxa mais elevada de transpiração se deve ao maior déficit de pressão entre as folhas e a atmosfera. Entretanto, quando a água é extraída e o solo seca de dentro para fora, a

resistência à retirada de água pelas raízes aumentará e a taxa de transpiração novamente será limitada (Jipp et al., 1998). Aproximadamente três quartos da precipitação na bacia do rio Amazonas é evapotranspirada (Nobre et al. 1991). Leopoldo et al., (1995), fizeram um balanço de água para dados de três anos para a fazenda Barro-Branco, na parte central da Amazônia, na cidade de Manaus. Eles determinaram que a média da evapotranspiração foi de 1.493mm, representando, 67% da precipitação. A transpiração foi de 1.243mm do total de evapotranspiração. Ribeiro & Villa Nova (1979), estimaram a evapotranspiração potencial para a floresta de terra firme Amazônia central (Reserva Ducke) em 1536 mm.ano^{-1} ($4,2\text{mm.dia}^{-1}$).

O estoque de água nos perfis de solo é também uma componente importante da hidrologia da Amazônia. Estudos realizados por Hodnett et al., (1996), mostraram valores de estoque de água nas profundidades de 0-2m de 154 mm para Manaus, 483 mm em Marabá e 365 mm em Ji-Paraná, para as profundidades de 2 – 3,6m os mesmos autores obtiveram 48 mm para Manaus, 263 mm em Marabá e 353 mm em Ji-Paraná, mostrando variabilidade de uma região para outra.

4. MATERIAIS e MÉTODOS

4.1. Caracterização da Área

Os experimentos foram realizados em duas parcelas de um hectare cada, situadas em uma área protegida da Floresta Nacional de Tapajós, estado do Pará, Brasil (89°S, 54.95°W), 50 Km ao sul da cidade de Santarém do Pará, Figura 6. O local é situado aproximadamente, 10 Km à 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 de 600 a 3000 mm e a região está sujeita a severas secas durante eventos El Nino (NEPSTAD et al. 2002). A temperatura média oscila entre 24°C a 26°C.

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

No intuito de estudar a influência da exclusão de chuva, em uma das áreas foram instalados painéis plásticos que diminuem em 60% a quantidade de água que entra em contato com o solo da floresta, Figura 4. Na outra parcela, não houve aplicação desta estrutura, ou seja, a floresta permanece em condições naturais. Ao redor das duas parcelas foram cavadas trincheiras de 1,5 m para reduzir a ação da retirada de água por raízes de árvores que estão fora das áreas de estudo (Sternberg et al., 2002).

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 de estudo.



Figura 4- Foto dos painéis plásticos instalados na área de estudos.

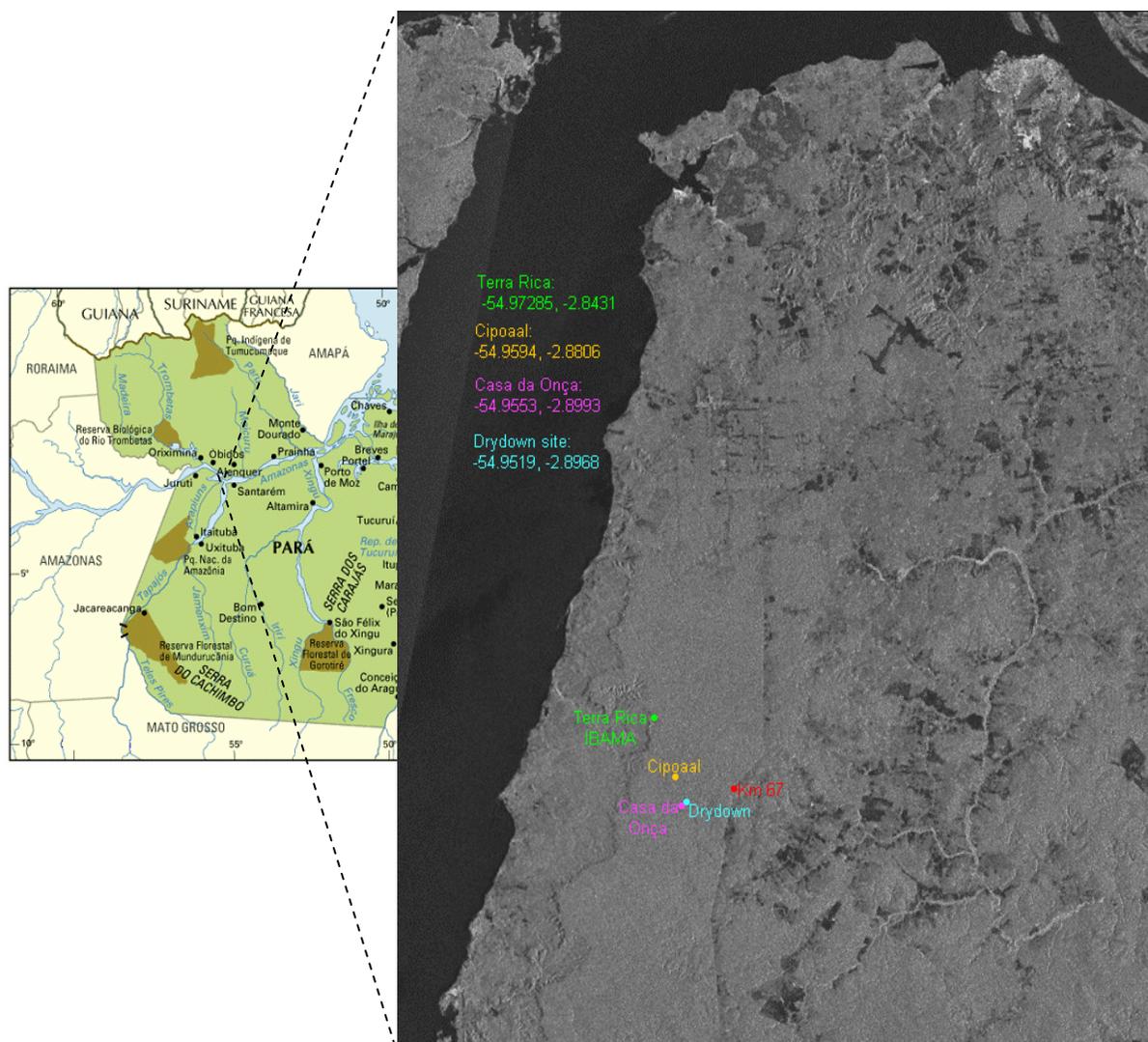


Figura 5- Localização da área de estudos.

4.2. Equacionamento e descrição do método numérico

A densidade de fluxo [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] em solo não saturado é determinada pela equação de Darcy, que mostra que a densidade de fluxo é função de uma constante e a diferença de potencial entre um ponto e outro do solo.

$$q = -K(\theta) \frac{\partial(h+z)}{\partial z} \quad (2)$$

Na qual q é a densidade de fluxo [m/s], $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo em função da umidade [m/s], h é o potencial matricio [m] e z a coordenada vertical [m].

Considerando o balanço de água em um volume de controle infinitesimal de solo e aplicando a equação da continuidade, eq. (3).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} - S(h) \quad (3)$$

Em que θ é a umidade volumétrica do solo [$\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$], t é o tempo [s] e S é o termo de extração de água pelas raízes das plantas [m/s].

Combinando as equações eq. (2) e eq. (3) obtém-se a eq. (4) conhecida como equação de Buckingham -Darcy. Esta equação é freqüentemente chamada de equação de Richards na literatura e pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C(\theta) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial \left[K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right]}{\partial z} - S(\theta) \quad (4)$$

Onde C é capacidade de absorção específica da água no solo, sendo função do potencial total da água armazenada no solo.

A equação de Richards é uma equação diferencial parcial, onde as relações de $K(\theta)$ são extremamente não lineares o que torna sua solução analítica possível somente para casos bem específicos. Entretanto, neste trabalho as condições não podem ser controladas, pois os processos ocorrem *in natura*, o que torna necessária a utilização de métodos numéricos para aproximar soluções para a equação de Richards.

O método numérico dos Volumes Finitos (Berg, 1998) foi utilizado no presente trabalho. Este método é intrinsecamente ligado ao conceito de fluxo entre regiões, ou volumes, adjacentes.

Imagina-se que o perfil de solo é dividido em sub-camadas de tamanhos variáveis e cada uma delas possui propriedades intrínsecas e fluxos de entrada e saída, unindo-se estes muitos volumes finitos do início ao fim do perfil de solo, obtêm-se a chamada malha de discretização dos volumes finitos.

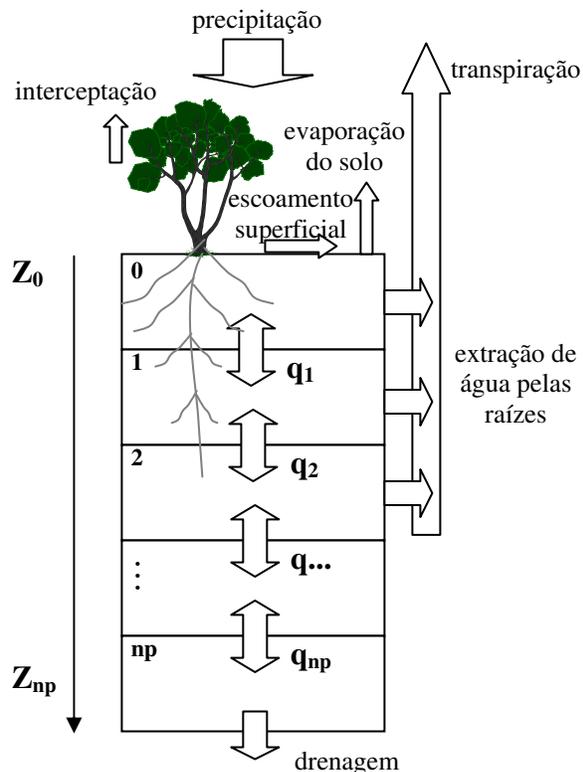


Figura 6- Esquema de discretização dos volumes finitos

Onde q_i é igual à densidade de fluxo entre as camadas de solo. Deste modo, a compreensão do problema torna-se fisicamente palpável, pois, somente determinando os parâmetros que atuam nos três fluxos (entrada, armazenado e saída) é possível determinar o balanço de massa ou energia que passa por um volume finito.

O método dos volumes finitos foi aplicado em uma coluna de solo dividida em um número finito de volumes de controle, onde cada um possui um ponto de grade em seu centro. A demonstração detalhada da discretização é apresentada por Berg (1999). A eq. (4) em sua forma discretizada transforma-se na eq. (5) mostrada abaixo.

$$\begin{aligned} & \frac{C^{n+1,m}}{\Delta t} h_j^{n+1,m+1} - \frac{K_{j+1/2}^{n+1,m}}{0.5\Delta z_j (\Delta z_j + \Delta z_{j+1})} \times (h_{j+1}^{n+1,m+1} - h_j^{n+1,m+1}) + \frac{K_{j-1/2}^{n+1,m}}{0.5\Delta z_j (\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \\ & \times (h_j^{n+1,m+1} - h_{j-1}^{n+1,m+1}) - S_{pj}^{n+1,m} h_j^{n+1,m+1} = \frac{C^{n+1,m}}{\Delta t} h_j^{n+1,m} + \frac{K_{j-1/2}^{n+1,m} - K_{j+1/2}^{n+1,m}}{\Delta z_j} + S_{cj}^{n+1,m} \end{aligned} \quad (5)$$

Variando-se o índice j de 1 até n do vetor profundidade (a coluna de solo é dividida em n volumes finitos) gerando-se um sistema de equações tridiagonal não linear, com $n+2$ valores desconhecidos de h_j^{n+1} . Esse sistema de equações é completado utilizando duas funções adicionais que expressam as condições de contorno. A não linearidade das equações no sistema é contornada pelas iterações dos valores de θ_j^{n+1} , k_j^{n+1} e S_j^{n+1} que são calculados a partir de valores de h_j^{n+1} na última iteração. Utilizando-se a letra m para representar o nível de iteração, a eq. (5) pode ser escrita na forma matricial como:

$$A_j^m h_{j-1}^{n+1,m+1} + B_j^m h_{j-1}^{n+1,m+1} + C_j^m h_{j-1}^{n+1,m+1} = D_j^m \quad (6)$$

onde:

$$\begin{aligned}
 A_j^m &= \frac{k_{j-1/2}^{n+1,m}}{0.5(\Delta z_{j-1} + \Delta z_j)} \\
 C_j^m &= \frac{k_{j+1/2}^{n+1,m}}{0.5(\Delta z_j + \Delta z_{j+1})} \\
 B_j^m &= -A_j^m - C_j^m \left(\frac{d\theta}{dh} \right)_j^m \frac{\Delta z_j}{\Delta t} + S_j^{n+1,m} \Delta z_j \\
 D_j^m &= -k_{j-1/2}^{n+1,m} + k_{j+1/2}^{n+1,m} - \left(\frac{d\theta}{dh} \right)_j^m \frac{\Delta z_j}{\Delta t} h_j^n - S_j^{n+1,m} \Delta z_j
 \end{aligned} \tag{7}$$

As condições de contorno foram introduzidas definindo-se dois volumes finitos adicionais e infinitamente pequenos similares ao utilizado por Berg (1999). Um no topo da coluna de solo e outro no final da coluna. Estes volumes finitos possuem os índices 0 e n+1, respectivamente.

A condição de contorno na superfície é definida inicialmente como condição de fluxo constante de entrada ou de saída (precipitação e evapotranspiração, respectivamente). Esta condição de contorno é conhecida como condição de Neumann.

Reescrevendo-se a eq. (6) e obedecendo-se a condição de contorno de Neumann obtém-se:

$$B_0^m = \frac{k_{1/2}^{n+1,m}}{0.5\Delta z_1} \quad ; \quad C_0^m = -B_0^m \quad ; \quad D_0^m = q_t - k_{1/2}^{n+1,m} \tag{8}$$

A condição de contorno inferior, representando a drenagem para fora da coluna de solo analisada, também é considerada como fluxo constante. Nesse caso aplica-se a condição de fluxo livre, ou seja, potencial unitário. Aplicando-se a condição de Neumann na última camada de solo como condição de contorno inferior, obtém-se:

$$A_{n+1}^m = \frac{k_{n+1/2}^{n+1,m}}{0.5\Delta z_n} \quad ; \quad B_{n+1}^m = -A_{n+1}^m \quad ; \quad D_{n+1}^m = q_b - k_{n+1/2}^{n+1,m} \quad (9)$$

Na superfície existe um tratamento alternativo quando ocorre a saturação dessa camada, o modelo desenvolvido utiliza a condição de contorno com potencial constante, conhecida como condição de Dirichlet. Aplicando essa condição em $n = 0$, tem-se:

$$B_0^m = 1 \quad ; \quad C_0^m = 1 \quad ; \quad D_0^m = h_1 \quad (10)$$

Onde h_1 é o potencial da água no solo conhecido.

Com estas condições de contorno e iniciais é possível fechar o sistema de equações tridiagonal e resolvê-lo através do algoritmo de Thomas (Huyakorn et al., 1984; Vasconcellos & Amorim, 2001).

$$\begin{bmatrix} B_0 & C_0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ A_1 & B_1 & C_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & A_i & B_i & C_i & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \ddots & \ddots & \ddots & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \ddots & \ddots & \ddots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \ddots & \ddots & \ddots & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \ddots & \ddots & \ddots & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \ddots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & A_n & B_n & C_n \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & B_{n+1} & C_{n+1} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_i \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ h_n \\ h_{n+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D_0 \\ D_1 \\ D_i \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ D_n \\ D_{n+1} \end{bmatrix} \quad (11)$$

O método dos volumes finitos é um método de aproximação iterativo, neste caso a eq. (11) é utilizada com passo de tempo fixo. Na primeira interação os valores de $\hat{C}_j^{n+1,1}$, $K_{j+1/2}^{n+1,1}$ e $S_{pj}^{n+1,1}$ são obtidos a partir da última interação no passo de tempo passado. Para cada passo de tempo de simulação os valores de potencial para cada volume de controle são obtidos através da solução deste sistema de equações. Posteriormente esses valores são convertidos em valores de umidade em função da profundidade.

O método dos volumes finitos possui problemas em aproximar a função da condutividade hidráulica do solo nos pontos de interface entre um volume de controle e outro, para a solução deste problema utiliza-se o cálculo de condutividades médias entre um nó e outro. Autores como Vauclin, (1979), Belmans et al., (1983) e Hornung & Messing, (1983), utilizaram a média geométrica para o cálculo da condutividade hidráulica na interface e segundo esses autores, esse procedimento aumenta a precisão no cálculo dos fluxos e diminui a sensibilidade das soluções às trocas de distâncias nodais. Entretanto, outros autores alertam para a possibilidade do uso da média geométrica ocasionar problemas no cálculo da dinâmica da água em solos secos ou sob alta evaporação em solos úmidos, subestimando os fluxos de água (Warrick, 1991; Baker, 1995; Van Dam & Feddes, 2000). A média harmônica também é utilizada em alguns trabalhos (Ross, 1990; Warrick, 1991; Zaidel & Russo, 1992). Van Dam & Feddes (1997), mostraram que apesar das médias aritméticas superestimarem os fluxos de água para distâncias nodais grandes, para distâncias nodais pequenas, essa média é a que melhor reproduz os resultados de soluções analíticas. Neste trabalho, todas as médias foram testadas no cálculo da condutividade hidráulica na interface, sendo que a média aritmética foi a escolhida para os cálculos finais uma vez que apresentou ótimos resultados no balanço de massa e consistência e economia computacional na convergência.

4.3. Dispositivo experimental e determinação de parâmetros de entrada do modelo

4.3.1. Umidade do solo

As medidas de umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \times \text{cm}^{-3}$) usadas para a calibração e checagem da performance deste modelo foram obtidas através de sensores TDR (“*Time Domain Reflectometers*”) instalados ao longo da profundidade de 0 a 11,0 m, num total de seis poços (03 poços por parcela). A cada profundidade dos poços, dois sensores foram instalados horizontalmente com o incremento de 1,0 m. Nos seis poços foram instaladas verticalmente duas sondas de 0 a 30 cm e mais duas horizontalmente, a 50cm. A frequência de coleta de informação destes sensores foi realizada uma vez ao mês durante 04 anos.

A umidade foi calculada com a utilização da equação empírica desenvolvida para solos minerais (Toop et al.,1980), que relaciona a permissividade e a umidade volumétrica para solos de superfície (Jipp et al.,1998). A Figura 7 mostra o esquema da montagem dos sensores TDR nos poços de monitoramento.

