

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

PEDRO LUIZ BORGES CHAFFE

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DO PROCESSO
CHUVA-VAZÃO DE UMA PEQUENA BACIA
FLORESTAL COM ÊNFASE EM INTERCEPTAÇÃO**

**FLORIANÓPOLIS
2009**

PEDRO LUIZ BORGES CHAFFE

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DO PROCESSO
CHUVA-VAZÃO DE UMA PEQUENA BACIA
FLORESTAL COM ÊNFASE EM INTERCEPTAÇÃO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Masato Kobiyama, Dr.

FLORIANÓPOLIS

2009

**“ MONITORAMENTO E MODELAGEM DO PROCESSO CHUVA-VAZÃO DE
UMA PEQUENA BACIA FLORESTAL COM ÊNFASE EM INTERCEPTAÇÃO “**

PEDRO LUIZ BORGES CHAFFE

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós - Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de

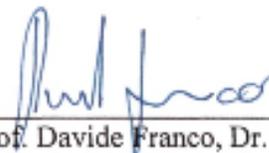
MESTRE EM ENGENHARIA AMBIENTAL

na Área de Engenharia Ambiental.

Aprovado por:



Prof. Carlos de Oliveira Galvão, Dr.



Prof. Davide Franco, Dr.



Prof. Flávio Rubens Lapolli, Dr.
(Coordenador)



Prof. Masato Kobiyama, Dr.
(Orientador(a))

Agradecimentos

Esta dissertação é o resultado da oportunidade inspiradora que tive de passar 5 anos de convivência e trabalho no Laboratório de Hidrologia - LABHIDRO da Universidade Federal de Santa Catarina. Várias são as pessoas que contribuíram com esse trabalho e, portanto, a quem devo agradecer.

Ao Professor Masato Kobiyama, pelos ensinamentos, amizade, confiança e pelo impacto inestimável que teve sobre minha educação. Segundo Feynman “...o melhor ensino só pode ser praticado quando há uma relação individual direta entre um estudante e um bom professor.”, tive a sorte de contar com um excelente.

A todos os amigos do LABHIDRO, pelos bons momentos no trabalho e nas horas de lazer, pela amizade e ensinamentos.

À Joana pelo carinho e companheirismo além da ajuda indispensável na elaboração de diversas figuras e formatação deste trabalho.

Ao Professor Irani da UFPR, pela amizade, conselhos, bons momentos no campo e disponibilização de vários dados e figuras necessárias para elaboração deste trabalho. Extendo aos membros do Laboratório de Hidro-Geomorfologia da UFPR.

Aos Professores Davide Franco (UFSC) e Carlos de Oliveira Galvão (UFCG), pelo tempo dispensado como banca deste trabalho e pela contribuição na melhoria da qualidade do mesmo.

Ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental (PPGEA) da UFSC e à Secretaria do PPGEA pela oportunidade e auxílio durante a realização deste trabalho.

À empresa Battistella Florestas pela liberação da área de estudo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pelo auxílio financeiro.

Finalmente, mas não menos importante, à minha família a quem de uma maneira ou outra devo o que sou.

Muito Obrigado!

Resumo

O presente trabalho investigou o processo chuva-vazão da bacia do Rio Saci através de monitoramento e modelagem hidrológica, com ênfase no processo de interceptação. Essa bacia tem 10,2 ha, sendo que 8,7 ha são compostos de pinus e o restante mata nativa. A interceptação foi estimada através da medição de precipitação total, precipitação interna e escoamento de tronco. Foram obtidos dados com resolução temporal de 10 min com início no dia 23/08/2008 e final no dia 17/11/2008. Uma série de vazão de mesmo tamanho foi medida através do uso de um vertedor acoplado a uma calha parshall e com um sensor de nível ligado a um *datalogger*. A evapotranspiração potencial para o período foi calculada com o modelo de Penman modificado usando dados do INMET. O modelo de Rutter esparso e o Tank Model com 4 tanques foram utilizados para modelagem do processo chuva-vazão. O método GLUE foi utilizado para análise de incerteza e sensibilidade dos modelos. A evapotranspiração potencial máxima calculada foi de 0,11 mm/10 min e mínima de 0,01 mm/10 min. A precipitação total medida foi de 665 mm e a precipitação interna, escoamento de tronco e perda por interceptação corresponderam a 71,2%, 7,4% e 21,4% da precipitação total, respectivamente. O modelo de Rutter esparso mostrou-se satisfatório para simulação da interceptação e apresentou maior sensibilidade aos parâmetros de armazenamento e a proporção de água desviada de copa para tronco. A série de vazão monitorada foi dividida em três outras sub-séries: Série 1 (seca), Série 2 (transição) e Série 3 (úmida). O Tank Model usando precipitação total (*Tank Pg*), precipitação líquida e o Tank Model com modelo de Rutter esparso acoplado foi aplicado nas três séries. Todos os modelos mostraram-se com resultados semelhantes nas Série 2 e 3. Porém, a calibração do *Tank Pg* com precipitação total na fase seca foi muito inferior aos demais, mostrando a importância da interceptação nesse caso.

Palavras-chave: Interceptação, chuva-vazão, Tank Model, modelo de Rutter, sensibilidade, incerteza.

Abstract

This work investigated the rainfall-runoff process of the Saci River catchment through hydrological monitoring and modeling, emphasizing the interception aspects of it. This catchment area is approximately 10.2 ha, in which around 8.7 ha are *Pinus* sp. afforestation while 1.5 ha is considered to be native forest. Rainfall interception was estimated indirectly by measuring gross rainfall, throughfall and stemflow. A series of data starting from the 23/08/2008 to the 17/11/2008 with 10 min time resolution was obtained. A discharge time series of the same length temporal resolution as rainfall was measured by using a Parshall flume coupled with a weir system and with a water level gauge connected to a datalogger. Potential evapotranspiration was calculated for the same period using the modified Penman method and INMET data. Rainfall interception and rainfall-runoff process was simulated with the Sparse Rutter Model and with the Tank Model, respectively. The GLUE method was used for uncertainty and sensitivity analysis of both models. The maximum potential evapotranspiration calculated was 0.11 mm/10 min and the minimum was 0.01 mm/10 min. The total amount of gross rainfall measured was 665 mm and throughfall, stemflow and interception corresponded to 71.2%, 7.4% and 21.4% of gross rainfall, respectively. The Sparse Rutter Model showed satisfactory results in simulating interception and greater sensitivity to the storage and to the drainage partitioning coefficient parameters. The discharge series was subdivided in three other series: Series 1 (dry), Series 2, (transition) and Series 3 (humid). The Tank Model with gross rainfall input (*Tank Pg*), the Tank Model with net rainfall input and the Tank Model coupled with the Sparse Rutter Model were applied in all those discharge series. All models showed similar results when applied to Series 1 and 2. However, the simulation results using *Tank Pg* in the dry series was inferior to the other models. This shows that interception plays a major role for rainfall-runoff simulation especially in dry climate conditions.

Key-words: Rainfall Interception, Rainfall-Runoff, Tank Model, Rutter Model, sensitivity & uncertainty analysis.

Sumário

AGRADECIMENTOS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT	xi
SUMÁRIO	xiii
LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xvii
LISTA DE SÍMBOLOS	xix
1. INTRODUÇÃO	23
1.1 MOTIVAÇÃO.....	23
1.2 OBJETIVOS	24
1.2.1 Geral.....	24
1.2.2 Específicos	24
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1 INFLUÊNCIA HIDROLÓGICA DA FLORESTA	27
2.2 INTERCEPTAÇÃO	29
2.2.1 Modelos de Interceptação	30
2.2.2 Modelo de Rutter	34
2.2.3 Modelo de Rutter para caso esparso (<i>Sparse Rutter Model</i>).....	37
2.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	40
2.3.1 Método de Penman Modificado	41
2.4 MODELAGEM HIDROLÓGICA	42
2.4.1 Calibração e Incerteza.....	45
2.4.2 Tank Model.....	46
3. MATERIAIS E MÉTODOS	51
3.1 ÁREA DE ESTUDO.....	51

3.2	MONITORAMENTO	53
3.2.1	Interceptação	53
3.2.2	Vazão	55
3.3	MODELAGEM	56
3.3.1	Evapotranspiração Potencial	56
3.3.2	Interceptação	58
3.3.3	Chuva-Vazão	59
3.3.4	Acoplamento do Modelo de Interceptação com Chuva-Vazão	60
3.3.5	Análise de Sensibilidade e Incerteza	61
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	63
4.1	EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL	63
4.2	INTERCEPTAÇÃO	64
4.2.1	Monitoramento	64
4.2.2	Modelagem	70
4.3	PROCESSO CHUVA-VAZÃO	80
4.3.1	Monitoramento	80
4.3.2	Modelagem	81
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	89
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

Lista de Figuras

Figura 2.1 Fluxograma do modelo Rutter.....	35
Figura 2.2 <i>Sparse Rutter Model</i>	39
Figura 2.3 Processo de modelagem hidrológica.....	43
Figura 2.4 Estrutura conceitual do Tank Model.....	47
Figura 2.5 Diferentes condições de umidade da bacia que o Tank Model pode representar.....	48
Figura 2.6 Diferentes estruturas de tanque.....	48
Figura 3.1 Área de estudo, mapa de localização da bacia experimental do Rio Saci.....	52
Figura 3.2 Área de estudo, uso do solo. (a) Foto aérea. (b) Pinus. (c) Mata nativa.....	53
Figura 4.1 Evapotranspiração potencial diária calculada com o método de Penman modificado.	63
Figura 4.2 Evapotranspiração potencial calculada para intervalos de 10 min.....	64
Figura 4.3 Série de dados monitorados de precipitação total, precipitação interna e escoamento de tronco.....	65
Figura 4.4 Volumes totais de escoamento de tronco (S_f), precipitação interna (T_f) e precipitação total (P_g) registrados em cada um dos 31 eventos.....	66
Figura 4.5 Intensidade máxima registrada de escoamento de tronco (S_f), precipitação interna (T_f) e precipitação total (P_g) em cada um dos 31 eventos.....	66
Figura 4.6 Relação entre interceptação relativa ao total precipitado e precipitação total.....	67
Figura 4.7 Fotos tiradas da copa acima da medição de precipitação interna para estimativa do parâmetro de cobertura c . (a) Ponto de medição P5. (b) Ponto de medição P8.....	67
Figura 4.8 Relação entre precipitação interna e precipitação total.....	68
Figura 4.9 Relação entre escoamento de tronco e precipitação total.....	69
Figura 4.10 Relação entre escoamento de tronco e precipitação interna descontada de precipitação na parte descoberta, $T_f - (1 - c) P_g$	69
Figura 4.11 Precipitação total observada, precipitação interna e escoamento de tronco observados e simulados com as 8 combinações de parâmetros.....	71
Figura 4.12 Precipitação interna, escoamento de tronco, precipitação líquida e interceptação acumulados, dados simulados com as 8 combinações de parâmetros diferenciados pelo parâmetro de cobertura de copa c . (a) Precipitação interna acumulada. (b) Escoamento de tronco acumulado. (c) Precipitação líquida acumulada. (d) Interceptação acumulada.	73
Figura 4.13 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 4, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o $Nash^*$ do escoamento de tronco foi maior que zero.....	74

Figura 4.14 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 4, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o erro da interceptação foi menor que 2%.....	74
Figura 4.15 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 17, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o <i>Nash*</i> do escoamento de tronco foi maior que zero.	75
Figura 4.16 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 17, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o erro da interceptação foi menor que 2%.....	75
Figura 4.17 Dispersão dos valores de <i>Nash*</i> do escoamento de tronco (<i>Sf</i>) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparso obtidos com 10.000 simulações.....	76
Figura 4.18 Dispersão dos valores de <i>Nash*</i> da precipitação interna (<i>Tf</i>) de tronco pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparso obtidos com 10.000 simulações.	77
Figura 4.19 Dispersão dos valores de <i>Nash*</i> da precipitação líquida (<i>Rn</i>) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparso obtidos com 10.000 simulações.....	77
Figura 4.20 Dispersão dos valores de <i>Erro1</i> do escoamento de tronco (<i>Sf</i>) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparso obtidos com 10.000 simulações.....	78
Figura 4.21 Dispersão dos valores de <i>Erro1</i> da precipitação interna (<i>Tf</i>) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparso obtidos com 10.000 simulações.	78
Figura 4.22 Dispersão dos valores de <i>Erro1</i> da precipitação líquida (<i>Rn</i>) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparso obtidos com 10.000 simulações.....	79
Figura 4.23 Dispersão dos valores de erro relativo da interceptação pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparso obtidos com 10.000 simulações.....	79
Figura 4.24 Série de dados monitorados de vazão dividida em três fases: fase seca, Série 1; fase de transição, Série 2; e fase úmida, Série 3.....	80
Figura 4.25 Simulações com <i>Nash</i> maior que zero para Série 1. (a) Tank com precipitação total. (b) Tank com precipitação líquida. (c) <i>Tank+Rutter</i> com precipitação total.....	83
Figura 4.26 Simulações com <i>Nash</i> maior que zero para Série 2. (a) Tank com precipitação total. (b) Tank com precipitação líquida. (c) <i>Tank+Rutter</i> com precipitação total.....	84
Figura 4.27 Simulações com <i>Nash</i> maior que zero para Série 3. (a) Tank com precipitação total. (b) Tank com precipitação líquida. (c) <i>Tank+Rutter</i> com precipitação total.....	85

Lista de Tabelas

Tabela 4.1 Valores estimados de precipitação total (P_g), precipitação interna, escoamento de tronco e perda por interceptação.	65
Tabela 4.2 Parâmetros estimados do modelo de interceptação.....	70
Tabela 4.3 Combinações possíveis de parâmetros.....	70
Tabela 4.4 Valores de $Nash^*$ e $Erro1$ para escoamento de tronco ($Stemflow$), precipitação interna ($Throughfall$) e precipitação líquida (Rn) e Erro relativo da interceptação para as 8 combinações de parâmetros.....	72
Tabela 4.5 Intervalo dos parâmetros usados nas simulações com o modelo de Rutter esparsos.	73
Tabela 4.6 Intervalo dos parâmetros do Tank Model usados nas simulações.	81
Tabela 4.7 Resultados das 10.000 simulações feitas para as três séries com os três modelos. N é o número de simulações com $Nash$ da vazão acima de zero. $Nash_b$ é o maior valor de $Nash$ da vazão obtido nas simulações. T_{out} é o número de passos de tempo em que a vazão observada esteve fora do intervalo de confiança. V_{out} é o volume observado que ficou fora do intervalo de confiança. $Area_{in}$ é a área total do intervalo de confiança.	82
Tabela 4.8 Valores médios (Média) e desvio padrão (Desvio) dos parâmetros do Tank Model usando precipitação total como entrada ($Tank Pg$); Tank Model usando precipitação líquida como entrada ($Tank Rn$); e Tank Model com modelo de Rutter esparsos acoplado usando precipitação total como entrada ($Tank+Rutter$) para as simulações com $Nash$ acima de 0.....	87
Tabela 4.9 Valores médios (Média) e desvio padrão (Desvio) dos parâmetros do Tank Model usando precipitação total como entrada ($Tank Pg$); Tank Model usando precipitação líquida como entrada ($Tank Rn$); e Tank Model com modelo de Rutter esparsos acoplado usando precipitação total como entrada ($Tank+Rutter$) para as simulações com $Nash$ acima de 0.....	87

Lista de Símbolos

Símbolo	Descrição
a	Coefficiente de regressão
$Area_{in}$	Área total do intervalo de confiança
b	Coefficiente de regressão
c	Proporção de cobertura florestal
C	Volume de água na copa
C_1U	Coefficiente da abertura da saída lateral superior do primeiro tanque
C_1D	Coefficiente da abertura da saída lateral inferior do primeiro tanque
C_1I	Coefficiente da abertura da saída de percolação do primeiro tanque
C_2D	Coefficiente da abertura da saída lateral do segundo tanque
C_2I	Coefficiente da abertura da saída de percolação do segundo tanque
C_3I	Coefficiente da abertura da saída de percolação do terceiro tanque
C_4D	Coefficiente da abertura da saída lateral do quarto tanque
C_c	Volume de água na copa por unidade de cobertura
C_t	Volume de água no tronco
D	Taxa de drenagem de copa
D_c	Drenagem de copa por unidade de cobertura
D_s	Taxa de drenagem de copa quando $C = S$
E	Taxa de evaporação
\bar{E}	Taxa de evaporação média para copa saturada
ea	Pressão de saturação do vapor da água
E_c	Taxa de evaporação por unidade de cobertura
ed	Pressão de saturação real do vapor no ar
E_p	Evapotranspiração potencial
E_t	Taxa de evaporação de tronco
$E_{t,c}$	Taxa de evaporação de tronco por unidade de cobertura
$Erro1(\Theta)$	Erro relativo para o conjunto de parâmetros Θ
F	Fator de correção
$f(u)$	Função relacionada com o vento
h	Altura de água no tanque
H_1U	Altura da saída lateral superior do primeiro tanque

Símbolo	Descrição
H_1D	Altura da saída lateral inferior do primeiro tanque
H_2D	Altura da saída lateral do segundo tanque
H_3D	Altura da saída lateral do terceiro tanque
I	Perda por interceptação
$I\%$	Interceptação relativa ao total precipitado
I_1	Perda por interceptação no compartimento superior
I_2	Perda por interceptação no compartimento inferior
K	Razão entre a taxa de evaporação e a área projetada
N	Número de passos de tempo
$Nash(\Theta)$	Coefficiente de Nash
$Nash^*$	Coefficiente de Nash calculado nos tempos onde há precipitação observada
$Nash_b$	Coefficiente de Nash para melhor simulação
$o(t)$	Variável observada
$\hat{o}(t \Theta)$	Variável calculada
\bar{o}	Valor médio da variável observada
p	Coefficiente de <i>free throughfall</i> (precipitação livre)
P_g	Precipitação total no evento
p_d	Proporção de água desviada da copa para o tronco
p_t	Proporção de precipitação desviada como escoamento de tronco
q	Vazão
R	Intensidade da precipitação
R_n	Precipitação líquida
Rad_n	Radiação líquida
\bar{R}	Intensidade média de precipitação enquanto a copa esteve saturada
S	Capacidade de armazenamento máximo da copa
S_c	Capacidade de armazenamento por unidade de cobertura
S_f	<i>Stemflow</i> (escoamento de tronco)
S_i	Capacidade de armazenamento por interceptação
S_t	Capacidade de armazenamento do tronco
$S_{t,c}$	Capacidade de armazenamento de tronco por unidade de cobertura
T	Duração do evento de precipitação
t	Tempo
t'	Tempo de saturação da copa
$Tank P_g$	Tank Model usando precipitação total como entrada

Símbolo	Descrição
$Tank R_n$	Tank Model usando precipitação líquida como entrada
$Tank+Rutter$	Tank Model com modelo de Rutter esparsa acoplado
$T1$	Quantidade de água no tanque 1
$T2$	Quantidade de água no tanque 2
$T3$	Quantidade de água no tanque 3
$T4$	Quantidade de água no tanque 4
Tf	<i>Throughfall</i> (precipitação interna)
T_{out}	Número de passos de tempo em que a vazão observada esteve fora do intervalo de confiança
V_{out}	Volume observado que ficou fora do intervalo de confiança
W	Fator de ponderação relacionado com temperatura e altitude
ΔC	Mudança no armazenamento da copa
ΔC_t	Mudança no armazenamento de tronco
ε	Relação entre taxa de evaporação de tronco e taxa de evaporação de copa
λ	Coefficiente de abertura da saída lateral do do tanque

1. Introdução

1.1 Motivação

Os recursos hídricos podem ser considerados os mais valiosos para a humanidade. Não só por serem essenciais a vida, mas também por terem controlado o desenvolvimento da civilização desde o princípio (BISWAS, 1970). As atividades humanas foram desenvolvidas com base no uso e controle dos recursos hídricos. Portanto, qualquer modelo de desenvolvimento econômico ou social sustentável de um país deve ter como um de seus pilares o planejamento dos recursos hídricos locais e regionais. No âmbito local eles estão principalmente ligados ao suprimento de água potável e outros aspectos do saneamento ambiental. O planejamento regional está diretamente ligado com a prevenção de desastres naturais e a geração de energia hidroelétrica, principalmente em regiões com alta disponibilidade hídrica. Como o crescimento econômico depende da disponibilidade elétrica, a América do Sul e principalmente o Brasil dependem do bom planejamento desses recursos para o seu desenvolvimento.

Somente conhecendo detalhadamente os processos hidrológicos, é que órgãos gestores de recursos hídricos e de prevenção de desastres naturais tais como prefeituras e comitês de bacias, poderão tomar as decisões mais adequadas para explorar os recursos hídricos de forma sustentável na região. Portanto, há a necessidade de estudos hidrológicos em bacias hidrográficas experimentais a fim de se verificar cientificamente os efeitos de uso e tipo de solo, geologia, topografia e clima em regiões tão heterogêneas como o Brasil. A realização desses estudos deve ser feita por meio de uso de bacias hidrográficas experimentais, pois elas são consideradas unidades ideais para este tipo de estudo. Além disso, para obter melhores resultados, é necessário realizar atividades de monitoramento e modelagem simultaneamente.

A bacia do Rio Paraná (1.510.000 km²) é uma das bacias mais importantes na América do Sul e a que possui a maior capacidade de geração de energia no Brasil. Localizada na fronteira entre os estados do Paraná e de Santa Catarina, sul do Brasil, a bacia do Rio Iguaçu (68.410 km²) é uma sub-bacia do Rio Paraná. Essa bacia é

caracterizada por um alto potencial de geração de energia elétrica (ANA, 2001). Além disso essa região era originalmente caracterizada por Floresta Ombrófila Mista (Floresta de Araucária), entretanto, esta floresta nativa vem sendo substituída por cultivos agrícolas, atividades pecuárias e florestais (principalmente reflorestamento de pinus), remanescendo apenas 1 a 2% da sua área original. Devido a esta situação, atualmente, no Sul do Brasil existem inúmeras críticas com relação ao reflorestamento com pinus. A fim de estudar a influência da floresta nos processos hidrológicos na região, uma rede de bacias-escola foi implantada por Kobiyama et al. (2007, 2009) na bacia do Alto Rio Negro, uma bacia de cabeceira do Rio Iguaçu.

A bacia do Rio Saci faz parte da rede de bacias-escola do Alto Rio Negro e é uma das bacias representativas de reflorestamento de pinus. Portanto, o estudo dos processos hidrológicos dessa bacia pode auxiliar na compreensão dos impactos do uso de solo na região. O modelo Tank Model (Sugawara et al., 1984) é um modelo de fácil implementação, aplicação e que demonstrou bons resultados em diversos estudos e por isso vem sendo amplamente usado nos estudos hidrológicos. Porém, esse modelo não considera explicitamente os efeitos da interceptação no ciclo hidrológico e, portanto, o acoplamento com um modelo de interceptação como o de Rutter (Rutter et al., 1971) é uma boa estratégia para o estudo do efeito do uso do solo nos processos hidrológicos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Geral

Investigar o processo chuva-vazão na bacia do Rio Saci através de monitoramento e modelagem hidrológica com ênfase na interceptação.

1.2.2 Específicos

- Estudar o processo de interceptação da bacia do Rio Saci através da análise de sensibilidade e incerteza do modelo de Rutter esparso;

- Estudar o processo chuva-vazão da bacia do Rio Saci através da análise de sensibilidade e incerteza do modelo Tank Model;
- Estudar o uso do Tank Model com o modelo de Rutter esparsa acoplado na simulação do processo chuva-vazão da bacia do Rio Saci.

2. Revisão Bibliográfica

2.1 Influência hidrológica da floresta

Os efeitos da floresta no ciclo hidrológico são alvos de especulação desde a antiguidade e vêm recebendo atenção notória nos últimos dois séculos (ANDRÉASSIAN, 2004). Os primeiros estudos confiáveis sobre o efeito da floresta começaram no século passado com a adoção de experimentos com bacias pareadas (*paired-watershed experiment*) (BATES & HENRY, 1928). Ao escolher bacias próximas e usar um período de calibração antes da mudança de cobertura vegetal evita-se (ou tenta-se contar com) a variabilidade climática e variabilidade entre as bacias (HEWLLET, 1982).

