

VICENTE DE PAULO SILVA

**SIMULAÇÃO DA EVAPORAÇÃO DA ÁGUA DA CHUVA
INTERCEPTADA PELA FLORESTA AMAZÔNICA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2000

VICENTE DE PAULO SILVA

**SIMULAÇÃO DA EVAPORAÇÃO DA ÁGUA DA CHUVA
INTERCEPTADA PELA FLORESTA AMAZÔNICA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 3 de julho de 2000.

Prof. Gilberto Chohaku Sedyama
(Conselheiro)

Prof. Marcos Heil Costa
(Conselheiro)

Prof. Demétrius David da Silva

Prof. Paulo Afonso Ferreira

Prof. Aristides Ribeiro
(Orientador)

Ao meu pai, Vicente Coelho da Silva (*in memoriam*).

À minha mãe, Geni Custódia da Silva.

À minha querida esposa, Çãozinha.

Aos meus queridos filhos, Raphael e Paula.

Às minhas irmãs e aos meus sobrinhos e sobrinhas.

Aos meus amigos.

AGRADECIMENTO

A Deus, por ter me confiado esta missão e por ter me dado forças para cumpri-la.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realização do Curso.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

Ao professor, orientador e amigo, Aristides Ribeiro, pela orientação e pela confiança.

Aos professores José Maria Nogueira da Costa e Gilberto Chohaku Sedyama, pelos conselhos.

A todos os companheiros do Programa de Meteorologia Agrícola e Engenharia Agrícola, pelo companheirismo, pela força e pelo entrosamento nos momentos difíceis.

Aos funcionários do Departamento de Engenharia Agrícola, pela convivência.

Aos amigos do Instituto Estadual de Florestas, pelo apoio, em especial ao Alberto da Costa Ribeiro e Djalma Mendes Crispim.

BIOGRAFIA

VICENTE DE PAULO SILVA, filho de Vicente Coelho da Silva e Geni Custódia da Silva, nasceu em Viçosa-MG, em 4 de setembro de 1966.

Em 1994, graduou-se em Agronomia, pela Universidade Federal de Viçosa.

De 1994 a 1996, foi bolsista de aperfeiçoamento no Setor de Fruticultura do Departamento de Fitotecnia da Universidade Federal de Viçosa.

Em 1997, ingressou no Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, em nível de Mestrado, na Universidade Federal de Viçosa.

Em 1998, ingressou no Instituto Estadual de Florestas (IEF), onde atualmente é Chefe do Escritório Florestal de Almenara-MG.

CONTEÚDO

	Página
LISTA DE SÍMBOLOS	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. Terminologia aplicada	10
3. MATERIAL E MÉTODOS	12
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	20
5. RESUMO E CONCLUSÕES	31
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	33
APÊNDICE	38

LISTA DE SÍMBOLOS

b	Taxa de aumento da drenagem (mm h^{-1})
cp	Calor específico ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
C	Quantidade água armazenada pelo dossel (mm)
Ct	Quantidade de água armazenada pelos troncos (mm)
D	Drenagem do dossel, em caso de saturação (mm)
e	Coefficiente de precipitação desviada para os troncos
E	Taxa de evaporação das partes molhadas do dossel (mm h^{-1})
Et	Taxa de evaporação das partes molhadas do tronco (mm h^{-1})
Ep	Taxa de evaporação potencial das partes molhadas do dossel (mm h^{-1})
Ept	Taxa de evaporação potencial das partes molhadas do tronco (mm s^{-1})
ea	Pressão de vapor no ar do dossel (kPa)
es	Pressão de saturação de vapor (kPa)
fu	Coefficiente de proporcionalidade entre o vento e a resistência aerodinâmica
G	Fluxo de calor no solo (W m^{-2})
I	Interceptação ou perda por interceptação (mm)
P	Precipitação incidente (mm)
p	Coefficiente de precipitação livre
pP	Precipitação sob dossel
pt	Proporção da precipitação desviada para os troncos
ra	Resistência aerodinâmica do dossel (s m^{-1})

r_c	Resistência do dossel ($s\ m^{-1}$)
R_n	Saldo de radiação ($W\ m^{-2}$)
Sc	Capacidade de armazenamento para o dossel (mm)
St	Capacidade de armazenamento para os troncos (mm)
Te	Escoamento pelos troncos (mm)
Δ	Taxa de aumento da pressão de vapor de saturação com a temperatura ($Pa\ K^{-1}$)
γ	Constante psicrométrica ($kPa\ ^\circ C^{-1}$)
λ	Calor latente de vaporização ($MJ\ kg^{-1}$)
ρ	Densidade do ar ($kg\ m^{-3}$)
M	Fator de conversão (3600)
ur	Velocidade do vento ($m\ s^{-1}$)
Z_r	Altura da medida de ur (m)
Z_o	Comprimento da rugosidade do dossel (m)
d	Deslocamento no plano zero (m)
h	Altura do dossel (m)
k	Constante de Von Karman (0,41)

RESUMO

SILVA, Vicente de Paulo, M.S., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2000.
Simulação da evaporação da água da chuva interceptada pela floresta amazônica. Orientador: Aristides Ribeiro. Conselheiros: Gilberto Chohaku Sedyama e Marcos Heil Costa.

Neste estudo, investigou-se a relação entre o regime de chuva observado e a evaporação da água da chuva interceptada pela floresta Amazônica. Simulou-se a evaporação horária da água interceptada pela floresta, para o ano de 1992, aplicando o modelo de Rutter em duas localidades da bacia Amazônica. Os dados climáticos necessários a este estudo foram coletados durante a execução do Projeto ABRACOS. Verificou-se que a quantidade de água da chuva evaporada, diretamente, durante os períodos de molhamento do dossel atingiu níveis até três vezes maiores que aqueles da evapotranspiração potencial máxima, observada nas duas localidades. A perda total de água da chuva, pela interceptação, foi de 11,2% em Manaus e de 12,6% em Ji-Paraná. A maior frequência de chuvas de menor intensidade e o menor período de recorrência, observados a sudeste da bacia, podem explicar essa diferença.

ABSTRACT

SILVA, Vicente de Paulo, M.S., Universidade Federal de Viçosa, July 2000.
Simulation of the evaporation from rainfall intercepted by the Amazon Forest. Adviser: Aristides Ribeiro. Committee members: Gilberto Chohaku Sedyama and Marcos Heil Costa.

A study was carried out to investigate the relationship between the observed rainfall pattern and the rainwater evaporation intercepted by the Amazon forest. The hourly water evaporation intercepted by the forest during the year of 1992 was simulated using the Rutter model in two sites of the basin. The necessary climatic data for this study were collected during the ABRACOS project. It was verified that the rainfall quantity that evaporated directly during the wetness period of the canopy was up to three times higher than the maximum potential evapotranspiration observed in the two locations. The total rainfall loss by interception was only 11.2% in the center and 12.6% in the southwest of the basin. The highest rain frequency with lower intensity observed in the southeastern part of the basin can explain this difference.

1. INTRODUÇÃO

As florestas nativas vêm sendo substituídas por culturas, na implantação dos sistemas agrícolas tradicionais. No Brasil, o exemplo extremo foi a devastação observada na Mata Atlântica, e mais recentemente, em menor proporção, na floresta Amazônica. O desmatamento ocorrido nesta década diminuiu em relação às anteriores. Entretanto, os dados do INPE (1996) indicam a existência de um aumento da taxa, nos últimos anos. No período 90/91 a taxa de desmatamento foi de 11.130 km²/ano, tendo subido para 14.896 km²/ano no biênio 92/94. Em 95/96, continuou a tendência de aumento, passando para 18.161 km²/ano. A área da Amazônia Legal é de aproximadamente 4.000.000 km², e estima-se que até 1994 tenha sido desmatado um total de 469.978 km².

As alterações no uso do solo causam variações significativas nos balanços de água e energia locais, pois as características biofísicas da floresta e das culturas são bem distintas. Assim, dependendo da extensão destas mudanças, podem ocorrer alterações no clima de uma região; acredita-se que o desmatamento aumentaria a temperatura da superfície da terra e diminuiria o aquecimento da troposfera superior, reduzindo, desta forma, a precipitação, em virtude da baixa evaporação da água de chuva (MARIN et al., 2000).

Se por um lado a devastação completa das florestas não deve ocorrer, por outro o Brasil, um país em desenvolvimento, deve explorar de forma racional seus recursos vegetais nativos. Para fazer um planejamento do uso sustentável da floresta Amazônica, é necessário primeiro conhecer bem o funcionamento do ecossistema natural. Assim, as complexas inter-relações entre o solo, a vegetação e o clima amazônico devem ser estudadas, pois elas podem até mesmo influenciar o clima em escala global.

Dentro do ciclo hidrológico amazônico, a interceptação da água da chuva pela cobertura vegetal tem grande importância. Tal fato se justifica em virtude do regime pluvial observado na região e pelas características da vegetação, que resultam em uma contribuição significativa dentro do total de água evapotranspirado. A evaporação da água interceptada pela vegetação se dá a uma taxa maior que pelo processo transpirativo, uma vez que independe da resistência estomática nesta transferência de vapor, o que implica a partição do balanço de energia do ecossistema entre o calor latente e calor sensível.

Estudos climáticos, ecológicos e hidrológicos da região permitem também aprimorar os modelos regionais e globais, possibilitando a parametrização do sistema e a melhora do cálculo dos fluxos de superfície. Hoje, a acuracidade e o progresso da modelagem climática são mais limitados pela falta de dados observacionais do que pela dificuldade do desenvolvimento dos modelos (DICKSON, 1996; NOBRE et al., 1996). Projetos como ARME (*Amazon Region Micrometeorological Experiment*, 1983-1985), ABRACOS (*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*, 1990-1995) e, mais recentemente, LBA (*Large Scale Biosphere – Atmosphere Experiment in Amazonia*) têm sido realizados com o intuito de preencher esta lacuna.

Em virtude das dificuldades de obter dados de chuva em intervalos curtos de tempo, alguns modelos acoplados biosfera-atmosfera, como o modelo *Integrated Biosphere Simulator – IBIS* (FOLEY et al., 1996) e o *Simple Biosphere Model – SiB2* (SELLERS et al., 1996), apresentam um tratamento estocástico para a precipitação. Nestes modelos, os eventos de chuva são

considerados como o total de chuva médio mensal dividido pelo número médio de eventos, distribuindo, aleatoriamente, sua ocorrência no tempo. Tal fato compromete a estimativa do total de água transferida para a atmosfera, uma vez que a evaporação da água interceptada pela vegetação depende da intensidade e recorrência das chuvas.

Este trabalho teve como objetivo geral aprofundar os conhecimentos sobre a evaporação da água na bacia Amazônica. Especificamente, o estudo visou investigar a contribuição individualizada dos eventos de chuva no total interceptado para as regiões central e sudoeste da Amazônia e simular o processo evaporativo de transferência de água no total reciclado.

2. REVISÃO DE LITERATURA

O regime de chuvas na bacia Amazônica é resultado da interação de diferentes mecanismos, dentre os quais os mais importantes são o aquecimento diferencial verão/inverno, a topografia e a zona de convergência intertropical (OLIVEIRA, 1986; MOLION, 1987; NOBRE, 1988; SATYAMURTI e RAO, 1988; OBREGON e NOBRE, 1990). Conseqüentemente, nos totais de chuva verifica-se variação tanto sazonal quanto entre diferentes localidades na bacia. O total anual médio de chuva na bacia Amazônica é de 2.200 mm, valor este que varia bastante entre regiões, existindo locais extremamente úmidos, que apresentam totais anuais superiores a 3.000 mm, enquanto em outros os totais são inferiores a 1.500 mm (SALATI, 1985).