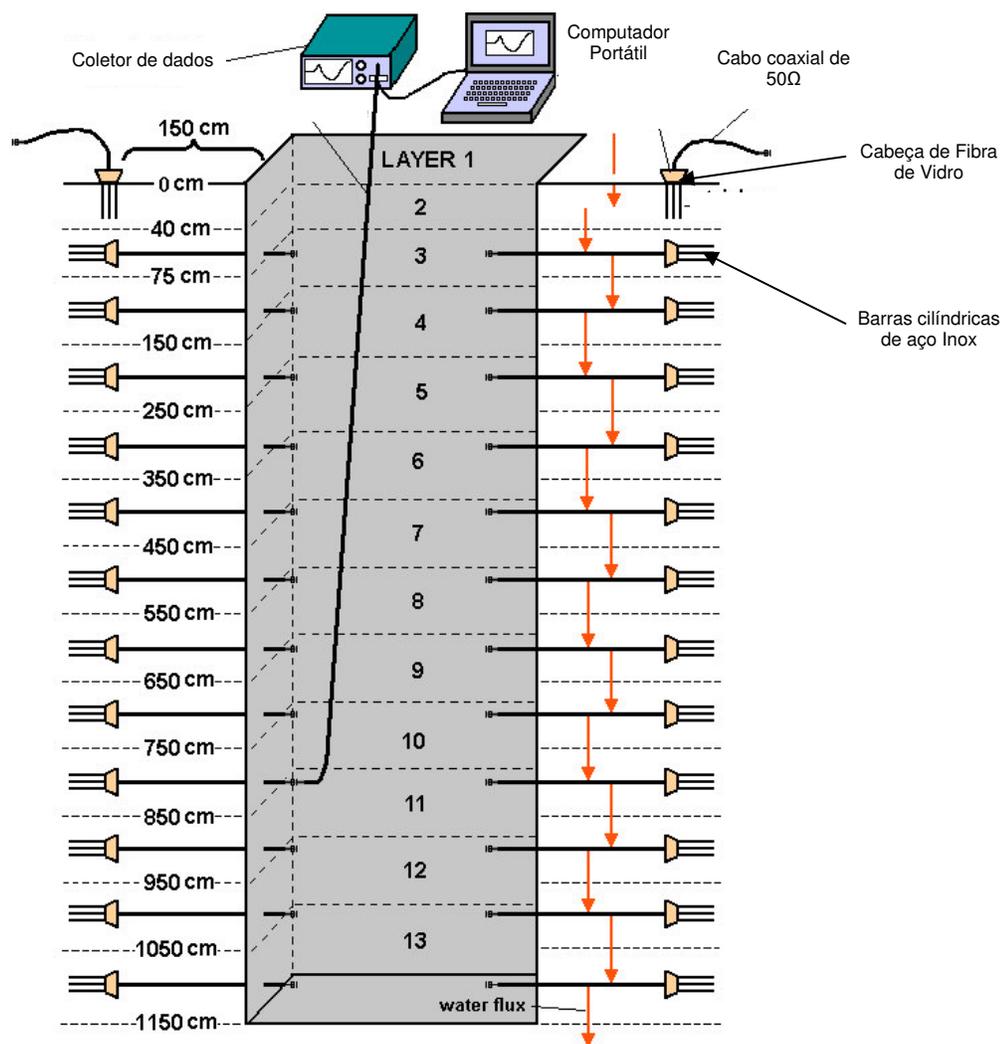


Figura 7- Esquema da montagem dos sensores TDR nos poços de monitoramento.

4.3.2. Condutividade Hidráulica de Solo Saturado

A condutividade hidráulica de solo saturado (K_{sat}) foi quantificada através do equipamento *Guelph permeameter* (Soil Moisture Corp., Santa Bárbara, CA). Sete locais de medidas foram escolhidos randomicamente, nas duas parcelas do estudo. O infiltrômetro de pressão foi usado em fluxo saturado, para medir a taxa de infiltração, utilizando carga constante. Medidas adicionais de K_{sat} foram realizadas em laboratório utilizando duas amostras indeformadas de solo por profundidade (cilindros com 6 cm de diâmetro). As medidas, para os dois métodos, foram realizadas nas profundidades 0,15; 0,30; 0,5; 1; 2; 3 e 4 m. Três séries completas de medidas de K_{sat} foram realizadas para cada parcela de estudo. Os valores para as profundidades restantes, isto é, de 6, 7, 8, 9, 10, 11m, foram extrapolados através de uma equação de potência, obtida com os dados de K_{sat} medidos em função das profundidades entre 0 e 4 m. A Figura 8 mostra a condutividade hidráulica do solo saturado em função da profundidade.

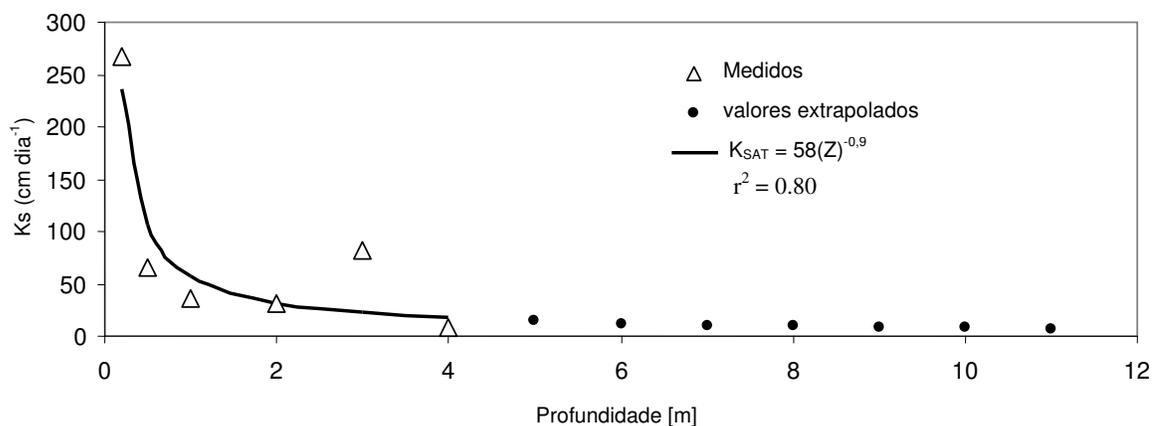


Figura 8- Condutividade hidráulica do solo saturado em função da profundidade.

4.3.3. Precipitação e Transprecipitação

A precipitação foi medida através da média de três estações meteorológicas, localizadas próximas à área de estudos. A precipitação foi monitorada diariamente, exceto nos finais de semana. A unidade de medida da precipitação utilizada foi de mm.dia^{-1} .

A transprecipitação foi calculada, através de experimentos realizados na área de estudos como sendo aproximadamente 88% da precipitação (Belk, 2002). A Figura 9 mostra os valores de precipitação nos anos de 1999 a 2003.

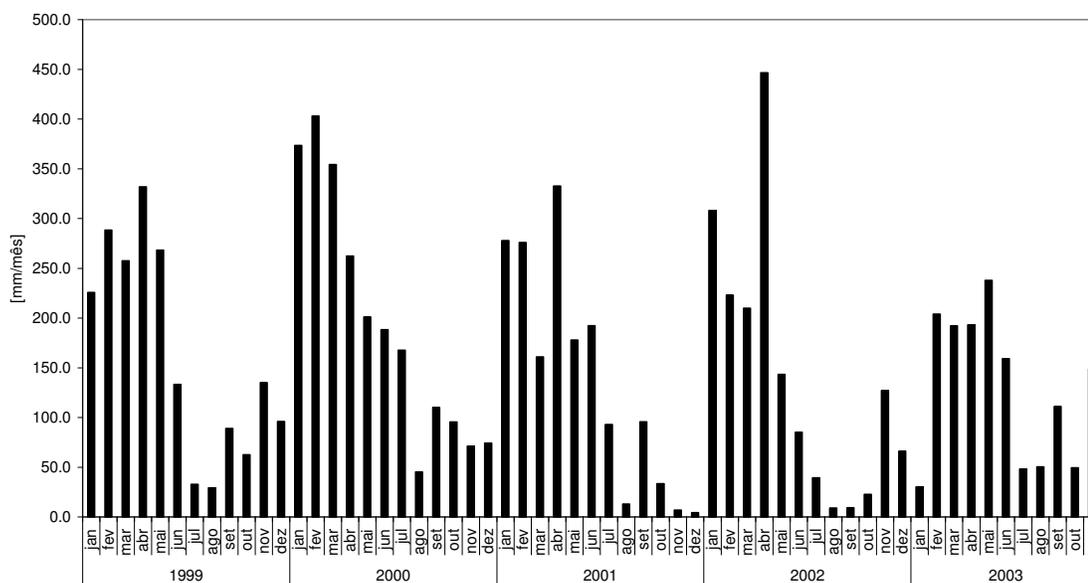


Figura 9- Precipitação da floresta Nacional de Tapajós.

Para a parcela com os painéis foi empregada uma transprecipitação de 40% (interceptação de 60%) do valor da precipitação nos trabalhos de modelagem. Esses valores foram determinados por (Nepstad et al., 2002).

4.3.4. Curvas de Retenção e Parâmetros de Van Genuchten

Os dados das curvas de retenção foram gerados no laboratório da EMBRAPA – CPATU em Belém, Pará. Foi utilizado, o método da placa de pressão constante, em amostras indeformadas de solo, extraídas das áreas de estudo (04 amostras por profundidade). As amostras foram saturadas de água e o excedente, extraído pela aplicação de pressão constante (Klute & Dirksen, 1986). Foram usados cinco pontos para a curva de retenção (6, 10, 30, 100 e 1500 kPa). Diversas equações de ajuste da curva de retenção são apresentados na literatura, por exemplo, Brooks & Corey; Campbell; Drissen; Gardner; Rogowski e Van Genuchten (Dourado et al., 2001). Todas essas equações foram testadas para a determinação da equação que melhor se ajustou aos dados das curvas de retenção através do software SWRC (“*Soil Water Retention Curve*”, 3.0), como mostrado abaixo. O melhor ajuste foi obtido através da equação de Van Genuchten, através da regressão múltipla da curva de retenção para cada profundidade (0 – 11m), determinando-se os valores ótimos de α , θ_s , θ_r , n , m e λ . A eq. (12), mostra os termos da equação de Van Genuchten. A Tabela 1 mostra os parâmetros médios obtidos para as profundidades de solo estudadas.

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + |\alpha \cdot h|^n\right)^{\frac{n-1}{n}}} \quad (12)$$

Na qual $\theta(h)$ é a umidade em função do potencial, [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]; θ_r é a umidade residual, [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]; θ_s é a umidade a saturação, [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$]; α valor inverso do potencial de entrada de ar, [m^{-1}]; n fator de ajuste empírico da equação.

Tabela 1– Parâmetros de Van Genuchten para as profundidades de solo estudadas

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

4.3.5. Evapotranspiração Potencial

Muitos métodos são usados para calcular a evapotranspiração potencial a partir de dados meteorológicos, entretanto o mais utilizado é o de Penman (1948), que foi o primeiro a introduzir o método combinado, tendo estimado a evapotranspiração sobre uma superfície de água aberta. Com esta medida multiplicada por um coeficiente ligado à vegetação, determina-se a evapotranspiração potencial de uma superfície vegetativa. O método combinado requer medidas climáticas como umidade, temperatura, radiação solar e velocidade do vento (Ribeiro & Villa Nova, 1979).

Monteith (1965), desenvolveu uma equação que descreve a transpiração para uma superfície vegetativa horizontal seca, com um ótimo suprimento de água. Na

literatura a eq. (2) é conhecida como Equação de PENMAN-MONTEITH. Esta equação determina a evapotranspiração, em função das variáveis climatológicas obtidas empiricamente.

Assumindo que fatores de transferência de difusão turbulenta para calor latente e sensível são os mesmos e que as diferenças entre fatores de transferência para o momentum e para o calor podem ser quantificadas através de relações simples, então a equação combinada de PENMAN-MONTEITH (Monteith, 1965) citado por (Allen et al., 1994 a), resulta em:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho \cdot Cp(e_s - e_a)}{R_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{R_c}{R_a}\right)} \quad (13)$$

em que: $(e_s - e_a)$ é o déficit de pressão de vapor do ar para altura de referência medida (kPa); ρ a densidade do ar (kg.m^{-3}); c_p o calor específico do ar a pressão constante ($\text{MJ.kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); Δ a declividade da curva de pressão de vapor contra temperatura ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); γ a constante psicrométrica ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); r_c e r_a as resistências total da cobertura e aerodinâmica (s.m^{-1}), respectivamente; M o valor que depende da escala de tempo usada; R_n o saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) e G a densidade de fluxo de calor do solo ($\text{MJ.m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$).

As equações de resistência aerodinâmica (r_a) e resistência total da superfície (r_c) têm sido combinadas com o método de PENMAN-MONTEITH, visando descrever uma vegetação hipotética de referência (Allen, 1986; Allen et al., 1989; Smith et al., 1991; Allen et al., 1994a), gerando a chamada equação de PENMAN-MONTEITH FAO a:

$$ET_{0_m} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{(T + 273)} \cdot U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (14)$$

em que: R_n e G têm as mesmas unidades ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$); T é a temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$); U_2 é a velocidade média do vento medida a 2m ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); 0,408 corresponde a $1/\lambda$ sendo λ o calor latente de evaporação da água, igual a $2,45 \text{MJ} \cdot \text{Kg}^{-1}$ a 20°C ; 900 é um coeficiente para a cultura de referência ($\text{kJ}^{-1} \cdot \text{kg} \cdot \text{K} \cdot \text{d}^{-1}$), que envolve os valores constantes da equação.

Outro método muito utilizado para a determinação da evapotranspiração potencial é o método de THORNTHWAITE, este se caracteriza por utilizar somente medições de temperatura na área de estudo (Tucci, 1993). Deste modo, pode-se determinar a evapotranspiração potencial pela Eq. (15).

$$ET_0 = 1,6 \left[\frac{10 \cdot T}{J} \right]^a \quad (15)$$

Onde T é a temperatura do ar em $^{\circ}\text{C}$, J é o índice de calor anual e a é um coeficiente calculado por $a = 0,49 + (17900 \cdot J - 77,1 \cdot J^2 + 0,675 \cdot J^3) \cdot 10^{-6}$ onde o índice de calor anual corresponde ao somatório dos índices de calor mensais de cada mês do ano

$$\text{onde: } I_i = \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1,5} \text{ e } J = \sum_{i=1}^{12} I_i .$$

A evapotranspiração potencial do ano de 1999 foi calculada, utilizando o método de Thornthwaite e com valores de medias mensais de temperatura, pois o experimento ainda não dispunha de todas as variáveis hidrometeorológicas registradas diariamente. Após a implantação da estação meteorológica, a evapotranspiração potencial diária foi

calculada pelo método de PENMAN-MONTEITH FAO (2000 a 2003), baseado nas variáveis climáticas coletadas. Os valores de temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e radiação solar foram coletados na estação a cada 30 minutos. Após alguns ajustes nos dados em relação às unidades de medida, foi utilizado o software SH 2.0 (Simulação Hidrologia) do grupo de pesquisa em recursos hídricos DEA – UFV, para o cálculo da evapotranspiração potencial pelo método de PENMAN&MONTEITH.

A Figura 10 mostra a evapotranspiração potencial nos anos de 1999-2003.

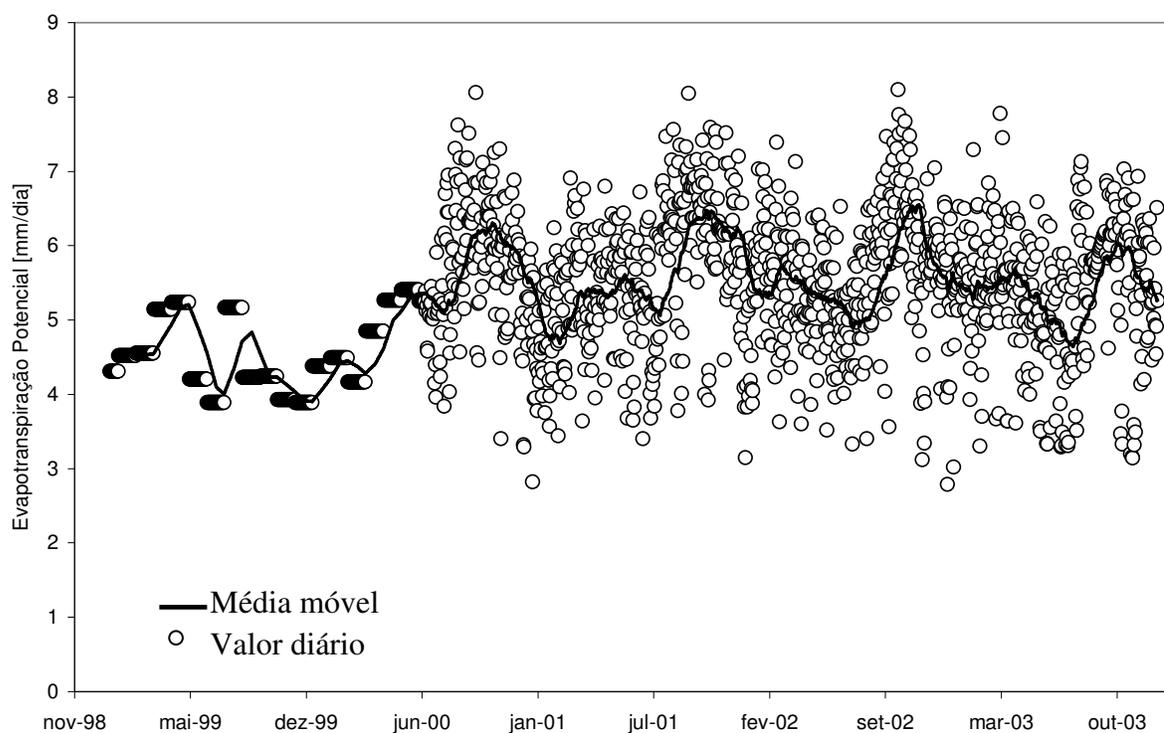


Figura 10- Evapotranspiração Potencial da Floresta Nacional de Tapajós

A evapotranspiração potencial, dado de entrada do modelo numérico utilizado, não pôde ser considerada constante para o período de um dia (24 horas ou 86400s), pois a evapotranspiração têm um comportamento cíclico, atingindo pontos de máximo e mínimo em certos períodos do dia. Para esta exigência, neste modelo foi utilizado com uma distribuição senoidal da evapotranspiração potencial durante o dia, entre 6 e 18 horas, similar ao procedimento adotado por Hillel (1977). No período noturno, a

evapotranspiração é considerada desprezível (Lee et al., 2005). A Figura 11 mostra um exemplo desta distribuição para um dia (86400 segundos).