A biogeoquímica no ecossistema tem sido estudada desde a década de 60 na Hubbard Brook Experimental Forest, EUA, relacionando os fluxos de nutrientes, água e outros com a atividade biológica e o desmatamento (LIKENS & BORMANN, 1995). Os autores concluíram que o desmatamento aumentou drasticamente a perda de nitrato da bacia de 0,12 km². Vitousek & Melillo (1979) ressaltaram outro aspecto: de que a quantidade da perda do nitrato da bacia devido ao desmatamento é variável, sendo muito elevada em algumas bacias. Segundo Sundborg (1983), o sedimento da água no rio é também muito influenciado pelos usos da terra.

Em pequenas bacias rurais, as características da água são determinadas por fatores biológicos e geológicos. Os geológicos influenciam as características bem mais do que os biológicos. Entretanto, as mudanças intensivas e extensivas da vegetação (reflorestamento, desmatamento, entre outros) alteram fortemente os comportamentos da vazão do rio (JOHNSTON, 1991).

Swank & Crossley (1988) revisaram os trabalhos feitos na estação experimental em Coweeta, EUA, observando que: i) no caso de ocorrência de invasão vegetal depois do desmatamento, o escoamento anual total aumentou em 360 mm no ano do desmatamento, com recessão exponencial, e mesmo após 20 anos o escoamento anual foi maior do que

antes do desmatamento; ii) o escoamento anual diminuiu em cerca de 300 mm após 20 anos de reflorestamento com coníferas, depois da retirada de floresta latifoliada.

Analisando dados obtidos em estações florestais experimentais do mundo inteiro, Bosch & Hewlett (1982) mostraram que: i) no ano do desmatamento o escoamento total anual aumentou proporcionalmente à taxa da área desmatada; ii) este aumento foi maior em área de floresta conífera do que em área de floresta latifoliada, que por sua vez apresentou um aumento maior do que a área de cerrado; iii) o escoamento total anual cresce com o aumento da precipitação anual.

No Brasil, o grupo do Instituto Florestal de São Paulo vem realizando estudos de balanço hídrico com bacias experimentais na região de Mata Atlântica (CICCO & FUJIEDA, 1992; CICCO et al., 1993; ARCOVA & CICCO, 1997; ARCOVA et al., 1998a e 1998b). No Estado de Minas Gerais e Rio de Janeiro, análises de interceptação na mata nativa em montanha foram realizadas por Santana & Castro et al. (1983) e Netto et al. (1985). Na região do Amazonas, Hodnett et al. (1995) verificaram que a floresta tropical possui a maior evapotranspiração do que o pasto.

Alguns estudos específicos com floresta de pinus foram feitos em vários países. Na Espanha, áreas abandonadas de plantação de pinus vêm sendo substituídas com plantação de carvalho. Por causa disso, influências de pinus sobre solo e processo hidrológicos estão sendo investigadas (MERINO et al., 1998; COVELO & GALLARDO, 2002; LLORENS et al., 1995). A degradação do solo, especialmente a acidificação devido ao pinus deve ser um dos sérios problemas ambientais na Europa (WADE et al., 2001). Na Nova Zelândia o pinus está sendo cultivado com uma técnica de monocultura e a área de reflorestamento de pinus chega a 7% da área do país. Fahey & Jackson (1997) compararam a substituição de florestas nativas por pinus. O corte aumentou as vazões de enchente especialmente para precipitações de pequena e média intensidade.

Estudos feitos na África do Sul por Scott & Lesch (1997) demonstraram que há uma queda na vazão com o reflorestamento e que após o corte a vazão pode demorar até cinco anos para voltar ao normal. A redução da área basal ou corte total de florestas de pinus pode ocasionar um aumento na vazão total, de base e capacidade de recarga do aquífero das bacias hidrográficas (BENT, 2001). Outro aspecto que deve ser considerado é que pode haver diminuição na quantidade de precipitação líquida das bacias com o corte,

principalmente devido à condensação de neblina na forma de gota dentro da floresta (ABOAL et al., 2000).

2.2 Intercepção

A intercepção é o primeiro processo hidrológico pelo qual a água da precipitação passa e em áreas de floresta a intercepção pode chegar a 50 % do total precipitado anual, tendo um papel importante no balanço hídrico (RUTTER, 1963; ZINKE, 1967; KLAASSEN et al., 1998). Basicamente, a precipitação em uma bacia florestal é interceptada pelos elementos que se encontram na superfície (folhas, galhos, troncos e serrapilheira). Após a capacidade de armazenamento de água nesses elementos ser atingida, a água fica então disponível ao solo.

O conhecimento que se tem sobre intercepção é baseado principalmente em investigações empíricas e sua determinação é dada, geralmente, de maneira indireta. Considera-se um sistema onde a entrada (precipitação total) e as saídas (precipitação interna e escoamento de tronco) podem ser medidas ou estimadas. A diferença entre a entrada e a saída é aquilo que ficou retido ou interceptado pelo sistema. A medição precisa e de maneira padronizada desses elementos é difícil de ser feita devido à influência das características da precipitação, condições meteorológicas e da heterogeneidade da vegetação (LLOYD & MARQUES, 1988). Geralmente opta-se por calhas ou por uma grande quantidade de pluviômetros para medição de precipitação interna (CALDER, 1976).

A água armazenada é evaporada de volta à atmosfera e pode ser encarada como uma perda para a bacia e como um ganho para atmosfera ou *fast feedback* (SAVENIJE, 2004). Portanto, existem dois efeitos importantes quando se estuda as relações entre floresta e precipitação, o efeito da floresta na redistribuição da precipitação e o efeito da floresta na precipitação total (HEWLETT, 1967). O primeiro efeito é o que tem sido mais estudado e do qual esta dissertação trata.

2.2.1 Modelos de Interceptação

Existem diversos modelos propostos para estimativa de perdas por interceptação. Devido às dificuldades de medição, a maneira mais comum de se tratar a interceptação é por um simples balanço hídrico:

$$I = P_g - Tf - Sf \quad (2.1)$$

onde I é a perda por interceptação; P_g é a precipitação total no evento; Tf é *throughfall*; e Sf é o *stemflow*. *Throughfall* corresponde à precipitação interna, ou seja, a parte da precipitação que cai diretamente sobre o solo (*free throughfall* ou precipitação interna livre) ou que é interceptada e cai depois na forma de gotas das folhas e ramos. *Stemflow* é a parte que é desviada da copa e escoada através dos troncos até o solo. A soma da precipitação interna com o escoamento de tronco é a chamada precipitação líquida.

Segundo Horton (1919), a interceptação corresponde ao total que evapora durante o evento de precipitação somado ao que fica armazenado nos elementos florestais e evapora posteriormente. Então, pode ser descrita por:

$$I = S_i + K \cdot E \cdot T \quad (2.2)$$

onde S_i é a capacidade de armazenamento por interceptação; K é a razão entre a taxa de evaporação e a área projetada; E é a taxa de evaporação; e T é a duração do evento de precipitação. A perda por interceptação relativa ao total precipitado é:

$$\frac{I}{R \cdot T} = I\% = \frac{S_i + K \cdot E \cdot T}{R \cdot T} \quad (2.3)$$

onde $I\%$ é a interceptação relativa ao total precipitado; R é intensidade da precipitação. A Equação 2.3 demonstra que a interceptação diminui com o aumento da duração do evento de precipitação e com a intensidade. Considerando a precipitação total em um evento como sendo P_g , pode-se descrever a perda em porcentagem através de uma curva hiperbólica descrita por:

$$I\% = a + \frac{b}{P_g} \quad (2.4)$$

onde a e b são constantes, a representa o valor do armazenamento por interceptação e $a+b$ é a ordenada da assíntota à qual a curva se aproxima. Ou seja, a perda por interceptação se aproxima de um valor limite.

Apesar de reconhecer que o total interceptado varia com a intensidade e duração da precipitação, Horton (1919) entendia que era mais simples representar o total interceptado através de uma relação com o total precipitado, conforme Equação 2.5.

$$I = a + b \cdot P_g^n \quad (2.5)$$

onde a , b e n são parâmetros de ajuste. Horton (1919) mostrou que o valor de n varia conforme o tipo de vegetação. Jackson (1975) avaliou a possibilidade de regressões polinomiais, porém geralmente o valor adotado para n é um. Ou seja, tradicionalmente se usa regressão linear (ZINKE, 1967; LLEYTON et al., 1967; RUTTER et al., 1971; 1975; RUTTER & MORTON, 1977; GASH, 1979; GASH et al., 1995; SILVA & OKUMURA, 1996; VALENTE et al., 1997; KLAASSEN et al., 1998)

Horton (1919) também reconheceu que o fenômeno de interceptação não é unidimensional e varia conforme a altura da cobertura florestal. Para descrever tal fato, sugeriu que poderiam ser usados sistemas de interceptação em série, da seguinte maneira (exemplo para o caso de dois compartimentos de armazenamento):

$$I_1 = a_1 + b_1 \cdot P_g \quad (2.6)$$

$$I_2 = a_2 + b_2 \cdot (P_g - I_1) \quad (2.7)$$

$$I = c_1 I_1 + c_2 I_2 \quad (2.8)$$

onde I_1 e I_2 são as perdas por interceptação no compartimento superior e inferior, respectivamente; a_1 , a_2 , b_1 e b_2 são constantes; e c_1 , c_2 representam fatores de projeção da vegetação.

Trabalhos posteriores relacionaram o coeficiente de regressão a com a capacidade de armazenamento máximo ou saturação da copa, S (ZINKE, 1967). Esse valor poderia ser derivado através da regressão dos totais de diversos eventos de precipitação ou com um evento. Porém, como a evaporação durante os eventos varia, a obtenção desse valor pode

ser feita de maneira mais correta com uma regressão contendo apenas eventos em que a evaporação é zero (LLEYTON et al., 1967; RUTTER et al., 1975).

Através de um gráfico de dispersão dos dados de precipitação interna por precipitação total, pode-se estimar o valor de S (LLEYTON et al., 1967). Nesse gráfico, é possível perceber que existe um ponto de inflexão que divide os eventos em dois grupos. O primeiro é caracterizado por eventos que não alcançaram a capacidade máxima de armazenamento de copa. A inclinação da reta de regressão feita nessa primeira parte dos dados é a proporção de precipitação que chega ao solo sem ser interceptada, precipitação interna livre (RUTTER et al., 1971). O segundo grupo é aquele em que a saturação da copa foi atingida. Uma curva envoltória deve ser traçada para esses dados passando-se apenas por pontos onde condições de evaporação mínima são assumidas. A extrapolação dessa curva até o eixo de precipitação interna resulta em um valor negativo, que representa a capacidade de armazenamento máximo de copa. Idealmente, cada evento de precipitação deveria ser tratado em separado.

Os parâmetros de armazenamento de tronco podem ser estimados de maneira similar aos da copa. Faz-se um gráfico de dispersão do escoamento de tronco pela precipitação total para os eventos em que há escoamento. A inclinação da curva de regressão dos dados informa o valor proporcional de água desviada para o tronco e o ponto onde a curva corta o eixo do escoamento de tronco representa a capacidade máxima de armazenamento de tronco (RUTTER et al., 1975).

Esse método de regressão não leva em conta certas variáveis como intensidade de precipitação e duração (JACKSON, 1975), e foi criticado por ser empírico e poder ser extrapolado apenas para florestas de mesmas características. Gash (1979) re-examinou do ponto de vista físico esses coeficientes usando conceitos de evaporação média e precipitação média e propôs que:

$$a = \left(S + \int_0^{t'} E dt \right) \left(1 - \frac{(\bar{E}/\bar{R})}{(1 - p - p_t)} \right) \quad (2.9)$$

e

$$b = \bar{E}/\bar{R} \quad (2.10)$$

onde E é a taxa de evaporação; \bar{E} é a taxa de evaporação média para copa saturada; t' é o tempo que demora para saturar a copa; \bar{R} é a intensidade média de precipitação durante o tempo em que a copa esteve saturada; p é o coeficiente de precipitação que cai no solo sem atingir a vegetação; e p_t é a proporção de precipitação que é desviada como escoamento de tronco (RUTTER et al., 1975; GASH & MORTON, 1978). Esse resultado mostra que o método de Lleyton et al. (1967) é razoável, pois ao considerar a taxa de vaporização igual a zero o coeficiente a derivado por Gash também se iguala a S .

O modelo desenvolvido por Rutter et al. (1971; 1975) baseia-se na água armazenada na copa e troncos das árvores, onde é feito um balanço hídrico. Considera-se como entrada do modelo a precipitação e como saída a evapotranspiração potencial, calculada pelo método de Penman-Monteith, e a drenagem de copa e tronco. Valente et al. (1997) adaptaram o modelo original, melhorando a descrição para o caso de florestas esparsas.

No modelo de Rutter geralmente são usados dados com alta resolução temporal (10 min) para fazer o balanço (RUTTER et al., 1971; RUTTER et al., 1975). Esse modelo mostrou bons resultados em florestas de pinus (RUTTER et al., 1975; RUTTER & MORTON, 1977; GASH & MORTON, 1978), eucalipto (VALENTE et al., 1997) e floresta tropical (LLOYD et al., 1988; ASDAK et al., 1998). Rutter & Morton (1977) e Gash & Morton (1978) estudaram a sensibilidade do modelo a certos parâmetros da floresta e climáticos. O modelo se mostrou mais sensível à evaporação e à distribuição da precipitação.

O modelo de interceptação de Suzuki et al. (1979) foi desenvolvido para uma pequena bacia florestal no Japão. É baseado no conceito de armazenamento como o modelo de Rutter, porém considera a entrada de tronco a parte da precipitação que ultrapassa a capacidade de armazenamento de copa. Esse conceito só foi incorporado no modelo de Rutter por Gash et al. (1995) e Valente et al. (1997). Suzuki (1980) aplicou esse modelo para estudar a separação entre evaporação por interceptação e transpiração em duas pequenas bacias japonesas. Fukushima e Suzuki (1986) e Fukushima (1988) desenvolveram o modelo hidrológico HYCYMODEL para o estudo da influência da floresta na vazão. O modelo de interceptação usado no HYCYMODEL é o de Suzuki et al.

(1979), e foi usado para estimar a influência da idade da floresta na evaporação, transpiração e vazão em um período de 100 anos.

Juntamente com o modelo de Rutter, o modelo de Gash (1979) é o modelo mais usado para estimar perdas por interceptação. Esse modelo foi desenvolvido com o objetivo de ser mais simples e de mais fácil uso que o modelo de Rutter. Sua derivação é feita a partir da equação de regressão (HORTON, 1919) e da idéia de partição da precipitação em componentes de copa e tronco (RUTTER et al., 1975). Ao invés de fazer um balanço para pequenos intervalos de tempo, Gash (1979) desenvolveu o seu modelo separando a fase pré e pós saturação de copa e a partir do uso de intensidade de precipitação e taxa de evaporação médias para os eventos de precipitação. O modelo foi revisado por Gash et al. (1995) e Valente et al. (1997) para descrever efeitos de floresta esparsa. Dijk & Bruijnzeel (2001) ainda adaptaram o modelo para descrever vegetações com densidade variável ao longo do tempo, como no caso de agricultura. Bruijnzeel & Wiersum (1987) mostraram que quando usado em floresta tropical a maior dificuldade no modelo está em se fazer uma estimativa confiável da taxa de evaporação média da copa saturada.

A interceptação não é relacionada unicamente com a capacidade de armazenamento de copa e modelos mais complexos, de multicamadas e estocásticos foram desenvolvidos para suprir algumas limitações das descrições utilizadas anteriormente. O modelo estocástico de Calder (1986a) relaciona o número de gotas de precipitação retidas com o número de gotas que atingem cada elemento florestal através da distribuição de probabilidade de Poisson. Assim, tentou descrever as diferenças de intensidade de precipitação líquida durante a fase pré e pós-saturação de copa e também ao fato de a saturação ser obtida de maneira gradual, *e. g.*, exponencial (Aston, 1979).

2.2.2 Modelo de Rutter

Como a maioria dos modelos hidrológicos, o modelo desenvolvido por Rutter et al. (1971) e Rutter et al. (1975) faz um balanço hídrico entre as entradas e saídas do sistema em questão, nesse caso a cobertura florestal (ver seção 2.4). O modelo conceitual de Rutter trata a árvore como um tanque capaz de armazenar água. Esse tanque tem como entrada a precipitação e como saídas evaporação e drenagem de copa, e assume-se que ele tem uma capacidade de saturação ou armazenamento, S (ZINKE, 1967; LEYTON et al., 1967). O

modelo original (RUTTER et al., 1971) considera apenas o armazenamento na copa, a precipitação é dividida entre *free throughfall* e precipitação interceptada pela copa, através de um coeficiente da proporção de água que cai diretamente no solo florestal sem ser interceptada. Portanto, o balanço hídrico do modelo pode ser descrito através da seguinte equação:

$$(1-p) \int R dt = \int D dt + \int E dt + \Delta C \quad (2.11)$$

onde R é a intensidade da precipitação total; p é o coeficiente de *free throughfall*; D é a taxa de drenagem de copa; E é a taxa de evaporação da água interceptada; e ΔC é a mudança no armazenamento da copa. Em um artigo subsequente (RUTTER et al., 1975), o modelo foi adaptado para considerar a parte da precipitação que é desviada para os troncos (Figura 2.1).

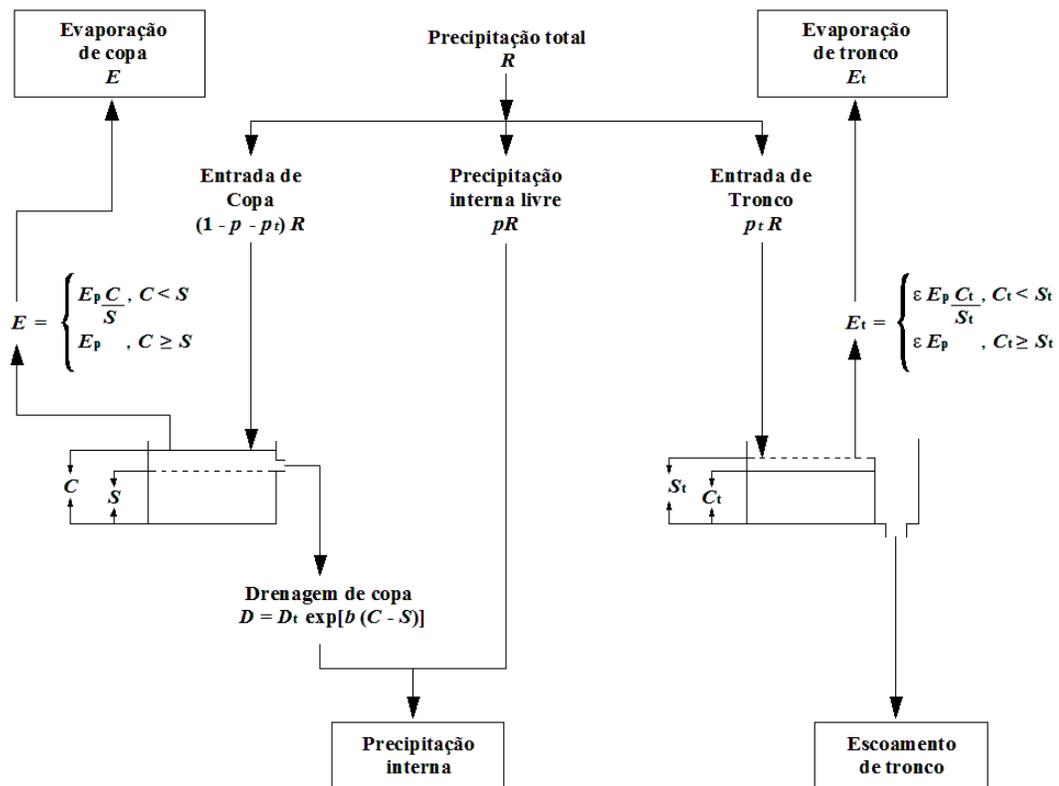


Figura 2.1 Fluxograma do modelo Rutter. (Modificado de: Gash & Morton, 1978 e Valente et al., 1997).

O balanço hídrico para tronco e copa é calculado com as seguintes equações:

$$(1 - p - p_t) \int R dt = \int D dt + \int E dt + \Delta C \quad (2.12)$$

e

$$p_t \int R dt = Sf + \int E_t dt + \Delta C_t \quad (2.13)$$

onde p_t é o coeficiente de água desviada para o tronco; Sf é o escoamento de tronco; E_t é a taxa de evaporação de tronco; e ΔC_t é a mudança no armazenamento de tronco.

Os volumes de água na copa e no tronco são representados pelo valor C e C_t respectivamente. Relacionando esses valores com a capacidade de armazenamento de copa (S) e tronco (S_t) pode-se ter uma noção do grau de saturação da copa e tronco. E o grau de saturação influencia na evaporação dos mesmos da seguinte maneira:

$$E = \begin{cases} E_p & \text{se } C \geq S \\ E_p \frac{C}{S} & \text{se } C < S \end{cases} \quad (2.14)$$

e

$$E_t = \begin{cases} \varepsilon E_p & \text{se } C_t \geq S_t \\ \varepsilon E_p \frac{C_t}{S_t} & \text{se } C_t < S_t \end{cases} \quad (2.15)$$

onde E_p é a taxa de evaporação potencial quando toda a copa está molhada; e ε é a proporção da taxa de evaporação de tronco em relação a taxa de evaporação de copa.

A taxa de drenagem da copa é calculada por:

$$D = \begin{cases} D_s \exp[b(C - S)] & \text{se } C \geq S \\ 0 & \text{se } C < S \end{cases} \quad (2.16)$$

onde D_s é a taxa de drenagem de copa quando $C = S$; e b é um coeficiente empírico de regressão e o cálculo deve ser feito de acordo com Rutter et al. (1975). Enquanto nesse modelo a drenagem de copa é determinada por uma relação linear, a drenagem de tronco é simplesmente o excedente da capacidade de armazenamento de tronco:

$$Sf = \begin{cases} C_t - S_t & \text{se } C_t \geq S_t \\ 0 & \text{se } C_t < S_t \end{cases} \quad (2.17)$$

2.2.3 Modelo de Rutter para caso esparsos (*Sparse Rutter Model*)

O modelo de Rutter tem algumas limitações, a primeira é que em situações de cobertura esparsa a taxa de precipitação que chega às copas pode ser muito pequena. Quando $(1-p - p_i)R < E$ a copa não ficaria molhada (GASH et al., 1995). Gash et al. (1995) propuseram que a capacidade de armazenamento de copa fosse tratada como capacidade por unidade de cobertura, ou seja:

$$S_c = S/c \quad (2.18)$$

onde c é a proporção de cobertura florestal; e S_c é a capacidade de armazenamento por unidade de cobertura. Além disso, passou-se a assumir que a água só chega ao tronco após a copa estar saturada. Outra limitação do modelo de Rutter fez com que Valente et al. (1997) desenvolvessem a forma esparsa do modelo. Como originalmente os armazenamentos de copa e tronco se estendiam por toda a área, a evaporação potencial total era dada por $(1 + \varepsilon)E_p$, excedendo o balanço energético.