RIBEIRO et al. (1996), estudando totais diários de chuva de 11 localidades da Amazônia, mostraram que a maioria das chuvas apresenta altura reduzida, devendo-se ressaltar que, em média, 46% dos eventos foram menores que 5 mm e 64%, menores que 10 mm. Embora a frequência de chuvas menores que 10 mm seja grande, geralmente sua contribuição para o total anual é pequena, representando apenas 19%. As chuvas entre 10 e 20 mm contribuem com 22%, equiparando-se à contribuição das chuvas menores. Ao dividir o ano em um período seco e outro úmido, nota-se que no período seco não chove em 69% dos dias, enquanto no período úmido não chove em apenas 37% dos dias.

Além da diminuição verificada no número de chuvas, a diferença dos totais de chuva na época mais seca, em relação àquela mais úmida, também ocorre pelo aumento de chuvas com totais menores, em detrimento daquelas de totais maiores. Em outras palavras, na época mais seca existe uma substituição de chuvas mais intensas por aquelas menos intensas. As chuvas menores que 10 mm têm um aumento de 7% em sua contribuição para o total anual, enquanto as chuvas maiores que 20 mm sofrem diminuição de 9%.

Esses fatos têm importantes implicações no ciclo hidrológico e energético da região. Quanto maior o número e menores os totais e as intensidades das chuvas, maior será a quantidade total de água interceptada pela cobertura vegetal (LEOPOLDO, 1981; SALATI, 1985; LLOYD, 1990). A água de interceptação está prontamente disponível para evaporação direta, não interagindo com o solo. O processo de interceptação resulta, significativamente, em diminuição do escoamento superficial e da erosão, e piora a distribuição espacial da água infiltrada no solo, uma vez que a água evaporada não está disponível para a recarga hídrica do solo, o que diminui a transpiração da vegetação. Os valores percentuais da interceptação, em relação ao total de chuva anual, medidos em dois locais na floresta Amazônica, atingiram 9% em Manaus-AM (LLOYD e MARQUES, 1988) e 11,6% em Ji-Paraná, ocorrendo grande variação ao longo do ano. Para a localidade de Manaus, SHUTTLEWORTH et al. (1987) relataram um valor mínimo de 8%, em abril, e máximo de 32%, em junho. Os valores diferem não apenas pela variação dos regimes de chuvas, mas também em virtude das diferentes capacidades de armazenamento de água pelo dossel, resultado este da diferença entre os índices de área foliar (IAF).

THORNTHWAITE (1948) introduziu, na década de 40, o conceito conhecido hoje como *big leaf*, no qual o dossel de uma vegetação é considerado como uma grande folha, o que veio facilitar a estimativa das perdas de água pelo processo de evapotranspiração. A evapotranspiração é a perda de água por uma comunidade de plantas, ocorrendo simultaneamente pelos processos de evaporação e de transpiração. Diversos são os fatores que interferem na evapotranspiração, dentre estes as coordenadas geográficas, a altitude do local, o

relevo e a própria característica da vegetação (PEREIRA et al., 1997).

A importância da evapotranspiração na reciclagem de água na Amazônia foi demonstrada por diversos autores. As estimativas de contribuição da evapotranspiração para a reciclagem da água variam entre 25 e 80% (VILLA NOVA et al., 1976; MARQUES et al., 1977; MOLION, 1979; SALATI et al., 1979; JORDAN e HEVNELDOP, 1981; LEOPOLDO et al., 1982a, b; SHUTTLEWORTH et al., 1984; ELTAHIR e BRAS, 1994), sendo 50% o valor atualmente mais aceito.

A contribuição da evaporação da água interceptada pela cobertura vegetal, na floresta Amazônica, é muito significativa no total de água evapotranspirada. SHUTTLEWORTH (1988), estudando a região central da Amazônia, mostrou que a interceptação é responsável, em média, por 25% do total de água evapotranspirada, aproximando-se de 50% nos meses muito úmidos, e caindo para até 10% nos meses muito secos. Durante os dias secos, a transpiração é praticamente a única responsável por toda a transferência de água do dossel, visto ser a evaporação da água do solo e dos tecidos vegetais (não-estomática), comparativamente, muito pequena. No entanto, ela é interrompida durante o período de molhamento do dossel. Não havendo restrições hídricas, a perda de água por transpiração, na floresta Amazônica, é controlada principalmente pela abertura estomática e pelas condições atmosféricas. Por outro lado, a evaporação da água interceptada pela cobertura vegetal não sofre controle estomático, portanto ocorre a uma taxa maior que aquela da perda de água pela transpiração.

UBARANA (1994), com base no trabalho de Lloyd e Marques (1988), estudou o processo de interceptação pluvial pela cobertura vegetal da floresta tropical úmida amazônica, do tipo terra firme, em duas localidades distintas. O autor utilizou modelos numéricos com bases fixas, para a simulação do processo e obtenção de um valor médio das perdas por interceptação.

Foram utilizados o SiB (*Simple Biosphere Model*) e o modelo de Rutter (RUTTER et al., 1971) nas determinações e comparou tais valores com os totais interceptados observados. Os autores concluíram que a simulação superestimativa, a interceptação em relação ao observado, e tal diferença foi

atribuída ao intervalo de erro na determinação do valor observado.

A quantidade de água transferida para a atmosfera, decorrente da evaporação da água de chuva interceptada, varia de acordo com a época do ano e entre diferentes regiões, em virtude dos diferentes regimes de chuva, da capacidade de armazenamento do dossel (morfologia da floresta) e das condições atmosféricas. Desta forma, MARIN et al. (2000), estudando a partição dos eventos de chuva em diferentes localidades da Amazônia colombiana, correlacionaram características do dossel com escoamento pelos troncos, precipitação sob dossel e evaporação da água interceptada, e concluíram que a estrutura da floresta está correlacionada com a precipitação interna, que o escoamento pelos troncos correlaciona-se com a precipitação incidente e que a evaporação da água pelo dossel é linear com a densidade da floresta.

Assim, o conhecimento sobre a sucessão de eventos de chuva e a duração do molhamento da vegetação, nas diferentes localidades, é muito útil ao aprimoramento dos cálculos da quantidade de água reciclada e do balanço de energia na bacia. As maiores taxas de evapotranspiração devem ocorrer em locais com maiores índices pluviométricos e menor frequência de dias sem chuva, na vegetação e na época do ano que apresentam os maiores IAF. Estudos que envolvem a variabilidade da chuva e sua interceptação têm evidenciado que, além das características da chuva, as características do dossel são relevantes para a quantidade e o tempo de evaporação da água do dossel (ZENG et al., 2000). Os autores fizeram uma comparação com chuva simulada e chegaram às mesmas conclusões.

ABOAL et al. (1999), estudando o comportamento da chuva nas ilhas Canárias, no período de 1994 a 1995, com o objetivo de comparar as perdas por interceptação, verificaram valores entre 30 e 40%. Os autores utilizaram os modelos de Rutter e de Gash e constataram que a interceptação era superestimada em relação à observada, sendo este fato atribuído às altas intensidades de chuva verificadas no local e à capacidade de armazenamento do dossel.

VALENTE et al. (1997), estudando a dinâmica da água em dois tipos de florestas plantadas, *Pinus pinaster* e *Eucalyptus globulus*, realizaram comparações, utilizando os modelos de Rutter e de Gash. Os autores concluíram que

a interceptação difere entre as duas florestas plantadas estudadas, em virtude das características morfológicas da floresta e de sua densidade de plantio.

No Quadro 1 estão listados importantes trabalhos relacionados à interceptação da água de chuva, realizados nas décadas de 70, 80 e 90, para diferentes tipos de florestas do globo terrestre.

Quadro 1 - Resultados de trabalhos envolvendo interceptação da chuva pelas plantas, realizados nas décadas de 70, 80, e 90.

Autor	Espécie	Interceptação (%)
ABOAL et al. (1999)	<i>Laureal forest</i>	42,8
RUTTER et al. (1971)	<i>Pinus nigra</i>	35,3
RUTTER et al. (1975)	<i>Pseudotsuga menziest</i>	39,1
RUTTER et al. (1975)	<i>Picea abies</i>	48,0
GASH (1979)	<i>Pinus silvestris</i>	29,4
VALENTE et al. (1977)	<i>Pinus penaster</i>	11,3
RUTTER et al. (1975)	<i>Carpinus betula</i>	35,9
LLOYD e MARQUES (1988)	<i>Amazoniam rainforest</i>	10,0
JETTEN (1996)	<i>Dry evergreen forest</i>	16,0
JETTEN (1996)	<i>Mixed forest</i>	17,3
GASH e MORTON (1978)	<i>Pinus silvestris</i>	28,7
NAVAR e BRYAN (1994)	<i>Semiarid vegetation</i>	27,9
PEARCE e ROWE (1981)	<i>Nothofagus</i>	47,3
SHELLEKENS et al. (1999)	Floresta tropical	10,0
UBARANA (1994)	Floresta tropical amazônica	12,9

A Figura 1 mostra o fluxograma do processo de interceptação da precipitação por uma cobertura vegetal. Sua avaliação envolve a medição da precipitação incidente, ou precipitação sob dossel, ou seja, a água que incide diretamente sobre o solo, sem ter contato com o dossel (precipitação livre), mais o gotejamento do dossel.

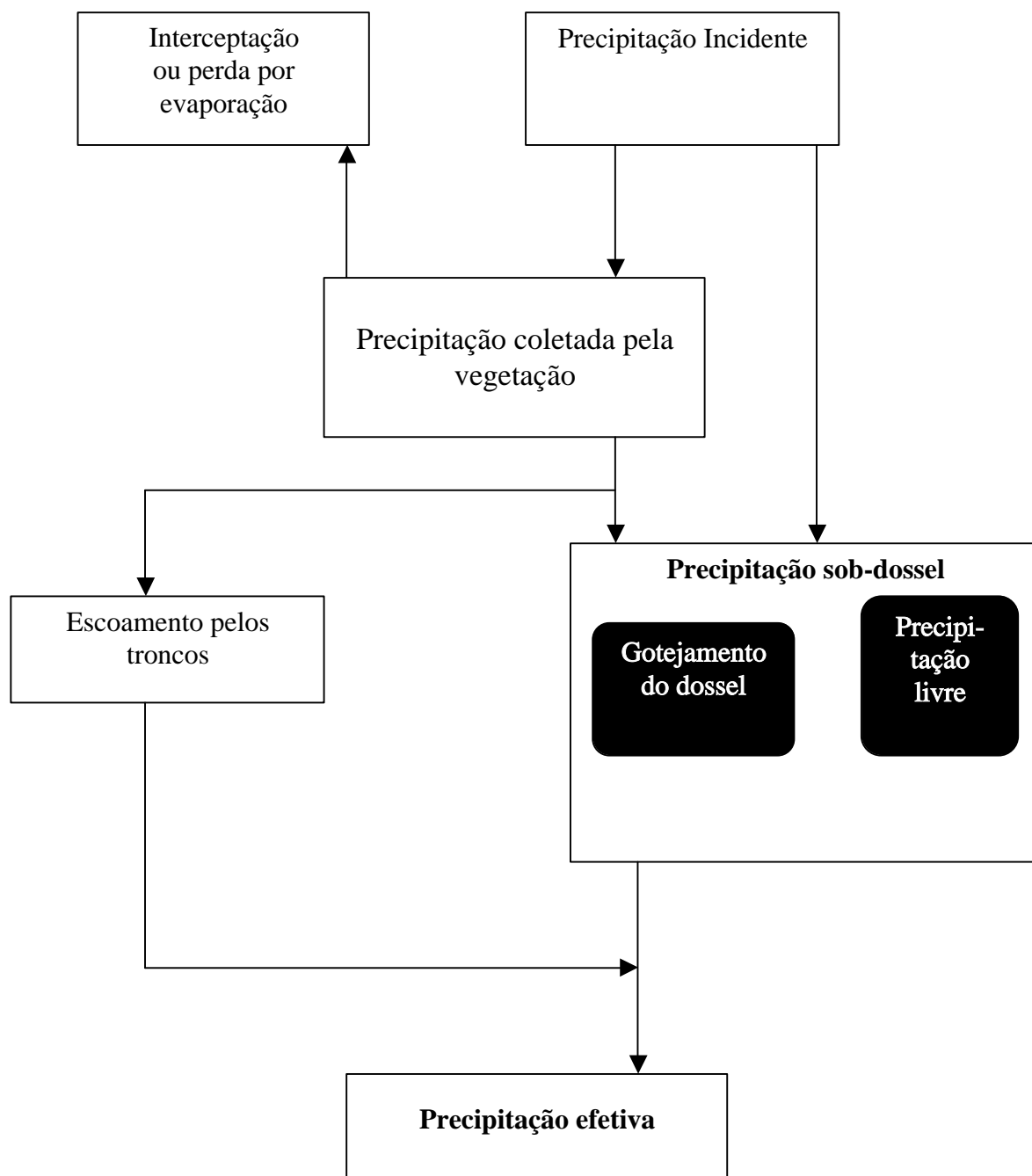


Figura 1 – Fluxograma do processo de interceptação e precipitação efetiva.