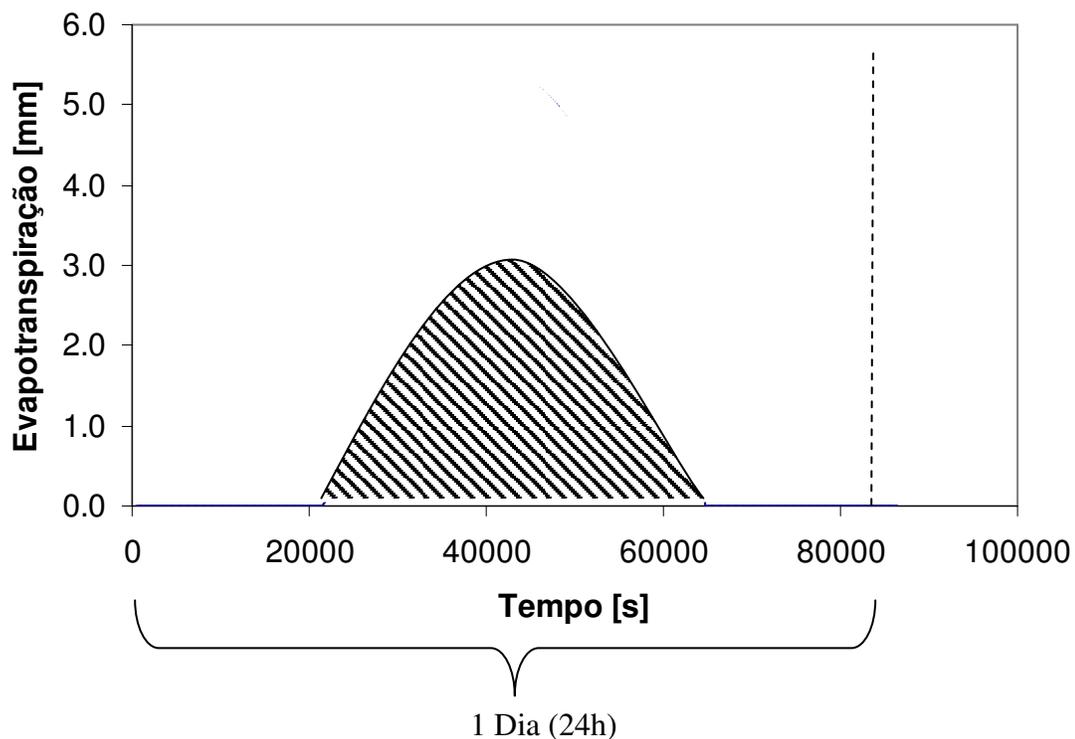


Figura 11- Exemplo da distribuição da evapotranspiração potencial durante o dia através de uma função senoidal

4.3.6. Evapotranspiração Real

A evapotranspiração é a soma da transpiração das plantas da floresta e a evaporação da superfície do solo. Neste modelo, a evapotranspiração real da floresta foi calculada diariamente, levando-se em conta a evapotranspiração potencial calculada anteriormente pelo método de PENMAN&MONTEITH, a partir dos dados meteorológicos coletados na área de estudo.

A evapotranspiração real é calculada através da soma da transpiração da água retirada pelas raízes e da evaporação da água do solo, ambas dependentes da evapotranspiração potencial.

A retirada de água pelas raízes foi calculada através da equação apresentada por Feddes et al.,(1978), utilizando um operador matemático (ξ) em função do potencial mátrico da água no solo e um termo (λ) que leva em conta a densidade das raízes, como mostrado na eq (16).

$$q_{raiz} = ET_0 \cdot \xi \cdot \lambda \quad (16)$$

Onde q_{raiz} é o fluxo de água retirado pelas raízes ET_0 é a evapotranspiração potencial; ξ é o operador matemático; λ é um fator multiplicativo que regula a retirada de água com relação a densidade de raízes em cada profundidade do solo.

A variação do operador ξ em função do potencial mátrico da água no solo é mostrado na Figura 12.

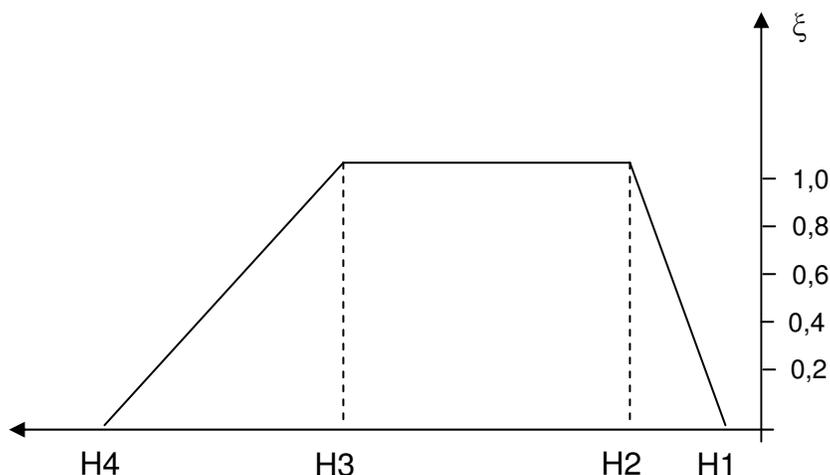


Figura 12- Variação do operador matemático que depleciona a evapotranspiração potencial

Van Dam et al., (1997), apresenta os valores de H para diversas culturas, entretanto esses valores para florestas não são encontrados com facilidade na literatura. Os valores de tensão do solo utilizados no presente modelo foram os mesmos utilizados por Schaap et al., (1997) para uma floresta temperada, onde os valores para H1, H2, H3 e H4 foram atribuídos como -0,01, -0,02, -5,0 e -160 m, respectivamente.

O fator λ é calculado utilizando os dados de profundidade de raiz. Feddes et al., (1978) propôs uma equação que relaciona a quantidade de água retirada do solo em função da profundidade de raízes.

$$S(h) = \alpha(h) \cdot S_{\max}$$

onde

$$S_{\max} = \frac{T_p}{|Z_{root}|} \quad (17)$$

Onde $\alpha(h)$ é um fator adimensional função do potencial matricio, S_{\max} é a máxima extração de água pelas raízes, T_p é a transpiração potencial da floresta e $|Z_{root}|$ é a profundidade do sistema radicular. Prasad (1988) e Hayhoe e De Jong (1988), modificaram o esquema de (Feddes, 1978), supondo que a retirada de água num solo úmido se dá nas camadas mais superiores do solo, e quando houver a escassez de água a planta começa a retirar água das camadas mais profundas, equacionado esta definição obtêm-se uma outra equação para S_{\max} .

$$S_{\max}(z) = \frac{2T_p}{|Z_{root}|} \left[1 - \frac{|z|}{|Z_{root}|} \right] \quad (18)$$

A Figura 13 mostra o comportamento das duas possibilidades mais usadas para a extração de água pelas raízes das plantas. Dada a importância deste fator para o modelo foram testadas outras formas de extração.

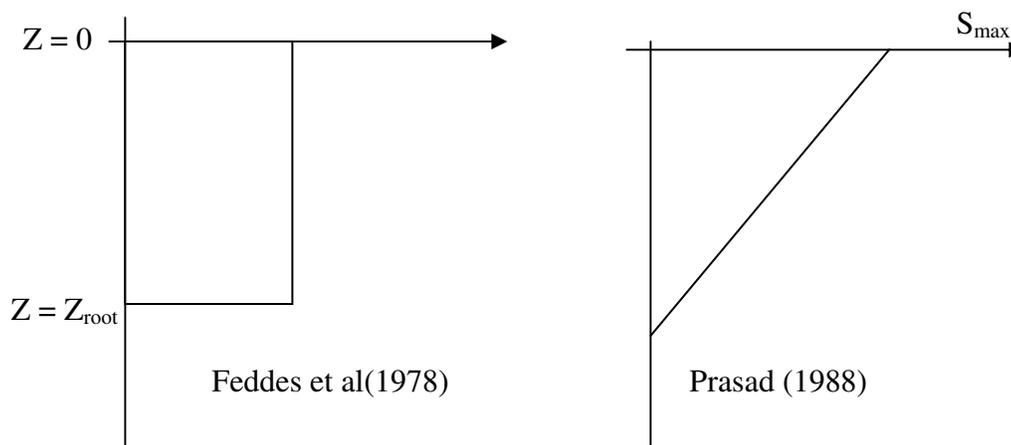


Figura 13- Visão esquemática das diferentes funções de extração de água pelas raízes.

O valor de evaporação do solo foi calculado levando em conta a atenuação da radiação chegando na superfície do solo, similar ao sugerido por Van Dam et al. (1997).

$$E_{solo} = ET_0 \cdot e^{-AK \cdot ALAI} \quad (19)$$

Onde E_{solo} é a evaporação da superfície do solo [mm], ET_0 é a evapotranspiração potencial, AK é o fator de atenuação da radiação solar pela vegetação e $ALAI$ é o índice de área foliar.

O valor da área foliar foi determinado utilizando medidas realizadas nas áreas de estudo. As medidas foram realizadas nos anos de 2000 a 2002. Para a simulação foram utilizados valores médios deste período, sendo que os valores encontrados foram 6,30 para a parcela seca e 7,05 para a parcela intacta.

A evapotranspiração real é então calculada pela soma desses dois componentes como mostrado na eq. (20).

$$ET_{real} = q_{raiz} + q_{evap} \quad (20)$$

4.3.7. Raízes

O experimento do projeto Seca Floresta gerou dados de biomassa de raízes finas, a partir de 384 amostras retiradas nas áreas de estudo. Cada amostra foi devidamente lavada e classificada em viva ou inoperante e então reclassificadas em função do tamanho de 0 a 0,99 mm e 1 a 1,9 mm (Nepstad et al., 2002).

As profundidades de coleta foram: 0; 0,5; 1; 2; 3; 4; 5; e 6 m e as medidas de densidade de biomassa de raízes é mostrada na Figura 14 para as duas áreas de estudo

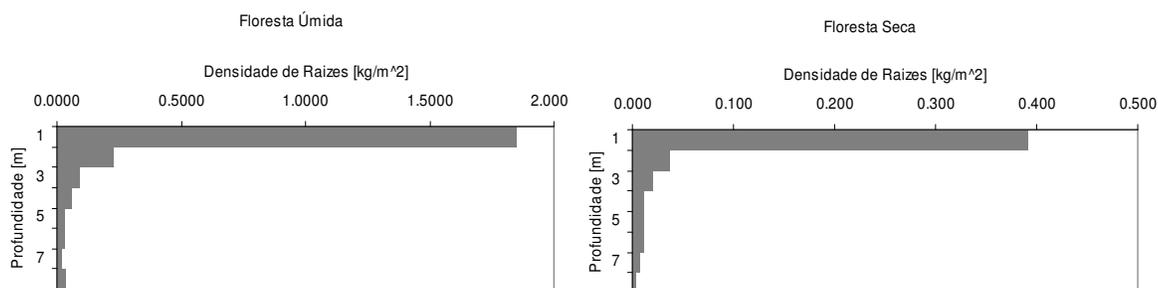


Figura 14 – Densidade de raízes medida no local de estudos (obtido e adaptado de NEPSTAD et al., 2002).

4.4. Parametrização do Modelo

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 com algoritmo desenvolvido em Fortran 90. Esses valores foram definidos após análises exploratórias empíricas, levando em conta a estabilidade do modelo e a economia de tempo computacional.

O valor de K_{sat} em cada camada de solo foi considerado inicialmente como sendo a média aritmética dos valores medidos nas respectivas profundidades e posteriormente foi empregado como parâmetro de calibração como explicado no item 4.5. Os dados climáticos foram coletados na estação meteorológica. Devido ao passo de tempo adotado e considerando que a precipitação foi medida em passo de tempo diário, a mesma foi distribuída com intensidade constante em duas horas de duração a partir das 18 horas. O horário de início e a duração da precipitação foram escolhidos baseados na frequência de distribuição e no tempo médio de duração da mesma, em algumas regiões da Amazônia (Moraes et al., 2006; Lloyd, 1990). Estudos exploratórios considerando a distribuição da precipitação em 3 e 4 horas não alteraram significativamente os resultados. A Tabela 2 mostra os parâmetros de entrada do modelo. A Figura 15 mostra a discretização do perfil de solo no modelo.

Tabela 2- Dados de entrada do modelo

Solo	Atmosfera	Vegetação
Condutividade hidráulica de solo saturado	Precipitação	Evapotranspiração potencial
Parâmetros de Van Genuchten	Radiação solar	Índice de área foliar
Densidade do solo	Umidade	Densidade de raízes
	Velocidade do vento	
	Temperatura	

A determinação do potencial mátrico (h) inicial foi realizada através da equação de Van Genuchten eq. (21). Os valores de umidade utilizados para calcular o potencial inicial foram obtidos através dos sensores TDR na data do início da simulação.

$$h = \frac{1}{\alpha} (Se^{-1/m} - 1)^{1/n}$$

onde :

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$
(21)

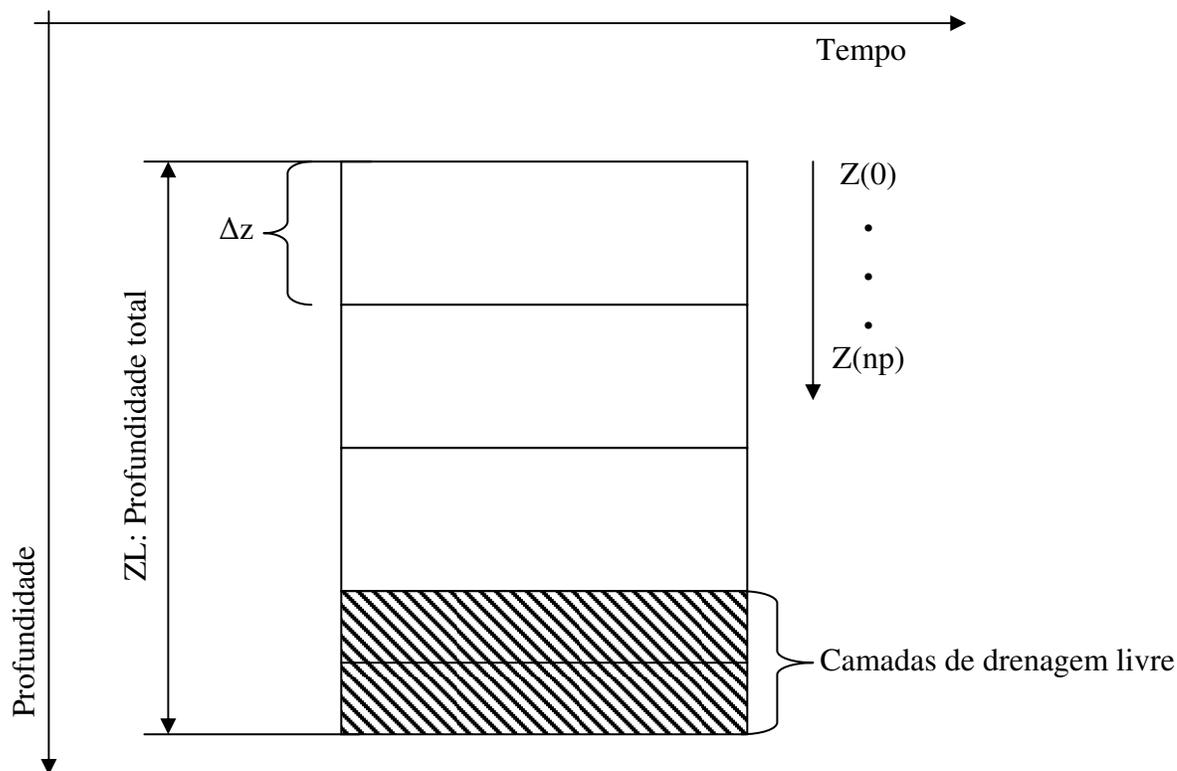


Figura 15- Discretização do perfil de solo no modelo.

4.4.1. Critérios de Convergência

Para a avaliação da simulação numérica foi quantificada sua capacidade de conservação de massa no domínio de interesse.

A conservação global de massa adequada é uma condição necessária, (Célia et al., 1990), mas não suficiente para a aceitação de um modelo numérico. Neste trabalho, o balanço de massa foi calculado através da seguinte formulação:

$$BM(\Delta t) = \frac{\text{Massa total adicional no domínio}}{\text{Fluxo total dentro do domínio}} \quad (22)$$

Onde BM é o balanço de massa geral, a massa adicional é a medida com respeito a massa inicial do sistema. Para aproximações com volumes finitos, utilizando-se condição de contorno de Dirichlet BM é calculada pela equação abaixo:

$$BM(t^{n+1}) = \frac{\sum_{i=1}^N (\theta_i^{n+1} + \theta_i^0)(\Delta z)}{\sum_{j=1}^n \left\{ K_{1/2}^j \left[\frac{h_2^j - h_1^j}{\Delta z} + 1 \right] - K_{N-1/2}^j \left[\frac{h_N^j - h_{N+1}^j}{\Delta z} + 1 \right] \right\} \Delta t} \quad (23)$$

Onde N são os nós [z1, z2, ..., zn], z é a profundidade em metros neste caso assume-se o espaçamento da malha Δz constante, para todo o perfil de solo. O erro percentual do balanço de massa é calculado por:

$$EBM(\%) = 100,0 |1,0 - BM(\Delta t)| \quad (24)$$

Outro critério de convergência é o adotado por Berg (1999), chamado de máximo valor do residual (“*maximum value of the following residual*”) para cada passo e tempo, calculado pela eq. (25).

$$R_j^{m+1} = \left| D_j^{m+1} - A_j^{m+1} h_{j-1}^{n+1,m+1} - B_j^{m+1} h_{j-1}^{n+1,m+1} - C_j^{m+1} h_{j-1}^{n+1,m+1} \right| \quad (25)$$

O residual é calculado para cada passo de tempo para todos os volumes de controle j. Os coeficientes A_j^{m+1} , B_j^{m+1} , C_j^{m+1} e D_j^{m+1} são avaliados após $h_{j-1}^{n+1,m+1}$ ser encontrado. Esta definição de resíduo é introduzida nas variáveis A_j^{m+1} , B_j^{m+1} , C_j^{m+1} e D_j^{m+1} . Deixando Δz_j tendendo a zero, obtém-se a expressão correta de R_j^{m+1} que nada mais é do que a diferença entre a entrada e a saída do volume de controle j.