Na versão esparsa do modelo de Rutter (VALENTE et al., 1997) a água da precipitação é dividida em dois subsistemas, sem cobertura e com cobertura florestal (Figura 2.2) e os cálculos são feitos independentemente. A evaporação de tronco é calculada como εE_p , e a evaporação de copa como $(1-\varepsilon)E_p$. A capacidade de armazenamento de tronco foi redefinida da mesma maneira na qual Gash et al.(1995) redefiniram a capacidade de copa:

$$S_{t,c} = S_t/c \quad (2.19)$$

onde $S_{t,c}$ é a capacidade de armazenamento de tronco por unidade de cobertura. Assim como Valente et al. (1997), todas as variáveis com sub-índice c , daqui para frente, indicam que são referentes à cobertura florestal. A drenagem de copa passou a ser calculada de maneira simplificada, como era calculada a drenagem de tronco, ou seja, todo excedente da capacidade de armazenamento é transformado imediatamente em drenagem:

$$\int D_c dt = \begin{cases} C_c - S_c & \text{se } C_c \geq S_c \\ 0 & \text{se } C_c < S_c \end{cases} \quad (2.20)$$

Assim como Gash et al. (1995), Valente et al. (1997) consideram que a água só chega no tronco após a copa estar saturada. Portanto a drenagem de copa (D_c) é dividida em gotejamento no solo e entrada para o tronco através do coeficiente p_d , proporção de água desviada da copa para o tronco. As novas relações para *throughfall* (Tf), *stemflow* (Sf) e precipitação total ($P_g = \int R dt$) são dadas por:

$$Tf = (1 - c)P_g + c(1 - p_d) \int D_c dt \quad (2.21)$$

$$Sf = c(p_d \int D_c dt - S_{t,c} - \int E_{t,c} dt) \quad (2.22)$$

$$cP_g = c(\int D_c dt + S_c + \int E_c dt) \quad (2.23)$$

Eliminando $\int D_c dt$ das equações 2.21, 2.22 e 2.23 e usando as equações (2.18) e (2.19), pode-se reescrever Tf e Sf como:

$$Tf = (1 - cp_d)P_g - (1 - p_d)S - (1 - p_d)c \int E_c dt \quad (2.24)$$

$$Sf = \frac{p_d}{(1 - p_d)} [Tf - (1 - c)P_g] - S_t - c \int E_{t,c} dt \quad (2.25)$$

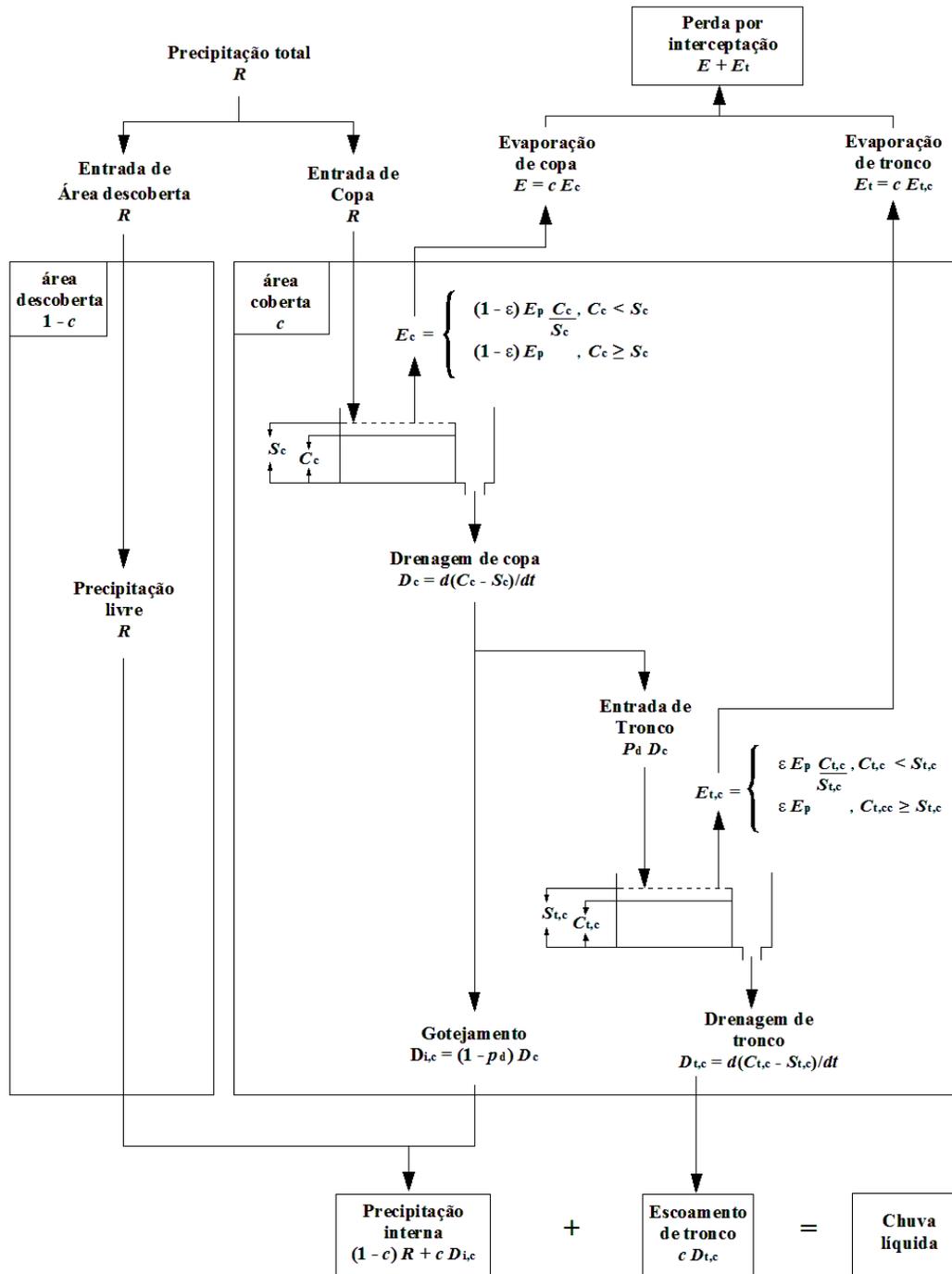


Figura 2.2 Sparse Rutter Model. (Modificado de: Valente et al., 1997)

2.3 Evapotranspiração

O estudo da interceptação é extremamente dependente da evaporação, pois esse é o processo físico que transforma em vapor a água da superfície do solo, interceptada pelas plantas, dos cursos de água, lagos, reservatórios e mares. Dalton (1802) discutiu alguns dos fatores físicos mais importantes para evaporação: umidade do ar, área de exposição da superfície livre do líquido e temperatura. Além de energia para passar de líquido para gasoso, é necessário que haja a remoção das moléculas evaporadas da interface água-ar, dependendo, portanto de fatores aerodinâmicos. A evaporação devido à ação fisiológica dos vegetais é chamada de transpiração. As plantas, através de suas raízes, retiram do solo a água para suas atividades vitais e transpiram pelos estômatos.

Devido à dificuldade de separação entre evaporação e transpiração tanto nos cálculos como na medição, o termo mais usado em hidrologia para nomear o conjunto de processos físicos e fisiológicos que transformam a água precipitada em vapor é evapotranspiração (THORNTHWAITE, 1948). Savenije (2004) critica o uso do termo evapotranspiração, pois ele combina processos que acontecem em escalas de tempo e grandezas diferentes: evaporação e transpiração. Evaporação é limitada principalmente pela quantidade de água disponível enquanto transpiração é relacionada com a assimilação de CO₂ pelas plantas. Em climas úmidos e chuvosos a interceptação pelas florestas forma a maior parte da evaporação e em climas secos a transpiração é predominante (Savenije, 2004).

A evapotranspiração ainda pode ser dividida em duas categorias: potencial e real. A evapotranspiração potencial refere-se ao total de água que seria transferido para a atmosfera por evaporação e transpiração caso houvesse uma superfície extensa, coberta por vegetação e não sendo limitado pela disponibilidade de água. Ou seja, uma característica dependente apenas do clima (THORNTHWAITE, 1948). Já a evapotranspiração real é a perda de água para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições atmosféricas e de umidade do solo existentes.

O efeito e controle de florestas, e não somente de condições meteorológicas, sobre a evapotranspiração começou a ser reconhecido por Law (1958), que estudou com um lisímetro o efeito de plantio de floresta no ciclo hidrológico. Em bacias florestais o estudo

da evapotranspiração geralmente é feito separando a evaporação em durante e após o evento. Como a determinação da evaporação durante o evento de precipitação é difícil, usa-se a determinação indireta (KLAASSEN et al., 1998), i.e., a evaporação após o evento é dada pela quantidade de água retida pelas árvores. A evaporação de copa molhada pode exceder a evaporação potencial (CALDER, 1985). Rutter (1963; 1967) mostrou que a taxa de evaporação na vegetação molhada pode ser até 4 vezes maior que a evapotranspiração potencial. As razões para esse fenômeno podem ser atribuídas à mudança na rugosidade aerodinâmica, advecção de energia e diferença no albedo entre copa seca e saturada (RUTTER, 1967; CALDER, 1986b).

A estimativa da evapotranspiração é relativamente mais difícil do que outras partes do ciclo hidrológico como precipitação e vazão. Por isso, diversos métodos de medida e estimativa foram propostos (BRUTSAERT, 1982; PEREIRA et al., 1997). A medição pode ser feita através de evaporímetros, lisímetros ou de maneira indireta como nos métodos de balanço hídrico. Para cálculo de evapotranspiração potencial, os métodos mais usados são o de Thornthwaite (1948), Penman (1948), Hamon (1961), Blaney & Criddle (1966) e Penman modificado (DOORENBOS & PRUITT, 1977). Kobiyama & Chaffe (2008) estudaram a evapotranspiração de uma bacia coberta por mata atlântica e constataram que a evapotranspiração real chega a 44% do balanço hídrico anual, e que existe uma grande variação entre os métodos de cálculo de evapotranspiração. Andréassian et al. (2004) testaram a sensibilidade de modelos hidrológicos aos valores de evapotranspiração potencial e verificou que a eficiência do modelo é pouco afetada devido a compensação por outros parâmetros.

2.3.1 Método de Penman Modificado

O método de Penman (1948) original combina efeitos de balanço de energia e aerodinâmicos. Doorenbos & Pruitt (1977) modificaram algumas partes desta equação para estimar a evapotranspiração potencial:

$$E_p = F \cdot [W \cdot Rad_n + (1 - W) \cdot f(u) \cdot (ea - ed)] \quad (2.26)$$

onde E_p é evapotranspiração potencial (mm/dia); F é fator de correção para a região em questão; W é fator de ponderação relacionado com temperatura e altitude; Rad_n é radiação

líquida (mm/dia); $f(u)$ é função relacionada com o vento; ea é a pressão de saturação do vapor da água (mmHg); e ed é a pressão de saturação real do vapor no ar (mmHg).

O primeiro termo da equação 2.26 representa a componente da radiação e o segundo termo representa a componente aerodinâmica. O fator de correção é utilizado para compensar o efeito do dia e da noite nas condições climáticas, relaciona a radiação solar, a umidade relativa máxima do ar e a velocidade do vento diária e noturna. A pressão de saturação do vapor de água é função da temperatura do ar e é constante para cada temperatura. O fator de ponderação corresponde aos efeitos do vento e da umidade sobre a evapotranspiração. A radiação líquida corresponde à diferença entre a radiação incidente e a radiação refletida.

2.4 Modelagem Hidrológica

Modelos são usados a todo momento. Seja ele um parágrafo escrito tentando descrever o pensamento de um escritor, uma miniatura de avião em um túnel de vento ou um conjunto de equações descrevendo o movimento de um fluido. Eles são a tentativa de representar os aspectos reconhecidos como fundamentais de um sistema. Já que a hidrologia é a ciência que estuda a ocorrência e circulação da água na Terra, os modelos hidrológicos tentam descrever os processos pelos quais a água passa no seu ciclo.

Segundo Beven (2001a) o processo de modelagem hidrológica pode ser descrito por cinco etapas em ordem crescente de simplificação (Figura 2.3). O modelo de percepção é o primeiro passo e o modelo mais complexo. Ele é a maneira que o hidrólogo percebe cada processo na bacia. A partir do modelo de percepção deve-se criar o modelo conceitual, aquele onde se descreve matematicamente os processos. Como a maioria dos modelos conceituais não tem solução analítica, o próximo passo é a implementação do modelo em um computador, chamado por Beven (2001a) de modelo de procedimento. O código de computador geralmente é dependente de diversos parâmetros, e a calibração é o passo onde se ajusta os valores desses parâmetros comparando a série simulada com a observada. Depois de calibrado, o modelo pode ser aplicado para uma outra série de dados da mesma bacia para testar se descreve bem o comportamento da mesma. Essa última fase chama-se validação.

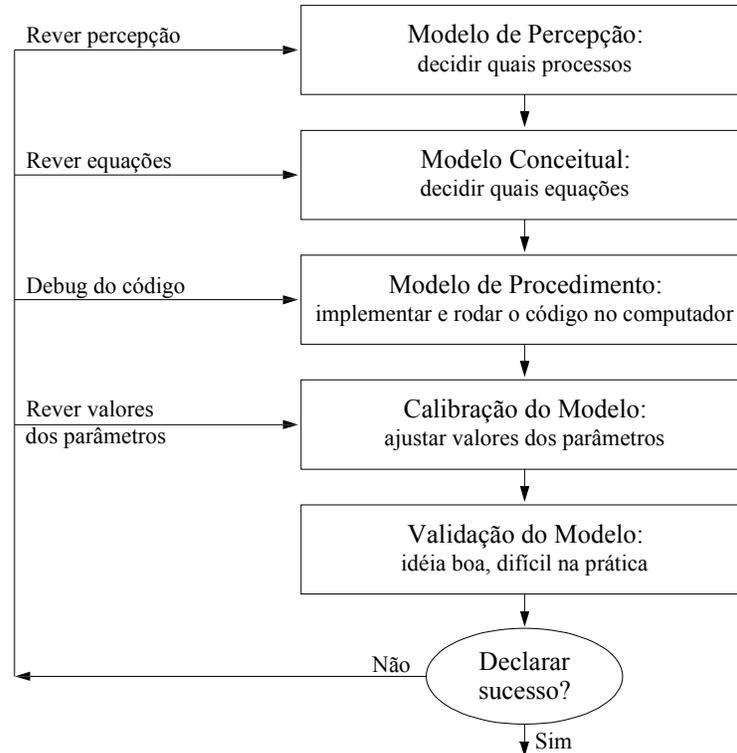


Figura 2.3 Processo de modelagem hidrológica. (Adaptado de Beven, 2001a).

Mesmo os modelos hidrológicos mais complexos são apenas aproximações da realidade (BEVEN, 1989). Porém, o uso de modelos matemáticos é uma maneira rápida e barata de fazer experimentos (SILBERSTEIN, 2006). Eles podem ser a representação de apenas um processo, como o modelo de infiltração de Horton, ou ser uma tentativa de representar o ciclo hidrológico por completo (SINGH & WOOLHISER, 2002). Geralmente, os modelos são usados para: (1) entender os processos e como eles influenciam o comportamento do sistema; (2) testar os dados, *i. e.*, procurar inconsistências e erros e preencher falhas; (3) explorar opções de cenários (SILBERSTEIN, 2006). Portanto, basicamente servem para suprir a nossa incapacidade de medir de forma detalhada os processos hidrológicos e a impossibilidade de medir o futuro (BEVEN, 2001a).

A classificação dos modelos hidrológicos matemáticos varia de acordo com a estrutura dos mesmos, *e. g.*, concentrados ou distribuídos; estocásticos ou determinísticos; conceituais, empíricos (estatísticos) ou baseados na física do sistema (SILBERSTEIN, 2006). Os modelos concentrados são aqueles que consideram a bacia como apenas um único elemento, ou seja, os parâmetros são considerados como médios para a bacia inteira.

Já os distribuídos dividem a bacia em diversos elementos (*e.g. pixels* ou sub-bacias) e as variáveis são função do espaço. Modelos estocásticos consideram os parâmetros de estado do sistema, as entradas e/ou saídas como uma função de probabilidade e o determinístico sempre gera uma mesma saída para uma mesma entrada.

Modelos empíricos, ou caixa-preta, são aqueles onde se relaciona as entradas com as saídas através de uma relação mas que não explica os detalhes do processo (uma regressão linear entre duas variáveis por exemplo). Modelos conceituais, ou caixa-cinza, usam alguns aspectos físicos (por exemplo a conservação de massa), mas não necessariamente são uma representação exata da realidade (BRAS, 1990). Por último, os modelos baseados na física do sistema, ou caixa-branca, são aqueles que tentam representar o sistema pelo uso de equações baseadas na física do sistema, *e.g.*, equação de St. Venant para o canal ou equação de Richards para meio poroso. Entretanto, Sugawara et al. (1984) e Hino (1989) não concordam e fazem críticas à classificação mencionada, pois, qualquer modelo simples baseia-se na física quando o modelo ajusta-se bem aos processos de chuva-vazão. Além disso, Brutsaert (2005) afirma que abordagem física em uma disciplina pode ser considerada empírica em outra.

O método racional foi um dos primeiros modelos matemáticos a representar o processo de transformação da precipitação em vazão numa bacia hidrográfica. É um modelo concentrado simples que foi criado na metade do século XIX pelo engenheiro Thomas James Mulvany. O modelo considera que a vazão máxima de uma bacia para uma determinada precipitação de projeto é proporcional a essa precipitação multiplicada pela área da bacia e por uma constante que representa a cobertura do solo. Apesar da simplicidade, ele ainda é o método mais utilizado para dimensionamento de obras de enchente (LINSLEY, 1986).

Como o método racional falha em descrever a variação da vazão no tempo (hidrograma de enchente), Sherman (1932) desenvolveu o método do hidrograma unitário. Esse método é baseado no conceito de linearidade (*i. e.*, proporcionalidade e aditividade). Através do conceito de proporcionalidade e do balanço de massa entre as entradas e saídas de uma bacia, Zoch (1934) propôs o modelo de armazenamento onde a vazão em determinado instante é proporcional ao volume de água armazenado na bacia.

O fato de a vazão total possuir vários componentes (diferentes tipos de escoamentos) faz necessário o reconhecimento dos seus componentes em um hidrograma. No entanto, nos dois modelos descritos anteriormente não é possível estimar os diferentes tipos de escoamento. Foi então que Sugawara desenvolveu o Tank Model (SUGAWARA & MARUYAMA, 1957; SUGAWARA, 1961; SUGAWARA et al., 1984; SUGAWARA, 1995). Esse modelo utiliza alguns conceitos desenvolvidos pelos autores anteriores. Porém, os tanques de Sugawara podem ser acoplados de diversas maneiras, representando diferentes componentes da vazão, através de diferentes tempos de meia vida dos tanques, e também fenômenos não lineares. Sugawara & Maruyama (1957) reconheceram que qualquer hidrograma unitário poderia ser representado por uma sucessão de tanques lineares (reservatórios). Nash (1958) generalizou a idéia de Sugawara para n reservatórios, e esse modelo ficou conhecido, talvez erroneamente, como modelo de Nash (ou *Nash Cascade*). Outra forma de reconhecer os diversos componentes da vazão é através de modelos auto-regressivos de separação de filtro (HINO & HASEBE, 1981, 1984, 1986).

O avanço da tecnologia de computadores e de geoprocessamento fez com que modelos hidrológicos cada vez mais complexos, tanto conceituais como fisicamente baseados, pudessem ser desenvolvidos e utilizados. O modelo de Stanford (CRAWFORD & LINSLEY, 1962) foi um dos primeiros a ser implementado e realizou bom ajuste com fenômenos hidrológicos monitorados. A possibilidade de descrição física da bacia principalmente com técnicas de geoprocessamento tem possibilitado o aumento da utilização e desenvolvimento de modelos distribuídos, como exemplo pode-se citar os modelos TOPMODEL (BEVEN et al., 1984), SHE (ABBOT et al., 1986a; 1986b) e TOPOG (O'LOUGHLIN, 1986).

2.4.1 Calibração e Incerteza

Apesar da sofisticação crescente dos modelos, isso não evita a necessidade de calibração. Mesmo modelos baseados na física do sistema e completamente distribuídos não podem ser usados com segurança se não forem calibrados (BEVEN, 2001b; SILBERSTEIN, 2006). Na calibração, a avaliação do desempenho de um modelo hidrológico deve ser feita através de função objetivo determinada pela natureza do problema (BEVEN, 2001a). Entre as várias funções objetivo existentes, as mais usadas

são: o coeficiente de Nash & Sutcliffe (1970), conhecido como coeficiente de Nash; a raiz do erro médio quadrático (*Root Mean Square Error*); o coeficiente de Nash para o logaritmo da variável prevista e observada; a raiz do erro médio quadrático para o inverso das variáveis; o erro relativo médio; e o erro segundo a previsão dos volumes.

Na calibração de um modelo, é possível que mais de um conjunto de parâmetros produzam resultados semelhantes. Seria absurdo acreditar em uma solução única, já que existe uma grande influência das condições iniciais do modelo (SUGAWARA, 1995). Essa particularidade é chamada de equifinalidade (BEVEN & BINLEY, 1992). Equifinalidade, aquisição e processamento de dados e formulação do modelo são algumas das muitas fontes de incerteza em um estudo de modelagem. Incerteza significa que um resultado é desconhecido ou não pode ser estabelecido a priori. A incerteza pode ser de dois tipos: natural ou racional. Segundo Mendiondo (2001), a incerteza natural (física, externa, aleatória ou estocástica) se relaciona com a variabilidade natural do mundo físico, irreduzível. A incerteza racional, do conhecimento (epistêmica, funcional, interna) é oriunda de modelos e dados.

Para estimar a incerteza numa determinada simulação, Beven & Binley (1992) propuseram o uso do Método GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*). O Método GLUE é um dos mais utilizados na estimação de incertezas para modelos hidrológicos, principalmente devido à facilidade de sua implementação (UHLENBROOK & SIEBER, 2005). Para usar esse método deve-se: (1) determinar um intervalo amostral para cada parâmetro; (2) escolher um método para gerar valores para cada parâmetro; (3) escolher uma função objetivo adequada; e (4) decidir qual o valor de eficiência para a aceitação ou rejeição de determinado conjunto de parâmetros.

2.4.2 Tank Model

O modelo Tank Model é considerado determinístico, concentrado e conceitual (Sugawara et al., 1984; Sugawara, 1995). É um modelo de armazenamento e representa os processos físicos da formação do fluxo e da transmissão da água em uma série de tanques com saídas na lateral e no fundo, representa a estrutura da água subterrânea por zonas. (Figura 2.4). A precipitação entra no primeiro tanque, parte sai pelo lado como vazão lateral e parte infiltra para o próximo tanque. Apesar de ser um modelo simples, ele

apresenta comportamento complexo (não linear) devido às diversas possibilidades de condição inicial e as diferentes alturas possíveis de saída lateral (Figura 2.5). Pode representar, por exemplo, uma fase seca (Figura 2.5 a,b) onde só o quarto tanque ou terceiro e quarto contribuem para o escoamento. A Figura 2.5e representa um evento de chuva intensa ocorrendo por um longo tempo, portanto, todos os tanques ficam cheios. Após o final da chuva o primeiro tanque esvaziaria mais rapidamente e seria representado pela Figura 2.5 f. Já um evento de chuva forte após uma fase de recessão corresponderia a Figura 2.5 d, e com o final da chuva o estado da bacia seria representado pela Figura 2.5 c.

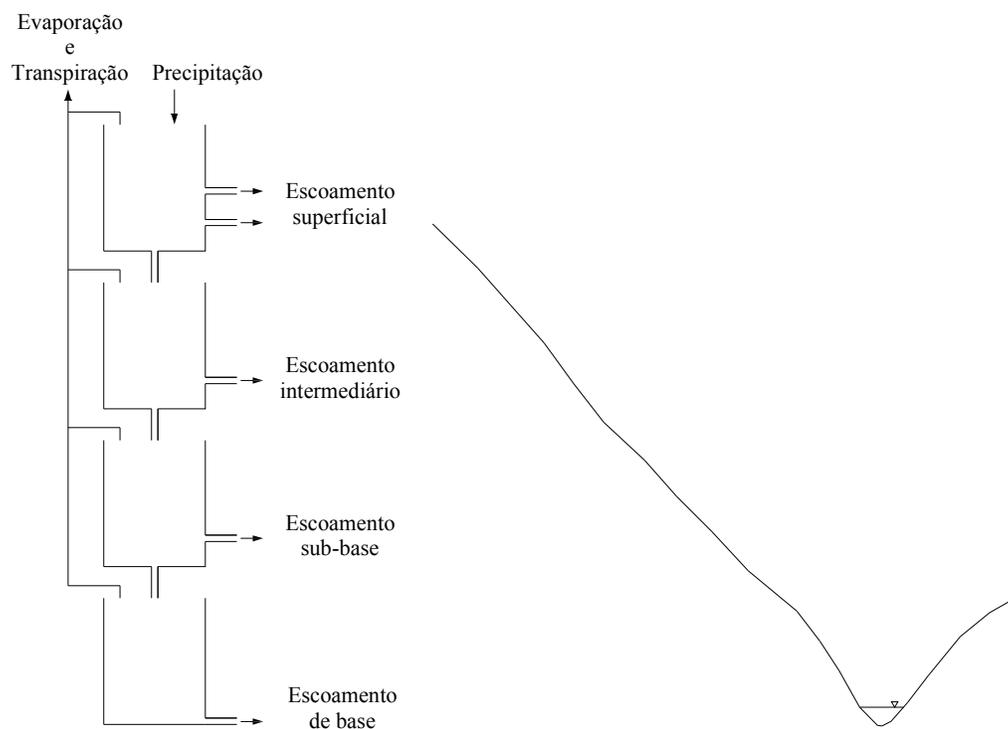


Figura 2.4 Estrutura conceitual do Tank Model. (Adaptado de Sugawara, 1995)

Os tanques são uma espécie de filtro onde o componente rápido passa pelo lado e o longo infiltra. Os tempos de meia-vida de cada tanque são em ordem crescente. No caso de grandes bacias o primeiro seria na ordem de tempo de dias, o segundo na ordem de semanas, o terceiro de meses e o quarto de anos. Apesar da representação na Figura 2.4 e Figura 2.5, o Tank Model não tem uma estrutura fixa. Ele pode ser composto de qualquer combinação das estruturas representadas na Figura 2.6. No caso de estudo de cheias de curta duração, pode-se usar apenas os dois primeiros tanques acoplados.