2.1. Terminologia aplicada

Interceptação ou perdas por evaporação: no dossel, o processo de interceptação pode ser entendido de forma simplificada, imaginando o dossel como um grande reservatório, com capacidade determinada de reter água durante uma chuva; quando esta capacidade for sobrepujada, parte dessa água será escoada por gotejamento. O restante que ficou aderido às folhas será evaporado, e não fará parte da recarga hídrica do solo.

Capacidade de armazenamento: a capacidade de armazenamento de água pelo dossel pode ser comparada com a quantidade de água retida por uma esponja, só que para o dossel este parâmetro varia com o tipo de vegetação. Pode-se afirmar que, quanto maior a capacidade de retenção da precipitação total incidente, maior é a capacidade de armazenamento. Nas folhas e nos troncos, a água é retida até que a película de água seja suficientemente espessa para superar a fricção externa e a tensão superficial.

Precipitação total incidente: é a precipitação bruta que atinge o topo do dossel ou campo aberto.

Precipitação sob dossel: é a parte da precipitação que foi drenada pelo dossel, e chega ao solo através de gotejamento, mais a parte que atinge diretamente a superfície do solo, sem tocar as folhas e os galhos

Precipitação efetiva: é a precipitação que chega diretamente à superfície do solo, através do escoamento pelos troncos, mais o gotejamento do dossel e a precipitação livre.

Escoamento pelos troncos: é a quantidade de água drenada pelos troncos.

Perdas por interceptação: é a quantidade de água perdida pela evaporação ocorrida nas folhas, nos ramos e nos troncos.

Evapotranspiração: é o termo utilizado por Thornthwaite, no início da década de 40, para expressar a ocorrência simultânea da evaporação e transpiração das plantas. A evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo às plantas. A disponibilidade de energia depende do local e da época do ano, que

são regidos, respectivamente, pelas coordenadas geográficas (latitude e longitude) e pela topografia da região.

Evapotranspiração potencial: este conceito também foi introduzido por Thornthwaite, em 1948, e aperfeiçoado por diversos pesquisadores em diversas oportunidades. Considera-se que a superfície vegetada esteja em crescimento ativo e cubra totalmente o terreno, estando este suprido de umidade. Considera-se também que a área vegetada seja suficientemente grande para que a evapotranspiração represente apenas as trocas verticais de energia e limitada apenas pela disponibilidade de radiação solar.

Evaporação: fenômeno pelo qual uma substância passa da fase líquida para a fase gasosa, podendo ser, numa massa contínua, mar, lago etc., ou numa superfície úmida, dependente de uma fonte externa de energia.

3. MATERIAL E MÉTODOS

Neste estudo, foram utilizados dados climáticos coletados no decorrer do ano de 1992, durante a execução do projeto “Estudo Anglo-Brasileiro de Observações do Clima da Amazônia-ABRACOS”, realizado nas localidades de Manaus (02° 57’S, 59° 57’W) e Ji-Paraná (10° 05’S, 61° 55’W), regiões central e sudoeste da Amazônia, respectivamente. Para obtenção dos dados climáticos, foram montadas estações meteorológicas automáticas em torres de alumínio, em ambos os sítios experimentais, a aproximadamente 52 m de altura (pelo menos 15 m acima da copa das árvores). Foram coletados, sobre a floresta, dados horários dos totais de chuva, da velocidade de vento, dos défices de saturação do vapor de água, da temperatura do ar, do fluxo de calor no solo e do saldo de radiação solar.

Duas técnicas podem ser utilizadas para estimar a interceptação. Uma é a modelagem numérica, em que são utilizadas regressões ou modelos gerais de interação vegetação-atmosfera. Utilizam-se também modelos numéricos embasados fisicamente nos processos de interceptação, por exemplo na equação de Penman-Monteith. Outra técnica é a própria mensuração no campo, bem mais confiável, porém são enfrentados problemas técnicos e financeiros para sua condução, principalmente em áreas florestais. Sendo assim, neste estudo, optou-se pela utilização de modelos para simular a interceptação.

Dessa forma, a fim de entender melhor o processo de evapotranspiração do dossel, foi utilizada a equação de Penman-Monteith, assumindo o dossel como uma grande folha, ou seja, supondo que todas as folhas estão expostas às mesmas condições ambientais.

Para o cálculo da perda de água por evaporação, utilizou-se o modelo numérico de Rutter (RUTTER et al., 1971, 1975). O modelo surgiu como sendo o mais adequado para descrever o processo de interceptação. É rodado através de entradas de dados de variáveis controladoras do processo de evaporação e parâmetros morfológicos da vegetação. O modelo foi descrito por GASH (1979) como o método mais confiável para estimar os valores interceptados. O modelo calcula o balanço dinâmico de água na floresta, existente sobre as folhas e os troncos, a cada intervalo de tempo. Utilizando os dados meteorológicos horários e os parâmetros do tipo de cobertura vegetal, o modelo calcula os totais de água interceptada, integrando os valores de precipitação interna, de escoamento pelos troncos e de evaporação da água interceptada. O modelo requer o conhecimento sobre a estrutura do dossel, conforme apresentado no diagrama conceitual (Figura 2).

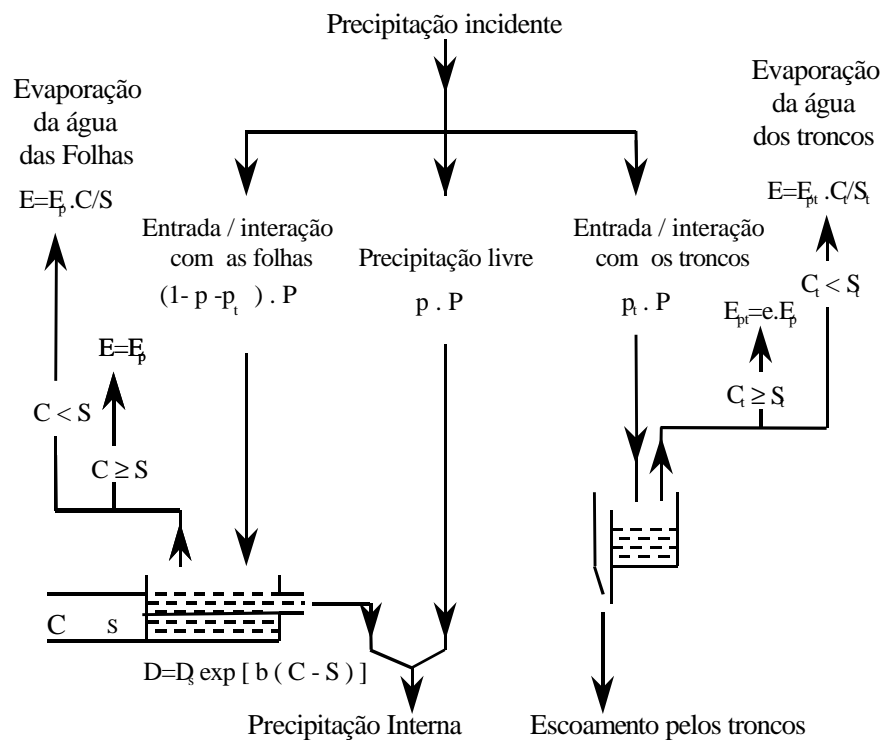


Figura 2 - Esquema conceitual da estrutura do modelo de Rutter.

O modelo de Rutter é uma adaptação da equação do balanço hídrico, expresso pela equação 1, em que para o dossel tem-se:

$$(1-p-pt)\int Pdt = \int D dt + \int E dt + \delta Cc \quad (1)$$

e para o tronco,

$$pt \int P dt = Te + \int Et + \delta Ct \quad (2)$$

em que,

P = precipitação incidente;

pt = coeficiente de precipitação dos troncos;

p = coeficiente de precipitação livre;

St = capacidade de armazenamento dos troncos;

Ct = quantidade de água armazenada pelos troncos;

D = taxa de drenagem do dossel;

Ept = evaporação potencial dos troncos;

δCc = variação da água retida no dossel;

Te = escoamento pelos troncos;

Et = taxa de evaporação das partes molhadas do tronco; e

δCt = variação da água retida no tronco.

Para o dossel, quando a quantidade de água armazenada é maior que a capacidade de armazenamento, isto é $C \geq S$, a taxa de evaporação é calculada pela equação de Penman-Monteith (MONTEITH, 1965), através do Microsoft Excel, aplicada para a vegetação molhada, considerando a inexistência de resistência estomática, dada pela seguinte equação:

$$Ep = \frac{SRn + \rho cp \frac{\delta e^*}{ra}}{\lambda(S + \gamma)} \quad (3)$$

em que,

- S = tangente à curva de pressão de saturação de vapor; $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$;
 R_n = saldo de radiação (W m^{-2});
 ρ = densidade absoluta (ou menos específica) do ar seco (kg m^{-3});
 c_p = calor específico do ar ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$);
 δe^* = déficit de pressão de vapor do ar (kPa);
 r_a = resistência aerodinâmica ao transporte de vapor (s m^{-1});
 λ = calor latente de vaporização da água (MJ kg^{-1}); e
 γ = coeficiente psicrométrico ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

Porém, quando a quantidade de água armazenada no dossel for menor que a capacidade de armazenamento, isto é $C < S$, a taxa de evaporação será dada por

$$E = E_p \frac{C}{S} \quad (3.1)$$

em que,

- E = taxa de evaporação das partes molhadas do dossel, mm h^{-1} ;
 E_p = evaporação potencial do dossel, mm h^{-1} ;
 C = quantidade de água armazenada pelo dossel, mm ; e
 S = capacidade de armazenamento do dossel, mm .

Já para a água armazenada superficialmente nos troncos, tem-se

$$E_t = E_{pt} \text{ se } C_t = S_t \quad (3.2)$$

ou

$$E_t = E_{pt} \frac{C_t}{S_t} \text{ se } C_t < S_t$$

em que,

- E_t = taxa de evaporação das partes molhadas do tronco (mm h^{-1});
 E_{pt} = taxa de evaporação potencial das partes molhadas do tronco (mm h^{-1});
 C_t = quantidade de água armazenada pelos troncos, mm ; e
 S_t = quantidade de água armazenada pelos troncos, mm .

O valor de T_e é calculado ao atingir a capacidade de armazenamento dos troncos (S_t).

$$\frac{dT_e}{dt} = ptP - E_{pt} \quad (4)$$

em que,

pt = proporção da precipitação desviada para os troncos.

A taxa de evaporação potencial dos troncos está relacionada com a taxa de evaporação potencial do dossel por um fator constante (e), que representa a capacidade de evaporação dos troncos em relação ao dossel, que segundo RUTTER et al. (1975) deve ser menor que 0,1, isto porque os troncos têm no máximo 10% da capacidade de evaporação do dossel, nas mesmas condições atmosféricas. O subíndice “t” refere-se a troncos.