Quando a condição de contorno é especificada como potencial conhecido o valor relacionado ao residual R_0^{m+1} é automaticamente determinado como zero para o modelo. Quando a condição de contorno for de fluxo constante o valor do primeiro residual foi calculado conforme a eq. (26).

$$R_0^{m+1} = \left| -K_{1/2}^{n+1,m+1} \left(\frac{h_1^{n+1,m+1} - h_0^{n+1,m+1}}{0,5\Delta z_1} - 1 \right) \right| \quad (26)$$

No modelo desenvolvido ambos os critérios são calculados, entretanto o critério de convergência do máximo valor residual (Berg, 1999) foi o utilizado como prioritário, já que verificou-se ser mais exigente que o critério do balanço de massa. O valor empregado para o máximo valor residual foi de 10^{-7} , também levando-se em conta a qualidade das soluções e a economia de tempo computacional. O balanço de massa foi empregado como critério auxiliar na verificação da eficácia do primeiro critério e na análise de situações de não convergência.

4.5. Calibração e validação do modelo

Para a calibração deste modelo foram utilizados os dados obtidos através dos sensores TDR, instalados no local de estudo, como podem ser vistos na Figura 9. As análises de regressão linear dos valores de umidade volumétrica foram realizadas utilizando-se os dados medidos e simulados. Estes dados foram base para alterações e ajustes, com o objetivo de tornar os dados gerados mais confiáveis.

A primeira etapa da calibração foi inicialmente realizada com uma grande variedade de passos de tempo (Δt) e distância entre pontos nodais (Δz), com o intuito de conseguirem-se soluções estáveis e obter-se um compromisso entre o tempo e a qualidade da simulação.

Posteriormente, para a obtenção do valor mínimo de erro entre os valores medidos e os simulados, trabalhou-se com a variação dos valores condutividade hidráulica de solo saturado (K_{sat}), sendo, portanto considerado como parâmetro de calibração.

Esse parâmetro apresenta alta variabilidade tanto entre as camadas verticais de solo como entre as horizontais (Sharon et al., 1999; Van Dam et al., 1997; Feddes et al., 1997; Van Dam & Feddes, 2000; Kroes et al., 2000 e Schaap et al., 1997) e possui grande variabilidade espacial, principalmente em florestas (Sharon et al., 1999; Schaap et al. 1997). A idéia principal desse passo foi a 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 multiplicativo (η) constante, mostrado na eq. (27), para todas as profundidades, que foi aplicado em cada simulação teste. 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. A variação da condutividade saturada para cada operador utilizado pode ser observada na Figura 16. A equação empregada para os ajustes foi com η variando de 1 a 30:

$$K_{sat}^* = \eta \times K_{sat} \quad (27)$$

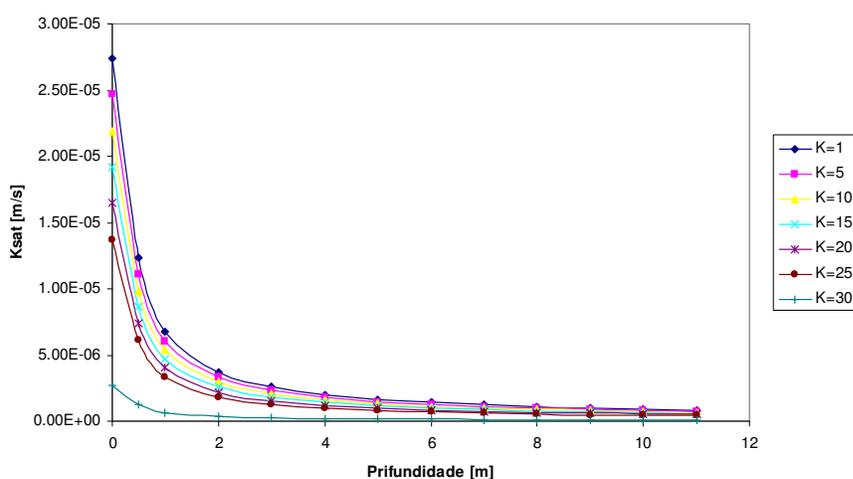


Figura 16- Variação da condutividade à saturação para cada η utilizado

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Determinação do modelo de ajuste para a curva de retenção

O teste de determinação da equação que melhor se ajustou aos dados das curvas de retenção foi realizado utilizando-se o software SWRC (*“Soil Water Retention Curve”*, 3.0), desenvolvido por Dourado et al. (2001). Neste foram testadas as seguintes equações: Brooks & Corey; Campbell; Drissen; Gardner; Rogowski e Van Genuchten.

Para a determinação do melhor ajuste foi considerado o coeficiente de regressão (R^2). Estes resultados são mostrados na Figura 17 através de um gráfico “Box-Plot”. A análise dessa curva mostra, que os valores de R^2 da equação de Van Genuchten eq. (28), são maiores e apresentam menor variabilidade dentre as camadas testadas, apresentando, portanto o melhor ajuste. Por este motivo, a mesma foi adotada para modelar a variação da umidade em relação ao potencial de pressão da água no solo.

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + |\alpha \cdot h|^n\right)^{\frac{n-1}{n}}} \quad (28)$$

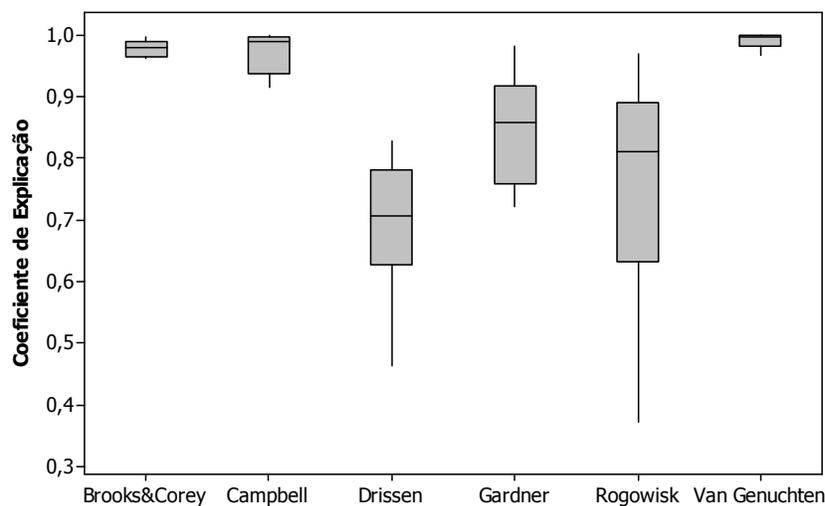


Figura 17- Boxplot das equações de ajuste para os dados das curvas de retenção.

A Tabela 3 mostra os valores dos coeficientes de regressão (R^2) para cada uma das profundidades, onde foram realizadas as curvas de retenção.

Tabela 3- Coeficientes de ajuste para cada modelo de curva testado.

Profundidade[m]	Brooks&Corey	Campbell	Drissen	Gardner	Rogowski	Van Genuchten
0,5	0,985	0,999	0,648	0,779	0,653	0,999
1	0,978	0,998	0,722	0,751	0,838	0,998
2	0,997	0,982	0,625	0,913	0,625	0,999
3	0,978	0,915	0,463	0,982	0,896	0,983
4	0,992	0,989	0,774	0,87	0,85	0,999
5	0,961	0,995	0,829	0,732	0,97	0,997
6	0,989	0,996	0,709	0,827	0,783	0,999
7	0,963	0,933	0,631	0,918	0,568	0,98
8	0,981	0,932	0,566	0,971	0,372	0,982
9	0,965	0,952	0,702	0,855	0,772	0,966
10	0,966	0,997	0,806	0,722	0,937	0,998
11	0,991	0,99	0,784	0,862	0,875	0,999
média	0,979	0,973	0,688	0,849	0,762	0,992
desvio padrão	0,013	0,031	0,107	0,089	0,176	0,011

5.2 Calibração do modelo Floresta Úmida

A calibração foi realizada com os dados da floresta intacta do ano de 1999 (de maio a dezembro). Os resultados obtidos a partir do modelo foram comparados em termos de perfis de umidade volumétrica com os valores medidos. A avaliação da qualidade do ajuste entre os perfis simulados e os medidos foi o coeficiente de regressão linear (R^2) e a raiz do erro quadrado médio RMSE (“*Root Mean Square Error*”) entre os dados para cada dia de medição ao longo do ano de 1999. O RMSE foi calculado pela eq. (29).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{y} - y)^2}{n}} \quad (29)$$

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. O valor ideal do RMSE para um bom ajuste é zero, entretanto, como os modelos em geral, trabalham com aproximações das soluções das equações diferenciais alguns valores encontrados na literatura variam de 15 a 22 (Mapfumo et al., 2004).

Devido a grande variabilidade do parâmetro K_{sat} , como mencionado anteriormente, a estratégia de calibração adotada foi somente à utilização do operador η , como fator multiplicativo da condutividade à saturação, conservando os outros atributos físicos do solo. Os melhores resultados, considerando-se os valores de R^2 e RMSE, entre as simulações e os dados medidos foram obtidos com o valor do operador $\eta=10$. A modelagem do perfil de extração de água pelas raízes das plantas foi similar ao utilizado por Feddes et al. (1978), com valores constantes nas profundidades com maior densidade de raízes. A Figura 26 mostra o perfil de extração utilizado que respeita a densidade de raízes maior nas camadas mais próximas da superfície (0-3m) e menor nas camadas mais profundas, baseado nos estudos de Belk (2002). Os perfis de umidade medida e simulada são apresentados na Figura 18.

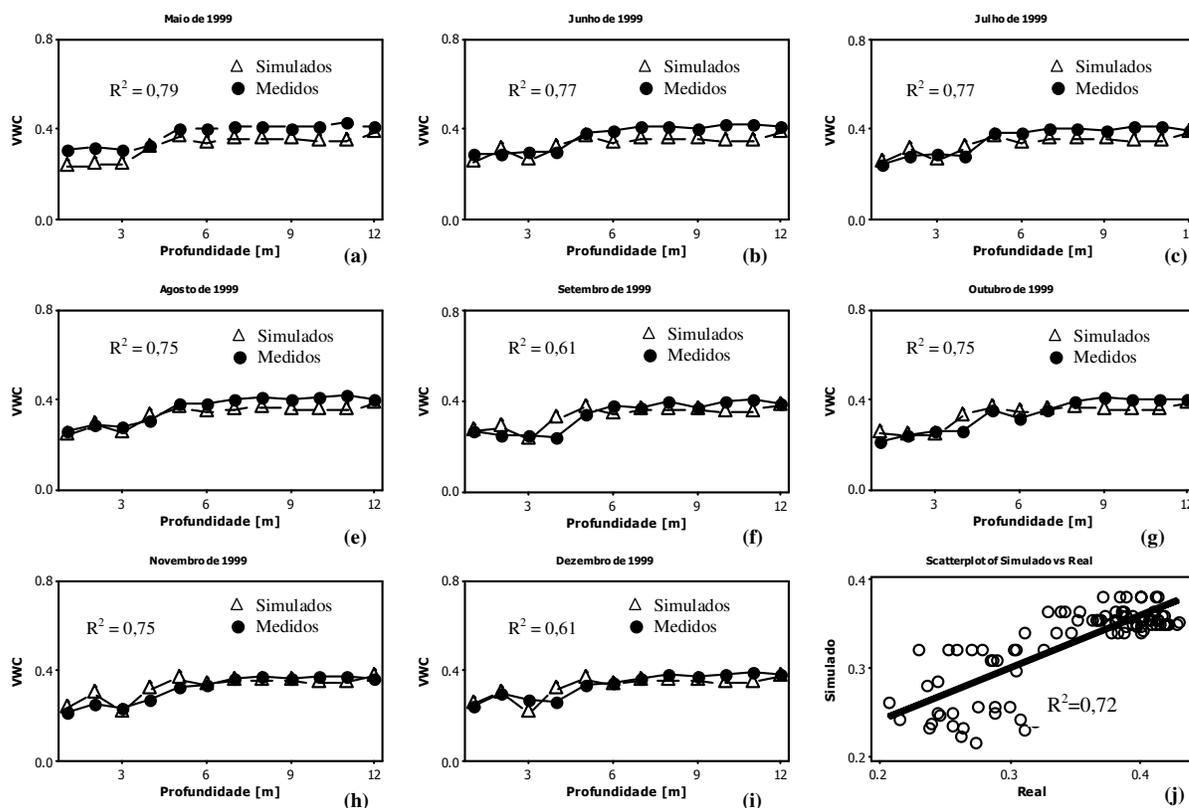


Figura 18- (a)-(i)- Perfis de umidade medidos e simulados em função da profundidade, para os meses (maio-dezembro de 1999); (j) regressão de todos os dados medidos e simulados para 1999 ($R^2 = 0,72$ e $RMSE = 11,6$).

Pode-se observar na Figura 18, que os dados simulados ao longo do ano estão próximos ao perfil obtido pelos sensores TDR, instalados no local de estudo. Os valores de R^2 e $RMSE$ para o ano de 1999 foram 0,72 e 11,6 respectivamente. Valores de R^2 e $RMSE$ de modelos solo-planta-atmosfera, aplicados na Amazônia, anteriormente (Ashby, 1999; Klinge et al., 2001) não são apresentados, entretanto o valor de R^2 pode ser considerado como satisfatório pela magnitude e junto com o $RMSE$ estão em conformidade com os resultados obtidos em estudo similar, como por exemplo, 0,71 e 11,75 em Alberta, Canadá por Mapfumo et al. (2004). A distribuição dos erros é

mostrada na Figura 19(a). Pode-se verificar através do histograma, que os erros têm distribuição normal (o teste de ajuste pelo método de Kolmogorov e Smirnov foi significativo com $\rho < 0,05$ e o valor de KS foi igual a 0,98). Pode-se observar também nessa figura, que os erros agrupam-se em torno da média de 0,036, em relação aos dados medidos pelos sensores TDR, comprovando assim, a qualidade da simulação. Utilizando-se a umidade média do perfil de 0,38, o erro de $\pm 0,036$ representa aproximadamente 9% da umidade, para o ano de 1999.

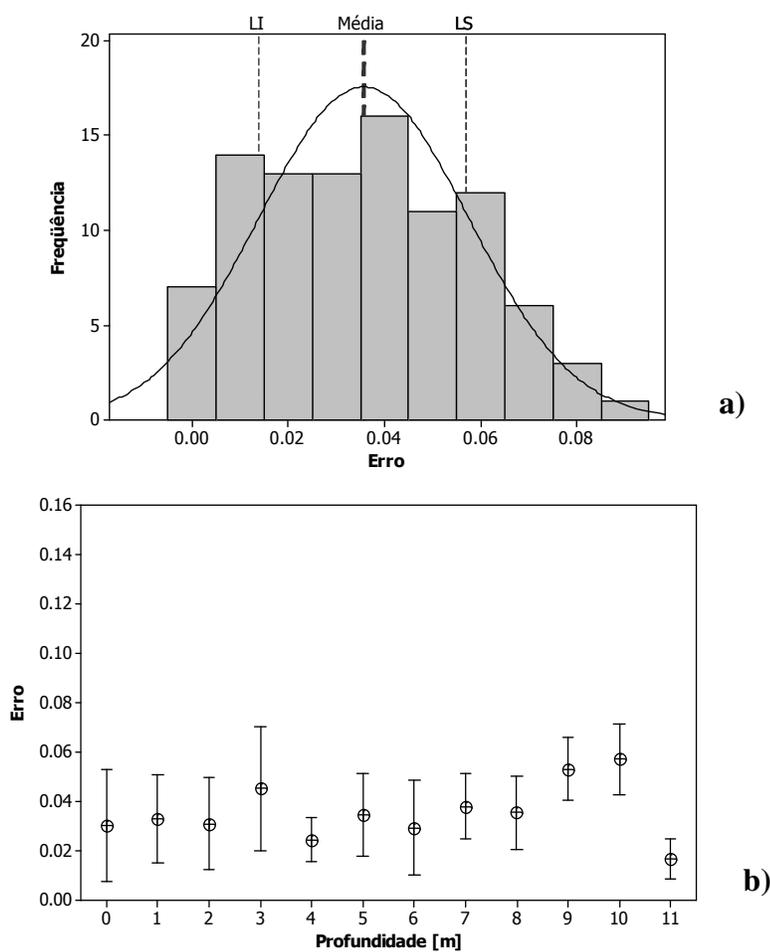


Figura 19(a)- Histograma de erros do modelo referente ao ano de 1999; (b) – Variabilidade do erro em função da profundidade.

A Figura 19(b) mostra a variação do erro para cada camada de solo estudada. Pode-se observar que a profundidade de 3 m apresentou maior desvio ($0,04 \pm 0,02$), o que pode ser considerado muito bom, levando-se em conta todas as variáveis envolvidas. Os maiores valores, que foram encontrados nas profundidades de 3, 9 e 10m, podem provavelmente ser atribuídos à problemas numéricos na modelagem, devido à variação abrupta na densidade das raízes entre as camadas 2 e 4m e às incertezas na simulação da retirada de água do perfil nas camadas mais profundas.

5.2.1 Validação do Modelo Floresta Úmida

Para a validação do modelo foram utilizados os dados do ano 2000, sem nenhuma modificação no modelo calibrado anteriormente. Os perfis de umidade são mostrados na Figura 20. A regressão linear mostra o valor do coeficiente de regressão calculado de 0,60, e o RMSE igual a 12,3 um pouco inferiores aos obtidos na calibração no ano de 1999. Esse valor pode ainda ser considerado aceitável, uma vez que o ano de 2000 foi um ano de acentuada precipitação na região (2700 mm.ano^{-1}). A Figura 21 mostra o histograma de erros, com 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 0,97), com média de 0,027 de erro da umidade volumétrica. Utilizando a umidade média do perfil igual a 0,38, o erro de $\pm 0,027$ representa aproximadamente 6,9% da umidade. Os valores de R^2 , obtidos através de regressão linear e os de RMSE, ambos calculados com os dados de umidade medidos e simulados, nos anos de 2001, 2002 e 2003 são respectivamente 0,66; 0,62 e 0,65 e 14,2; 13,1 e 13,7.