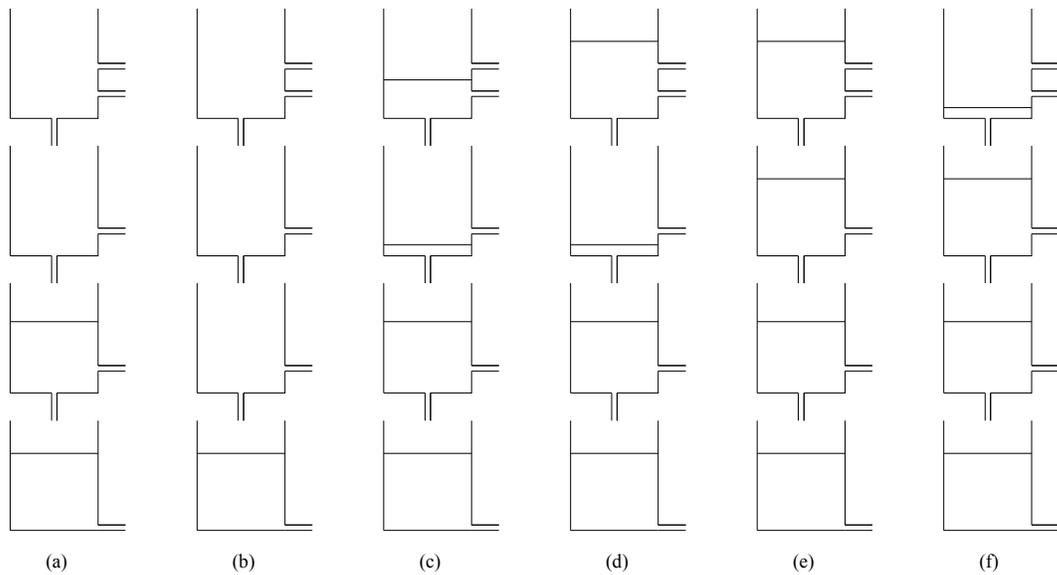


Figura 2.5 Diferentes condições de umidade da bacia que o Tank Model pode representar. (Adaptado de Sugawara, 1995)



Figura 2.6 Diferentes estruturas de tanque.

O modelo de tanque começou a ser desenvolvido em 1951 como um caso especial do hidrograma unitário e da função de armazenamento (SUGAWARA, 1961). A primeira hipótese testada era que a função de resposta do hidrograma unitário era exponencial, ou seja:

$$q(t) = \int_0^{\infty} r(t - \tau) \lambda e^{-\lambda \tau} d\tau \quad (2.27)$$

onde $q(t)$ é a vazão no tempo t ; τ é o tempo do estímulo; r é a precipitação; e $\lambda e^{-\lambda \tau}$ é a função resposta.

Essa maneira de representar a transformação da precipitação em vazão deu bons resultados e Sugawara teve a idéia de criar um modelo analógico usando um recipiente cilíndrico e um tubo capilar no fundo como saída. Foi então que surgiu o nome “Tank Model”. O modelo exponencial tinha algumas deficiências, *e.g.*, com pouca precipitação a

vazão era maior do que a observada; no início do hidrograma de cheia a curva era maior do que a observada; e a recessão do hidrograma decrescia mais rapidamente que a verdadeira (SUGAWARA, 1961). Então, várias estruturas foram testadas até se chegar no modelo de tanques de armazenamento em série. Esse modelo tinha a vantagem de ser análogo a alguns processos hidrológicos, em dias sem precipitação a água percola, existe uma resistência interna e cada tanque tem uma meia-vida e um tempo de pico.

Cada saída do Tank Model, orifício lateral ou de fundo, é função linear da altura de água no tanque, ou seja:

$$q(t) = \lambda \cdot h(t) \quad (2.28)$$

onde $q(t)$ é a saída no tempo t ; λ o coeficiente do orifício e $h(t)$ é a altura de água acima do orifício no tempo t . A vazão total é a soma das saídas laterais de cada tanque. Quando há precipitação r , o tanque é representado pela seguinte equação de continuidade:

$$r(t) - q(t) = \frac{dh}{dt} \quad (2.29)$$

Sugawara sempre buscou um significado físico para o Tank Model (KLEMES, 1988), com o intuito de representar as características de resposta da bacia como um todo. Essa idéia era baseada no fato que a natureza é descontínua e singular e alguns fenômenos não podem ser representados por médias de dados pontuais (SUGAWARA et al., 1984), por exemplo: o fluxo preferencial; o *pipe-flow*; e o fato da área do rio ser apenas uma fração da área total da bacia. Sugawara et al. (1984) cita como possíveis evidências físicas para o modelo o fato de que as observações na bacia Cam, Inglaterra, mostraram que o armazenamento subterrâneo e a vazão de base podem ser explicadas com a estrutura de 4 tanques. O Tank Model mostrou-se flexível e com possíveis aplicações em diversas áreas da geofísica e engenharia.

Hong et al. (2005) aplicou o Tank para avaliar a mudança do nível da água subterrânea a sua influência em deslizamentos. Ishihara (1979) e Yokoo et al. (2001) acharam bons resultados com a regionalização de parâmetros do Tank Model através de regressão com uso e tipo do solo e de geologia superficial. Em lavouras de irrigação, Anan et al. (2004) avaliou a quantidade ótima necessária de água com o Tank. Além disso, modelos de qualidade de água para avaliação de transporte de sedimentos em suspensão e

nitrogênio foram desenvolvidos tendo o Tank Model como base(KATO, 2005; SAKAI et al., 2005) e demonstraram bons resultados.

3. Materiais e Métodos

3.1 Área de Estudo

A pesquisa foi realizada na bacia experimental do Rio Saci, localizada na região norte do estado de Santa Catarina no município de Rio Negrinho. A bacia experimental (Figura 3.1) é de segunda ordem e possui área de aproximadamente 10,2 ha. É caracterizada por reflorestamento de pinus e vegetação nativa, sendo que a segunda encontra-se principalmente como mata ciliar (Figura 3.2 a).

A área de reflorestamento da bacia experimental é de 8,7 ha composta por *Pinus taeda* com 30 anos (Figura 3.2 b). Esse reflorestamento foi formado por espaços de 3 m entre fileiras e 2 m entre as árvores de Pinus, o que resulta em uma densidade de aproximadamente 1666 Pinus/ha. Entretanto, devido a desbastes ou morte das plantas, atualmente a densidade é de aproximadamente 673 Pinus/ha. Os Pinus apresentam em média 30 m de altura, 29,9 cm de diâmetro e 60 m²/ha de área basal. A área da mata nativa é de aproximadamente 1,5 ha e é formada basicamente por floresta secundária com várias espécies de tamanho médio (Figura 3.2 c).

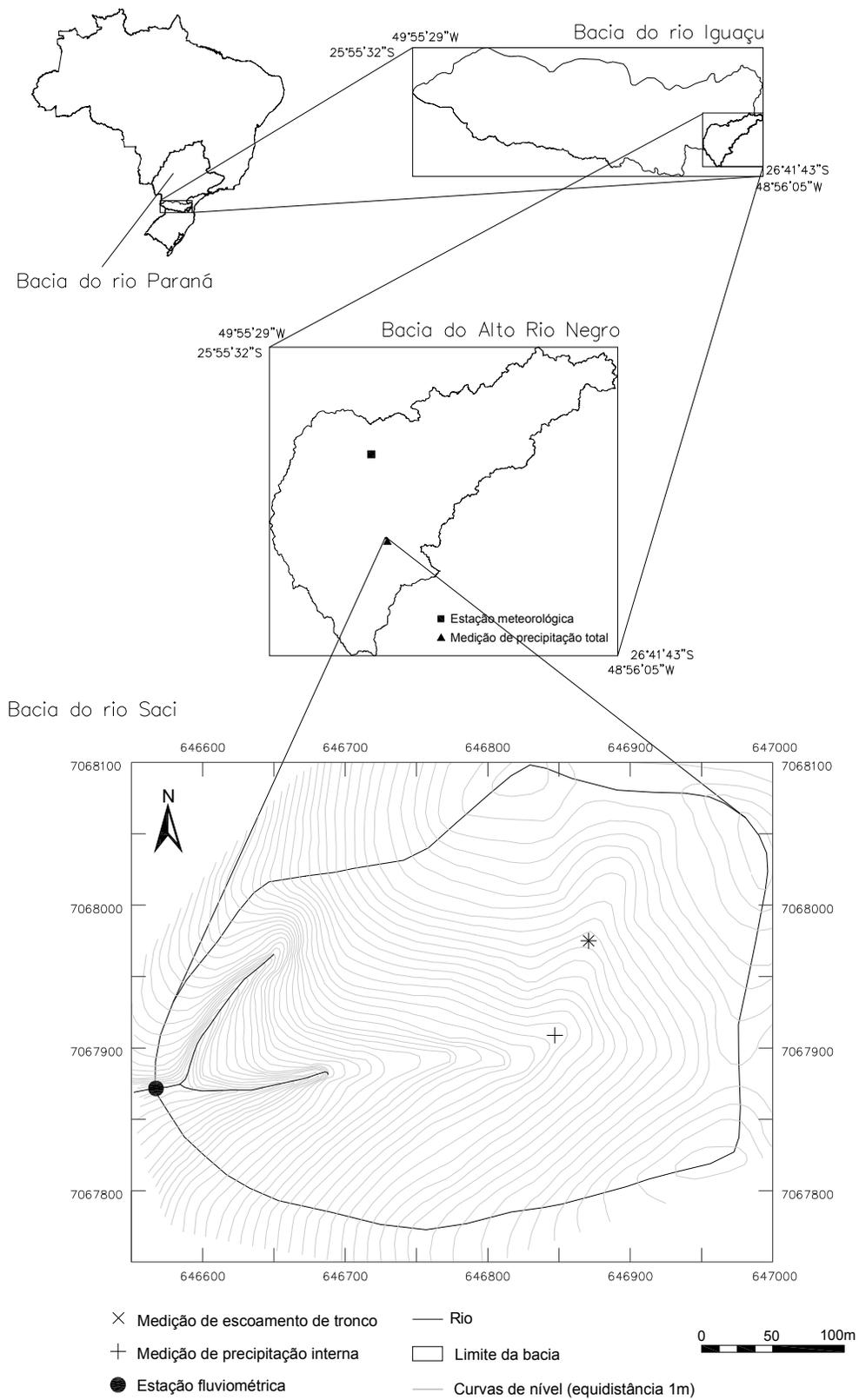


Figura 3.1 Área de estudo, mapa de localização da bacia experimental do Rio Saci.

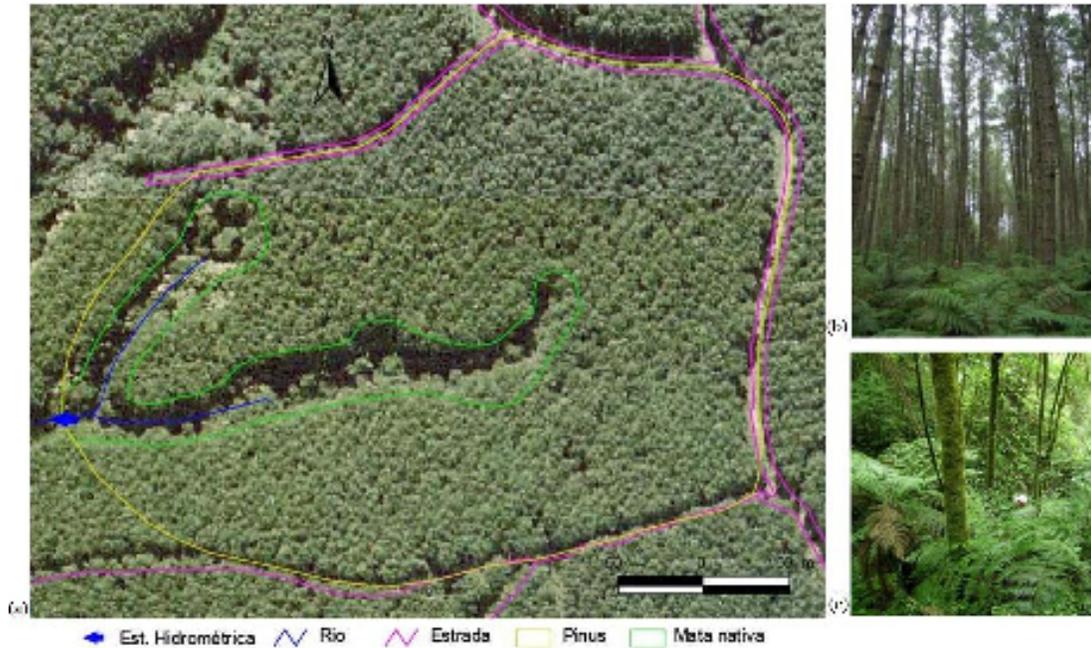


Figura 3.2 Área de estudo, uso do solo. (a) Foto aérea. (b) Pinus. (c) Mata nativa.

3.2 Monitoramento

3.2.1 Interceptação

A interceptação foi estimada por meio da medição da precipitação total da bacia, precipitação interna da bacia e do escoamento de tronco. A precipitação total foi medida com uma estação meteorológica instalada a cerca de 1 km da exutória da bacia (Figura 3.1). A medição da precipitação interna foi realizada utilizando um sistema de calhas coletoras (Figura 3.3a) ligadas a um pluviógrafo de balança (Figura 3.3b). O sistema de balança possui resolução de 0,1 mm e um *datalogger* para registro automático das leituras a cada de 10 minutos. Uma série de medição com início no dia 23/08/2008 às 04h20min até o dia 17/11/2008 às 06h20min foi realizada, ou seja, aproximadamente três meses entre inverno e primavera.

As calhas possuem uma área total de captação de 0,6 m², compostas por 2 unidades de 3 m de comprimento e 0,1 m de largura. A seção da calha apresenta duas paredes paralelas de 0,10 m acrescida de um fundo triangular com altura de 0,08 m, totalizando 0,18 m de profundidade. Este formato da seção foi testado e definido para minimizar

respingos. Foram construídas duas unidades para instalação em campo e a localização de cada uma encontra-se na Figura 3.1. A precipitação interna usada neste estudo foi a média dos dois pontos de medição.

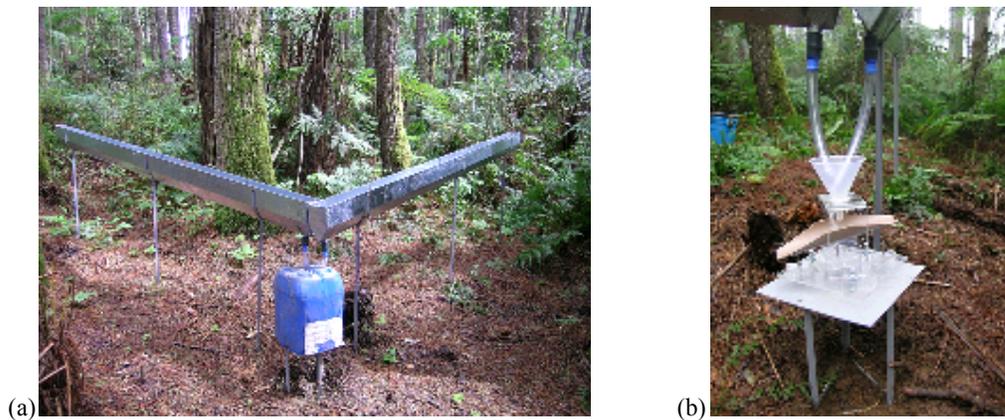


Figura 3.3 Medição de precipitação interna. (a) Calha coletora. (b) Pluviógrafo de báscula.

A medição do escoamento de tronco foi feita através de mangueiras de $\frac{3}{4}$ de polegada cortadas a meia seção e ligadas a um pluviógrafo. Em cada tronco foi enrolada uma mangueira até completar uma volta e meia (Figura 3.4a). A água coletada escoou por gravidade até um pluviômetro basculante, com medição automática. O sistema foi instalado em quatro árvores próximas e a medição feita em conjunto em um único pluviógrafo (Figura 3.4b). Os dados medidos foram armazenados em um *datalogger* com intervalo de medição de 10 min. Devido ao espaçamento entre as árvores, considerou-se que cada árvore cobre 6 m^2 e, portanto, os valores medidos são divididos pela área total de 24 m^2 .

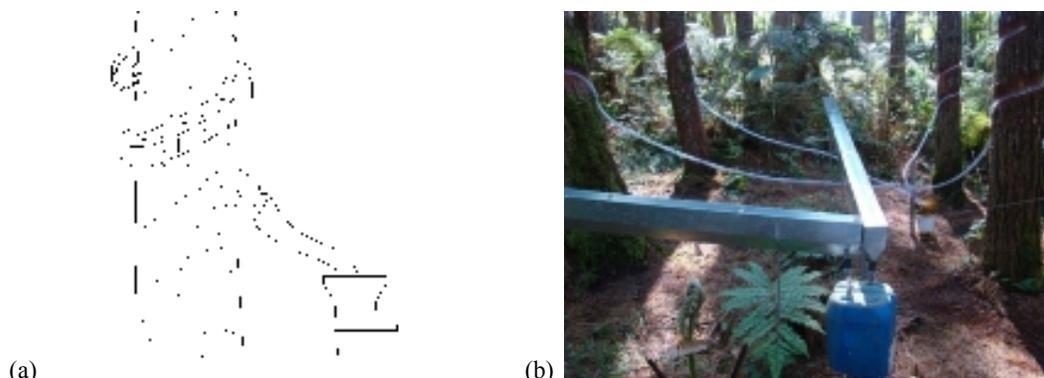


Figura 3.4 Medição de escoamento de tronco. (a) Detalhe de coletor. (b) Quatro troncos ligados a pluviógrafo.

3.2.2 Vazão

Os dados de vazão foram obtidos por um sistema de monitoramento do nível d'água do rio e transformação através de curva-chave. Esse sistema é formado por uma estrutura, composta por uma calha Parshall, um vertedor triangular na base da calha e um vertedor retangular acima da calha, um sensor de nível d'água e uma régua linimétrica. O sensor fica instalado a montante da estrutura (Figura 3.5) e próximo da régua, o que facilita sua calibração pela leitura do nível da régua. Os dados de nível foram armazenados em um *datalogger* a cada 10 minutos. Uma série de medição de vazão do dia 23/08/2008 às 04h20min até o dia 17/11/2008 às 06h20min foi realizada.



Figura 3.5 Calha Parshall com vertedor triangular na base instalada na bacia experimental.

Com base na teoria da calha e dos vertedores da estrutura a curva-chave do sistema foi estimada (Figura 3.6, linha azul) e confirmada em campo com várias medições volumétricas (Figura 3.6, pontos vermelhos). A linha azul, portanto, representa a curva teórica. As medições volumétricas foram feitas principalmente na faixa de níveis d'água em que ocorre a transição entre o vertedor triangular e a calha Parshall, e conseqüentemente as maiores incertezas das vazões.

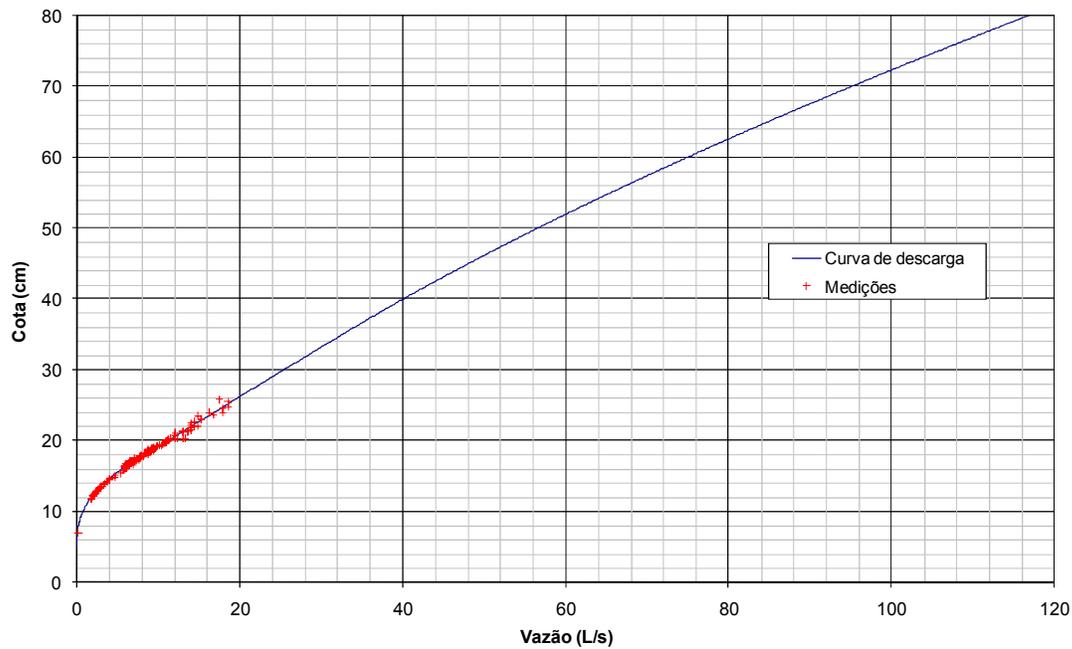


Figura 3.6 Curva-chave obtida para a seção com vertedor e calha acoplados.

3.3 Modelagem

3.3.1 Evapotranspiração Potencial

A série de dados utilizada para cálculo da evapotranspiração diária potencial foi da estação meteorológica automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) localizada no município de Rio Negrinho – SC (Figura 3.7). Essa estação está situada a aproximadamente 28 km da bacia (Figura 3.1) e possui as seguintes características: Código RIO NEGRINHO-A862; Latitude -26,25°; Longitude -49,58°; Altitude 869 metros. Os dados horários de temperatura, umidade, velocidade do vento e radiação foram transformados em médias diárias para o cálculo com o método de Penman modificado (DOORENBOS & PRUITT, 1977).



Figura 3.7 Estação meteorológica RIO NEGRINHO-A862.

A evapotranspiração potencial diária calculada foi transformada em valores potenciais com resolução temporal de 10 minutos. Supôs-se que a evapotranspiração segue uma função senoidal nas horas de sol (06h00min às 18h00min h) e corresponde a 90% da evapotranspiração potencial total. Nas horas sem sol (00h00min às 06h00min e 18h00min às 00h00minh) a evapotranspiração é uniforme e seu total corresponde a 10% da evapotranspiração potencial diária. Essa suposição foi feita com base nos dados de radiação solar medidos pela estação, que mostraram 12 horas de radiação em média por dia. A Figura 3.8 mostra um exemplo onde se considerou a evapotranspiração potencial diária de 1 mm.

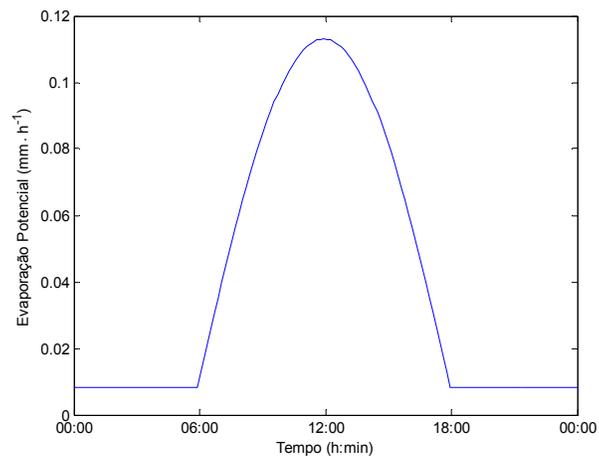


Figura 3.8 Exemplo de distribuição da Evaporação potencial ao longo de um dia (24 h) com 12 horas de sol, das seis horas da manhã às seis horas da tarde.