Para estimar a drenagem do dossel (D), a seguinte equação é utilizada:

$$D = D_s \exp[b(C - S)] \quad (5)$$

em que,

D_s = taxa de drenagem quando $C = S$, mm h^{-1} ; e

b = taxa do aumento de drenagem, mm h^{-1} .

A expressão anterior somente é válida quando $C \geq S$; se $C < S$, a drenagem será zero.

A interceptação horária (I) é calculada em milímetros, somando os totais perdidos por evaporação pelo dossel (I_c) e pelos troncos (I_t). O I representa a diferença entre a precipitação efetiva e a incidente. Então, a quantidade de água armazenada C é dada pela seguinte equação:

$$\frac{dC}{dt} = (1 - pt - p)P - C \frac{E_t}{S} - D_s \exp[b(C - S)], \quad (6)$$

e para os troncos, tem-se

$$\frac{dC_t}{dt} = p_t P - E_t - \frac{dT_e}{dt} \quad (7)$$

O modelo requer certos parâmetros morfológicos da vegetação, como capacidade de armazenamento do dossel e dos troncos, coeficiente de precipitação livre, coeficiente de escoamento dos troncos, taxa de aumento de drenagem, comprimento de rugosidade e deslocamento no plano zero. Estes parâmetros são os mesmos obtidos por LLOYD e MARQUES (1988), para Manaus, e UBARANA (1996), para Jí-Paraná (Quadro 2). A escolha deste modelo baseou-se no seu ajuste satisfatório, demonstrado pelos autores.

$$ETP = \frac{s(R_n - G) + M_p C_p \frac{\Delta e}{r_a}}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (8)$$

sendo s dado por:

$$s = \frac{4098 e_s}{(T + 237,3)^2}$$

em que,

s = tangente à curva de pressão de saturação de vapor; $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$;

T = temperatura do ar, $^\circ\text{C}$;

e_s = pressão de saturação, kPa ;

G = fluxo de calor pluvial no solo, W m^{-1} ;

M = fator de conversão, 3600; e

r_c = resistência do dossel, s m^{-1} .

Quadro 2 - Parâmetros da floresta Amazônica utilizados no modelo

Parâmetros	Ji-Paraná	Manaus
Capacidade de armazenamento do dossel (S)	1,03 mm	0,74 mm
Capacidade de armazenamento dos troncos (S _t)	0,09 mm	0,15 mm
Coefficiente de precipitação livre (p)	0,031	0,080
Coefficiente de escoamento dos troncos (pt)	0,010	0,036
Taxa do aumento de drenagem (b)		5,25
Taxa da drenagem (D _s)		0,084 mm h ⁻¹

Fontes: LLOYD e MARQUES (1988) e UBARANA (1996).

A resistência aerodinâmica é dada pela expressão:

$$r_a = \frac{b}{u_r} \quad (9)$$

sendo

$$b = (\ln(z_r - d)/z_0)^2/k^2 \quad (10)$$

em que,

u_r = velocidade do vento, m s⁻¹;

z_r = altura da medida de u_r , m;

z_0 = rugosidade do dossel, m;

d = deslocamento no plano zero m; e

$k = (0,41)$ constante de von Karmam.

Por meio de experimento de campo, foram obtidos os valores:

$d = 0,75 h$; e

$z_0 = 0,10 h$.

em que h = altura do dossel, m.

A resistência do dossel (r_c), em sm^{-1} , é dada por:

$$r_c = \frac{1}{(12,17 - 0,531(t - 12) - 0,223(t - 12)^2) * 1000} \quad (\text{s m}^{-1}) \quad (11)$$

O valor de “t” na equação 10 é considerado o horário de leitura dos dados.

A variação horária da evapotranspiração potencial da floresta foi analisada pelo modelo de Penman-Monteith, parametrizado com os dados de WRIGHT et al. (1996) (Quadro 3).

Quadro 3 - Parâmetros experimentais obtidos para a floresta Amazônica

Parâmetros	Ji-Paraná	Manaus
Altura da vegetação (h)	30 m	35 m
Comprimento da rugosidade		0,10 h
Deslocamento do plano zero		0,75 h

Fonte: WRIGHT et al. (1996).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Utilizando o modelo de Rutter, calculou-se, seqüencialmente, os totais horários da evaporação real de água interceptada pelo dossel (E) e da evaporação potencial (Ep), para os intervalos de 1 a 30, de 45 a 96, de 153 a 182 e de 291 a 366, que são os dias de chuva em comum nas localidades de Manaus e Ji-Paraná, expressos em dias julianos.

A evaporação potencial refere-se à perda de água por evaporação, considerando o dossel em sua capacidade máxima de retenção e a evaporação real como sendo a perda de água, levando em consideração a diminuição de sua quantidade no dossel com o passar do tempo. O modelo de Penman-Monteith foi utilizado para calcular a evapotranspiração potencial (ETp) horária da floresta, para os mesmos intervalos e localidades.

As Figuras 3 e 4 apresentam, consecutivamente, a distribuição dos totais horários de chuva em Manaus e Ji-Paraná, no decorrer do período de observação, tendo sido verificado um total ligeiramente maior na localidade de Ji-Paraná (1.263 mm), em relação ao de Manaus (1.126 mm). Os gráficos estão subdivididos pelos intervalos diários de 1 a 30, de 45 a 96, de 153 a 182 e de 291 a 366, representados pelas letras, a, b, c e d, respectivamente, nos gráficos. O eixo das abscissas representa os mesmos intervalos, em forma horária.

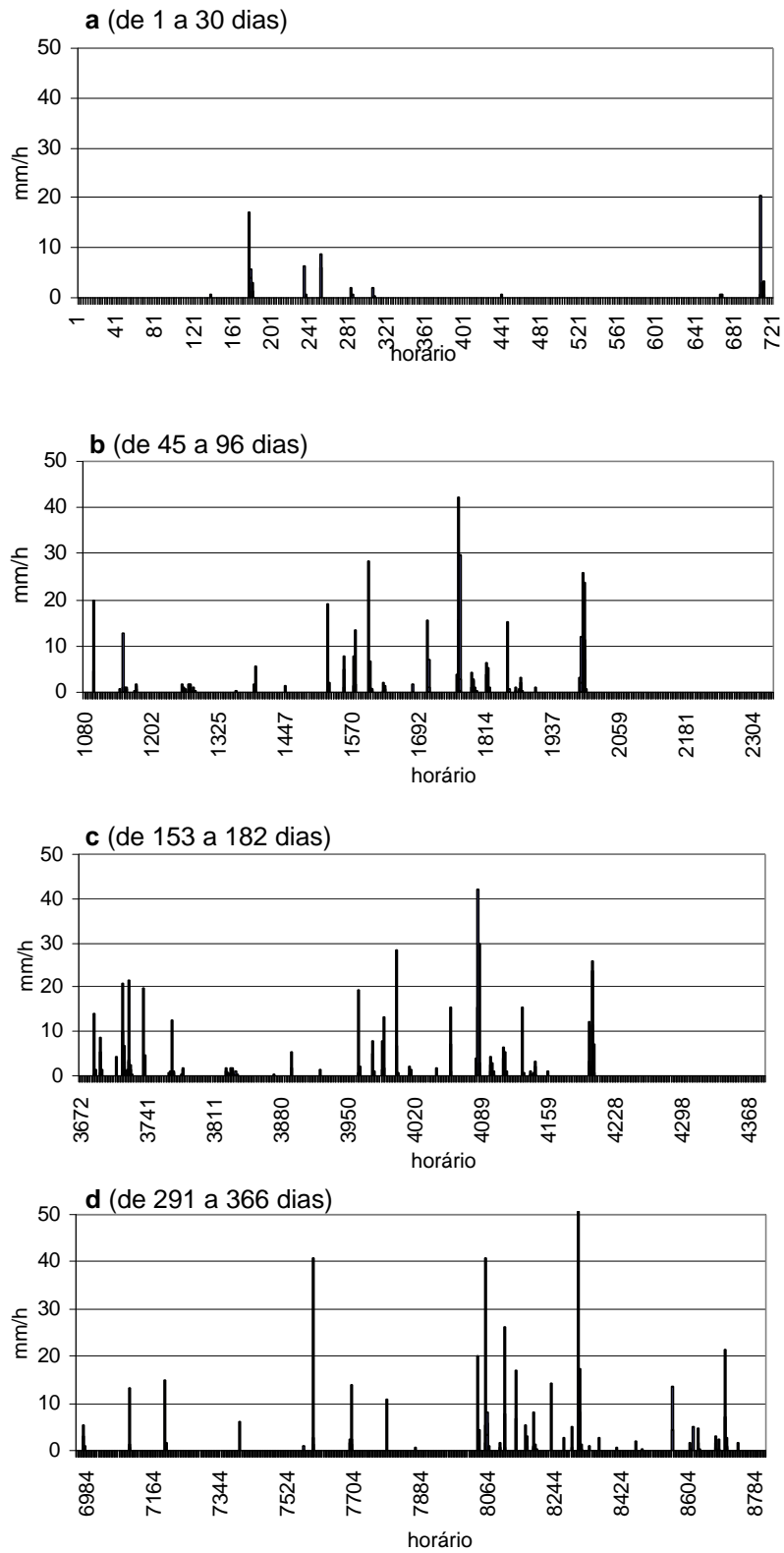


Figura 3 - Variação horária dos totais para os períodos analisados de chuva em Manaus.

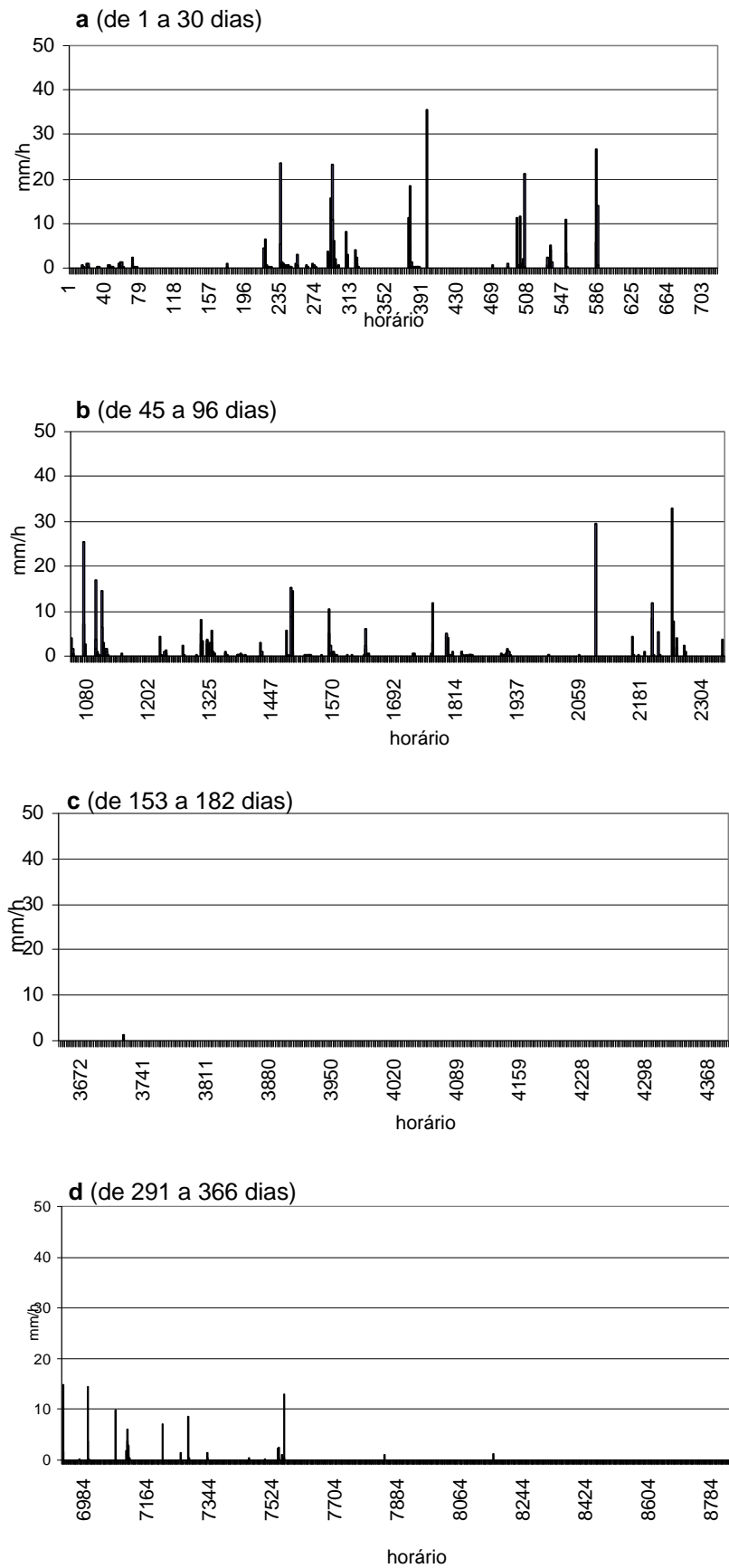


Figura 4 - Variação horária dos totais de chuvas para os intervalos analisados para Ji-Paraná.