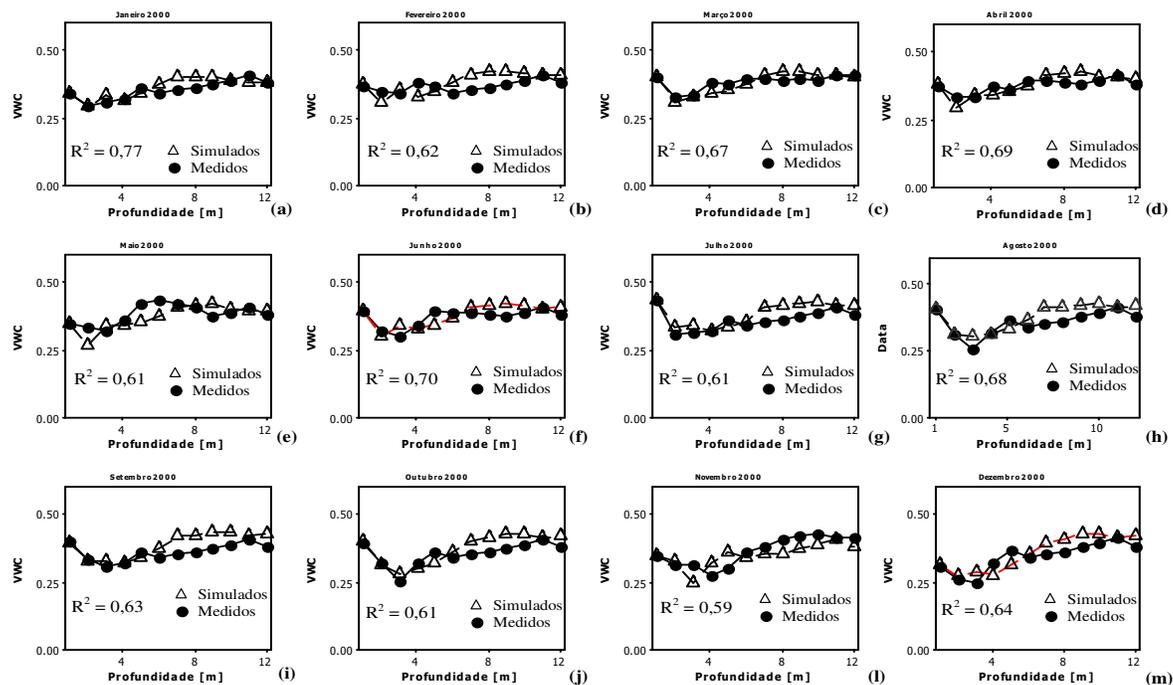


Figura 20- (a) a (m) Perfis de umidade medidos e simulados em função da profundidade para o ano de 2000.

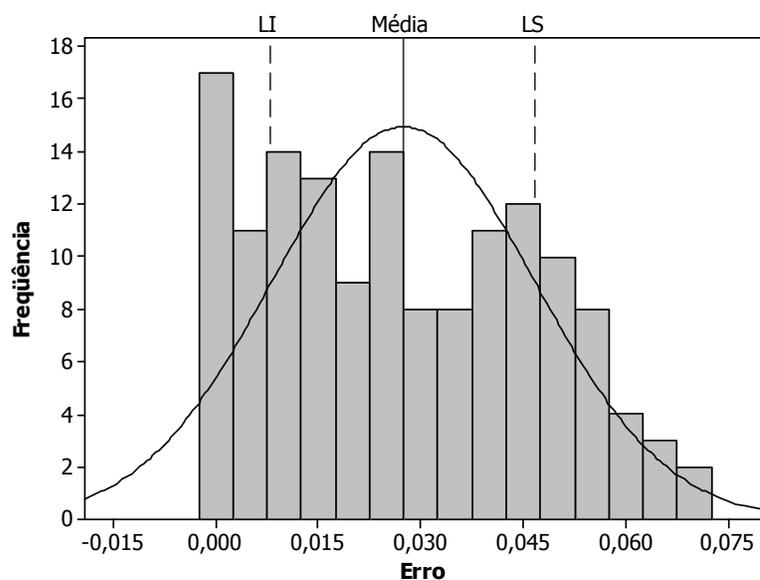


Figura 21- Histograma de erros as para simulações do ano de 2000.

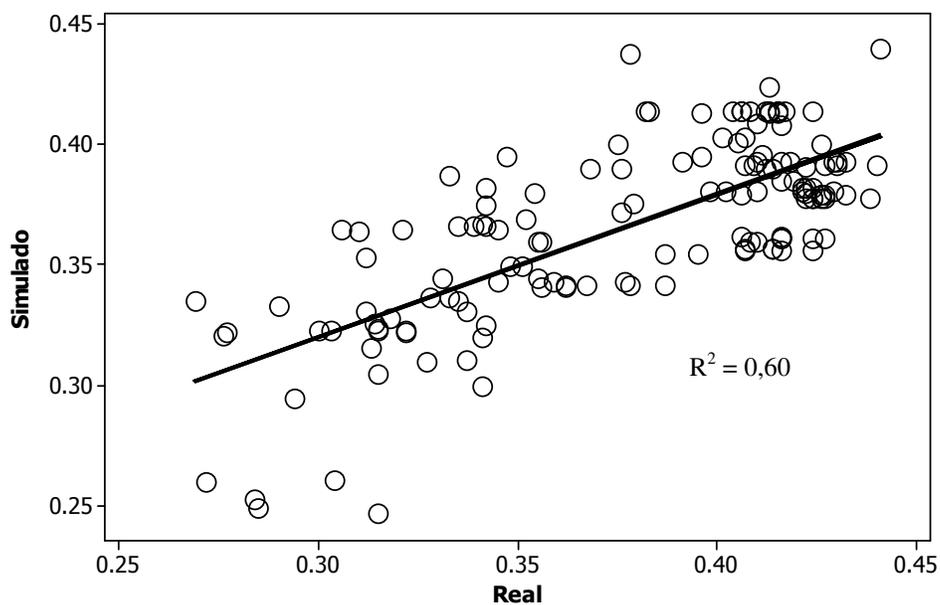


Figura 22- Dispersão dos pontos e regressão entre valores simulados e reais no ano de 2000.

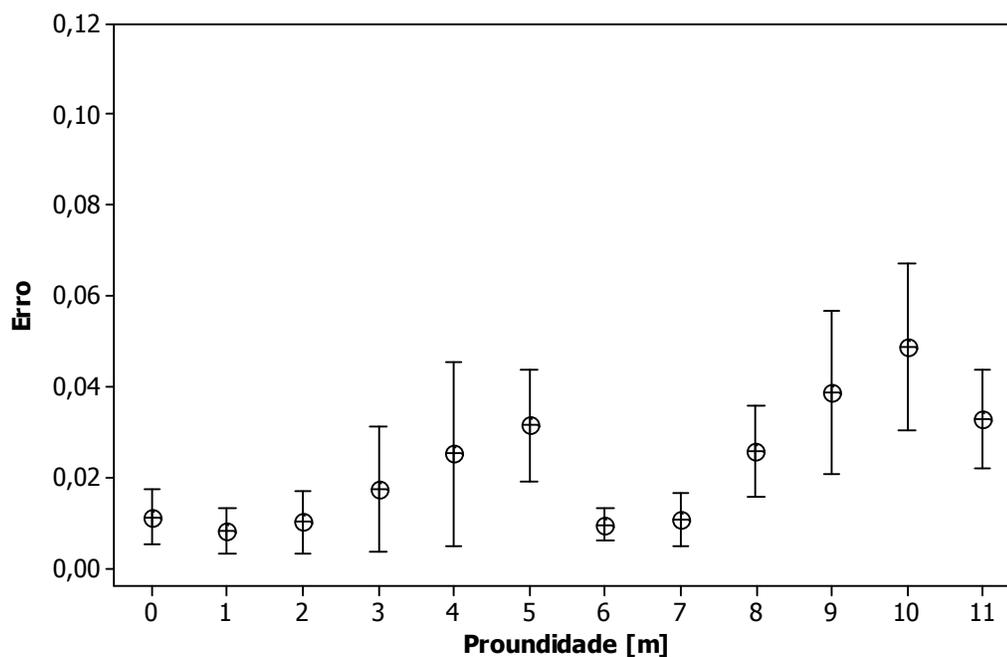


Figura 23- Variabilidade do erro em função da profundidade para o ano de 2000.

A Figura 23 mostra o desvio entre os valores medidos e simulados ao longo da profundidade. A variação de uma camada para outra, em relação ao erro de umidade foi muito pequena (máximo de 0,03), mostrando que o modelo é confiável e robusto no ponto de vista computacional. Nesse caso, os maiores valores de erro foram obtidos entre 4 e 5 m e entre 9 e 10 m, novamente próximos a variação abrupta da densidade de raízes e nas camadas mais profundas do perfil estudado.

A Figura 24 mostra a regressão linear, com dados dos anos de 1999 e 2000. O gráfico mostra um coeficiente de regressão global de 0,65.

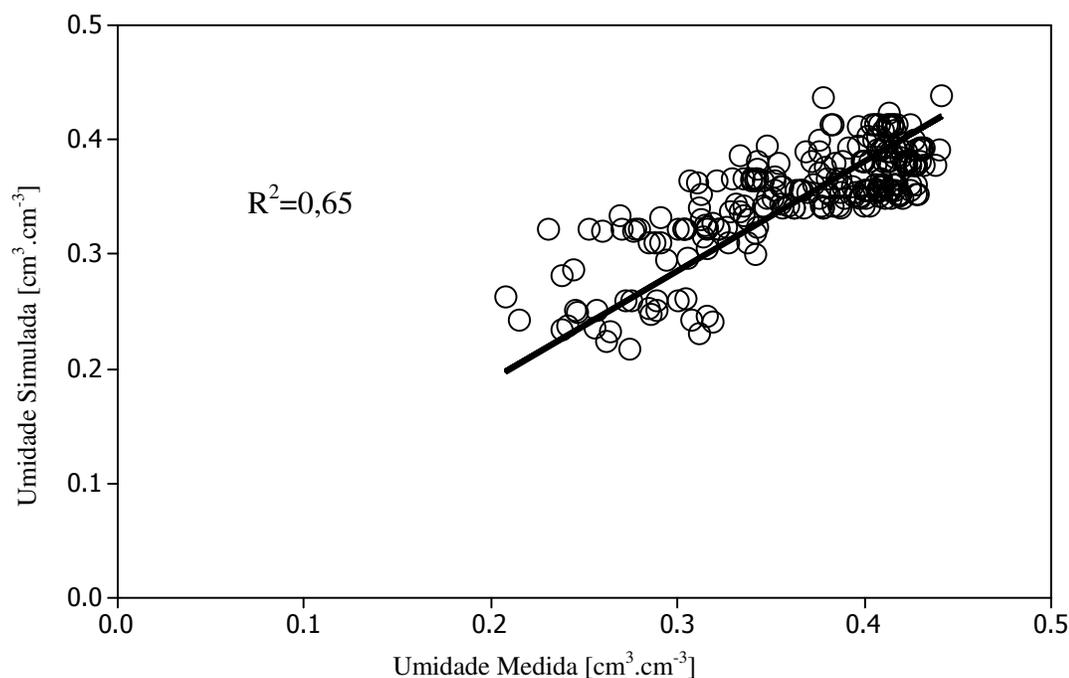


Figura 24- Regressão linear com dois anos de teste 1999 e 2000.

5.3 Simulações para a área do Seca Floresta

Para a simulação da área do Seca floresta, levando-se em conta a exclusão parcial da chuva, foram consideradas as mesmas premissas, com relação à condutividade hidráulica à saturação, utilizando o operador $\eta=10$ e o mesmo modelo de Van Genuchten para as curvas de retenção.

Nessa parte do trabalho, partiu-se da hipótese de que uma vez a chuva reduzida, a extração de água pelas raízes já não obedeceria necessariamente à distribuição de densidade de raízes, como utilizado para a Floresta Intacta. Portanto, essa hipótese passou a ser a componente mais importante da simulação para a área do Seca Floresta, procurando-se obter uma função de extração, através da calibração.

Esse procedimento baseou-se em estudos experimentais de Lee et al. (2005) e hipóteses levantadas por Nepstad et al. (2002), cujos estudos indicam que as plantas, quando da ocorrência de deficiência hídrica na região da Floresta Nacional de Tapajós, retiram água das camadas mais profundas do solo para a manutenção das funções vitais.

Visando adaptação do modelo desenvolvido, para o processo de retirada de água pelas raízes das plantas, foram testados três tipos de equações de perfil de extração. Para a obtenção da melhor curva de coeficientes de extração foi utilizado o método de Monte Carlo para geração das constantes das curvas. O objetivo desse procedimento foi o de agilizar e otimizar os parâmetros da equação de extração. Através dos resultados de R^2 entre medidas de umidade real e simulada, foi possível determinar a melhor configuração do perfil de extração. Estes valores são mostrados na Figura 25. O teste foi realizado utilizando-se os dados dos sensores TDR nas estações Seca e Úmida utilizando-se um dia médio de cada estação. A estratégia lógica adotada para as funções de extração é mostrada abaixo em tópicos:

- Reto – valor constante para o primeiro patamar de profundidade (0 a 3m), e outro valor constante para o segundo patamar (4 a 11m), isto significa, que os valores de extração são uniformes e constantes para os dois patamares;
- Exponencial – Esta função determinou valores do coeficiente de extração em função de uma curva exponencial, isto é, à medida que a profundidade aumenta, diminui-se o valor do coeficiente de extração;
- Logarítmico – Esta função determinou valores do coeficiente de extração em função de uma curva logarítmica, o que proporciona uma maior extração na camada média e extração ainda maior nas camadas mais profunda do solo.

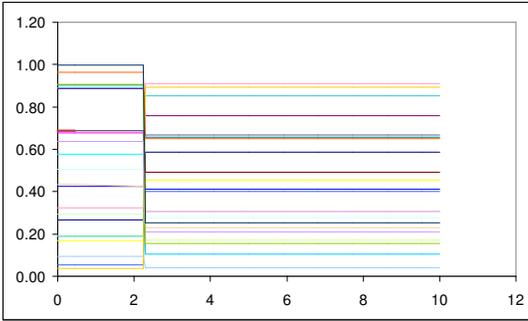
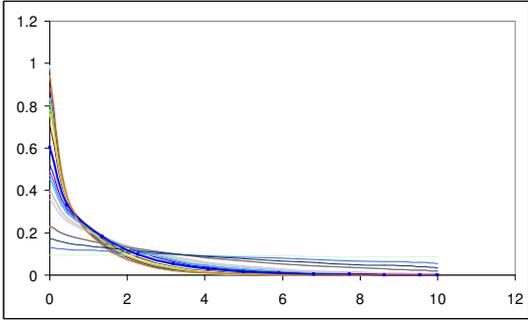
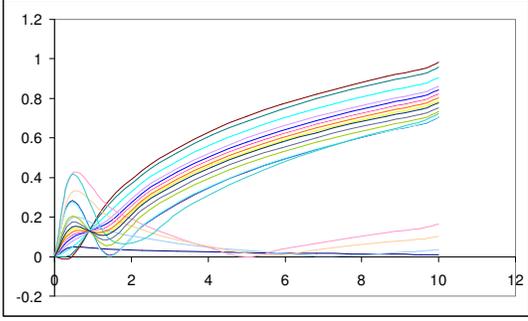
Tipo de Função	R^2		Gráfico da Função
	Estação Úmida	Estação Seca	
Reto	0,806	0,830	
Exponencial $y = e^x$	0,710	0,703	
Logarítmico $y = \log(x)$	0,790	0,710	

Figura 25- Teste das curvas de extração de água pelas raízes para dias médios das estações úmida e seca. Os valores de R^2 do melhor ajuste é apresentado para as épocas seca e úmida.

Após a primeira bateria de testes realizados com um dia médio de cada estação foi determinado o melhor conjunto de parâmetros para cada curva. Com os melhores parâmetros foi executado um teste de longa duração, utilizando-se os dados dos anos de 1999 e 2000 inteiros, com o propósito de identificar-se a melhor curva de extração. Os resultados das regressões lineares dos valores de umidade medidos e simulados deste teste resultaram nas seguintes equações:

- Exponencial: $y = 1,15X - 0,038$ e $R^2 = 0,6442$;
- Reto: $y = 1,08X - 0,03$ e $R^2 = 0,6462$;
- Logarítmico: $y = 1,08X - 0,04$ e $R^2 = 0,5691$;

Analisando-se os coeficientes lineares das retas, juntamente com os coeficientes de regressão determinou-se que o perfil de extração reto foi o mais adequado para o modelo desenvolvido. A Figura 26 mostra os perfis de extração, utilizados nas simulações, para a área do Seca Floresta e para a Floresta Intacta. O perfil adotado para a simulação do Seca Floresta, mostra uma maior capacidade de retirada de água nas camadas profundas do solo, quando da escassez de água nas camadas superiores.

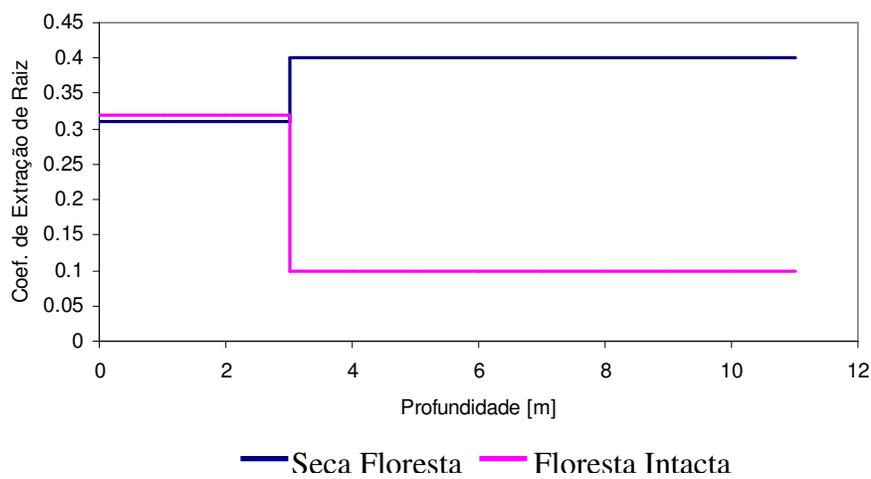


Figura 26- Perfis de extração de água pelas raízes utilizados nas simulações das áreas do Seca Floresta e da Floresta Intacta.

Para a determinação da eficiência do modelo na área do Seca Floresta foram executadas as mesmas análises de regressão e RMSE realizadas na calibração do modelo. Os perfis de umidade obtidos através da simulação para o ano de 1999 são mostrados na Figura 27.