3.3.2 Intercepção

O modelo de intercepção utilizado foi o de Rutter para o caso esparso (descrito na Seção 2.2.3) com resolução temporal de 10 minutos. O modelo implementado tem cinco parâmetros: fator de cobertura c , capacidade de armazenamento de copa S , capacidade de armazenamento de tronco S_t , coeficiente de proporção de água desviada para o tronco p_d e proporção de taxa de evaporação de tronco ε . Os dados de entrada necessários são precipitação total e evaporação potencial. Considerou-se a evaporação potencial como sendo a evapotranspiração potencial calculada com o método de Penman modificado.

Os parâmetros do modelo foram obtidos através de relações físicas e também calibração. Para o cálculo do c utilizou-se fotos da copa e análise de regressão, onde c é igual a $(1 - \text{inclinação})$ da reta de regressão entre precipitação interna e precipitação total, para eventos de precipitação que incapazes de saturar a copa (VALENTE et al., 1997). O valor de S foi obtido através da curva envoltória da dispersão de pontos de precipitação interna por precipitação total (método de Lleyton et al., 1967). No caso do modelo esparso, o valor de S deve ser dividido por $(1 - p_d)$ devido à Equação 2.24 (VALENTE et al., 1997).

O valor de S_t foi obtido da maneira tradicional, *i. e.*, -1 vezes o valor do ponto onde a curva de regressão entre escoamento de tronco e precipitação total corta o eixo do escoamento de tronco. A outra maneira utilizada para calcular o valor de S_t foi a proposta por Valente et al. (1997). A Equação 2.25 mostra que S_t é o valor negativo do coeficiente da reta de regressão entre o escoamento de tronco e precipitação interna descontada de precipitação na parte descoberta $(I_f - (1 - c) P_g)$. Através da Equação 2.25 também pode-se deduzir que o valor de p_d é a *inclinação* dessa reta dividido por $(1 + \text{inclinação})$. Rutter et al. (1975) estimou ε como sendo 0,04, Valente et al (1997) como sendo 0,024. Devido à dificuldade de se obter a proporção de taxa de evaporação de tronco relativa à copa e ao fato das árvores deste estudo possuírem uma grande área de tronco valor de ε foi suposto como sendo 0,10.

Dados de precipitação interna e escoamento de tronco observado foram utilizados para calcular os erros no modelo, fazer calibração e análise de sensibilidade. Foram calculados o *Nash* e o *Erro1* (erro relativo de volume, ver seção 3.3.5) para a precipitação interna simulada, o escoamento de tronco simulado e para a precipitação líquida. O erro

absoluto relativo entre interceptação total estimada e simulada também foi calculado. Como as variáveis precipitação interna, escoamento de tronco e precipitação líquida não são contínuas fez-se uma adaptação para o cálculo do *Nash*. Ele só foi computado para intervalos de tempo onde a variável observada era maior que zero, portanto, seu valor foi provavelmente subestimado.

3.3.3 Chuva-Vazão

A estrutura do Tank Model utilizada foi de quatro tanques (Figura 3.9), sendo o primeiro com duas saídas laterais e os outros com apenas uma. Essa estrutura foi escolhida por ser considerada um bom modelo inicial por Sugawara et al., 1984 e Sugawata, 1985. Essa estrutura também demonstrou ser uma boa representação da situação real da bacia e teve bom desempenho em algumas simulações prévias. O modelo tem, portanto, 12 parâmetros (C_1U , C_1D , C_1I , C_2D , C_2I , C_3U , C_3I , C_4D , H_1U , H_1D , H_2D , H_3D). A resolução temporal utilizada foi de 10 minutos e os dados de entrada do modelo foram precipitação e evapotranspiração potencial (calculada com o método de Penman modificado). A evapotranspiração potencial é inicialmente descontada do tanque 1. Caso $T1$ seja menor que a evapotranspiração potencial, o restante é descontado de $T2$, $T3$ ou $T4$, respectivamente. O modelo foi testado com precipitação total (*Tank Pg*) e precipitação líquida (*Tank Rn*).

A condição inicial de umidade da bacia foi estipulada como sendo:

$$T1 = 0; \quad (3.1)$$

$$T2 = 0,8 * H_2D; \quad (3.2)$$

$$T3 = 0,8 * H_3D; \quad (3.3)$$

$$T4 = QO(1) / (C_4D); \quad (3.4)$$

onde $T1$, $T2$, $T3$ e $T4$ são a quantidade de água nos tanques 1, 2, 3 e 4, respectivamente. Ou seja, a quantidade de água necessária no tanque 4 para gerar a vazão observada no primeiro passo de tempo, mais 80% da altura necessária para gerar vazão lateral no tanque 2, mais 80% da altura necessária para gerar vazão lateral no tanque 3.

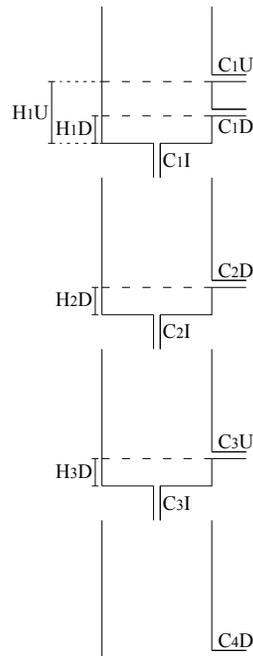


Figura 3.9 Representação do Tank Model utilizado no estudo.

3.3.4 Acoplamento do Modelo de Interceptação com Chuva-Vazão

O modelo de interceptação Rutter esparsa foi acoplado numa mesma rotina ao Tank Model apresentado na seção anterior, originando o modelo *Tank+Rutter*. Portanto, esse novo modelo possui 17 parâmetros, os 12 do Tank Model e os 5 do modelo Rutter esparsa. A condição inicial usada foi a mesma do Tank Model, ou seja, a vazão observada no primeiro passo de tempo é a vazão do quarto tanque e os tanques 2 e 3 têm 80% da altura necessária para gerar vazão lateral nos mesmos. Essa condição inicial foi escolhida com base em algumas simulações anteriores, pois era uma boa representação da situação da bacia antes dos eventos simulados.

No *Tank+Rutter*, a água da chuva passa primeiro pelo sistema de interceptação e a chuva líquida entra no tanque 1. A evapotranspiração potencial é primeiramente descontada da água na copa e tronco. Caso a soma da água na copa e no tronco seja menor que a evapotranspiração potencial, a diferença é descontada no sistema de tanques. Portanto, considerou-se que a transpiração ocorre apenas quando a evaporação é menor que a evapotranspiração potencial.

3.3.5 Análise de Sensibilidade e Incerteza

No presente trabalho, foi usado o método GLUE (BEVEN & BINLEY, 1992) para estimar a sensibilidade e incerteza dos modelos. Os valores dos intervalos de parâmetros necessários foram estipulados com simulações prévias, consulta bibliográfica e medição em campo. No caso do modelo Rutter esparsou usou-se uma faixa de parâmetros que abrange os dados monitorados e que explorava possibilidades encontradas na literatura. Os intervalos usados para o Tank Model foram baseados nos valores utilizados por Sugawara et al. (1984) e Sugawara (1995) e também baseado em algumas simulações prévias.

O método escolhido para gerar os valores de parâmetros foi o Monte Carlo, onde números aleatórios foram gerados a partir de uma distribuição uniforme. Assim obteve-se valores de parâmetros que variaram aleatoriamente dentro dos intervalos estipulados. Utilizou-se duas funções objetivos, o coeficiente *Nash* (NASH & SUTCLIFFE, 1970) e o *Erro1* que é o erro relativo. O valor de *Nash* varia de $-\infty$ a 1, sendo que quanto mais próximo de 1 for o resultado melhor foi a simulação. A Equação 3.5 abaixo mostra como é calculado esse coeficiente.

$$Nash(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (o(t) - \hat{o}(t | \Theta))^2}{\sum_{t=1}^N (o(t) - \bar{o})^2} \quad (3.5)$$

onde, $Nash(\Theta)$ é o coeficiente de Nash & Sutcliffe (1970) para o conjunto de parâmetros Θ ; $o(t)$ é a variável observada no tempo t ; $\hat{o}(t | \Theta)$ é a variável calculada no tempo t usando o conjunto de parâmetros Θ ; \bar{o} é o valor médio da variável observada; e N é o número de passos de tempo. O valor de *Nash* para Tf e Sf foi calculado apenas para passos de tempo em que Tf observado e Sf observado eram maiores que zero, e foi chamado de *Nash**

O valor do *Erro1* varia de 0 a $+\infty$ e é calculado da seguinte maneira:

$$Errorl(\Theta) = \frac{\left| \sum_{t=1}^N o(t) - \sum_{t=1}^N \hat{o}(t | \Theta) \right|}{\sum_{t=1}^N o(t)} \quad (3.6)$$

onde, $Errorl(\Theta)$ é o módulo do erro relativo para o conjunto de parâmetros Θ .

4. Resultados e Discussão

4.1 Evapotranspiração Potencial

A evapotranspiração potencial diária foi calculada com o método de Penman modificado (DOORENBOS & PRUITT, 1977) para o período de 23/08/2008 a 23/11/2008 (Figura 4.1). A média da série calculada é 3,08 mm/dia e o total de 286 mm. A tendência de aumento na evapotranspiração é devida ao fato do tempo de monitoramento ter sido entre inverno e primavera.

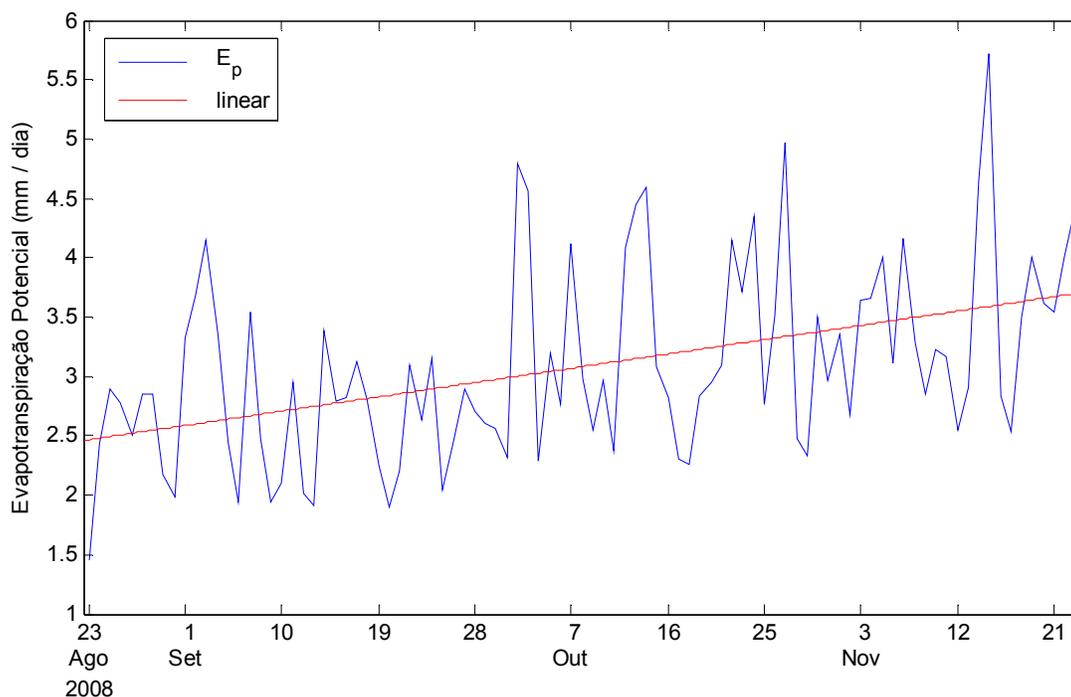


Figura 4.1 Evapotranspiração potencial diária calculada com o método de Penman modificado.

Como os resultados do método utilizado foram médias diárias, estimou-se a evapotranspiração potencial para intervalos de tempo de 10 min (Figura 4.2) através da função de distribuição mencionada na seção 3.3.1. Obteve-se uma série com 12.397 dados. A média foi de 0,02 mm/10min. Na Figura 4.2 observa-se que os valores de mínimo e

máximo de evapotranspiração potencial foram de 0.01 mm/10 min e 0,11 mm/10 min respectivamente.

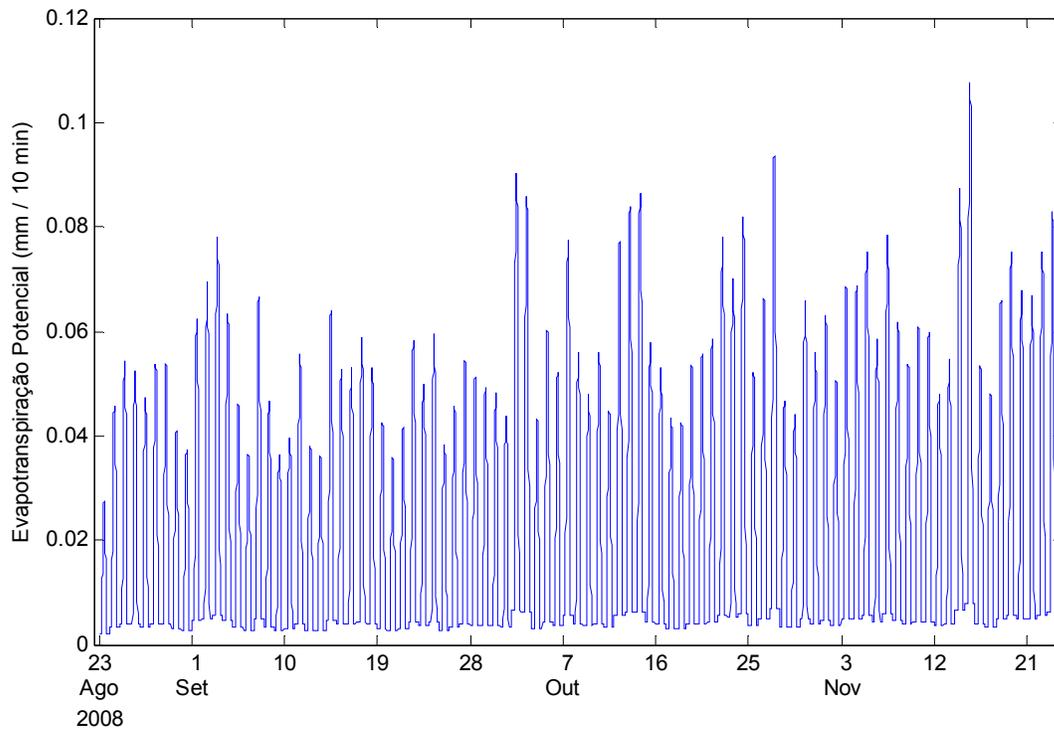


Figura 4.2 Evapotranspiração potencial calculada para intervalos de 10 min.

4.2 Intercepção

4.2.1 Monitoramento

Obteve-se 12.397 dados de precipitação total (P_g), precipitação interna (Tf) e escoamento de tronco (Sf) (Figura 4.3). Os valores totais de P_g , Tf e Sf encontram-se na Tabela 4.1. Foram identificados 31 eventos na série. Cada evento tem início com registro de precipitação e seu final foi marcado pela ocorrência de pelo menos 6h sem registro de precipitação.

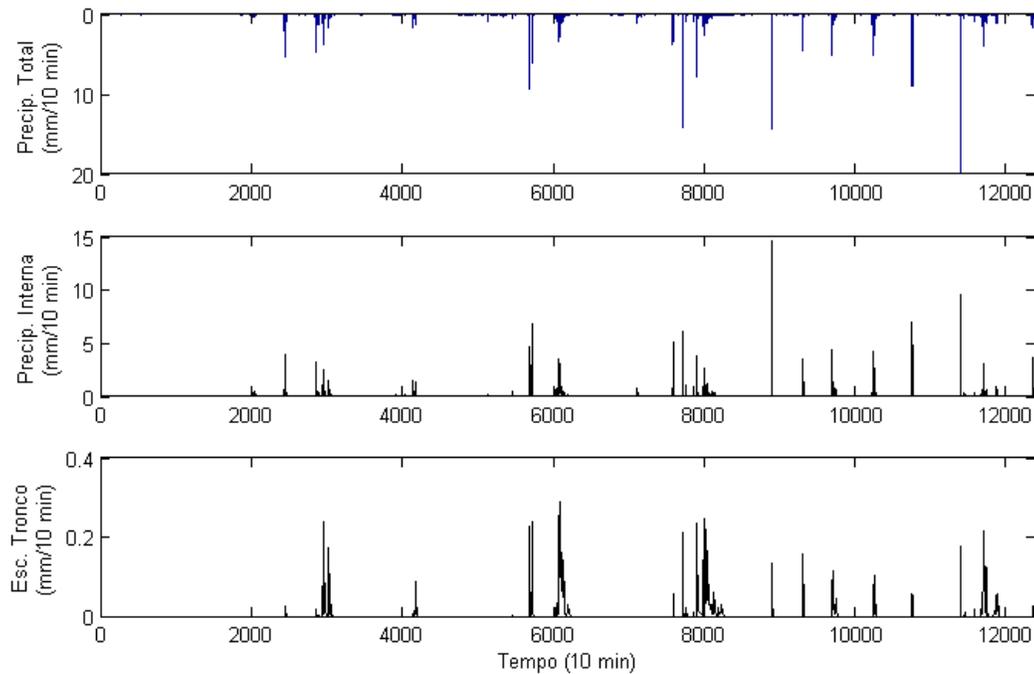


Figura 4.3 Série de dados monitorados de precipitação total, precipitação interna e escoamento de tronco.

Tabela 4.1 Valores estimados de precipitação total (P_g), precipitação interna, escoamento de tronco e perda por interceptação.

	Volume Total	
	mm	% P_g
Precipitação total	665,0	100,0
Precipitação interna	473,4	71,2
Escoamento de tronco	49,1	7,4
Perda por interceptação	142,5	21,4

A Figura 4.4 apresenta os volumes totais de cada evento. O maior volume registrado de P_g foi 91,0 mm (evento n° 21), que teve também o maior volume de S_f , 14,4 mm. A máxima intensidade de precipitação total, T_f e S_f registrados foram 19,9 mm/10min, 14,5 mm/10min e 0,3 mm/10min, respectivamente (Figura 4.5). Os maiores eventos de precipitação em termos de quantidade total e intensidade ocorreram a partir do evento n° 16, dia 01/10/2008 (Figura 4.4 e Figura 4.5).

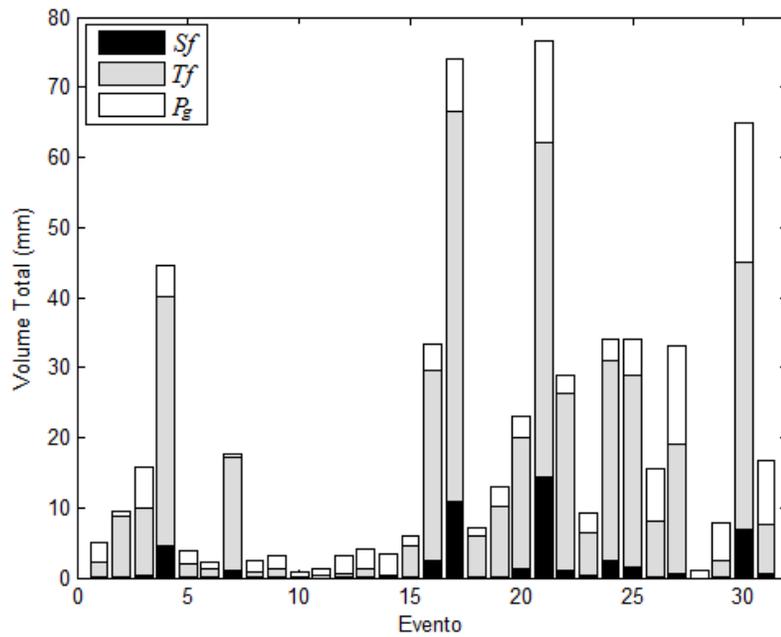


Figura 4.4 Volumes totais de escoamento de tronco (S_f), precipitação interna (T_f) e precipitação total (P_g) registrados em cada um dos 31 eventos.

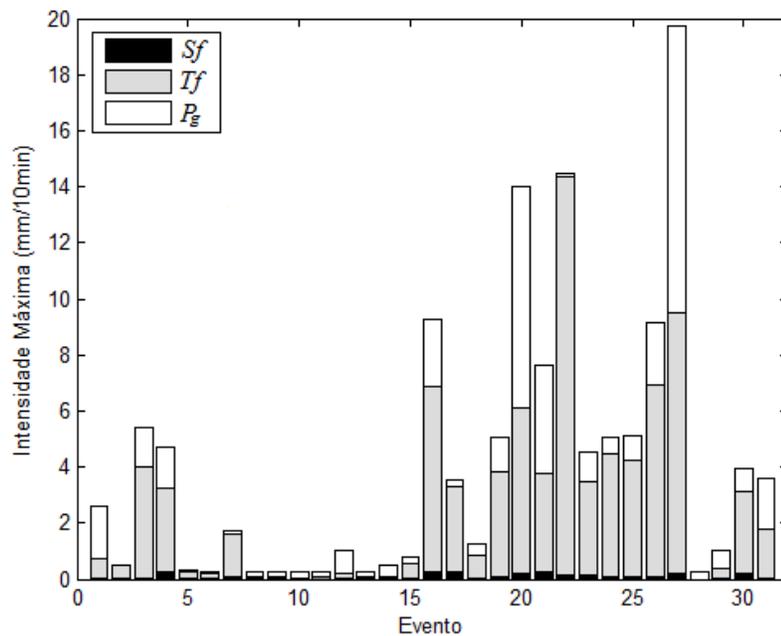


Figura 4.5 Intensidade máxima registrada de escoamento de tronco (S_f), precipitação interna (T_f) e precipitação total (P_g) em cada um dos 31 eventos.

A Figura 4.6 mostra a relação entre $I\%$ e precipitação total. A interceptação se aproxima de uma assíntota de equivalente a 10% da precipitação total.

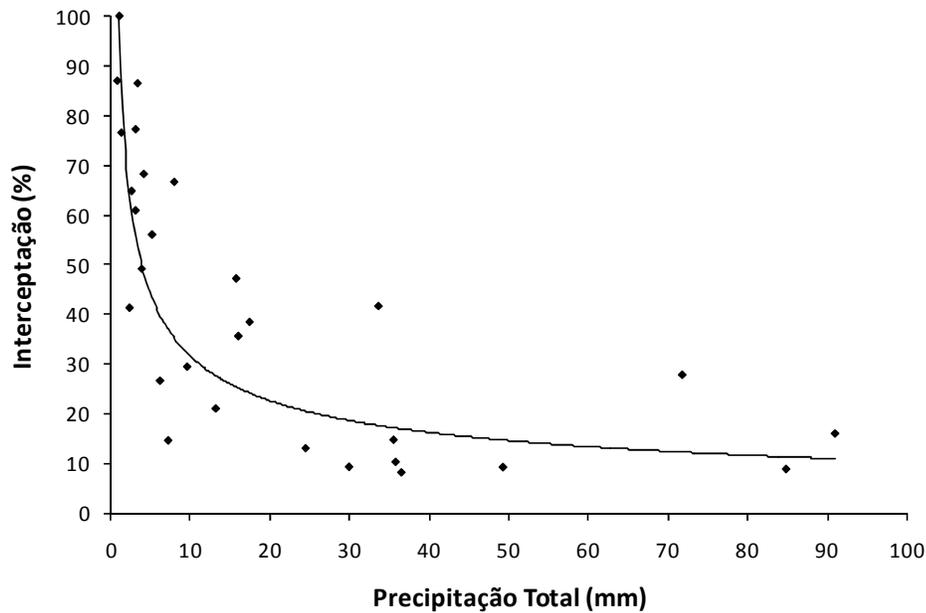


Figura 4.6 Relação entre interceptação relativa ao total precipitado e precipitação total.

Duas fotos da copa foram tiradas nos pontos de medição de precipitação interna para estimativa do fator de cobertura c (Figura 4.7). As fotos foram classificadas em área de folhas (cor verde), galhos (cor marrom) e firmamento (cor azul) e assim determinou-se o fator de cobertura. No ponto de medição P5 (Figura 4.7a) o valor de c foi 0,87 e no ponto P8 de 0,73 (Figura 4.7b), a média estimada foi de 0,8.