A Figura 5 apresenta as distribuições dos totais de chuva para cada hora do dia, para as duas localidades em estudo. Em Manaus, observam-se chuvas principalmente no período da tarde, entre 12 e 20 horas, quando ocorre 80,8% do total de chuva, Figura 5(a). Este fato pode ser explicado pelo mecanismo predominante de formação das chuvas na região, que, por causa do forte aquecimento observado durante o dia, gera sistemas convectivos locais e regionais, ocasionando as precipitações no período da tarde. GRECO et al. (1990) conduziram um experimento destinado a estudar a formação das chuvas na região central da Amazônia e confirmaram tal explicação. A Figura 5(b) mostra que as chuvas em Ji-Paraná são mais bem distribuídas nos diferentes horários do dia, diferentemente do observado na localidade de Manaus. Entretanto, observa-se que as chuvas ocorrem principalmente no período noturno, de 18 às 3 horas, perfazendo 61,0% do total de água precipitada. A diferença do horário de ocorrência das chuvas entre as duas localidades tem implicações na evaporação da água interceptada em função das diferentes disponibilidades de energia, fato que será discutido mais adiante.

A Figura 6 representa a comparação dos totais horários da evaporação real e evapotranspiração potencial. Enquanto a evaporação real tem um comportamento semelhante nas duas localidades, a ETp mostra-se maior em Ji-Paraná, o que pode ser justificado pelas condições climáticas reinantes e pela maior rugosidade do dossel, observadas nessa localidade (WRIGHT et al., 1996).

Em geral, a ETp expressa bem a perda de água regulada pela vegetação (estomática e cuticular), uma vez que dificilmente é observado déficit hídrico importante nessas localidades, especialmente em Manaus (HODNETT et al., 1996). Entretanto, nas duas localidades pode-se constatar que, nos períodos de molhamento da vegetação, os totais de água evaporada diretamente (E) chegam a ser até três vezes maiores que a ETp . Assim, neste período, E aproxima-se de 29% de toda água transferida para a atmosfera, em Manaus, e de 33%, em Ji-Paraná.

A longo prazo, verifica-se um bom ajuste entre os valores da evapotranspiração observada e potencial, calculada pelos métodos de Penman-Monteith, enquanto, a curto prazo, a perda total de água através da evapo-

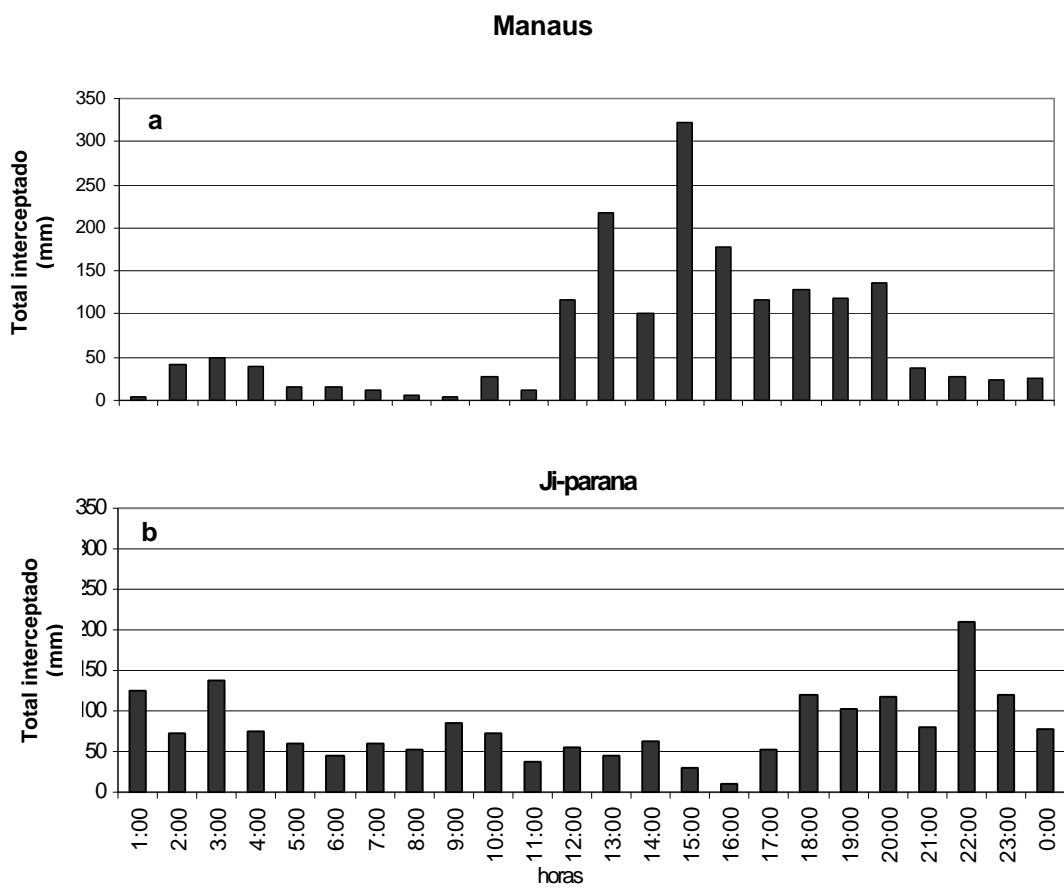


Figura 5 - Total de chuvas acumuladas durante o período analisado por intervalo de tempo, para as localidades de Manaus (a) e Ji-Paraná (b).

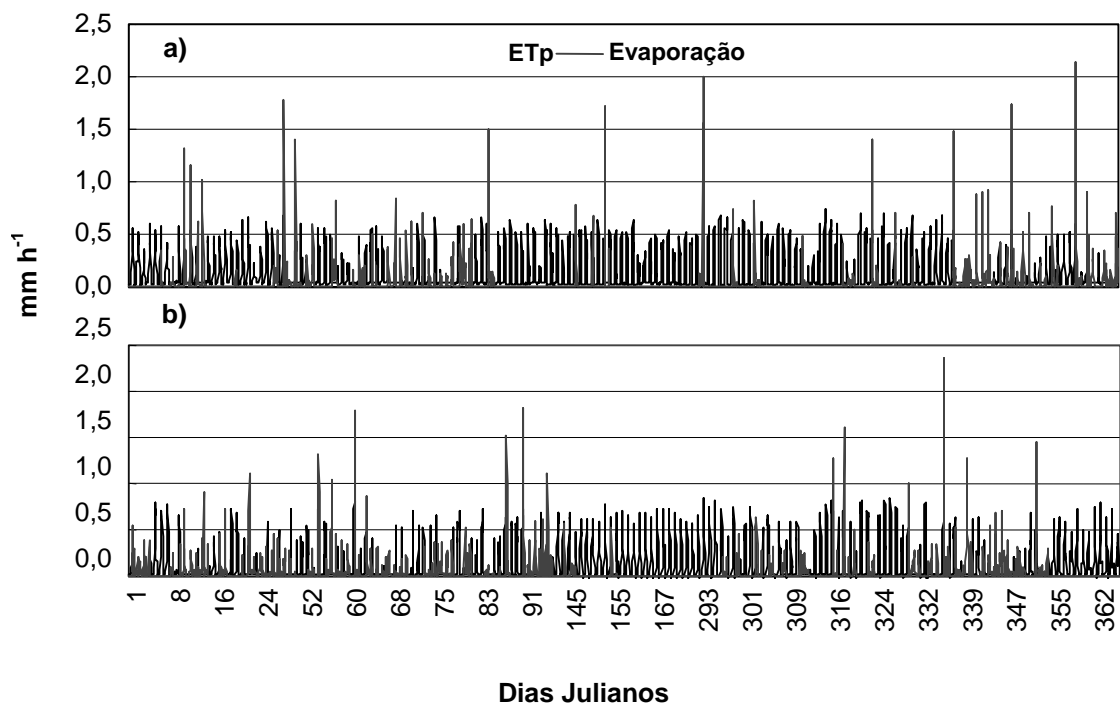


Figura 6 - Variação horária dos totais de evapotranspiração potencial e evaporação real da água interceptada pela floresta em Manaus (a) e Ji-Paraná (b).

transpiração pela floresta é mais dependente da condição seca ou molhada da vegetação.

A Figura 7 representa uma comparação, no período analisado, dos totais horários acumulados de chuva, da evaporação real e da evaporação potencial, entre as localidades estudadas. Pode-se verificar que, durante o período estudado, o total de água das chuvas, diretamente evaporado para o período, foi 11,2 % em Manaus e 12,6% em Ji-Paraná, valores semelhantes aos encontrados por UBARANA (1994) e LLOYD e MARQUES (1988). Tal fato pode ser explicado pelo maior total de evaporação potencial encontrado, uma vez que esta depende, exclusivamente, das condições climáticas, sendo independente do padrão dos eventos de chuva, ou características morfológicas da planta.

Analisando a distribuição de frequência das razões entre E e EP , na Figura 8, pode-se verificar também que em Manaus há mais ocorrência de picos de evaporação maiores que a evaporação potencial, enquanto em Ji-Paraná há

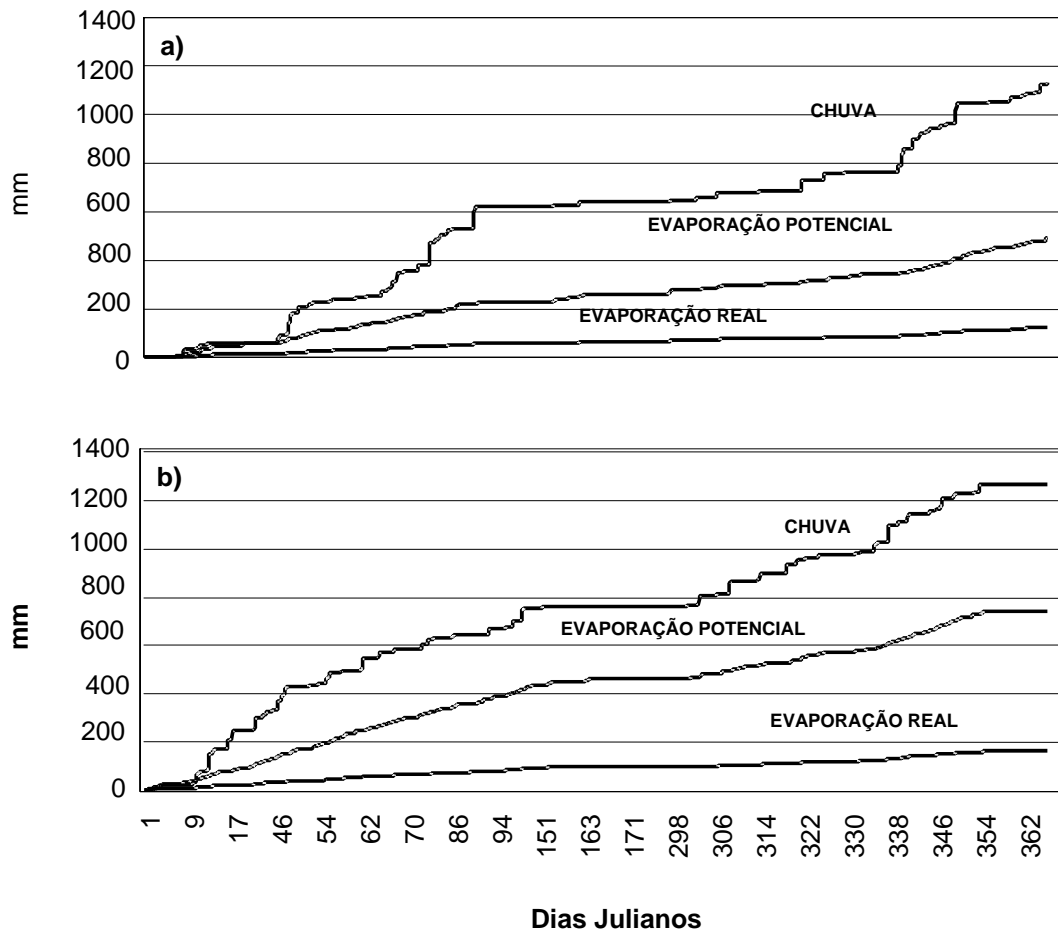


Figura 7 – Totais horários acumulados de chuva, evaporação potencial e evaporação real para as localidades de Manaus (a) e Ji-Paraná (b).