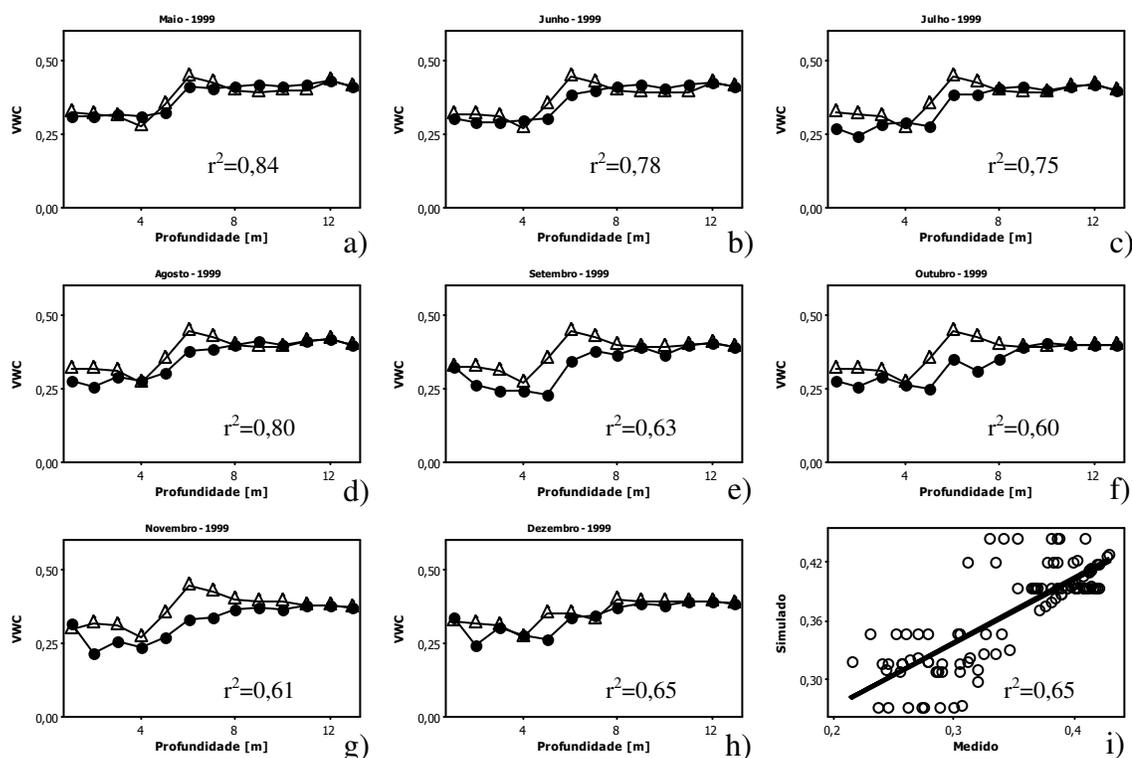


Figura 27- (a) a (h) Perfis de umidade medidos e simulados e (i) regressão linear do ano de 1999 para o Seca Floresta.

A mesma estratégia foi utilizada nas simulações dos anos seguintes do projeto. Os resultados de validação do modelo para o ano de 2000 são mostrados na Figura 28. O valor de R^2 e RMSE foram respectivamente 0,67 e 11,2. Os valores de R^2 e o RMSE obtidos para os dados umidade medidos e simulados nos anos de 2001, 2002 e 2003 são respectivamente 0,65; 0,60 e 0,63 e 12,7; 14,1 e 13,0.

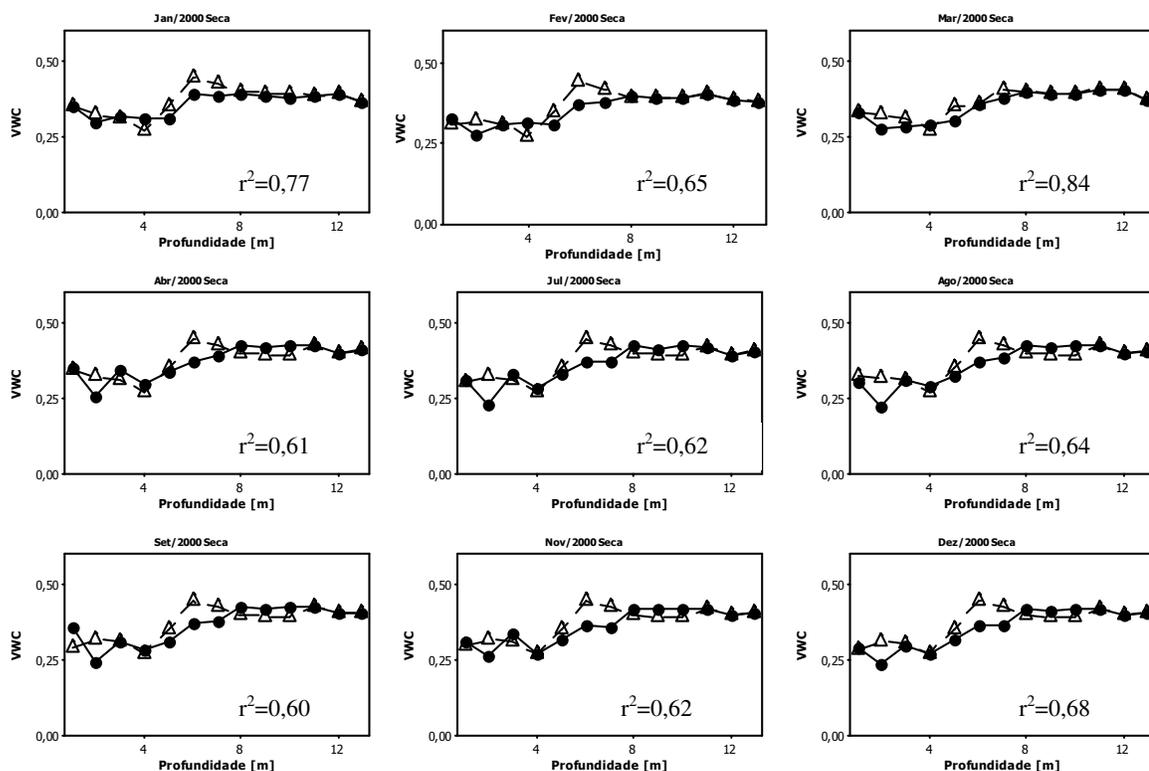


Figura 28 de (a) a (i)- Perfis de umidade medidos e simulados do ano de 2000 para a região do Seca floresta.

5.4 Balanço hídrico

Além de possibilitar a simulação da dinâmica da água e o perfil de umidade do solo, o modelo teve como finalidade, a obtenção de informações relevantes para a compreensão de alguns processos fundamentais do balanço hídrico, de uma floresta tropical, sujeita á prolongados períodos de seca. Foram analisados neste item, os processos de evapotranspiração real, armazenamento de água no solo e drenagem.

A primeira avaliação foi realizada, comparando-se nas duas áreas de estudos, os dados de evapotranspiração real (Figura 29) mostrando, que os valores obtidos para a Floresta Intacta foram maiores, que no Seca Floresta na maior parte do tempo, sendo

10% em média no período de 1999 e 2003. A diferença é mais pronunciada, na época úmida, o que poderia ser explicado, pela menor disponibilidade de água, nesse período, para a área do Seca Floresta, fazendo com que, a vegetação limite sua transpiração, através do controle estomatal, resultados estes, semelhantes aos obtidos por de Lee et al. (2005). Outro importante fator a ser considerado, relacionado à diferença relativamente pequena da evapotranspiração, nas duas áreas é que na época de chuva, existe uma quantidade maior de nuvens, diminuindo a quantidade de radiação que chega até as folhas e conseqüentemente, reduzindo o processo fotossintético das plantas. Esse processo, causa à diminuição da evapotranspiração, mesmo em épocas de chuva (Meinzer et al., 1993).

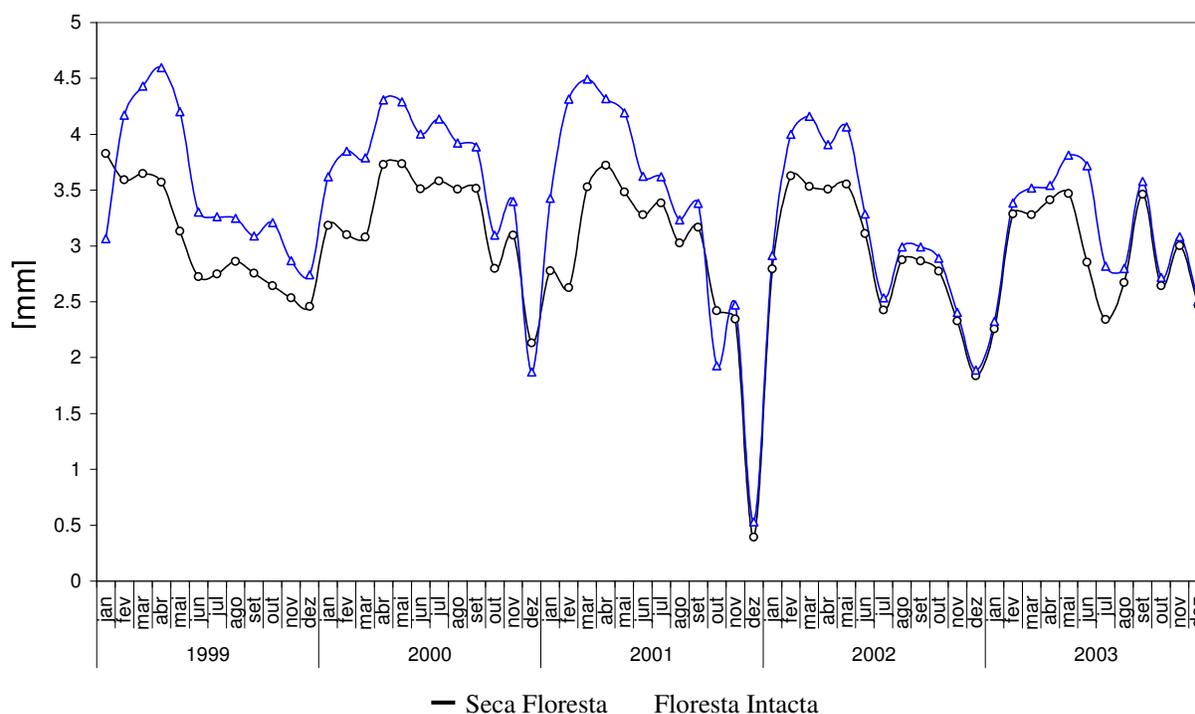


Figura 29- Comparação entre a evapotranspiração na Floresta Intacta e evapotranspiração do Seca Floresta.

Os valores de evapotranspiração real obtidos pelas simulações para os anos de 1999 a 2003 apresentados em mm.ano^{-1} e mm.dia^{-1} entre parênteses, foram respectivamente 1281 (3,51), 1345 (3,68), 1138 (3,12), 1154 (3,16) e 1167 (3,20) para a Floresta Intacta e 1104 (3,02), 1172 (3,21), 1025 (2,80), 1061(2,90) e 1059 (2,90) para o Seca Floresta. Esses valores correspondem a aproximadamente 58% e 53% da precipitação média anual, no período de 1999 a 2003, respectivamente. Essas porcentagens têm a mesma ordem de grandeza apresentado por outros autores, ou seja, entre 51 a 53 % obtido por (Klinge et al., 2001) para 18 meses de julho de 1992 a dezembro de 1993, na região leste da Amazônia e 50% obtido por (Shuttleworth, 1988), em estudos micrometeorológicos, entre setembro de 1983 e setembro de 1985, na reserva Ducke.

Em diversos estudos em florestas tropicais, Bruijnzeel (1990), estimou um valor médio de 1430 mm.ano^{-1} para a evapotranspiração real. Hölscher et al.(1997) estimaram a evapotranspiração de um floresta jovem, no leste da Amazônia, em 1365 mm.ano^{-1} , utilizando um modelo micrometeorológico.

Moraes et al. (2006), através de balanço hídrico em floresta tropical (Paragominas, Pará), estimou a evapotranspiração real, como 1629 e 1316 mm em 2002 (1790 mm de precipitação) e 2003 (1384 mm de precipitação), respectivamente. Estes valores estimados de ET_{real} são semelhantes aos encontrados por Jipp et al.(1998) para a mesma região, usando dados de sensores TDR, instalados nas profundidades de 0 a 8 m. Neste trabalho, durante dois anos de baixa precipitação (1992 e 1993), os autores estimaram valores de ET_{real} médios de 1132 mm e 1515 mm, respectivamente, cujas precipitações foram de 1022 mm e 1424 mm. Pode-se notar, que a ET_{real} foi maior que a precipitação, entretanto os autores acusaram uma deficiência hídrica no armazenamento de água no solo nestes anos. Os outros anos analisados 1991(2154 mm de precipitação) e 1994 (2099 mm de precipitação) mostraram ET_{real} de 1825 mm e 1606 mm respectivamente.

Outro parâmetro comparado no balanço hídrico foi o processo de drenagem, ou seja, a água que percola na profundidade de 11 m. A comparação entre os valores

mensais de drenagem entre os anos de 1999 e 2003 nas duas parcelas é mostrado na Figura 30.

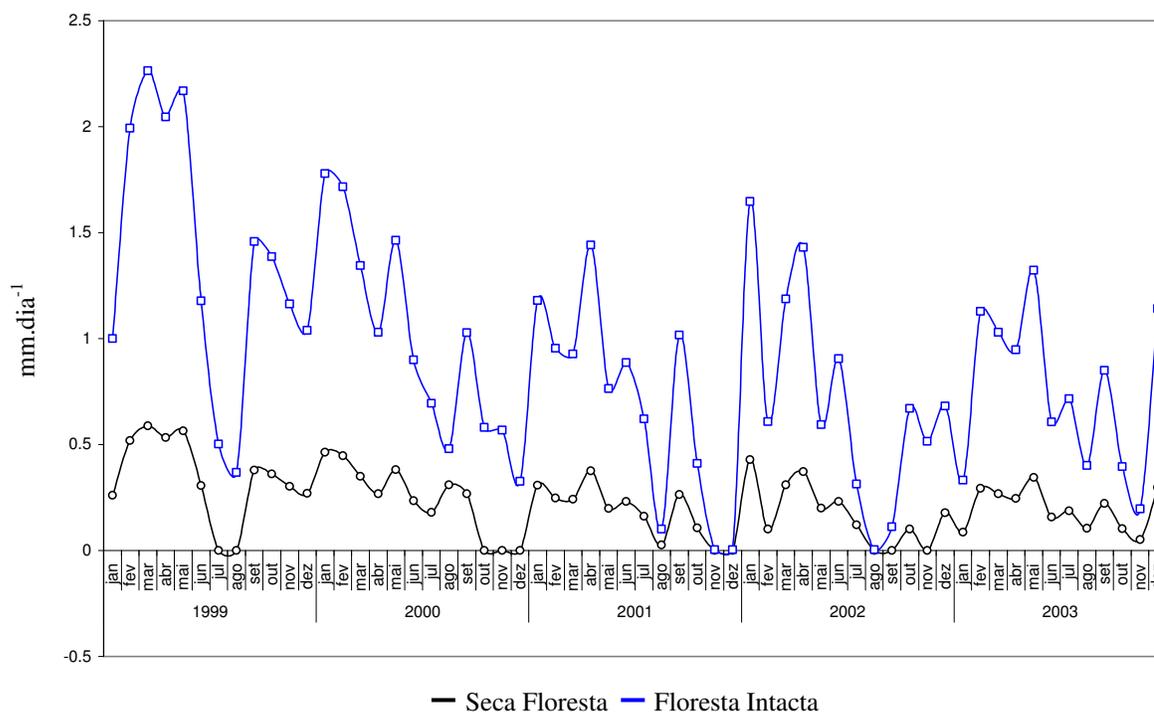


Figura 30- Comparação entre a drenagem na Floresta Intacta e no Seca Floresta.

Avaliando-se a Figura 30, pode-se constatar que houve uma considerável diminuição da drenagem na região do Seca Floresta. Esta diminuição foi de aproximadamente 24,8% para o período de 1999 a 2003, com relação à Floresta Intacta. Para esta última, os valores anuais obtidos foram 503,7 mm, 361,3 mm, 251,85 mm, 262,8 mm, 273,7 mm para 1999, 2000, 2001, 2002 e 2003, respectivamente. Para o Seca Floresta os valores anuais foram 124,1 mm, 87,6 mm, 62,0 mm, 58,4 mm, 69,3 mm.

Jipp et al. (1998), medindo umidade do solo até 8 m de profundidade em floresta tropical (Paragominas, Pará), mostraram que existe diferença significativa entre a drenagem dos anos secos e úmidos. Os valores obtidos foram 256 mm.ano⁻¹ (0,7 mm.dia⁻¹) para 1991 (2154 mm de precipitação), 0 mm.ano⁻¹ para 1992 (1022 mm de

precipitação), 0 mm.ano⁻¹ para 1993 (1424 mm de precipitação) e 310 mm.ano⁻¹ (0,85 mm.dia⁻¹) para 1994 (2099 de precipitação).

O valor de drenagem média, no período de 1999 a 2003, foi de 330,69 mm.ano⁻¹ (0,906 mm.dia⁻¹) e 80,3 mm.ano⁻¹ (0,22 mm.dia⁻¹) para a Floresta Intacta e o Seca Floresta, respectivamente. Exceto o trabalho de Jipp et al. (1998), não foram encontrados na literatura, estudos quantificando a drenagem para profundidades maiores. Malmer (1992) obteve uma drenagem de 3,0 mm.dia⁻¹ (1095 mm.ano⁻¹) para o ano de 1993 a cinco metros de profundidade ao leste da Amazônia.

O armazenamento de água nos camadas de solo, também foi determinado para compor o balanço hídrico da floresta. A Figura 31, mostra a umidade volumétrica em cada camada do solo, em função do tempo, que varia de 1999 a 2003. Estes dados foram obtidos a partir de simulações do modelo desenvolvido.