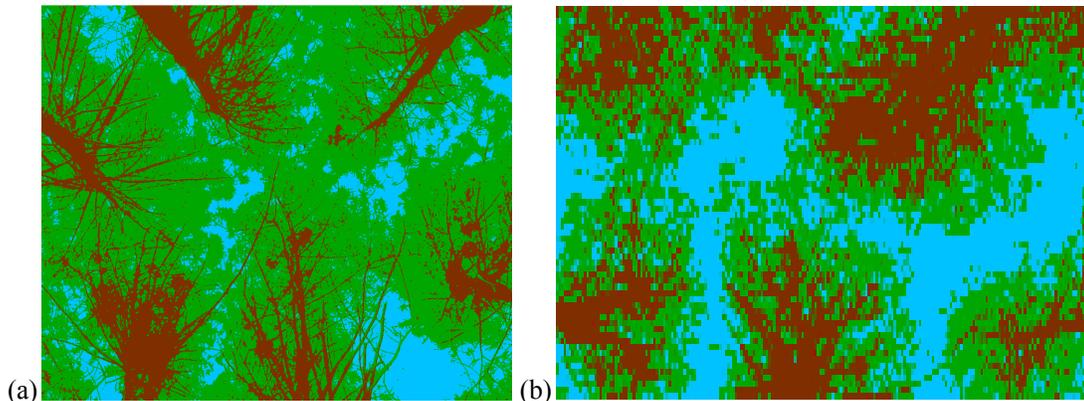


Figura 4.7 Fotos tiradas da copa acima da medição de precipitação interna para estimativa do parâmetro de cobertura c . (a) Ponto de medição P5. (b) Ponto de medição P8.

De acordo com o método de Leyton et al. (1967) fez-se um gráfico de dispersão entre os volumes de precipitação interna totais e precipitação total (Figura 4.8). O ponto de inflexão dos dados fica aproximadamente em 5 mm, que seria o valor de precipitação total necessário para saturar a copa. Lleyton et al. (1967) encontrou valores do ponto de inflexão

variando de 0,06 a 0,15 mm, Rutter et al. (1971) encontrou valor entre 1,0 e 1,5 mm, os mesmos utilizados por Gash & Morton (1978). O ângulo da reta de regressão entre precipitação interna e precipitação total (para valores de precipitação total menores que 5 mm) equivale ao coeficiente de precipitação interna livre p ou $(1 - c)$. Através desse método o valor de c foi estimado como 0,59. Para a estimativa da capacidade de armazenamento S fez-se uma curva envoltória utilizando-se 4 pontos que equivaleriam a condições de evaporação mínima (Figura 4.8). O valor estimado de S foi de 2,71 mm. A envoltória dos dados com valores acima de 5 mm foi calculada usando quatro pontos que seriam supostamente com menor influência da evaporação. Nesse caso o R^2 é alto justamente devido a pouca quantidade de pontos. A outra reta de regressão, que foi usada no cálculo do $(1 - c)$, foi feita usando os pontos menores que 5 mm (ver detalhe).

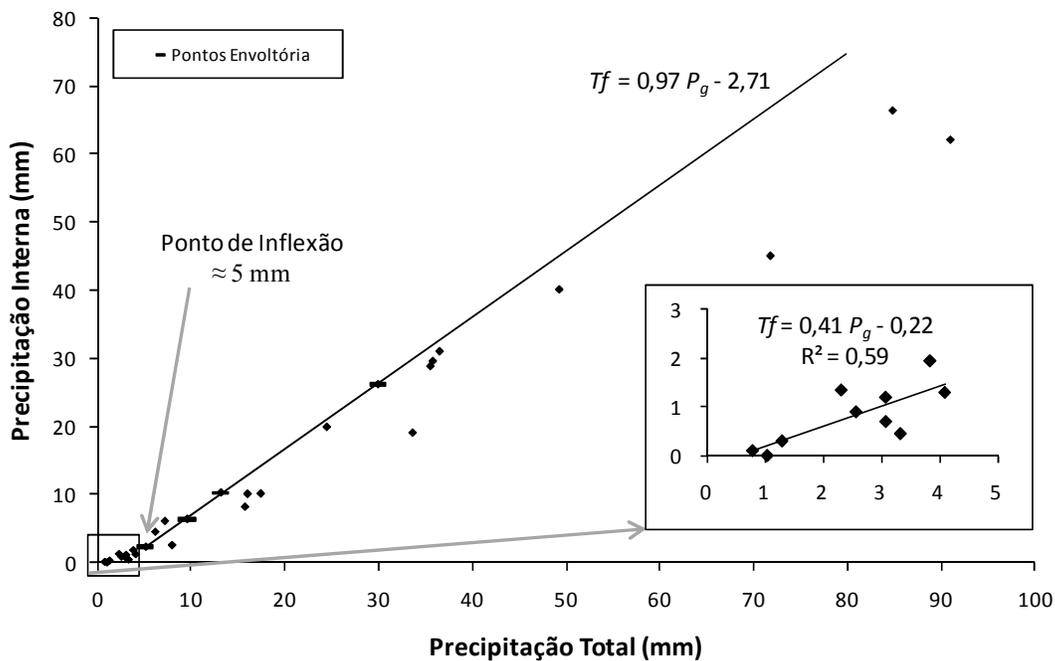


Figura 4.8 Relação entre precipitação interna e precipitação total.

A Figura 4.9 apresenta o gráfico para obtenção do valor de S_t da maneira tradicional, $S_t = -(-1,25) = 1,25$ mm. O cálculo de S_t também foi feito através da maneira proposta por Valente et al. (1997), $S_t = -(-1,61) = 1,61$ mm (Figura 4.10). Através da inclinação da reta de regressão da Figura 4.10 o valor de p_d foi determinado como $0,25 / (1 + 0,25)$, ou seja, 0,20.

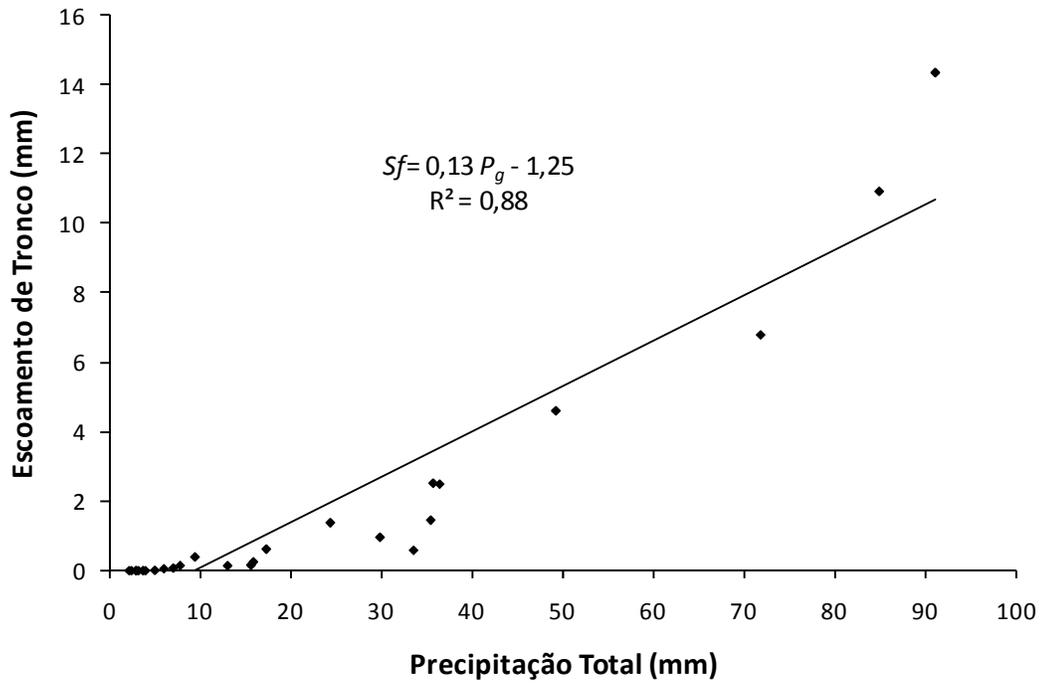


Figura 4.9 Relação entre escoamento de tronco e precipitação total.

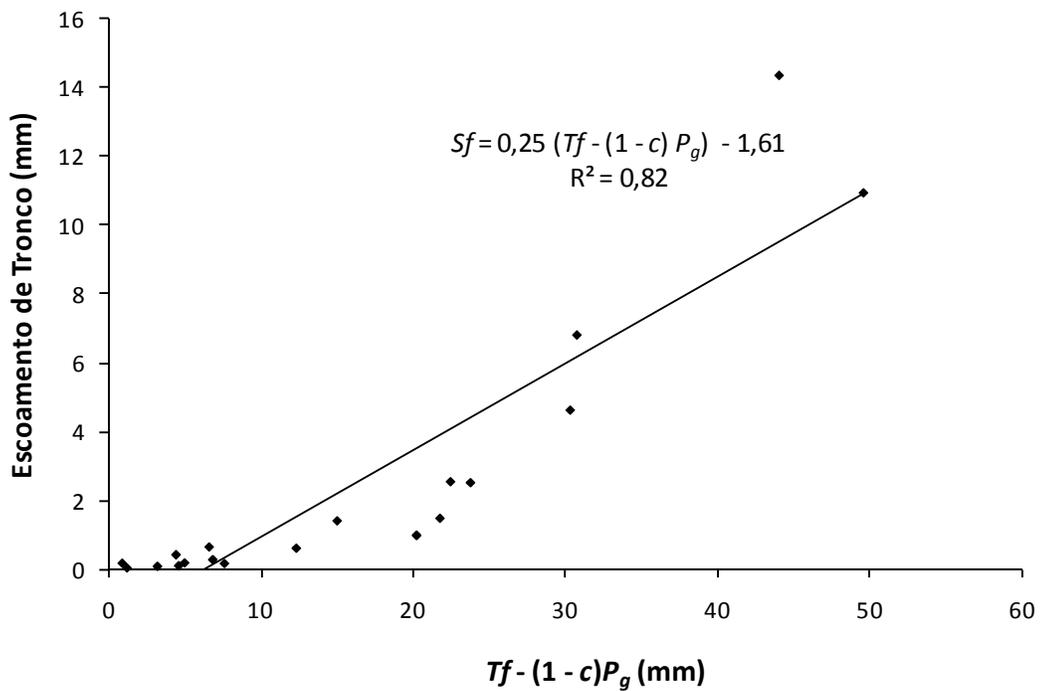


Figura 4.10 Relação entre escoamento de tronco e precipitação interna descontada de precipitação na parte descoberta, $T_f - (1 - c)P_g$.

4.2.2 Modelagem

O valor de S para o caso esparso foi obtido dividindo-se o valor de S original por $(1 - p_d)$, nesse caso S foi de 3,40 mm. Os valores de S encontrados por Valente et al.(1997) foram 0,41 e 0,21 mm, bem inferiores ao presente estudo, porém Zinke (1967) reportou valores variando de 0,03 a 11,2 mm. Os valores calculados para os parâmetros do modelo encontram-se na Tabela 4.2. A proporção da taxa de evaporação de tronco em relação a evaporação de copa, ε , foi estipulada como sendo 0,10.

Tabela 4.2 Parâmetros estimados do modelo de interceptação.

Parâmetros				
c	S	S_t	p_d	ε
0,80 [†]	2,71 [‡]	1,25 ^α	0,20 [*]	0,10
0,59 [‡]	3,40 ^φ	1,61 ^{φ*}	-	-

[†] Obtido através de foto da copa (Figura 4.7).

[‡] Obtido através de regressão (Figura 4.8).

^φ Obtido com método para o caso esparso.

^α Obtido através de regressão (Figura 4.9).

^{*} Obtido através de regressão (Figura 4.10).

Como existe variação entre os métodos de obtenção de cada parâmetro, foi difícil estipular qual a situação seria mais correta. Oito combinações possíveis com os parâmetros obtidos encontram-se na Tabela 4.3, são um total de 8 e todas foram testadas no modelo de interceptação Rutter esparso. A Figura 4.11 mostra a série de dados observados de precipitação total e a série observada e simulada de precipitação interna e escoamento de troncos. As intensidades simuladas no escoamento de tronco algumas vezes ultrapassaram a intensidade observada (Figura 4.11).

Tabela 4.3 Combinações possíveis de parâmetros.

Combinação	Parâmetros				
	c	S (mm)	S_t (mm)	p_d	ε
1	0,80	2,71	1,25	0,20	0,10
2	0,80	2,71	1,61	0,20	0,10
3	0,80	3,40	1,25	0,20	0,10
4	0,80	3,40	1,61	0,20	0,10
5	0,59	2,71	1,25	0,20	0,10
6	0,59	2,71	1,61	0,20	0,10
7	0,59	3,40	1,25	0,20	0,10
8	0,59	3,40	1,61	0,20	0,10

Os valores dos erros calculados com as 8 diferentes combinações encontram-se na Tabela 4.4. Nenhuma das simulações teve valores de $Nash^*$ para o escoamento de tronco acima de zero, ou seja, no caso de escoamento de tronco o modelo se comportou pior que a média. Porém, o erro de volume ($Erro1$) simulado de escoamento de tronco não ultrapassou os 30%. Já nas simulações de precipitação interna e precipitação líquida o valor do $Nash^*$ foi acima de 0,70 para todos os casos e o $Erro1$ não ultrapassou 10%.

O menor erro em porcentagem de volume da interceptação foi de 2%. Esse valor foi obtido com a combinação n° 4 ($c = 0,80$, $S = 3,40$ e $S_t = 1,61$) a qual teve melhor desempenho em todos os requisitos com exceção do $Nash^*$ da precipitação líquida. Portanto, o coeficiente de cobertura calculado através da fotografia e os parâmetros de armazenamento de copa e tronco calculados com o método esparsa aparentemente são os mais corretos. Porém, como se pode observar na Tabela 4.4 todos os valores de erro ficaram muito próximos entre si. Isso indica que provavelmente as diferenças entre os valores de parâmetros calculados são pouco significativas. Esse fato pode ser devido a um alto erro na sua estimativa através de regressão

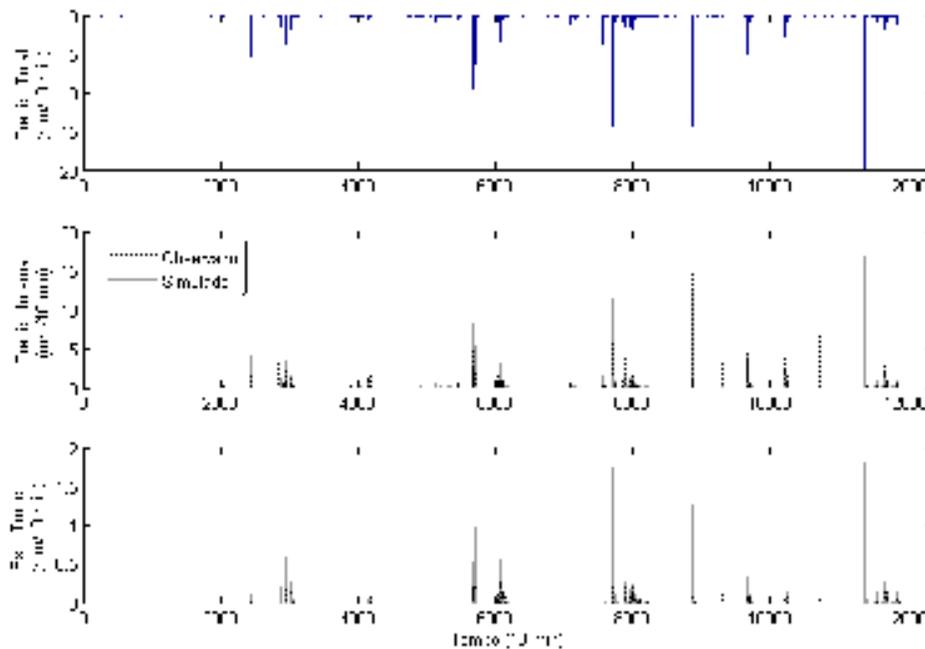


Figura 4.11 Precipitação total observada, precipitação interna e escoamento de tronco observados e simulados com as 8 combinações de parâmetros.

Tabela 4.4 Valores de *Nash** e *Erro1* para escoamento de tronco (*Stemflow*), precipitação interna (*Throughfall*) e precipitação líquida (*Rn*) e Erro relativo da interceptação para as 8 combinações de parâmetros.

Combinação	<i>Nash*</i>			<i>Erro1</i> (% Volume)			Erro Interceptação (%)
	<i>Stemflow</i>	<i>Throughfall</i>	<i>Rn</i>	<i>Stemflow</i>	<i>Throughfall</i>	<i>Rn</i>	
1	- 3,39	0,78	0,74	0,30	0,01	0,04	0,13
2	- 2,58	0,78	0,75	0,21	0,01	0,03	0,10
3	- 3,07	0,79	0,75	0,27	0,01	0,01	0,05
4	- 2,22	0,79	0,76	0,18	0,01	0,01	0,02
5	- 0,39	0,76	0,75	0,20	0,08	0,05	0,19
6	- 0,09	0,76	0,76	0,27	0,08	0,04	0,16
7	- 0,24	0,78	0,77	0,23	0,06	0,03	0,12
8	- 0,02	0,78	0,78	0,29	0,06	0,03	0,10

Os valores de precipitação interna, escoamento de tronco, precipitação líquida e interceptação acumulados foram calculados para a série inteira com as 8 combinações de parâmetros (Figura 4.12). Esses valores foram classificados com *c* na Figura 4.12. Enquanto a precipitação interna foi maior com valores menores de *c*, o escoamento de tronco foi menor (Figura 4.12a e Figura 4.12b). Isso mostra que o valor de *c* controla a entrada de água no sistema de copas e indiretamente no sistema de tronco. Todas as combinações subestimaram a precipitação líquida (Figura 4.12c) e, por conseguinte superestimaram a interceptação (Figura 4.12d).

Foram feitas 10.000 simulações variando os valores dos parâmetros do modelo de Rutter esparsos aleatoriamente para o teste de sensibilidade do modelo. Os valores aleatórios foram obtidos através de uma distribuição uniforme. Os intervalos dos parâmetros usados encontram-se na Tabela 4.5. Usou-se a série inteira para fazer a simulação e o intervalo de confiança foi obtido com as simulações em que um dos erros foi menor que os das 8 combinações de parâmetros usados na seção anterior.

A Figura 4.13 e a Figura 4.14 mostram o intervalo de confiança obtido no evento nº 4. Na Figura 4.13 as simulações usadas foram aquelas onde os valores de *Nash** do escoamento de tronco foram acima de 0. Na Figura 4.14 o critério foi o erro da interceptação que foi menor que 2%. Na Figura 4.15 e Figura 4.16 os mesmos critérios foram usados, porém, essas mostram o evento nº 17. Em todos os casos, os intervalos de confiança calculados a partir do critério do *Nash** de escoamento de tronco foram menores. Isso demonstra que, apesar de corresponder a uma pequena porcentagem da precipitação

total, o uso do escoamento de tronco como critério para avaliação do modelo é adequado. Uma vez que o escoamento de tronco é um sub-processo da interceptação, ao garantir que os valores do mesmo estejam corretos, garante-se que o resto do processo de interceptação também seja simulado adequadamente.

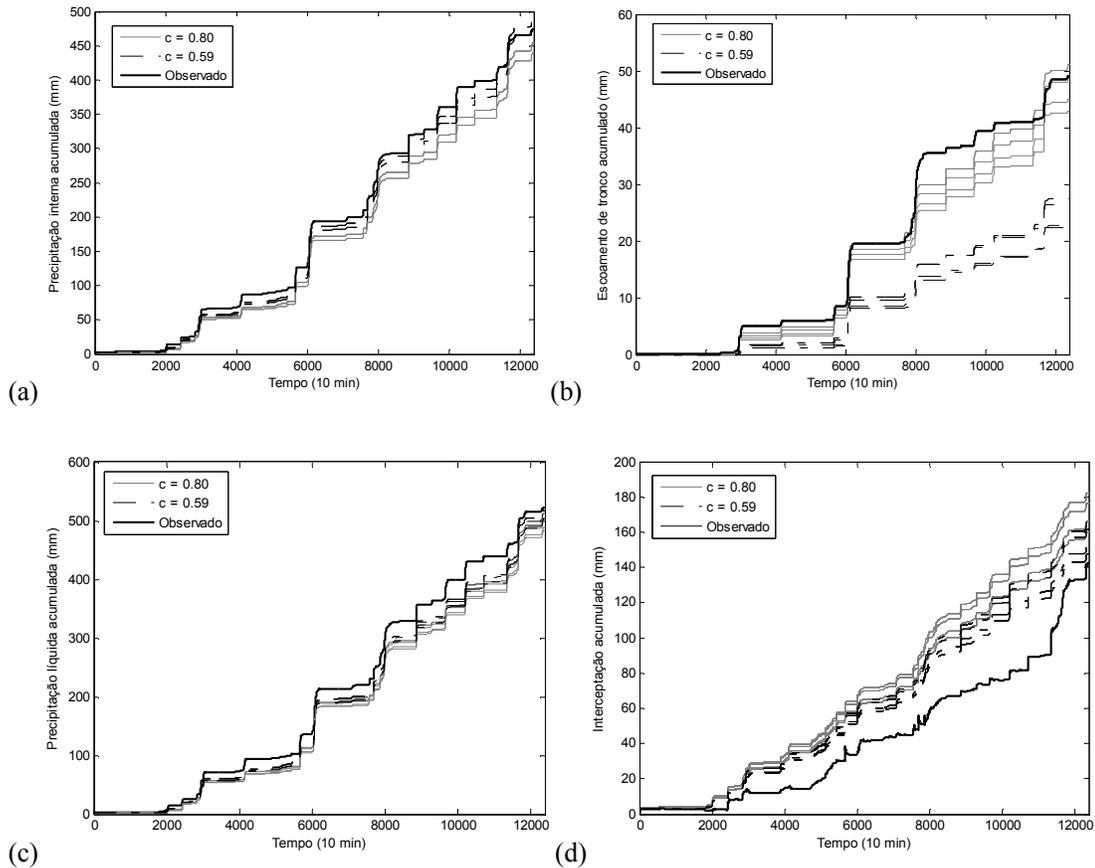


Figura 4.12 Precipitação interna, escoamento de tronco, precipitação líquida e interceptação acumulados, dados simulados com as 8 combinações de parâmetros diferenciados pelo parâmetro de cobertura de copa c . (a) Precipitação interna acumulada. (b) Escoamento de tronco acumulado. (c) Precipitação líquida acumulada. (d) Interceptação acumulada.

Tabela 4.5 Intervalo dos parâmetros usados nas simulações com o modelo de Rutter esparsu.

Parâmetro	Intervalo		Unidade
	<i>min.</i>	<i>max.</i>	
c	0,50	0,95	-
S	1,50	4,00	mm
S_t	0,90	2,50	mm
p_d	0,05	0,60	-
ε	0,05	0,50	-

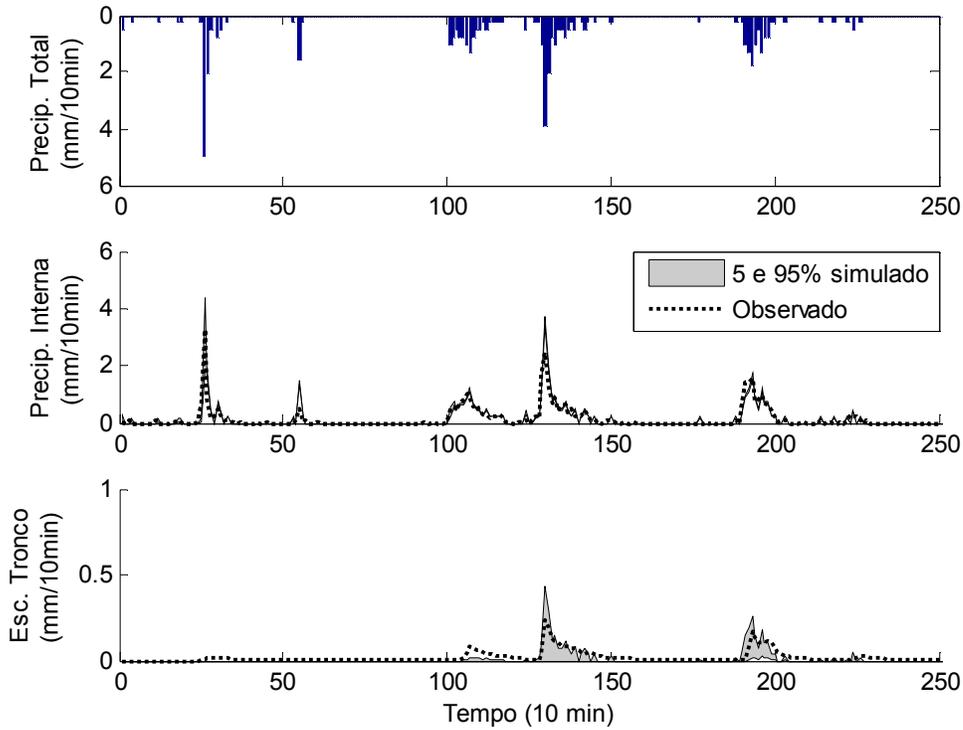


Figura 4.13 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 4, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o $Nash^*$ do escoamento de tronco foi maior que zero.