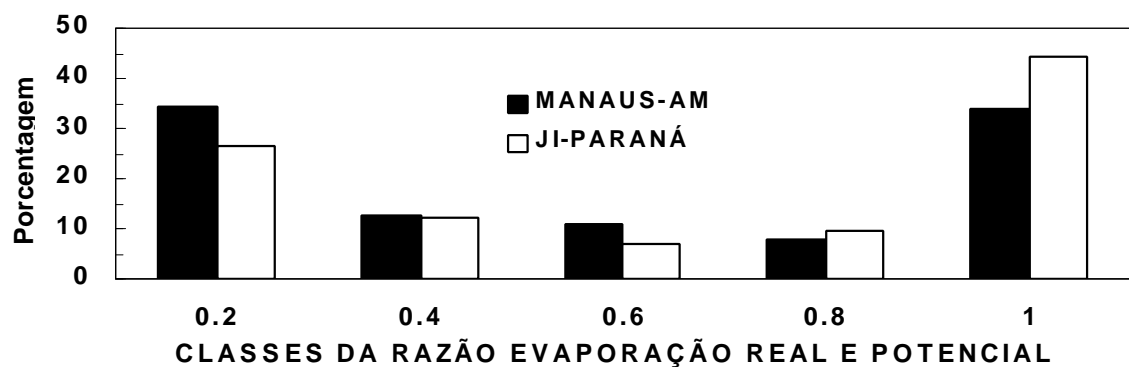


Figura 8 – Distribuição de frequência da razão entre evaporação real e potencial.

maior porcentagem nas classes 0,8 e 1, indicando que a transferência da água interceptada pelo dossel ocorre por mais tempo próxima à máxima possível, nesta localidade. Por outro lado, em Ji-Paraná esta transferência ocorre em uma menor porcentagem do tempo na classe 0,2, quando comparada à de Manaus.

Uma outra explicação para a ocorrência de maior taxa de perda de água por interceptação, em Ji-Paraná, pode ser observada na Figura 9, em que quase 50% das chuvas são menores ou iguais a 1 mm, enquanto em Manaus apenas 34% delas aparecem nesta classe.

A Figura 10 apresenta a distribuição de frequência da duração das chuvas em classes no período e nas localidades analisadas. Manaus apresentou maior frequência porcentual de chuvas com curta duração do que na maioria das outras classes; no entanto, Ji-Paraná teve o maior porcentual de chuvas no total, apresentando, inclusive, chuvas com duração superior a 11 horas.

Quanto maior for o tempo de distribuição do total de chuvas, maior será a perda de água por interceptação. O fato de o total de chuva, durante o período analisado, ser semelhante para os dois locais e de Ji-Paraná ter apresentado chuvas de maior duração também ajuda a explicar a maior porcentagem de perda de água por interceptação, nesta localidade.

Outro aspecto a observar é o intervalo de recorrência das chuvas, apresentado na Figura 11. Nesta figura, verifica-se maior frequência na classe de recorrência das chuvas de uma hora para Ji-Paraná e menor recorrência para a classe superior a 24 horas, em relação a Manaus. Neste estudo, uma chuva é considerada um período ininterrupto de horas, durante o qual se observou precipitação. Esta constatação também pode explicar o fato de Ji-Paraná ter apresentado a maior porcentagem de perda por evaporação da água interceptada, uma vez que, quanto menor for o período de recorrência das chuvas, mais tempo o dossel permanecerá molhado, o que, em outras palavras, significa que longas recorrências indicam menor frequência de chuvas.

Na Figura 12(a e b) foi analisada a evaporação durante as três primeiras horas após o término das chuvas, para as diferentes classes de chuva (0–1, 1–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–30, 30–40, 40–50, 50–60, 60–70 e 70–80 mm). De

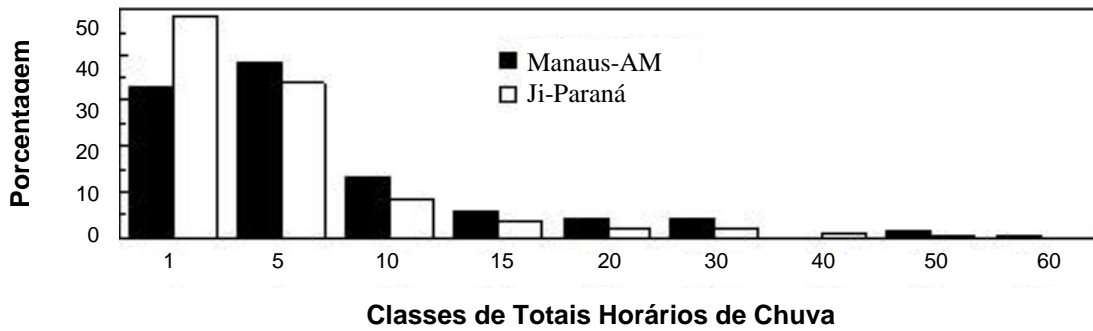


Figura 9 - Distribuição de freqüência dos totais horários de chuvas em classes.

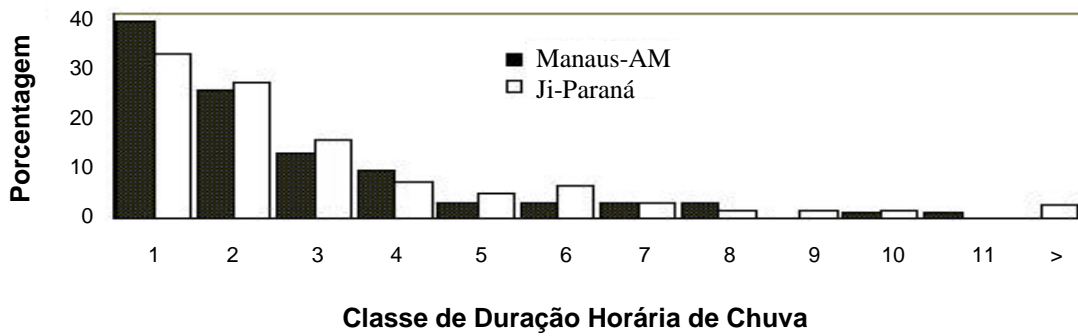


Figura 10 - Distribuição de freqüência da duração das chuvas em classes.

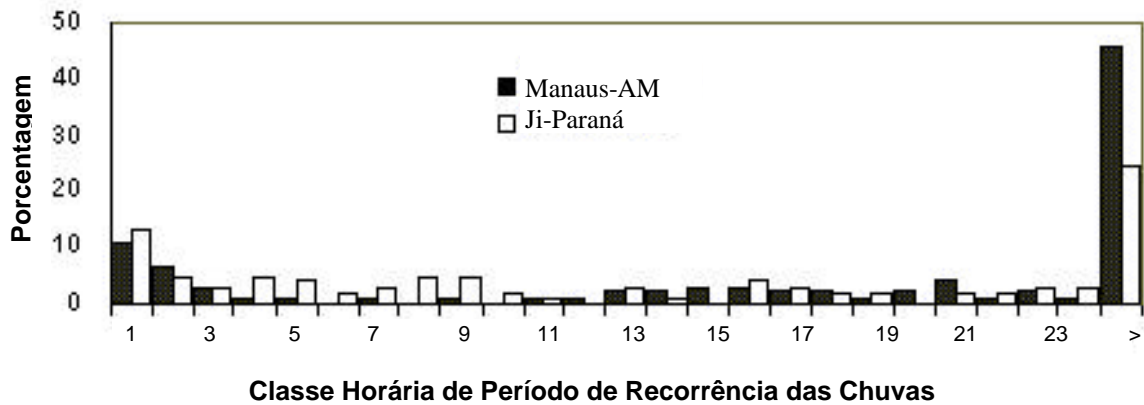


Figura 11 - Distribuição de freqüência dos períodos de recorrência das chuvas.

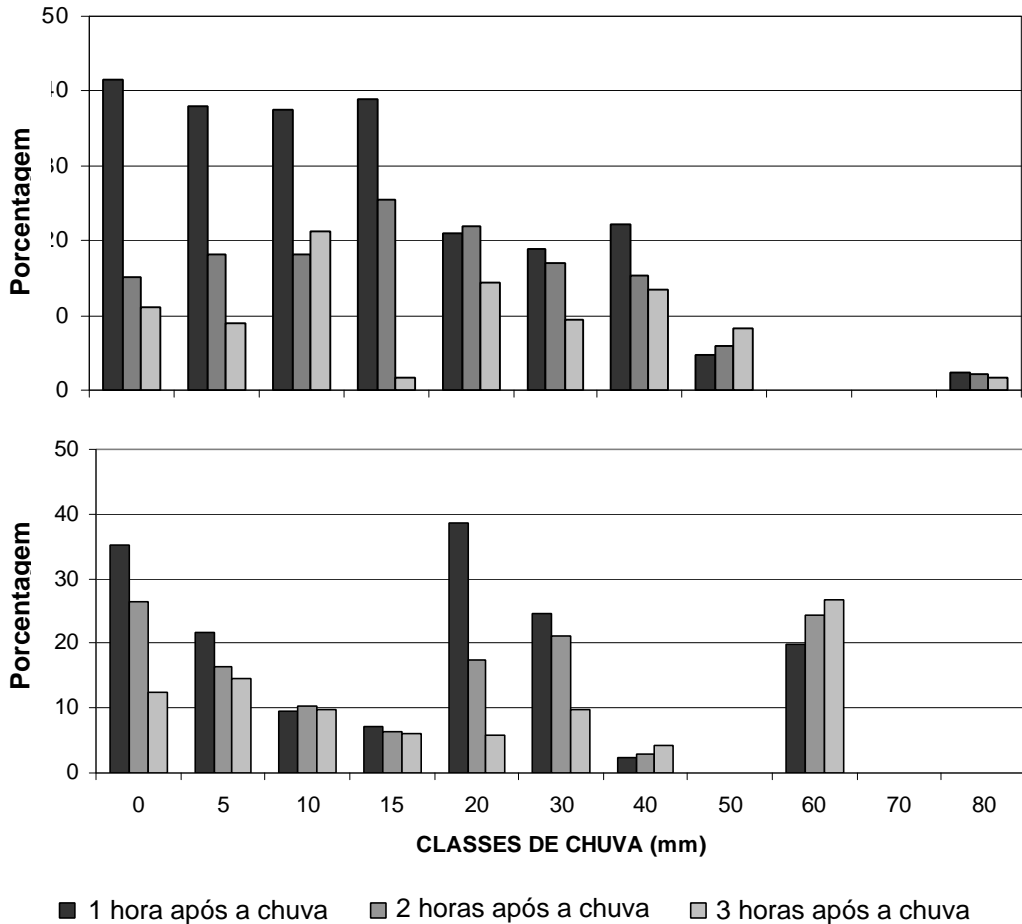


Figura 12 - Variação percentual da evaporação da água interceptada nas três primeiras horas após o término das chuvas para Manaus (a) e Ji-Paraná (b).

modo geral, a evaporação da água interceptada pela cobertura florestal nas três primeiras horas após o término das chuvas perfaz um total de 50% da perda por interceptação nas duas localidades. Este fato contradiz, em parte, as afirmações de LLOYD (1990), que, com base na intuição, considerou que o dossel da floresta na localidade central da Amazônia encontra-se completamente seco após decorridas três horas do final das chuvas.