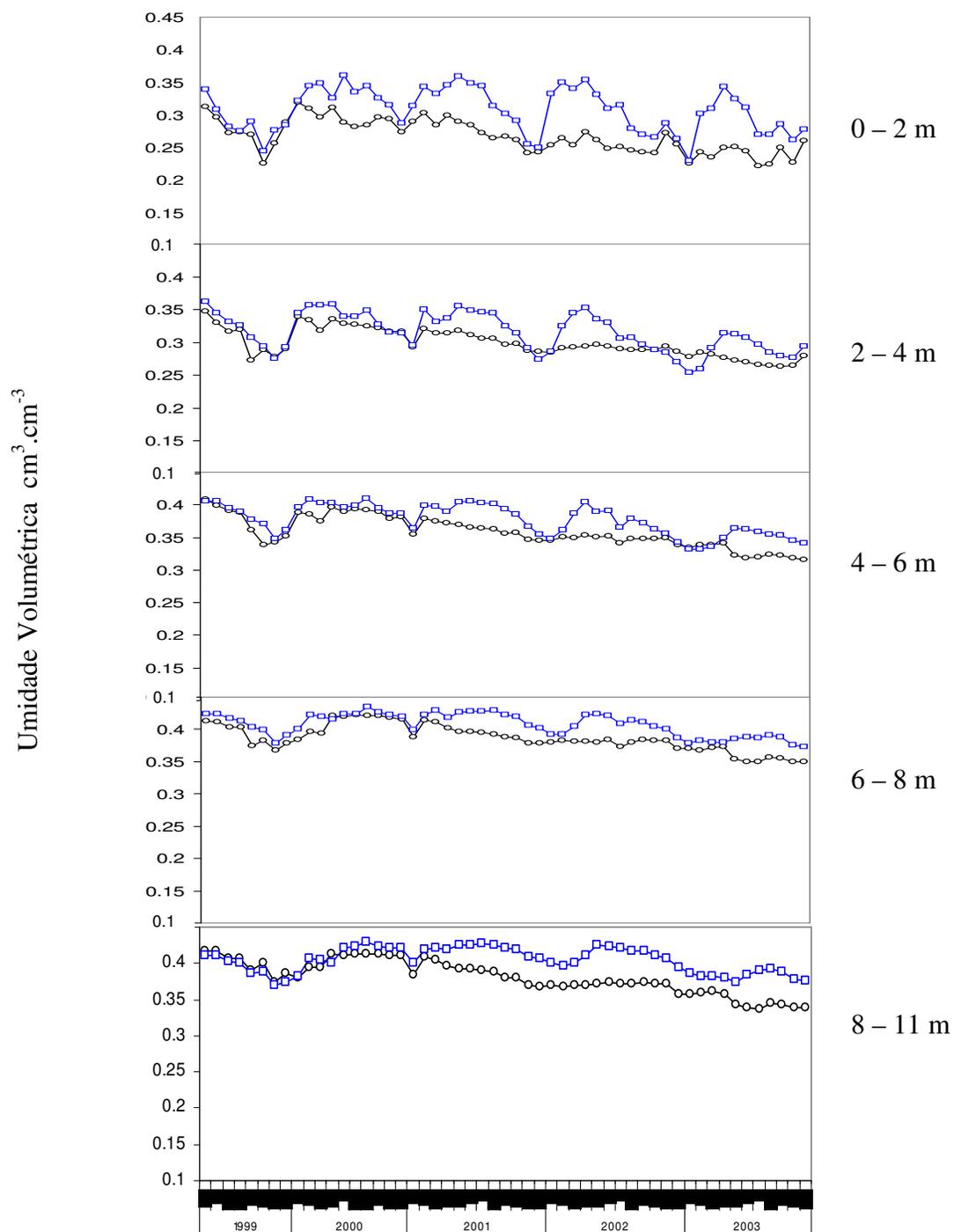


Figura 31- Valores de Umidade volumétrica para cada perfil.

Nota-se ao analisar a Figura 31, que a umidade na Floresta Intacta é geralmente maior que na região do Seca Floresta. Pode-se observar a diferença mais acentuada nas camadas superiores, principalmente no período úmido, atenuando com a profundidade. Pode-se notar também, que no primeiro ano do experimento (1999) a diferença existiu, mas foi pequena. Esse comportamento, também foi observado Brando et al. (2006). A diferença aumentou, a partir do segundo ano (2000), entretanto, nos anos seguintes ela não aumentou significativamente, mostrando provavelmente, que houve uma adaptação da floresta à diminuição de disponibilidade de água. Isso já foi mostrado anteriormente, uma vez, que a diminuição da evapotranspiração, significa uma diminuição da retirada de água pelas raízes (Lee et al., 2005).

A Tabela 4 apresenta os termos do balanço hídrico baseado na modelagem no período de 1999 a 2003.

Tabela 4 – Comparação das componentes do balanço hídrico entre a Floresta Intacta e o Seca Floresta obtidos através da simulação.

	Área Estudada	1999	2000	2001	2002	2003
Precipitação [mm]		2241,4	2697,4	1912,7	1941,7	1637,2
Transprecipitação [mm]	Intacta	2016,1	2346,7	1721,4	1689,2	1624,3
	Seca	1170	1407,7	998,4	1013,3	974,4
Δ armazenamento* 0 – 11m [mm.ano ⁻¹]	Intacta	232	638	330	272	182
	Seca	-58	147	-93	-110	-156
Drenagem [mm.ano ⁻¹]	Intacta	503	363	253	263	275
	Seca	124	88	66	62	72
Evapotranspiração Real [mm.ano ⁻¹]**	Intacta	1281	1345	1138	1154	1167
	Seca	1104	1172	1025	1061	1059

* variação do armazenamento tendo como referência a umidade final do ano anterior.

** A evapotranspiração real nessa tabela refere-se apenas a transpiração e a evaporação da superfície do solo.

Comparando-se os valores, que compõem o balanço hídrico do modelo, com valores obtidos por Jipp et. al. (1998), para a região de Paragominas, nota-se que os valores apresentam a mesma ordem de grandeza para a Floresta Intacta. No presente trabalho, os valores médios obtidos oscilaram de 182 a 638 mm.ano^{-1} , para variação do armazenamento de água no solo (perfil de 0 – 11m), 0 a 310 mm.ano^{-1} para drenagem e 1154 a 1345 mm.ano^{-1} para valores de evapotranspiração real. Jipp et al. (1998) mostraram para a floresta úmida, valores médios de variação de armazenamento de -91 a 201 mm.ano^{-1} , valores de drenagem média de 0,0 a 201 mm.ano^{-1} e os valores de evapotranspiração real de 1131 a 1825 mm.ano^{-1} para o período de 1991 a 1994. Klinge et al. (2001), mostraram valores de evapotranspiração para o ano de 1993 de 1349 mm.ano^{-1} e drenagem a 5 m de profundidade de 1130 mm.ano^{-1} para uma floresta tropical, 17 km ao norte de Belém-Pará.

As Figuras 32 e 33 mostram uma idéia global, do comportamento da umidade volumétrica no solo, da Floresta Nacional de Tapajós nas duas parcelas estudadas. A Figura 32 foi obtida através de dados medidos dos sensores TDR, instalados nos locais de estudo, enquanto que a figura 33 foi gerada a partir de dados de umidade simulados no modelo desenvolvido. Nota-se que o modelo representou bem a umidade do solo nos ciclos sazonais dos anos estudados. Entretanto, pode-se observar, que alguns perfis tiveram a representação mais retilínea nas simulações, em comparação com os processos reais, principalmente para as simulações do Seca Floresta. Esse comportamento poderia ser explicado, em parte, pelos perfis constantes de extração de água pelas raízes, o que provavelmente não ocorre na realidade.

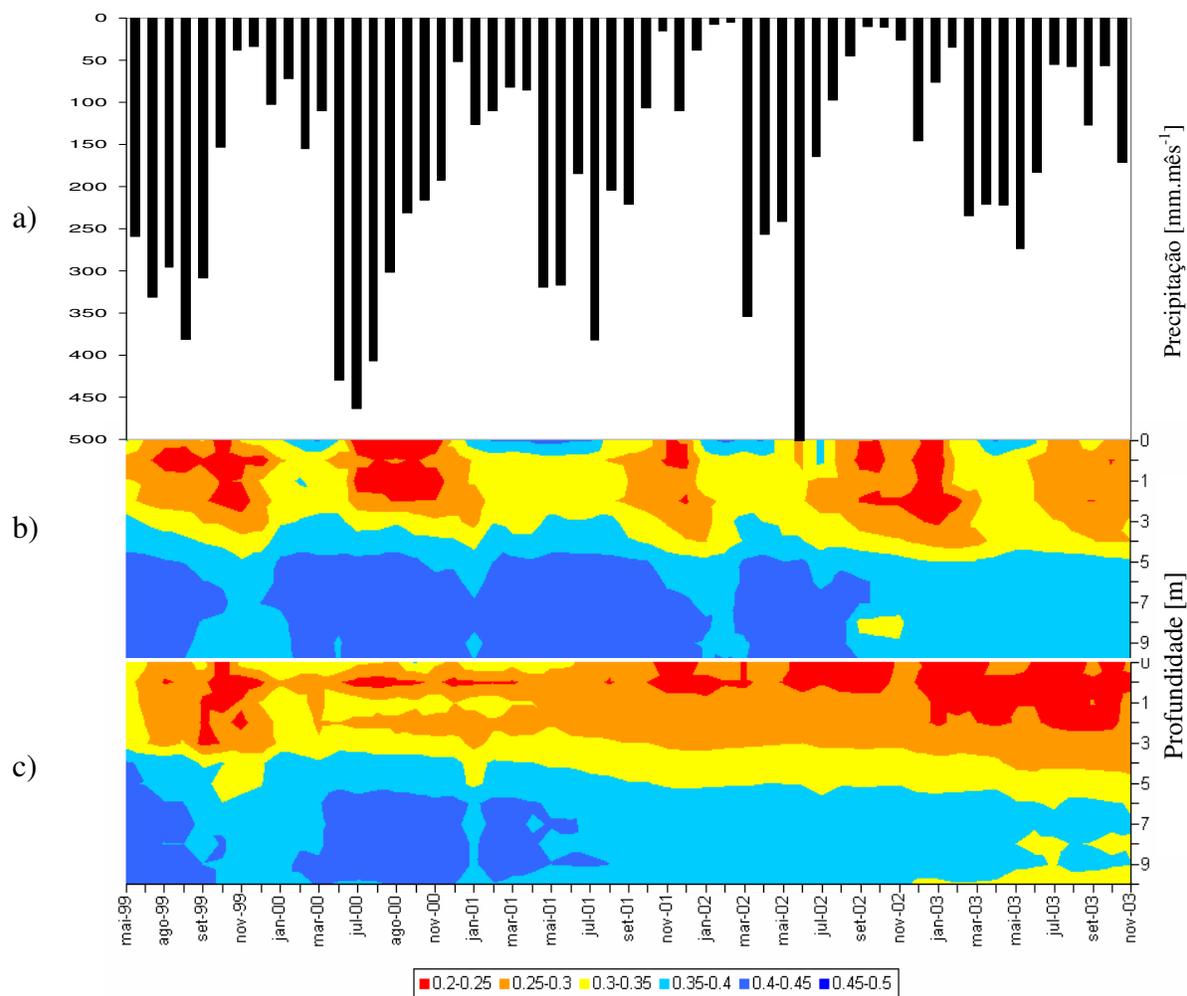


Figura 32- a) Precipitação; b) Umidade volumétrica $[\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}]$ medida na Floresta Intacta ; c) Umidade volumétrica $[\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}]$ medida no Seca Floresta.

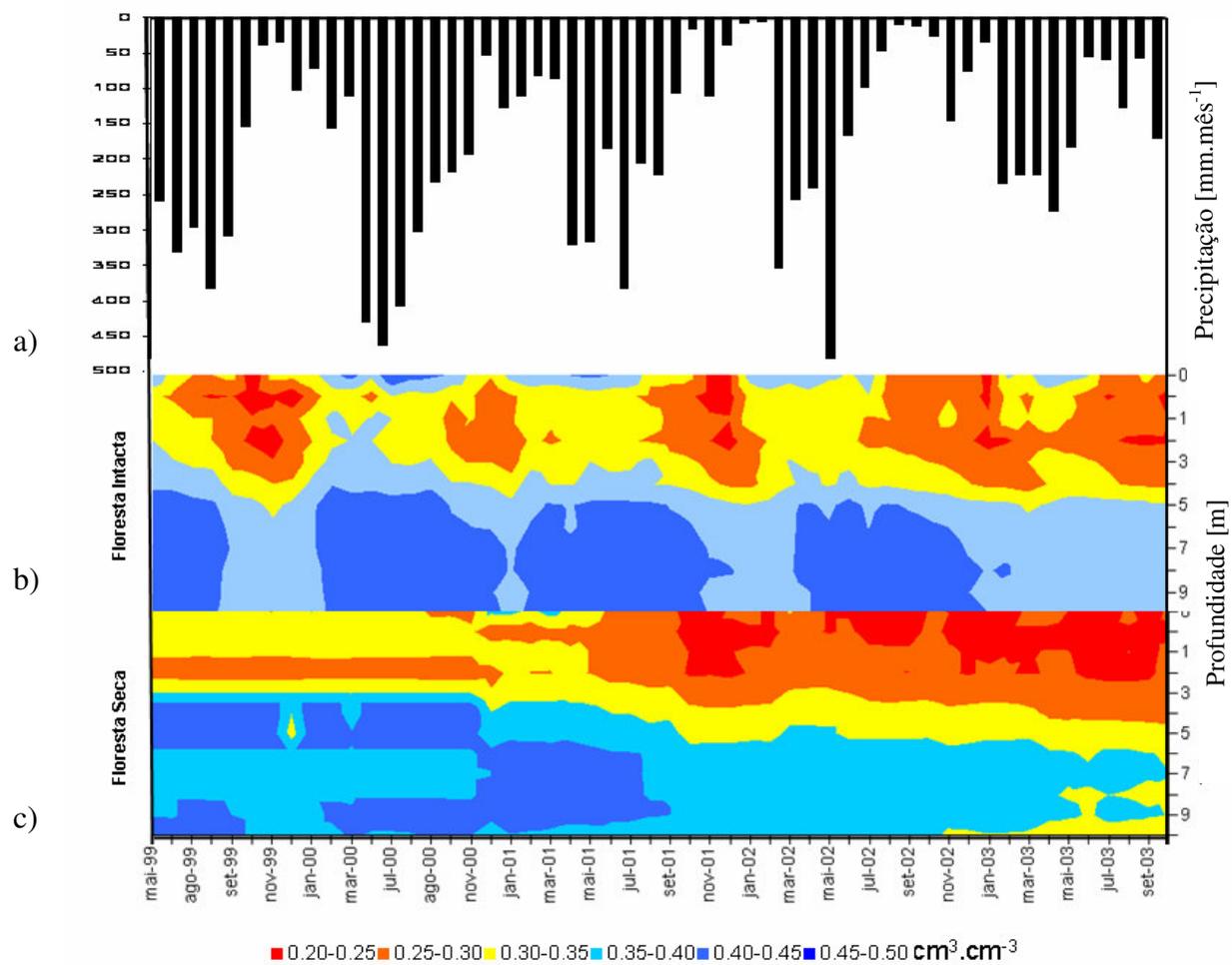


Figura 33- a) Precipitação; b) Umidade volumétrica [cm³.cm⁻³] simulada na Floresta Intacta ; c) Umidade volumétrica [cm³.cm⁻³] simulada no Seca Floresta.

Considerando os valores medidos de umidade volumétrica no solo pode-se observar que os perfis são similares no primeiro ano do experimento (Figura 32 e 33) e que nos anos seguintes houve uma diminuição da umidade em todo o perfil, com a diminuição mais acentuada nas camadas superiores do solo. Percebe-se também, que nas épocas úmidas, houve armazenamento de água no solo, nas camadas mais profundas do Seca Floresta, conservando uma umidade residual razoável até maio de 2003. A partir desse mês, todo o perfil do solo do Seca Floresta apresentou baixas umidades, principalmente considerando a baixa precipitação (1637,2 mm) do ano de 2003.

Segundo Brando et al. (2006), Lee et al. (2005) e Nepstad et al. (2002), a floresta adaptou-se em parte à deficiência hídrica no intuito de manter suas atividades vitais. Esses autores citam algumas alterações que influenciaram nessa adaptação e que tem influência direta na dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera, tais como, a inibição do desenvolvimento de novas folhas, reduzindo assim a quantidade de água armazenada na copa das árvores que seria reevaporada para a atmosfera e a diminuição da atividade fotossintética, mostrado pela diminuição de diâmetro dos troncos das árvores ao longo dos anos de estudo, ou ainda, mudanças na condutividade das raízes permitindo uma maior eficiência na extração de água em maiores profundidades.

Outra alteração na floresta que possivelmente tornou-a resistente aos longos períodos de seca, foi que houve um incremento na retirada de água pelas raízes profundas das plantas no local. Esta adaptação ocasionou o transporte de água das camadas mais profundas do solo para a superfície, mantendo a floresta viva.

Esse último fenômeno pôde ser também observado na simulação do modelo, onde porcentagens de extração maiores nas camadas mais profundas apresentaram melhores resultados na previsão da dinâmica da água. A diminuição da evapotranspiração e da drenagem no Seca Floresta também puderam ser simulados através do modelo proposto apresentando grandezas compatíveis com outros estudos na Amazônia.

6 CONCLUSÃO

O modelo utilizando o método dos volumes finitos mostrou-se bem adaptado a simulações de longo período da dinâmica da água no solo, apresentando estabilidade numérica, mesmo sob condições severas de seca e umidade e em perfis de solo não homogêneos.

No que se refere à simulação dos perfis de umidade tanto na Floresta Intacta como no Seca Floresta, onde houve exclusão parcial da chuva, os valores dos coeficientes de regressão linear entre os dados medidos através dos sensores TDR e os dados simulados oscilaram entre 0,6 a 0,8 dependendo do mês considerado.

O modelo matemático foi capaz de simular a dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera nas duas parcelas de estudo (Floresta Intacta e Seca Floresta), e os resultados obtidos apresentaram a mesma ordem de grandeza de outros estudos similares no que se refere a evapotranspiração real, variação de armazenamento de água no solo e drenagem.

O perfil de extração de água pelas raízes das plantas que apresentou os melhores resultados nas simulações apontou para uma maior extração de água nas camadas mais profundas do Seca Floresta. Esse comportamento também foi observado em outros estudos na área (Lee et al., 2005, Nepstad et al., 2002; Brando et al., 2006).

Os resultados das simulações mostraram uma diminuição de aproximadamente 10% na evapotranspiração real e de 24,3% na drenagem comparando o Seca Floresta com a Floresta Intacta. A redução de apenas 10 % na evapotranspiração poderia ser explicado pelas adaptações da vegetação à deficiência hídrica como observado pelos autores supra-citados. Na área do Seca Floresta observou-se também que nos 5 cinco anos de estudo 4 apresentaram deficiência no armazenamento de água, com exceção ao ano de 2000 quando houve precipitação acima da média.