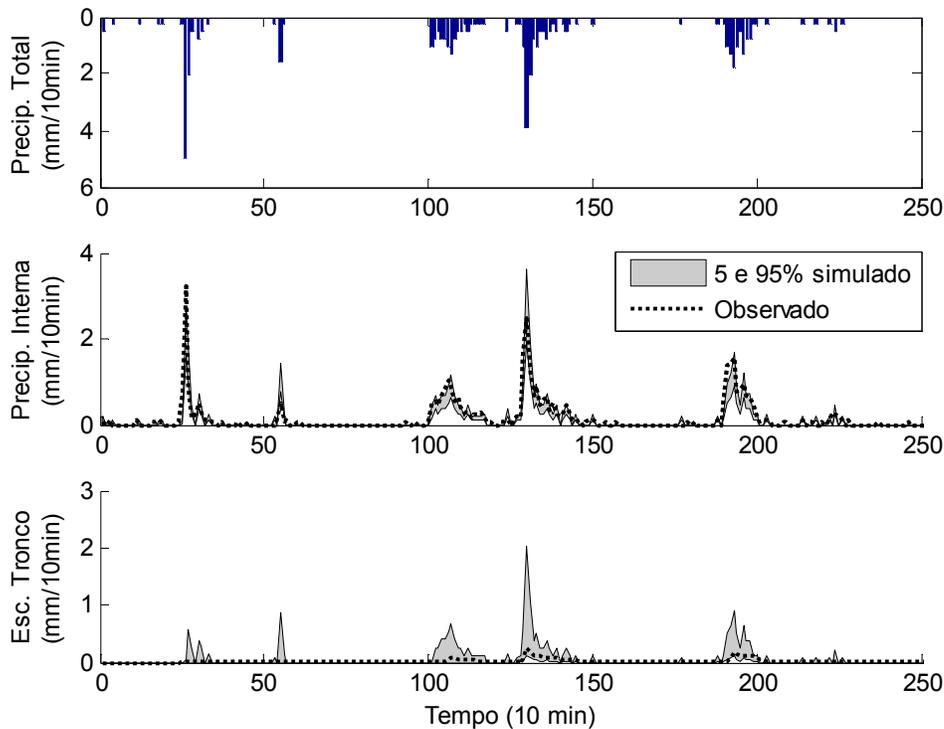


Figura 4.14 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 4, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o erro da interceptação foi menor que 2%.

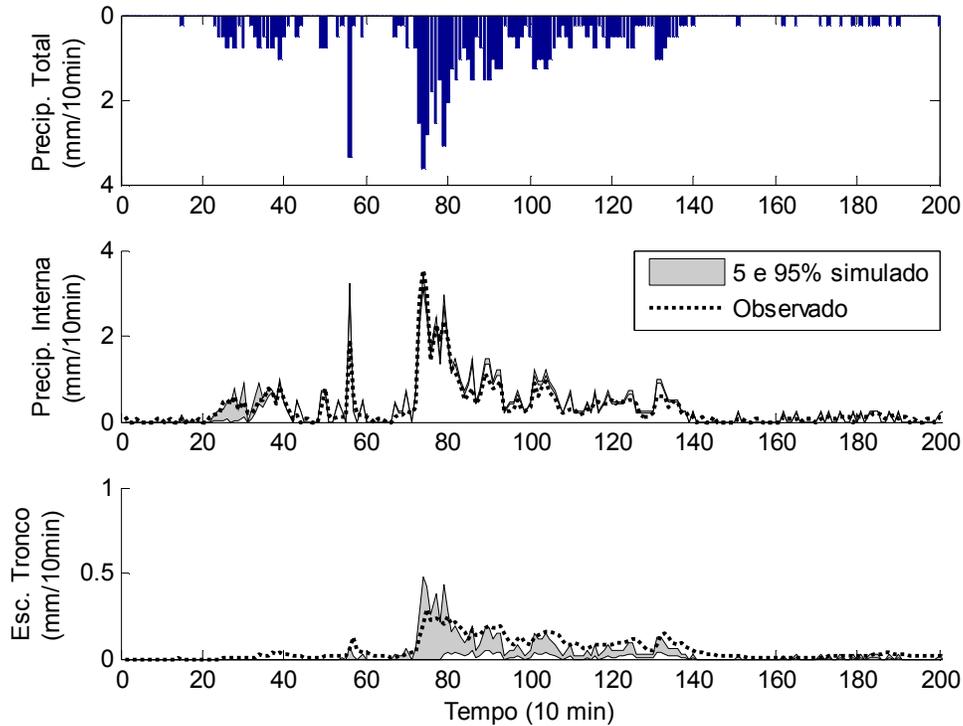


Figura 4.15 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 17, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o *Nash** do escoamento de tronco foi maior que zero.

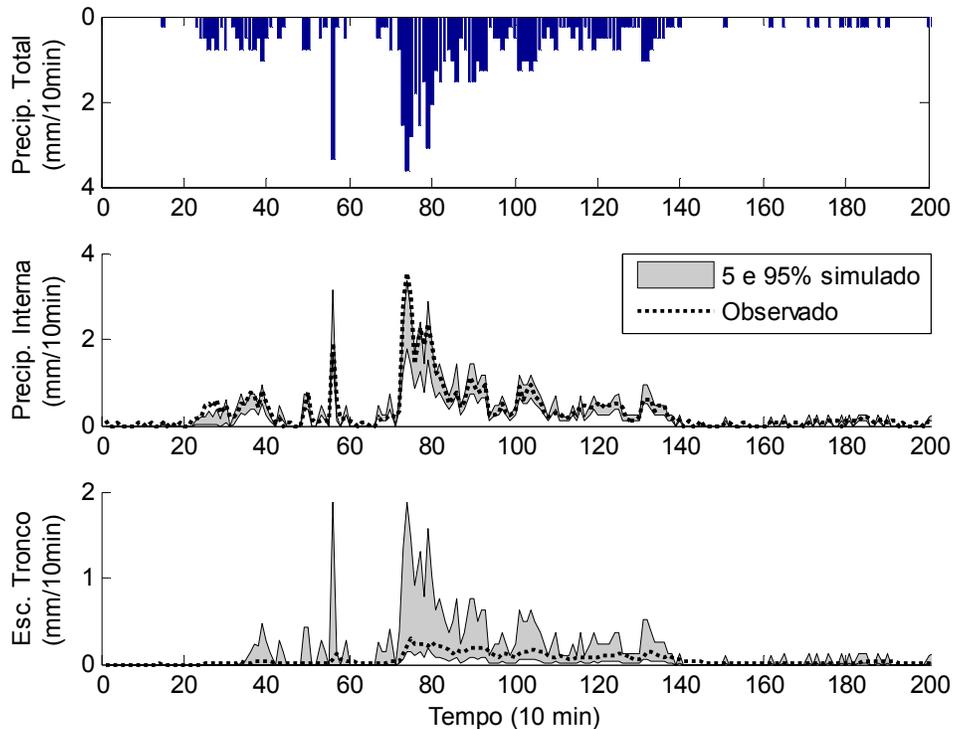


Figura 4.16 Simulação de precipitação interna e escoamento de tronco para o evento n° 17, com os parâmetros selecionados com as simulações em que o erro da interceptação foi menor que 2%.

O teste de sensibilidade do modelo aos parâmetros foi feito usando os erros das diferentes saídas do mesmo, *i. e.*, escoamento de tronco, precipitação interna, precipitação líquida e interceptação total. A dispersão dos valores de $Nash^*$ e $Erro1$ e erro na interceptação total pelos 5 parâmetros do modelo foi feita (Figura 4.17, Figura 4.18, Figura 4.19, Figura 4.20, Figura 4.21, Figura 4.22 e Figura 4.23). A Figura 4.17, Figura 4.18, Figura 4.20 e Figura 4.21 mostram que o valor de $Nash^*$ e $Erro1$ do escoamento de tronco e $Nash^*$ e $Erro1$ da precipitação interna são mais sensíveis aos valores de p_d . Observando essas figuras concluiu-se que o valor de p_d entre 0,1 e 0,2 seria mais correto, o que condiz com o valor obtido através do método de regressão mencionado na seção 4.2.1.

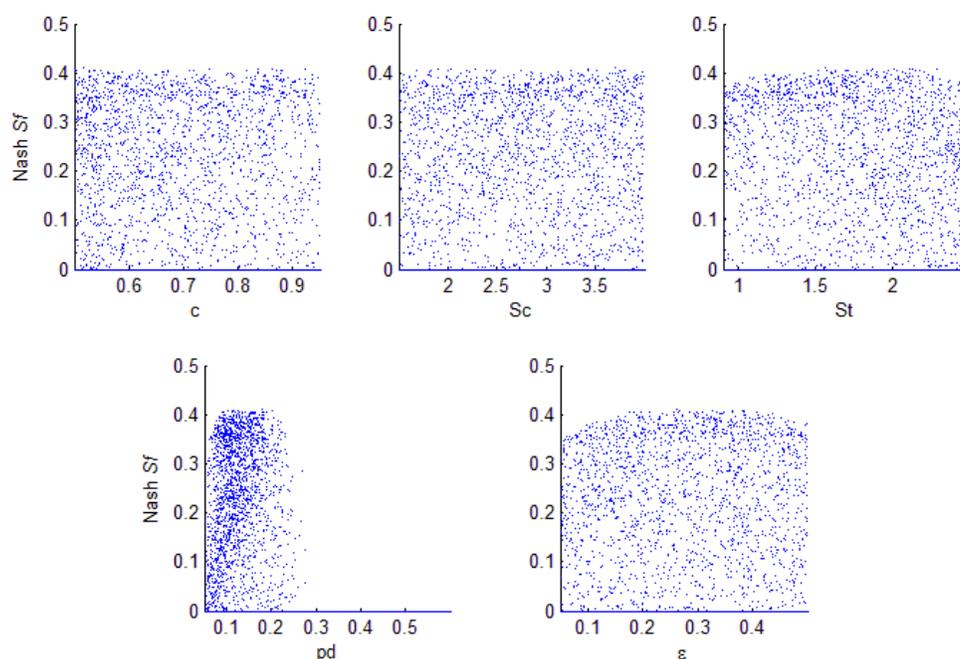


Figura 4.17 Dispersão dos valores de $Nash^*$ do escoamento de tronco (S_f) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparsos obtidos com 10.000 simulações.

Usando o $Nash^*$ da precipitação líquida (Figura 4.19) o modelo apresenta um pouco mais de sensibilidade aos parâmetros de armazenamento (S e S_i). A Figura 4.20 e Figura 4.21 mostram que o parâmetro que tem maior influência na precipitação líquida e consequentemente na interceptação é o armazenamento de copa. Rutter & Morton (1977), Gash & Morton (1978) mostraram que o modelo de Rutter era mais sensível ao parâmetro de armazenamento. Valente et al. (1997) constatou o mesmo para o modelo de Rutter esparsos usando os valores de erro de interceptação. Porém, com uma análise mais detalhada dos processos, observou-se que o parâmetro p_d foi importante na sensibilidade do modelo de Rutter esparsos. O modelo foi menos sensível ao parâmetro ϵ .

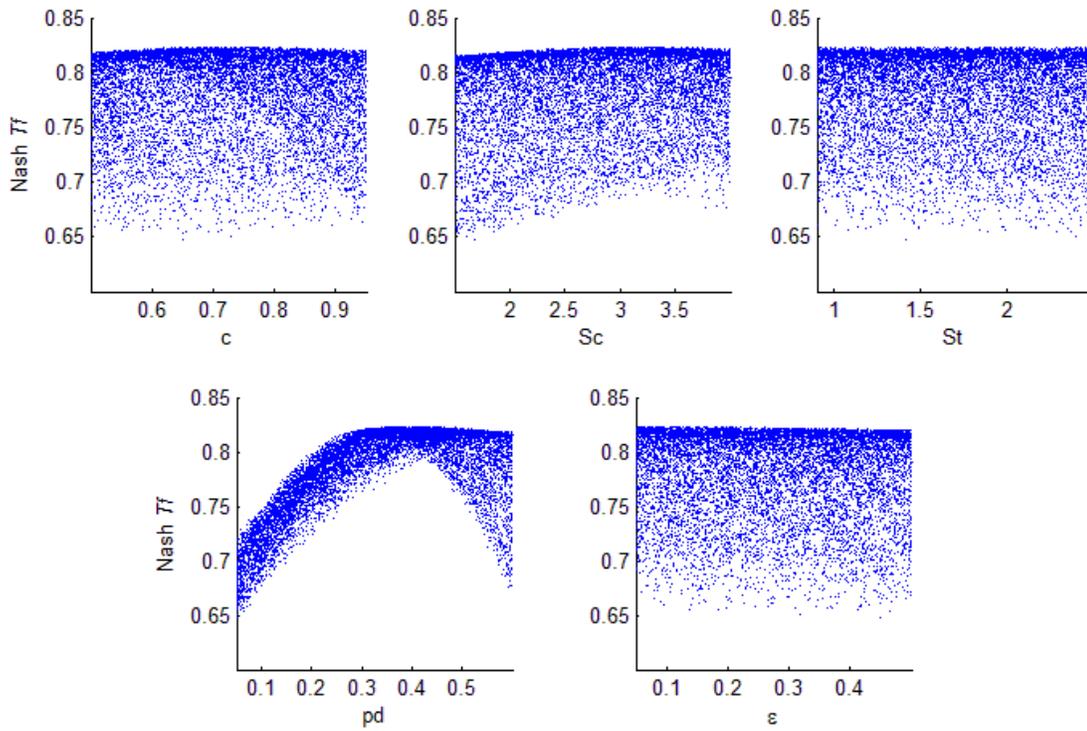


Figura 4.18 Dispersão dos valores de $Nash^*$ da precipitação interna (Tf) de tronco pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparsos obtidos com 10.000 simulações.

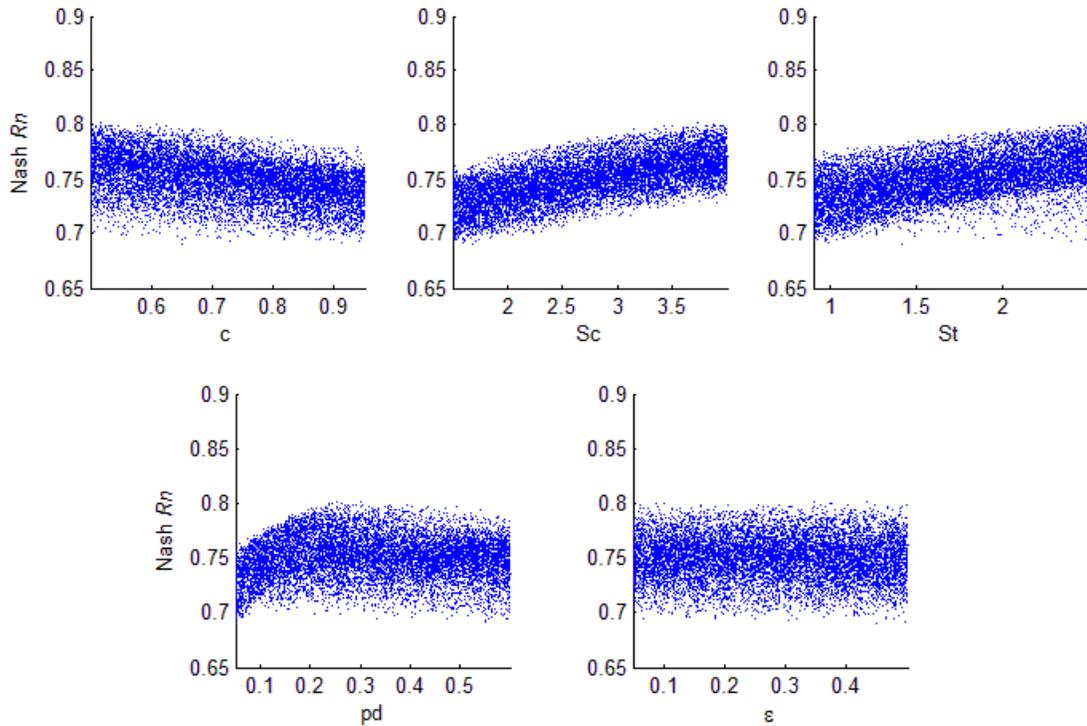


Figura 4.19 Dispersão dos valores de $Nash^*$ da precipitação líquida (Rn) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparsos obtidos com 10.000 simulações.

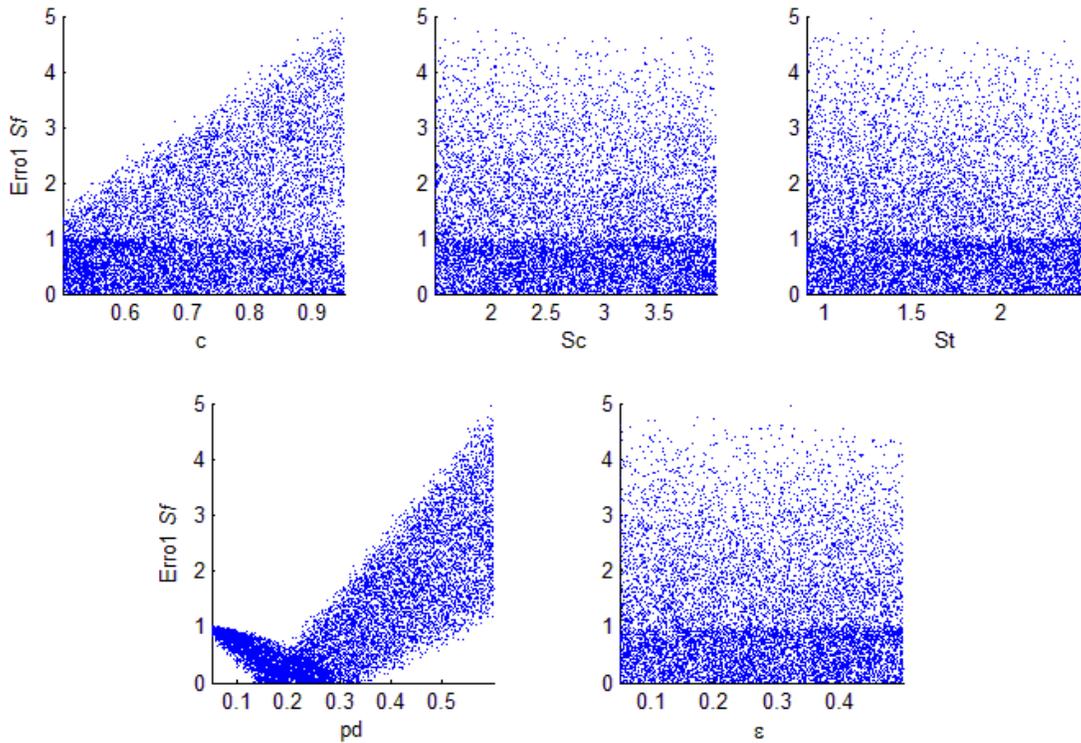


Figura 4.20 Dispersão dos valores de *Erro1* do escoamento de tronco (*Sf*) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparsa obtidos com 10.000 simulações.

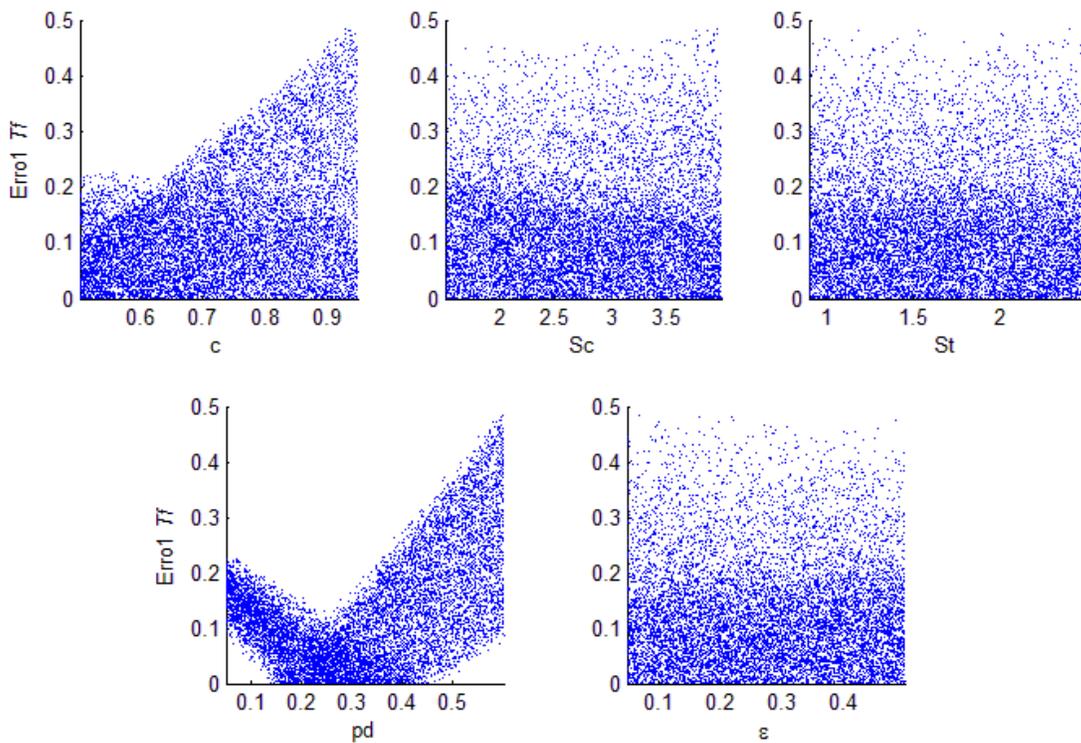


Figura 4.21 Dispersão dos valores de *Erro1* da precipitação interna (*Tf*) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparsa obtidos com 10.000 simulações.

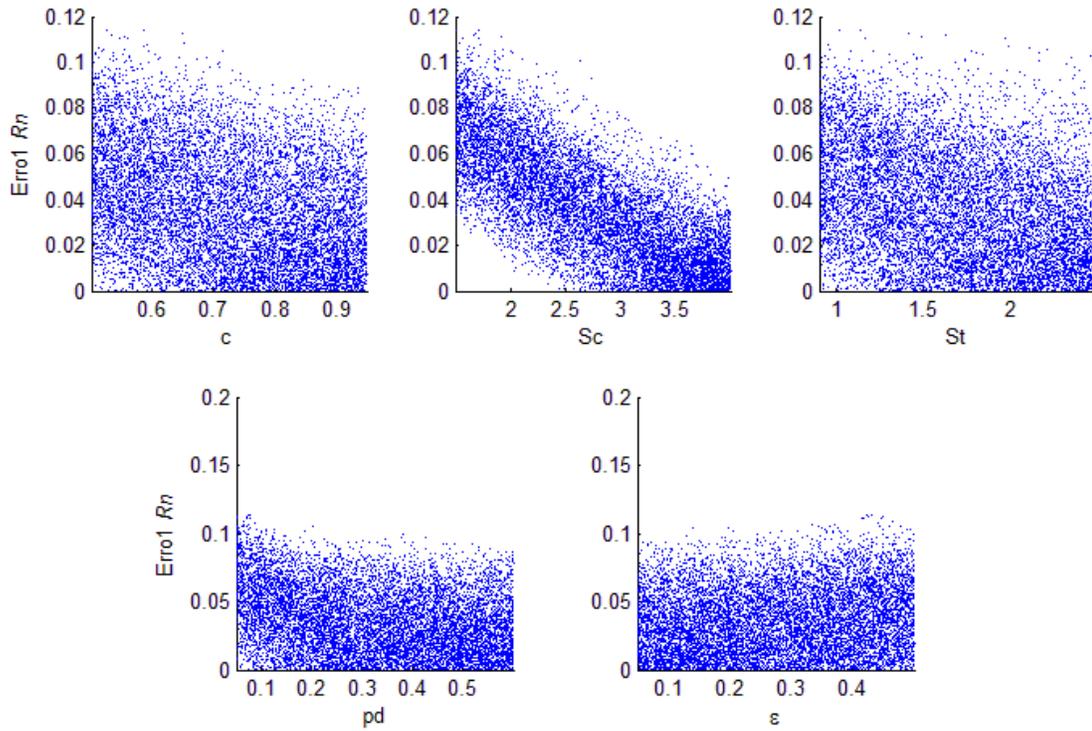


Figura 4.22 Dispersão dos valores de *Erro1* da precipitação líquida (*Rn*) pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparsa obtidos com 10.000 simulações.