Em Manaus, a maior evaporação é observada nas classes de até 15 mm, com destaque para a primeira hora após o término das chuvas, sendo este período responsável, em média, por 40% de toda evaporação. As classes maiores que

15 mm, nessa localidade, apresentam melhor distribuição da evaporação entre as classes.

Em Ji-Paraná observa-se menor contraste na evaporação entre as três primeiras horas após as chuvas, nas classes de até 15 mm. Observa-se também uma tendência de diminuir a contribuição da evaporação na primeira hora após o término das chuvas da classe de 1 mm até a de 15 mm, além de ser observada, na mesma variação de classes, uma diminuição da contribuição das três primeiras horas no total evaporado. As classes de 20, 30 e 60 mm apresentam uma contribuição significativa no total de água evaporada nessas três horas, o que não é observado na localidade de Manaus.

Esse comportamento diferenciado deve estar relacionado ao horário de ocorrência das chuvas nas duas localidades. Em Manaus, por predominar a ocorrência das chuvas no período da tarde, dispõe-se de maior quantidade de energia para o processo de evaporação, o que deve indicar um secamento mais precoce do dossel, comparado ao do Ji-Paraná, onde predominam as precipitações noturnas.

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Simulou-se a evaporação horária da água interceptada pela floresta, para o ano de 1992, aplicando o modelo de Rutter em duas localidades da bacia Amazônica. Os dados climáticos necessários a este estudo foram coletados durante a execução do Projeto ABRACOS. Verificou-se que a quantidade de água da chuva evaporada, diretamente, durante os períodos de molhamento do dossel atingiu níveis até três vezes maiores que aqueles da evapotranspiração potencial máxima, observados nas duas localidades. A maior frequência de chuvas de menor intensidade e o menor período de recorrência foram observados a sudeste da bacia.

Pode-se concluir que a quantidade de água da chuva evaporada, diretamente, durante os períodos de molhamento do dossel chegou a ser até três vezes maior que a evapotranspiração potencial máxima observada nas duas localidades. Durante o período de observação, a contribuição da evaporação direta da água interceptada correspondeu a 29% do total de água, transferida para a atmosfera pela floresta, em Manaus, e a 33% em Ji-Paraná. A perda total de água para o período, pela interceptação da água da chuva, foi de 11,2% em Manaus e de 12,6% em Ji-Paraná. A maior interceptação em Ji-Paraná pode ser explicada pela associação de alguns fatores, como: a evaporação real da água interceptada pela floresta em Ji-Paraná ocorre próxima à máxima possível, por

mais tempo, bem como pela maior frequência de chuvas menores ou iguais a 1 mm e pela maior duração e pelo menor período de recorrência das chuvas.

Concluiu-se, também, que a evaporação da água interceptada pela floresta em Ji-Paraná, nas três primeiras horas após o término das chuvas, foi menor que a observada em Manaus, o que pode estar associado ao fato de as chuvas na segunda localidade ocorrerem preferencialmente no período da tarde, momento do dia em que é observada maior disponibilidade de energia para o processo de evaporação, enquanto em Ji-Paraná as chuvas ocorrem preferencialmente no período noturno.

Analisando as chuvas em diferentes classes, nas duas localidades, concluiu-se que a evaporação da água interceptada pode chegar a 40% do total na primeira hora após a chuva, a 28% na segunda e a 20% na terceira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOAL, J.R., JIMENES, M.S., MORALES, D., HERNÁNDEZ, J.M. Rainforest interception in laureal forest in the Canary Islands. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.97, p.73-86, 1999.
- ELTAHIR, A.B., BRAS, R.L. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, n.120, p.861-880, 1994.
- FOLEY, J.A., PRENTICE, I.C., RAMANKUTTY, N., LEVIS, S., POLLARD, D., SITCH, S., HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, n.10, p.603-628, 1996.
- GASH, J.H.C. An analytical model of rainfall interception by forest. **Q. J. Roy. Meteor. Soc.**, n.105, p.43-45, 1979.
- GASH, J.H.C., MORTON, A.J. An application of the Rutter Model to the estimation of the interception loss from Thetford Forests. **Journal Hidrology.**, n.38, p.49-58, 1978.
- HODNETT, M.G., OYAMA, M.D., TOMASELLA, J., MARQUES, A.F. Comparisons of long-term soil water storage behavior under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: GASH, J., NOBRE, C.A., ROBERTS, J., VICTORIA, L. (Ed.) **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley Press, p.57-78, 1996.

- JETTEN, V.G. Interception of tropical rain forest: performance of a canopy water balance model. **Hidrology Processes.**, n.10, p.671-685, 1996.
- JORDAN, C.F., HEVNELDOP, J. The water budget of an Amazonian rain forest. **Acta Amazônica**, n.11, p.87-92, 1981.
- LEOPOLDO, P.R. **Aspectos hidrológicos da floresta Amazônica densa na região de Manaus-AM: repartição da chuva e respectivas composições em isótopos estáveis.** Botucatu-SP: UNESP, 1981. 111p. Tese (Livro Docência) - Faculdade de Ciências Agrônômicas, 1981.
- LEOPOLDO, P.R., FRANKEN, W., SALATI, E. Balanço hídrico de pequena bacia hidrográfica em floresta amazônica de terra-firme. **Acta Amazônica**, n.12, p.333-338, 1982a.
- LEOPOLDO, P.R., FRANKEN, W., MATSUI, E., SALATI, E. Estimativa da evapotranspiração de floresta amazônica de terra-firme. **Acta Amazônica**, n.12, p.23-28, 1982b.
- LLOYD, C.R. The temporal distribution of Amazonian rainfall and its implications for forest interception. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.116, p.1487-1494, 1990.
- LLOYD, C.R., MARQUES, A. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian Rain Forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, n.43, p.277-294, 1988.
- MARIN, C.T., BOLTEN, W., SEVINK, J. Gross rainfall and its partitioning throughfall, stemflow and evaporation of intercepted water in four ecosystems in western Amazonia. **Journal Hydrology.**, n.237, p.49-58, 2000.
- MARQUES, J., SALATI, E., SANTOS, J.M. Cálculo da evapotranspiração real na bacia Amazônica através do método aerológico. **Acta Amazônica**, n.10, p.357-361, 1977.
- MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n.2, p.107-117, 1987.
- MOLION, L.C. **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of deforestation effects.** Madison, 1979. 120p. Doutorado - Universidade de Wisconsin).
- MONTEITH, J.L. Evaporation and environment. **Symp. Soc. Exp. Biol.**, n.19, p.205-234, 1965.

- NAVAR, J., BRYAN, R.B. Fitting the analytical model of rainfall interception of Gash to individual shrubs of semi-arid vegetation in northeastern Mexico. **Agricultural Forest Meteorology**, n.68, p.133-143, 1994.
- NOBRE, C.A. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: importância do oceano Atlântico. **Climanálise**, v.3, n.4, p.30-35, 1988.
- OBREGON, G.O., NOBRE, C.A. Principal component analysis of precipitation fields over the Amazon River Basin. **Climanálise**, v.5, n.7, p.35-46, 1990.
- OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia**. São José dos Campos: INPE, 1986. 239p. Dissertação (Mestrado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).
- PEARCE, A.J., ROWE, L.K. Rainfall interception in a multistoried evergreen mixed forest estimates using Gash's analytical model. **Journal Hydrology**, n.49, p.341-353, 1981.
- PEREIRA, A.R., VILA NOVA, N.A., SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.
- RIBEIRO, A., VICTORIA, R.L., PEREIRA, A.R., VILLA NOVA, N.A., MARTINELLI, L.A., MORTATTI, J. Análise do regime pluviométrico da região amazônica a partir de dados de 11 localidades. 10 (1 e 2):25-35, 1996.
- RUTTER, A.J., KERSHAW, K.A., ROBINS, P.C., MORTON, A.J. A predictive model of rainfall interception in forest, I. Derivation of the model from observations in a corsican pine. **Agric. Meteorol.**, n.9, p.367-384, 1971.
- RUTTER, A.J., MORTON, A.J., ROBINS, P. C. A predictive model of rainfall interception in forest, II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. **J. Appl, Ecol.**, n.12, p.367-380, 1975.
- SALATI, E. The climatology and hydrology of Amazonia. In: PRANCE, G.T., LOVEJOY, T.E. (Eds.) **Amazonia, key environments**. Oxford: Pergamon Press, 1985. p.18-48.
- SALATI, E., DALL'OLIO, A., GAT, J., MATSUI, E. Recycling of water in Amazon basin: an isotope study. **Water Resource. Research.**, n.15, p.1250-1258, 1979.
- SATYAMURTI, J., RAO, V.B. Zona de convergência do Atlântico. **Climanálise**, v.3, n.3, p.31-32, 1988.

- SCHELLEKENS, J., SCATENA, F.N., BRUIJNZEEL, L.A., WICKEL, A.J. Modeling rainfall interception by a lowland tropical rain forest in northeastern Puerto Rico. **Journal of Hidrology**, n.255, p.168-184, 1999.
- SELLERS, P.J., RANDALL, D.A., COLLATZ, J.A., BERRY, C.B.E., COLLELO, G.D. A revised land surface parametrization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation. **J. Climate**, n.9, p.676-705, 1996.
- SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., LLOYD, C.R., MOORE, C.J., ROBERTS, J., MARQUES, A.O., FISH, G.F., DE PAULA SILVA, V., RIBEIRO, M.N.G., MOLION, L.C., ABREU SÁ, L.D., NOBRE, C.A., CABRAL, M.R.O., PATEL, S.R., MORAES, J.C. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, n.110, p.1143-1162, 1984.
- SHUTTLEWORTH, W.J. Evaporation from Amazonian rain forest. **Proc. R. Soc. Ser. B**, n.233, p.321-346, 1988.
- SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., LLOYD, C.R., MOORE, C.J., ROBERTS, J., MOLION, L.C., NOBRE, C.A., ABREU SÁ, L.D., MARQUES, A.O., FISH, G.F., JANUÁRIO, M., FATTORI, A.P., RIBEIRO, M.N.G. Amazonian evaporation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n.2, p.179-191, 1987.
- THORNTHWAITE, C.W. An approach toward a rational classification of climate. **Geogr. Rev.**, n.38, p.55-94, 1948.
- UBARANA, V.N. **Experimentos observacionais e modelagem das perdas por interceptação da precipitação na floresta amazônica**. São José dos Campos: INPE, 1994. 87p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1994.
- UBARANA, V.N. Observation and modelling of rainfall interception in two experimental sites of Amazonian forest. In: GASH, J., NOBRE, C.A., ROBERTS, J., VICTORIA, R.L. (Eds.) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley Press, p.151-162, 1996.
- VALENTE, F., DAVID, J.S., GASH, J.H.C. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. **Journal of Hidrology**, n.190, p.141-162, 1997
- VILLA NOVA, N.A., SALATI, E., MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na bacia Amazônica. **Acta Amazônica**, n.6, p.215-228, 1976.