Como já discutido anteriormente, o modelo é uma simplificação dos processos naturais, qualquer que seja o nível de complexidade do equacionamento proposto, entretanto, o presente modelo poderia ainda ser aperfeiçoado em alguns aspectos fundamentais, como por exemplo o equacionamento das restrições fisiológicas das

plantas à transpiração quando em situação de deficiência hídrica e ainda um aprofundamento da análise da extração de água pelas plantas.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, M.B E MURPHY, A Finite Element Collocation Method For Variable Saturated Flow in Two Dimensions. **Water Resources Research**, Washington, v.22, p.1537-1542, 1986.

ALLEN, R.G.; PRUITT, W.O. Rational Use of the FAO Blaney-Criddle Formula. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 112, n. 2, p.139-155, 1986.

ALLEN, R.G.; SMITH, M.; PEREIRA, L.S.; PERRIER, A. An Update for the Calculation of Reference Evapotranspiration . **ICID Bulletin**, New Delhi, v. 43. p.35-92,1994a.

ALLEN, RG; JENSEN, ME; WRIGHT, JL; BURMAN, RD. Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. **Agronomy Journal AGJOAT**, Madison, v. 81, n. 4, p. 650-662,1989.

ASHBY, M. Modelling the water and energy balances of Amazonian rainforest and pasture using Anglo-Brazilian Amazonian climate observation study data. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v, 94, p.79-101,1999.

BAKER,D.L., Applying higher order DIRK time steps to the “modified Picard” method, **Ground Water**, v.33 pp259-263, 1995

BELK L. E. Modeling the Effects of Partial Throughfall Exclusion on the Distribution of Soil Water in a Brazilian Oxisol Under Tropical Moist Forest. **Master Thesis**. University of Georgia, 2002.

BELMANS, C; WESSELING, JG; FEDDES, RA Simulation Model of the Water Balance of a Cropped Soil: **SWATRE Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 63, n. 3-4, p. 271-286, 1983.

BERG, P. Long-term simulation of water movement in soils using mass-conserving procedures. **Advances in Water Resources**, Washington, v. 22, p. 419-430, 1999.

BRANDO et al, 2006 Artigo em preparação, comunicação pessoal

BROECKER, W. S. The once and future climate. **Natural History**, New York, v,105, n.9, p. 30-40, 1997.

BRUIJNZEEL, L. A. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. **In Amazonian Deforestation and Climate**. New York, J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, 1990.

CALVET, J.C.; NOILHAN, J.; BESSEMOULIN, P. Retrieving the root-zone soil moisture from surface soil moisture or temperature estimates: a feasibility study based on field measurements. **Journal Appl. Meteor.**, v. 37, p. 371–386, 1998.

CELIA, M. A.; BOULOUTAAS, E. T.; ZARBA, R. L. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. **Water Resources Research**, Washington, v.26, p. 1483–1496, 1990.

CELIA, M.A E PINDER, G. F. Orthogonal Collocation and Alternating Direction Procedures For Unsaturated Flow Problems, **Adv. Water Resour.** Washington, v.10, p.178-187, 1987.

CHAUVEL, A.; GRIMALDI, M.; TESSIER, D. Changes in soil pore-space distribution following deforestation and revegetation: an example from the central Amazon basin, Brazil. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam v.38, p.259-27, 1991.

CHEVALLIER, J.J., System Approach to LIS: A Means to Coordinate Research and Development in the Area of LIS. Proceedings of the F.I.G. **International Symposium on Land Informartion Systems**, 15-19 October 1984, (Ottawa: Canadian Institute of Surveying), A.C. Hamilton and J.D. McLaughlin (Editors), Edmonton, Alberta. pp. 376-382, 1985.

COOLEY, RL Some New Procedures for Numerical Solution of Variably Saturated Flow Problems. **Water Resources Research**, Washington v.19, n.5, p. 1271-1285, 1983.

DELIRE, C., J. C.; CALVET, J. NOILHAM, I.; WRIGHT, A. M.; NOBRE, C. A. Physical properties of Amazonian soils: a modeling study using the Anglo-Brazilian Climate Observation Study data. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.102, p.30119-30133, 1997.

DEVANTIER, B.A. FELDMAN, A.D. Review of GIS applications in hydrologic modeling. **Journal of Water Resources Planning and Management**, New York v. 119, n.2, p. 246-261, 1993.

DOURADO, N.D.; NIELSEN, D. R.; HOPMANS, J. W.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S. Software to model soil water retention curves (SWRC, version 2.00). **Scientia Agricola**. Piracicaba, SP, v. 57, n. 1, p. 191-192, 2001.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. Water in Environmental Planning. W.H. **Freeman and Company**, New York, 1978. 818p.

ENTEKHABI, D. et al. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v.184, p.3-17, 1996.

FEDDES, R. A. et. al. Modeling root water uptake in hydrological and climate models. **Bulletin of the American Meteorological Society** , Easton v.82, n.12, p. 2797-2809, 2000.

FEDDES, R. A.; KOWALIK, P. J.; ZARADNY, H. (1978). **Simulation of field water use and crop yield**. Wageningen: Centre for Agricultural Publishing and Documentation, 1978. 189 p.

FEDDES, R.A.; KOOPMANS, R.W.R.; VAN DAM, J.C. **Agrohydrology**. Department Water Resources, Agricultural University: Wageningen, 1997. 202p.

FRANKEN, W. et al. Interceptação das precipitações em floresta amazônica de terra firme. **Acta Amazônica**, Manaus v.12, n.3, p.15-22, 1992.

FREEZE, R. A., Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, **Water Resour. Res.** Washington, v. 7, p. 347–365, 1971.

HAVERKAMP, R. et al. Comparison of Numerical Simulation Models for One-Dimensional Infiltration. **Soil Science Society of America Journal**, Madison v. 41, n. 2, p. 285-294, 1977.

HAVERKAMP, R; VANCLIN, M A Note on Estimating Finite Difference Interblock Hydraulic Conductivity Values for Transient Unsaturated Flow Problems. **Water Resources Research**, Washington v.15, n.1, p. 181-187, 1979.

HAYHOE, HN. Study of the Relative Efficiency of Finite Difference and Galerkin Techniques for Modeling Soil-Water Transfer. **Water Resources Research**, Washington v.14, n.1, p.97-102, 1978.

HAYHOE, HN.E DE JONG, Comparison of Two Soil Water Models for Soybeans. *Can Agric. Eng.* v.30 p. 5-11, 1988

HILLEL, D. Environmental Soil Physics. **Academic Press**, San Diego, 1998.771p.

HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. Marked differences between Van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 108, p. 155-180, 2002.

HODNETT, M.G., L. SILVA, P.; ROCHA, H. R.; CRUZ SENNA, R. Seasonal soil-water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v.170, p.233-254,1995.

HODNETT, M.G.; TOMASELLA, J.A. DE O MARQUES FILHO; OYAMA, M. D. Deep soil water uptake by forest and pasture in central Amazonia: predictions from longterm daily rainfall data using a simple water balance model. *In Amazonian Deforestation and Climate*. Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. **John Wiley and Sons**, New York, p. 79-99,1996.

HOLSCHER D. et al Evaporation from young secondary vegetation in eastern Amazonia **Journal of Hydrology**, Amsterdam v.193, n. 1, p. 293-305, 1997.

HOREL, J.D.; HAHMANN, A.N.; GEISLER, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal Climate** , v. 2, p.1388-1403,1989.

HORNUNG, U.;MESSING, W. Truncation errors in the numerical solution of horizontal diffusion in saturated/unsaturated media. **Advanced Water Resources**, Washington n.6, p. 165-168,1983.

HUYAKORN, P. S.; PINDER, G. F. A new finite element technique for the solution of two-phase flow through porous media, *Adv. Water Resour.* Washington, v.1, p. 285–298, 1984.

HUYAKORN, P.S. ; SPRINGER, E.P. ; GUVANASEN, V. ; WADSWORTH, T.D. Three-dimensional finite-element model for simulating water flow in variability saturated porous media. **Water Resources Research**, Washington v.22, n.13, 1986.

JIPP, P. H. et al. Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia. **Climate Change**, Dordrecht, v. 39, p. 395-413, 1998.

LEE, J-EUN. et al. Root functioning modifies seasonal climate. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA**, Washington, v. 102, p. 17576-17581, 2005.

KABAT, P.; HUTJES, R.W.A.; FEDDES, R.A. The scaling characteristics of soil parameters: From plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v.190, p. 363-396, 1997.

KLINGE, R.; SCHMIDT, J.; FOLSTER, H. Simulation of water drainage of a rain forest and forest conversion plots using a soil water model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 246, p. 82-95, 2001.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: KLUTE, A. **Methods of soil analysis**. Part 1. Physical and mineralogical methods. Madison: SSSA, 1986. p. 687-734. (Agronomy Monograph, 9).

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus** Campo Grande ,v, 36A , p. 490-504, 1984.

KRAMER, P. J.; BOYER, J. S.. Water Relations of Plants and Soils. **Academic Press**, San Diego, 1995. 495p.

KROES J G, WESSELING J G, van DAM J C. Integrated modeling of the soil-water-atmosphere-plant system using the model SWAP 2.0: an overview of the theory and an application[J]. *Hydrological Processes*, Chichester, 2000,14:1993-2002

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W. K.; VILLA NOVA, N. A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazonia as estimated by the water balance method. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 73, p. 185-195, 1995.

LLOYD, C. R. The temporal distribution of Amazonian rainfall and its implications for forest interception. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London v.116,p. 1487-1494, 1990.

LLOYD, C.R.; MARQUES FILHO, A.O. 1988. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in amazonian forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 42: 63-73.

MAIDMENT, D. R. GIS and hydrologic modeling. In: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. (Ed.). **Environmental modeling with GIS**. New York: Oxford University Press, 1993. cap. 14, p. 147-167.

MALMER, A. Dynamics of hydrology and nutrient losses as response to establishment of forest plantation. A case study on tropical rainforest land in sabah, Malaysia. **University of agricultural Sciences**, Umea, Sweden, 1992.

MAPFUMO, E. ; CHANASYK D. S.; WILLMS, W. D. Simulating daily soil water under foothills fescue grazing with the soil and water assessment tool model (Alberta, Canada). **Hydrological Processes**, Chichester v.18, p. 2787–800, 2004.

MARENGO, J.A. Variabilidade da Precipitação no Brasil. **Ação Ambiental**, Manaus v. 4, n.20, p.10-13, 2001.

MARENGO J. A., LEONARD M. Druyan and HASTENRATH S.,. Observational and modelling studies of Amazonia interannual climate variability, **Climatic Change**, Dordrecht, vol. 23, N°3 pp 267-286, 1991 e 1992.

MARIN, C. T.; BOUTEN, W.; SEVINK, J. Gross rainfall and its partitioning into throughfall, stemflow and evaporation of intercepted water in four forest ecosystems in western Amazonia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 237, p. 40-57, 2000.

MEINZER F. C. et al. Stomatal and environmental control of transpiration in a lowland tropical forest tree. **Plant, Cell and Environment**, Oxford, v. 16, p. 429-436, 1993.

MILLY, P. C. P. **Advances in modeling of water in the unsaturated zone in Groundwater Flow and Quality Modelling**. Reidel, Norwell, Mass., p. 489–514, 1988.

MOHAMOND, Y. Evaluating Manning's roughness coefficients for tilled soils. **Journal of Hydrol.** Amsterdam ,v.135, p. 143-156, 1992.

MOLION, L. C. B. A Amazônia e o clima da terra. **Ciência Hoje**, Rio de Janeiro, v.8, p. 42-47, 1988.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symp Soc Exp Biol**. 1965.

MORAES, J. M.; SCHULER, A.E.; DUNNE, T.; FIGUEREDO, R. O.; VICTORIA, R.L. Water Storage and runoff processes in plinthic soils under forest and pasture in eastern Amazonia. **Hydrological Processes**. Chichester Wiley InterScience, p.2510-2526, 2006.

MOREIRA, M. Z.; STERNBERG, L. D. L.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; BARBOSA, E. M.; BONATES, L. C. M.; NEPSTAD, D. C. Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. **Global Change Biology**, Stockholm v.3, p. 439- 450, 1997.

NARASIMHAN, T.N.; WITHERSPOON, P.A. An Integrated Finite Difference Method for Analyzing Fluid Flow in Porous Media. **Water Resources Research**, Washington v.12, n.1, p. 57-64, 1976.

NEPSTAD, D.C. et al. The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 107, n. 53, p. 1-18, 2002.

NEPSTAD, D. C., R. de CARVALHO, C., DAVIDSON, E. A., JIPP, P. H., LEFEBVRE, P.A., NEGREIROS, G. H. D. da SILVA, E., STONE, T. A., TRUMBORE,

S. E., and VIERA, The Role of Deep Roots in the Hydrological and Carbon Cycles of Amazonian Forests and Pastures', **Nature**, London 372, 666–669, 1994.

NEUMAN, S.P. Saturated-Unsaturated Seepage by Finite Elements. **Journal of Hydraulic Engineering**, New York v.99, n. 12, p. 2233-2250,1973.

NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.; REICHARDT,K. An emerging technology for scaling field soil water behavior". In: Sposito, G. (ed) Scale dependence and scale invariance in hydrology. 1ª ed., Nova York, Cambridge **University Press**, p. 136-66, 1986.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, Boston v. 4, p.957-988,1991.

PENMAN, H.L. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Mathematical and Physical Sciences*, London, v. 193, n.1032, p. 120-145,1948.

PRASAD, R. A linear root water uptake model. **Journal of Hydrology** , v. 99, p.297-306, 1988.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba, Salesward-discovery, 1996. 446p.

RIBEIRO, M. D. N. G.; VILLA NOVA, N. A. Estudo climatológico da Reserva Florestal Ducke. III. Evapotranspiração. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 9, p. 305-309, 1979.

ROBERTS, J. The influence of physical and physiological characteristics of vegetation on their hydrological response. **Hydrological Processes**, Chichester v. 14, p. 2885-2901, 2000.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, Washington, v.115, p. 1606 1626,1987.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. São Paulo: Contexto, 1990. 85p.

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In: **The Amazon; Climatology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin**. Interciencia, v.3, p. 200–206, 1983.

SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon basin- a system in equilibrium. **Science**, Washington, v. 225, n. 4658, p. 129-138, 1984.

SCHAAP, M.G.; BOUTEN, W.; VERSTRATEN, J.M. Forest floor water content dynamics in a Douglas fir stand. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v. 201, p. 367-383, 1997.

SCHLESINGER, W. H. **Biogeochemistry**: An analysis of global change. New York: Academic Press, 1997. 588 p.

SHARON H. et al. The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques. **Hydrological Processes**, Chichester v.13, p. 677-688, 1999.

SHUKLA, J.; MINTZ, Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate. **Science** Washington v, 215, p.1498-1501, 1982.

SHUTTLEWORTH, W. J. (1988). Evaporation from Amazonian rain forest. **Proceedings of the Royal Society of London. Series B**, London, v. 233, n.1272, p. 321-346, 1988.

SHUTTLEWORTH, W. J. Micrometeorology of temperate and tropical forest **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v.324, p.299-334. 1989.

SMITH, M. **Report on expert consultation on procedures for revision of FAO methodologies for crop water requirements**. Rome: FAO, 1991. 45p.

SMITH, Nigel J. H., ALVIM, P. ALFREDO K. O. HOMMA, SERRÃO E. A. S., and FALESI.I.C.. Human-induced environmental changes in Amazonia. **Global Environmental Change** 1, no. 4 p. 313-320, 1991

SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORPORATION. **Guelph Permeameter 2800K1 Operating Instructions**. Santa Barbara, CA, 1986.

STERNBERG, L. D. S. L.; MOREIRA, M.; NEPSTAD, D. C. Uptake of water by lateral roots of small trees in an Amazonian tropical forest. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 238, p. 151-158, 2002.

STEYAERT, L. T. A perspective on the state of environmental simulation modeling. In: GOODCHILD, M.F.; PARKS, B.O.; STEYAERT, L.T. (Ed.) **Environmental modeling with GIS**. New York: Oxford University Press, 1993. cap. 3, p. 16-30.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, p. 55-94, 1948.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance**. Centerton, New Jersey: Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology,. 311 p. 1957

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**, Washington, v. 16, n. 3, p. 574-582, 1980.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia Ciência e aplicação**. São Paulo: ABRH, Ed. USP,1993.

TUCCI, C. E. M. ; LANNA, Antonio e ; LOPES, Mario Simões ; ENDRES, Luis . Comparaison entre modeles de prevision de crues. *Hydrologie Continentale*, Paris, v. 2, n. 1, p. 52-70, 1987.

UBARANA, V. N. Observations and modelling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonia. In: GASH, J. H. C. et al. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. New York: John Wiley & Sons, 1996. p. 151-162.

VAN DAM, J.C.; FEDDES, R.A. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam v. 233, p.72-85, 2000.

VAN DAM, J.G.; FEDDES, R.A.. SWAP version 2.0, Theory. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant. **Agricultural University**: Wageningen,. 167p. 1997

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

VASCONCELLOS, C. A. B.; AMORIM, J. C. C. **Simulação numérica da infiltração da água em meios porosos não-saturados homogêneos**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 14, 2001. Aracaju.

VAUCLIN, M; KHANJI, D; VACHAUD, G. Experimental and Numerical Study of a Transient, Two-Dimensional Unsaturated-Saturated Water Table Recharge Problem. **Water Resources Research**, Washington v.15, n.5, p.1089-1101, 1979.

VICTORIA, R. L.; MARTINELLI, L A.; CUNHA, H. B. ; RICHEY, J . **The Amazon basin and its natural cycles**. In: Salati E; M L Absy; R L Victoria;.(Org.). *Amazônia: um ecossistema em transformação*. Brasília: CNPq, v. 1, p. 163-214, 2000.

WARRICK, A.W. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. ed. *Application of soil physics*. New York. **Academic Press**, p.385 1991.

ZAIDEL, J.; RUSSO, D. Estimation of Finite Difference Interblock Conductivities for Simulation of Infiltration Into Initially Dry Soils. **Water Resources Research**, Washington v.28,n.9,p.2285-2295,1992.

ZARBA, R.L. A Numerical Investigation of Unsaturated Flow. Master Thesis **Mass. Inst of Technol.** Cambridge,1988.

ZENG, X.: Global vegetation root distribution for land modeling. **J. Hydrometeor.** Amsterdam, v.2, p. 525–530, 2000.