WRIGHT, I.R., NOBRE, C.A., TOMASELA, J., ROCHA, H.R., ROBERTS, J. M., VERTAMATTI, E., CULF, A. D., ALVALÁ, R.C.S., HODNETT, M.G., UBARANA, V.N. Towards a GCM surface parameterization of Amazonia. In: GASH, J., NOBRE, C.A., ROBERTS, J., VICTORIA, R.L. (Eds.) **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley Press, p.473-504, 1996.

ZENG, N., SHUTTLEWORTH, J.W., GASH, J.H.C. Influence of temporal variability of rainfall on interception loss. Part I. Point analysis. **Journal of Hydrology**, n.228, p.228-241, 2000.

APÊNDICE

APÊNDICE A

Quadro 1A - Resumo dos dados de precipitação, intensidade, recorrência e perdas de água por interceptação por evento de chuva na localidade de Manaus, no primeiro semestre de 1992

Duração	Intensidade	Int. Média	Recorrência	Perdas
1	0,77	0,77	39	0,34
5	31,36	6,27	52	0,15
2	6,91	3,45	15	1,68
2	14,72	7,36	30	0,17
2	2,43	1,21	20	1,19
1	2,3	2,30	132	0,05
2	0,64	0,32	226	0,58
5	1,15	0,23	39	0,13
2	28,03	14,0	187	0,28
2	10,49	5,24	1	0,63
3	2,66	0,88	98	1,66
11	57,89	5,26	2	0,14
3	38,74	12,9	87	0,48
4	16,13	4,03	7	0,43
1	4,48	4,48	26	1,44
8	50,05	6,25	9	0,28
7	35,07	5,01	1	0,36
1	0,38	0,38	3	0,002
2	24,32	12,2	19	1,73
1	0,64	0,64	42	0,22
2	13,82	6,91	3	0,37
3	2,69	0,89	2	0,006
4	4,22	1,05	13	0,9
6	4,86	0,81	74	1,29
7	7,8	1,11	3	0,53
2	1,28	0,64	2	1,39
1	0,51	0,51	67	0,0026
2	7,16	3,58	29	0,36
1	1,41	1,41	48	0,49
4	22,52	5,63	67	0,87
3	13,7	4,56	23	1,31
4	24,45	6,11	14	0,34
5	37,37	7,47	21	0,82
4	4,87	1,21	18	0,81
1	1,79	1,79	45	0,28
3	23,56	7,85	23	0,32
6	94,47	15,7	45	0,59
8	13,57	1,69	17	0,59
4	16,39	4,09	16	0,37
1	0,9	0,90	1	0,19
2	16,13	8,06	29	0,42
2	1,41	0,70	11	0,63
2	1,02	0,51	2	0,2
3	6,01	2,00	2	0,4
1	1,15	1,15	21	0,63
10	88,31	8,83	72	2,44
1	0,51	0,51	326	0,23
3	5,38	1,79	48	1,14
4	7,8	1,95	51	0,54
3	10,37	3,45	14	1,35
1	2		30	0,67

Quadro 2A - Resumo dos dados de precipitação, intensidade, recorrência e perdas de água por interceptação por evento de chuva na localidade de Manaus, no segundo semestre de 1992

Duração	Intensidade	Int. Média	Recorrência	Perdas
1	0,51	0,51	2.130	0
1	0,40	0,40	18	0
1	2,00	2,00	69	0
1	2,94	2,94	16	1,05
2	6,65	3,33	1	3,49
3	15,23	5,08	117	1,05
2	16,76	8,38	91	0,9
1	6,02	6,02	96	0,48
1	1,02	1,02	89	0,25
3	44,93	14,98	166	0,17
2	4,22	2,11	21	1,92
4	18,30	4,58	95	0,4
1	10,88	10,88	1	0,69
1	0,64	0,64	89	1,64
2	24,45	12,23	74	1,72
8	70,13	8,77	163	0,08
2	2,56	1,28	17	0,52
3	34,95	11,65	28	0,48
2	23,68	11,84	12	0,52
1	5,38	5,38	25	0,9
1	1,15	1,15	24	0,11
1	3,07	3,07	2	0,05
6	11,77	1,96	1	2,28
1	0,38	0,38	15	0,3
1	14,34	14,34	1	0,18
1	2,69	2,69	40	0,38
2	6,02	3,01	29	2,43
7	79,49	11,36	20	0,47
1	1,15	1,15	18	0,52
1	2,56	2,56	22	0,38
1	0,77	0,77	21	0,22
1	2,05	2,05	48	0,75
1	0,38	0,38	48	0,13
2	18,05	9,03	16	2,55
2	2,05	1,03	77	1,31
1	5,25	5,25	45	0,49
3	6,79	2,26	4	0,74
2	0,96	0,48	13	0,03
1	1,54	1,54	41	0,16
1	0,51	0,51	1	0,15
1	2,30	2,30	5	0,22
4	32,73	8,18	1	0,1
1	0,77	0,77	15	0,08
1	1,66	1,66	1	0,7

Quadro 3A - Resumo dos dados de precipitação, intensidade, recorrência e perdas de água por interceptação por evento de chuva na localidade de Ji-Paraná, no primeiro semestre de 1992

Duração	Intensidade	Int. Média	Recorrência	Perdas
3	1,40	0,47	3	
3	1,02	0,34	10	0,77
6	2,57	0,43	5	0,094
6	5,12	0,85	9	0,45
4	3,84	0,96	1	0,16
1	0,26	0,26	99	0,39
2	1,53	0,77	39	0,15
9	15,24	1,69	4	0,57
14	37,54	2,68	4	1,2
3	4,73	1,58	8	0,17
3	1,28	0,43	4	0,04
5	2,57	0,51	13	0,19
13	71,54	5,50	7	0,88
2	11,39	5,70	8	1,25
5	8,44	1,69	38	0,12
1	1,40	1,40	16	1,3
6	37,38	6,23	1	1,03
6	1,56	0,26	8	0,36
1	35,71	35,71	71	0,01
1	0,64	0,64	16	3,97
2	1,40	0,70	9	0,14
2	12,03	6,02	1	0,46
6	36,74	6,12	24	0,19
6	14,47	2,41	14	0,52
3	14,73	4,91	31	0,43
4	47,36	11,84	2	0,82
3	1,54	0,51	1	0,68
10	14,22	1,42	2	1,25
5	36,36	7,27	18	0,33
7	24,71	3,53	17	0,24
12	37,02	3,09	5	0,85
1	0,64	0,64	24	0,26
2	4,86	2,43	73	0,18
5	3,84	0,77	5	0,65
2	2,81	1,41	30	1,29
1	0,51	0,51	24	0,23
4	19,72	4,93	6	0,2
4	11,14	2,79	7	0,29
8	16,51	2,06	4	0,21
4	2,42	0,61	19	1,5
10	3,10	0,31	18	0,25
1	0,26	0,26	1	0,001
1	0,26	0,26	4	0,006
2	3,96	1,98	28	0,3
2	6,15	3,08	47	0,014
6	40,83	6,81	4	1,24
1	0,26	0,26	21	0,004
1	0,51	0,51	3	0,005
4	1,41	0,35	2	0,63
1	0,38	0,38	21	0,42

Quadro 3A, Cont.

Duração	Intensidade	Int. Média	Recorrência	Perdas
5	21,12	4,22	12	0,24
7	4,48	0,64	1	0,73
1	0,26	0,26	1	0,54
1	0,26	0,26	19	0,06
1	0,51	0,51	9	0,1
5	10,75	2,15	22	0,108
3	1,92	0,64	1	1,1
2	1,41	0,71	83	0,83
4	16,00	4,00	32	0,07
5	20,87	4,17	23	0,02
2	0,64	0,32	1	0,2
3	1,92	0,64	2	0,96
3	2,30	0,77	16	0,09
1	0,51	0,51	6	0,2
7	2,31	0,33	3	0,05
3	1,16	0,39	55	1,5
1	0,26	0,26	1	0,3
1	0,26	0,26	2	0,07
7	7,16	1,02	1	0,69
2	0,89	0,45	71	0,8
1	0,26	0,26	56	0,45
1	29,57	29,57	30	0,43
2	4,74	2,37	69	1,22
1	0,26	0,26	9	0,63
1	1,15	1,15	10	0,58
3	20,87	6,96	13	0,29
1	5,50	5,50	8	0,142
2	0,52	0,26	1	0,6
3	40,96	13,65	23	0,07
2	6,40	3,20	5	0,68
2	3,33	1,67	13	0,8
2	4,22	2,11	67	0,45
2	0,90	0,45	64	0,43
9	120,71	13,41	11	1,21
3	2,82	0,94	50	0,63
2	4,73	2,37	17	0,58
2	1,28	0,64	26	0,27
3	9,72	3,24	1	0,8
2	0,89	0,45	42	0,12
2	2,68	1,34	16	0,77
3	13,96	4,65	31	0,14
2	0,77	0,39	17	0,6
2	16,64	8,32	23	0,75
1	0,26	0,26	7	0,57
3	18,56	6,19		0,48
1	9,86	9,86		0,11

Quadro 4A - Resumo dos dados de precipitação, intensidade, recorrência e perdas de água por interceptação por evento de chuva na localidade de Ji-Paraná, no segundo semestre de 1992

Duração	Intensidade	Int. Media	Recorrência	Perdas
1	2,7	2,7		1,06
1	27	27	1	2,33
2	24	12	102	2,23
2	1,9	0,95	1	2,04
2	2,2	1,1	196	1,01
1	0,5	0,5	1	0,98
2	1	0,5	10	2,67
2	16	8	94	0,5
1	1,2	1,2	77	3,07
3	1,7	0,56	57	0,3
1	0,6	0,6	33	6,33
6	4,9	0,81	26	2,16
2	0,8	0,4	2	1,08
1	1,7	1,7	1	2,33
2	15	7,5	24	0,03
2	0,9	0,45	27	3,06
4	5,1	1,27	67	1,41
3	11	3,66	87	0,14
1	0,8	0,8	141	0,71
1	2,3	2,3	103	0,32
1	0,9	0,9	1	0,37
5	4,6	0,92	68	0,06
1	0,9	0,9	70	0,165
1	0,9	0,9	24	2,57
4	7,5	1,87	16	1,82
1	2,8	2,8	66	0,24
2	2	1	170	0,33
6	6,4	1,06	54	1,41
3	2,8	0,93	76	0,51
6	8,4	1,4	53	0,06
1	0,6	0,6	1	0,13
1	1,8	1,8	45	0,39
3	2,5	0,83	67	0,15
4	6	1,5	13	1,57
2	18	9	118	1,91
2	11	5,5	43	0,16
2	2,4	1,2	38	0,7
3	5,4	1,8	56	0,04
1	0,5	0,5	4	1,25
2	1,7	0,85	159	0,075
1	1,5	1,5	2	0,1
1	0,6	0,6	12	0,74
2	1,3	0,65	2	0,51

Quadro 4A, Cont.

Duração	Intensidade	Int. Media	Recorrência	Perdas
2	0,8	0,4	2	0,5
7	4,6	0,65	57	0,21
2	2,2	1,1	8	0,33
1	1	1	43	2,89
6	12	2	3	0,76
2	6,5	3,25	39	7,04
18	1,9	0,10	35	0,06
2	1,3	0,65	53	0,48
3	2,8	0,93	30	0,15
1	0,6	0,6	4	0,67
1	6,5	6,5	22	1,13
2	6,1	3,05	21	0,33
3	12	4	3	0,39
1	1,3	1,3	18	0,27
4	3,9	0,97	33	0,25
1	1	1	11	1,8
2	2	1	64	0,027
1	1,4	1,4	10	0,15
4	8,4	2,1	19	