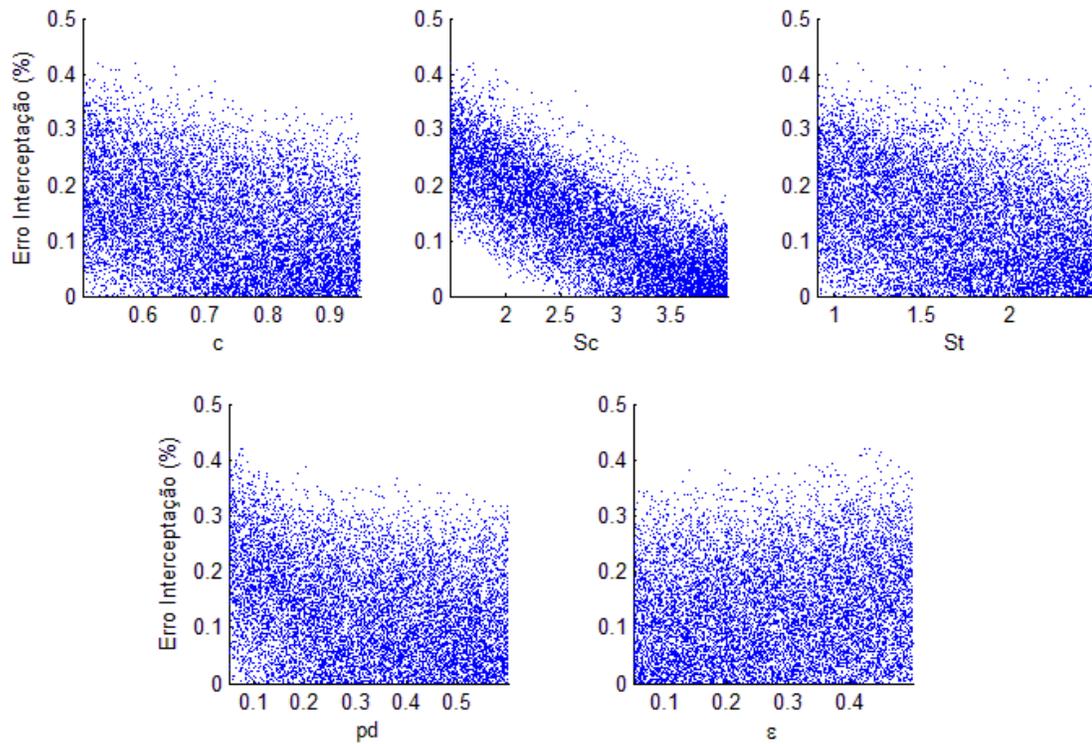


Figura 4.23 Dispersão dos valores de erro relativo da intercepção pelos 5 parâmetros do modelo de Rutter esparsa obtidos com 10.000 simulações.

4.3 Processo Chuva-Vazão

4.3.1 Monitoramento

Foram obtidos séries temporais de 12.397 dados de vazão monitorados a cada 10 min. A Figura 4.24 mostra claramente que a série total de vazão pode ser dividida em três séries. A Série 1, fase seca, inicia no tempo 0 (23/08/2008 às 04h20min) e termina no tempo 60.000 min (03/10/2008 às 20h10min). A Série 2, fase de transição, compreende os tempos a partir de 60.000 min (03/10/2008 às 20h10min) até 79.800 min (17/10/2008 às 14h10min). A Série 3, fase úmida, compreende os tempos a partir de 79.800 min (17/10/2008 às 14h10min) até 123.970 (17/11/2008 às 06h20min).

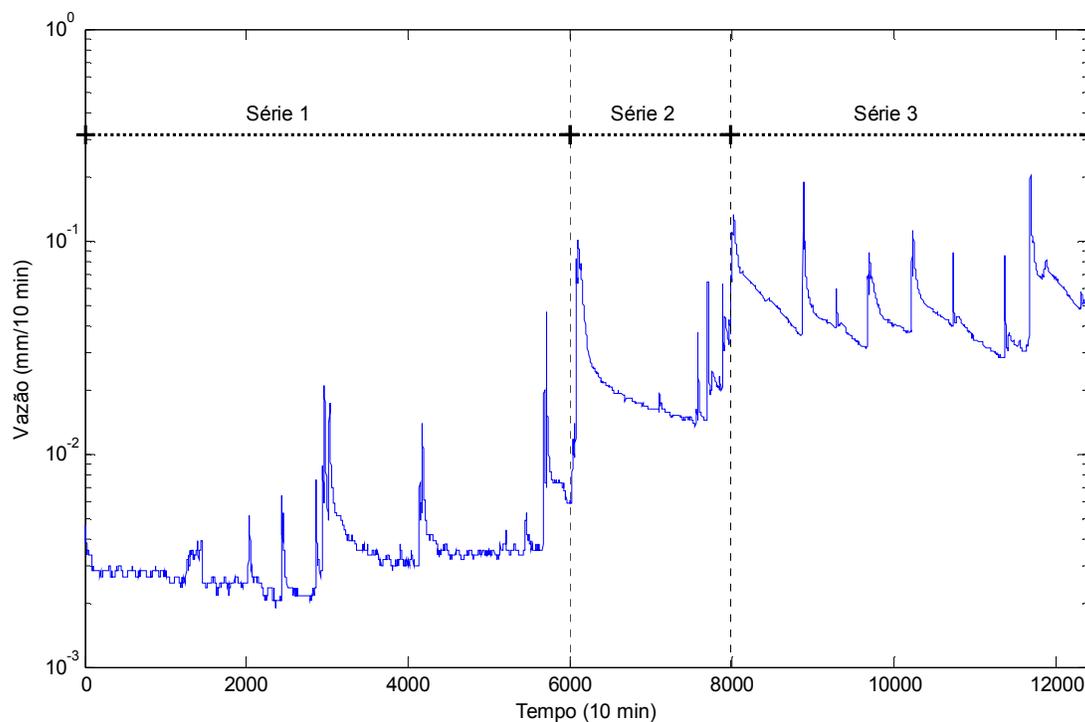


Figura 4.24 Série de dados monitorados de vazão dividida em três fases: fase seca, Série 1; fase de transição, Série 2; e fase úmida, Série 3.

4.3.2 Modelagem

As três séries de vazão obtidas foram estudadas separadamente através de três modelos: Tank Model usando precipitação total como entrada (*Tank Pg*); Tank Model usando precipitação líquida como entrada (*Tank Rn*); e Tank Model com modelo de Rutter esparso acoplado usando precipitação total como entrada (*Tank+Rutter*). Foram feitas 10.000 simulações para cada uma das séries em cada um dos modelos. Os parâmetros foram gerados aleatoriamente dentro do intervalo adotado como válido para o Rutter esparso (Tabela 4.5) e para o Tank Model (Tabela 4.6).

Tabela 4.6 Intervalo dos parâmetros do Tank Model usados nas simulações.

Parâmetro	Intervalo		Unidade
	<i>min.</i>	<i>max.</i>	
C_1U	0,001	0,5	-
C_1D	0,001	0,5	-
C_1I	0,001	0,5	-
C_2D	0,0001	0,1	-
C_2I	0,0001	0,1	-
C_3D	0,00005	0,002	-
C_3I	0,00005	0,002	-
C_4D	0,00001	0,0005	-
H_1U	10	30	mm
H_1D	0	10	mm
H_2D	0	40	mm
H_3D	0	40	mm

As simulações selecionadas para determinar o intervalo de confiança dos modelos foram aquelas que obtiveram valor de *Nash* da vazão maior que 0. A Tabela 4.7 apresenta um resumo contendo as simulações que apresentaram menores erros e respectivos intervalos de confiança. A Figura 4.25, Figura 4.26 e Figura 4.27 apresentam as simulações feitas com os três modelos usando a Série 1, 2 e 3 respectivamente. As melhores simulações obtidas foram nas séries 2 e 3, períodos mais úmidos. O melhor *Nash* obtido foi para uma simulação da Série 2 usando como entrada a precipitação líquida. No período seco (Série 1) obteve-se apenas uma simulação com valor de *Nash* acima de 0 usando a precipitação total como entrada e, portanto, não foi possível calcular o intervalo de confiança. Esse fato mostra que a calibração do modelo em épocas mais secas fica mais

dependente dos valores de interceptação. Já em épocas mais úmidas, quando a interceptação não corresponde a um valor tão significativo da precipitação total, o modelo se mostra menos sensível a interceptação.

Tabela 4.7 Resultados das 10.000 simulações feitas para as três séries com os três modelos. N é o número de simulações com $Nash$ da vazão acima de zero. $Nash_b$ é o maior valor de $Nash$ da vazão obtido nas simulações. T_{out} é o número de passos de tempo em que a vazão observada esteve fora do intervalo de confiança. V_{out} é o volume observado que ficou fora do intervalo de confiança. $Area_{in}$ é a área total do intervalo de confiança.

		N	$Nash_b$	T_{out} (10 min)	V_{out} (mm)	$Area_{in}$ (mm)
Série 1	Tank Pg	1	0.02	-	-	-
	Tank Rn	49	0.43	955	0.34	22.1
	Tank+Rutter	18	0.43	1880	0.61	19.6
Série 2	Tank Pg	37	0.63	99	0.39	54.5
	Tank Rn	276	0.69	265	1.31	49.0
	Tank+Rutter	67	0.64	174	0.70	51.0
Série 3	Tank Pg	136	0.65	149	1.25	140.6
	Tank Rn	248	0.66	528	3.02	141.1
	Tank+Rutter	197	0.60	160	1.95	144.0

A Tabela 4.8 e Tabela 4.9 mostram os valores médios e os desvios padrão obtidos para as simulações com $Nash$ acima de 0. Em geral os valores dos parâmetros ficaram próximos da média do intervalo testado com diferenças pouco significativas entre eles devido ao alto valor do coeficiente de variação. Esses resultados mostraram que o Tank Model é adequado para simulações de vazão em situações em que a bacia está úmida e que os valores dos parâmetros podem acabar compensando um ao outro. Porém, isso gerou uma maior incerteza e dificulta a relação dos valores dos parâmetros com alguma grandeza física.

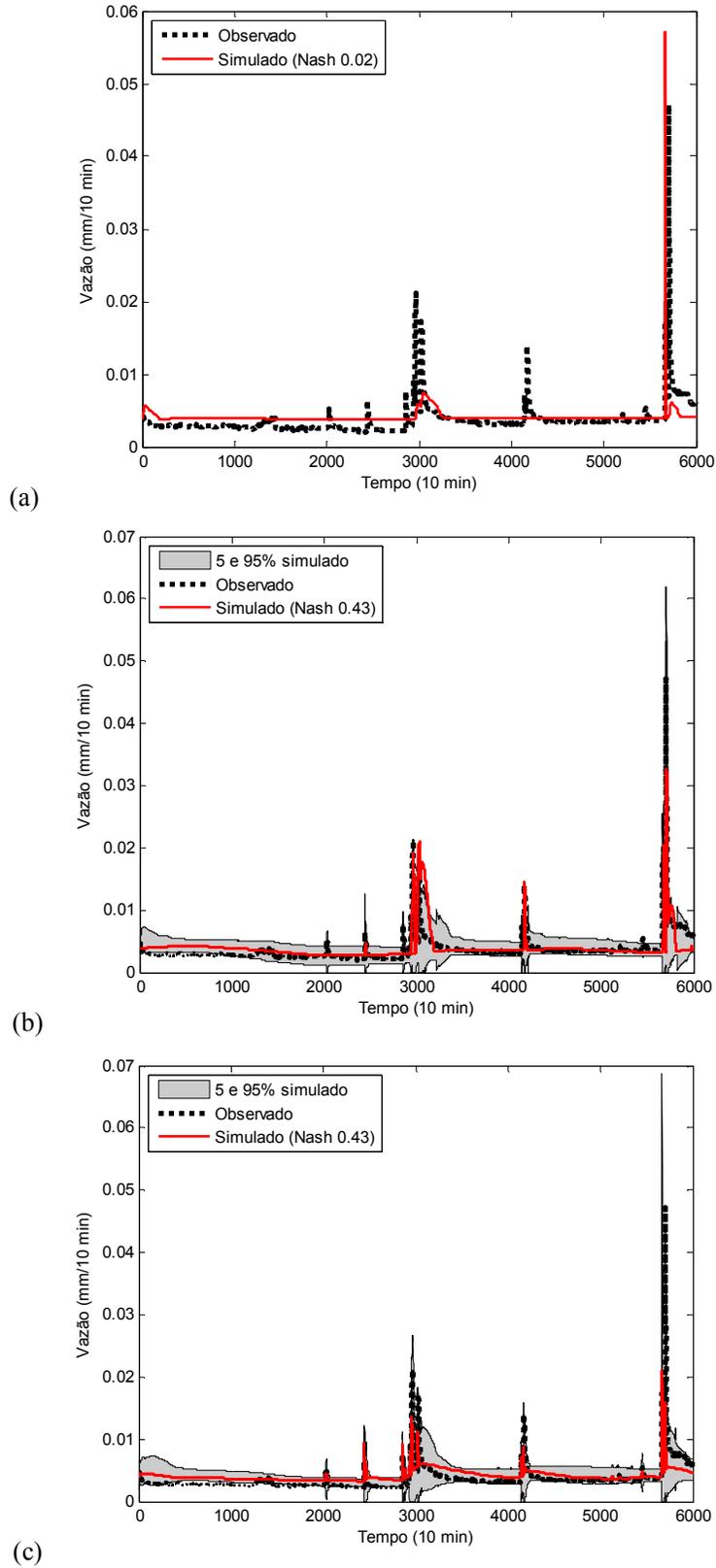


Figura 4.25 Simulações com *Nash* maior que zero para Série 1. (a) Tank com precipitação total. (b) Tank com precipitação líquida. (c) *Tank+Rutter* com precipitação total.

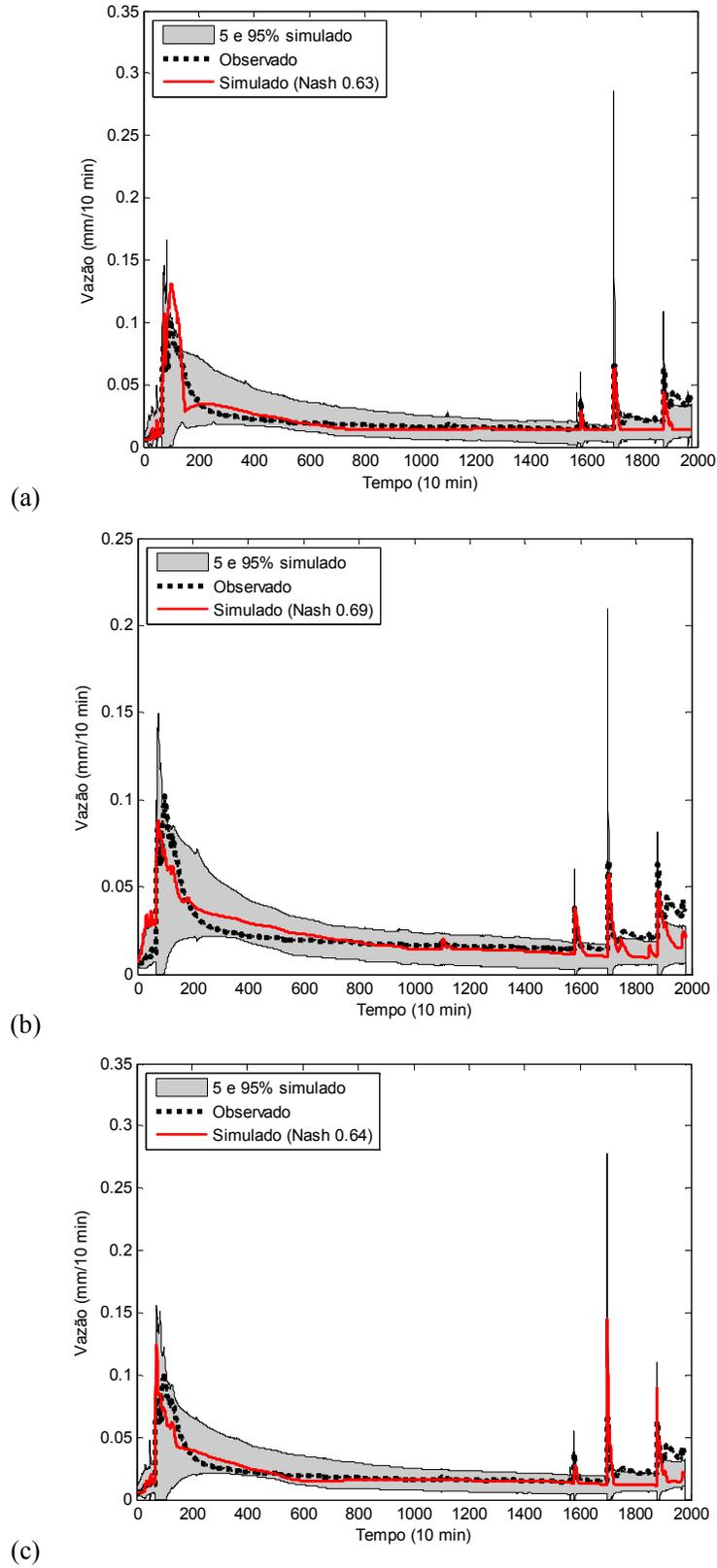


Figura 4.26 Simulações com *Nash* maior que zero para Série 2. (a) Tank com precipitação total. (b) Tank com precipitação líquida. (c) *Tank+Rutter* com precipitação total.

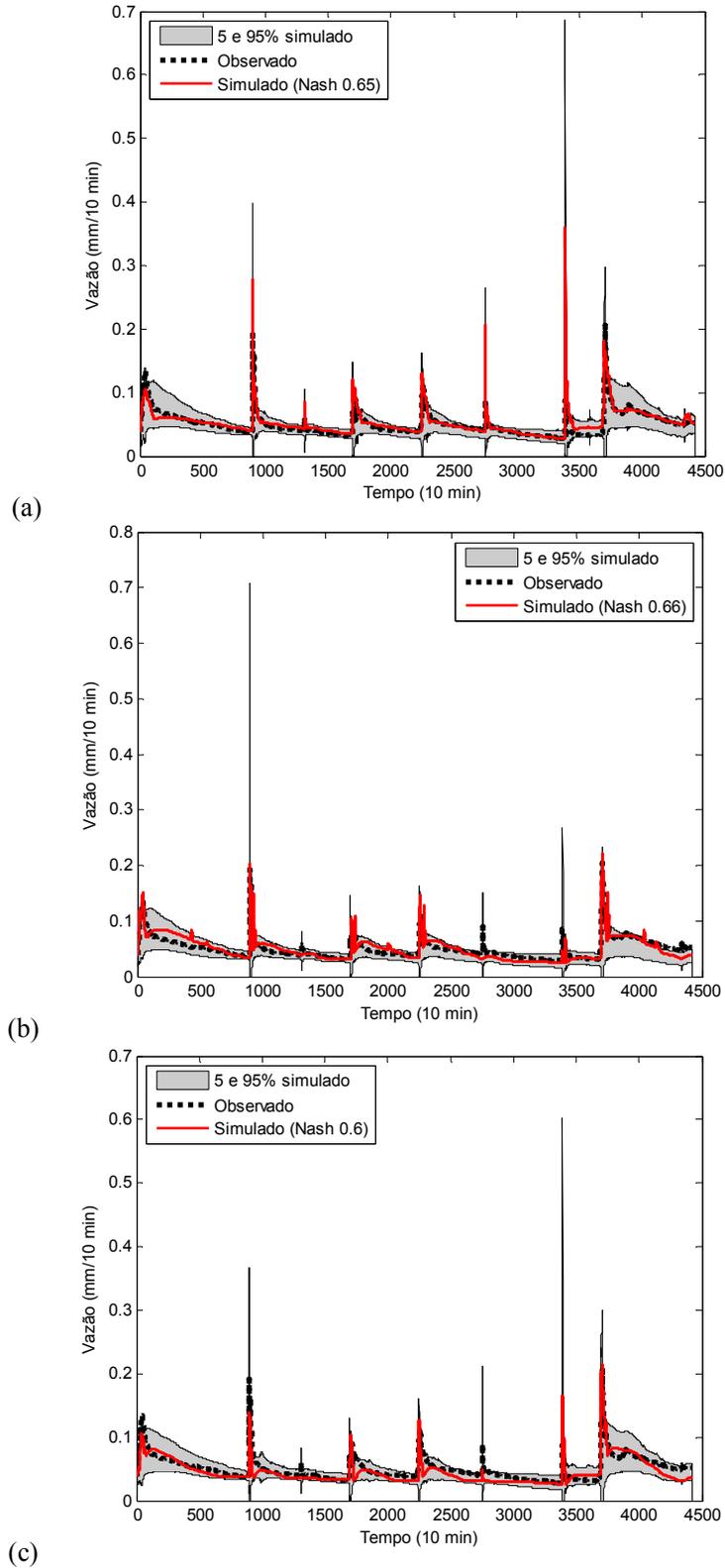


Figura 4.27 Simulações com *Nash* maior que zero para Série 3. (a) Tank com precipitação total. (b) Tank com precipitação líquida. (c) *Tank+Rutter* com precipitação total.

Tabela 4.8 Valores médios (Média) e desvio padrão (Desvio) dos parâmetros do Tank Model usando precipitação total como entrada (*Tank Pg*); Tank Model usando precipitação líquida como entrada (*Tank Rn*); e Tank Model com modelo de Rutter esparsa acoplado usando precipitação total como entrada (*Tank+Rutter*) para as simulações com *Nash* acima de 0.

N		C _{1U}		C _{1D}		C _{1I}		C _{2D}		C _{2I}		C _{3D}	
		Média	Desvio										
Série 1	<i>Tank Pg</i>	0.45	-	0.042	-	0.314	-	0.09	-	0.083	-	0.0003	-
	<i>Tank Rn</i>	0.27	0.15	0.170	0.16	0.301	0.12	0.04	0.03	0.067	0.021	0.0005	0.0005
	<i>Tank+Rutter</i>	0.25	0.13	0.120	0.16	0.270	0.12	0.03	0.03	0.058	0.034	0.0006	0.0006
Série 2	<i>Tank Pg</i>	0.25	0.14	0.016	0.02	0.260	0.14	0.04	0.03	0.065	0.021	0.0006	0.0003
	<i>Tank Rn</i>	0.26	0.14	0.163	0.15	0.344	0.11	0.04	0.03	0.063	0.024	0.0007	0.0003
	<i>Tank+Rutter</i>	0.25	0.14	0.027	0.03	0.295	0.12	0.03	0.03	0.064	0.027	0.0005	0.0002
Série 3	<i>Tank Pg</i>	0.24	0.15	0.018	0.01	0.327	0.13	0.05	0.03	0.060	0.028	0.0010	0.0005
	<i>Tank Rn</i>	0.24	0.14	0.030	0.03	0.313	0.13	0.04	0.03	0.060	0.025	0.0011	0.0005
	<i>Tank+Rutter</i>	0.24	0.15	0.021	0.02	0.318	0.12	0.05	0.03	0.057	0.026	0.0011	0.0005

Tabela 4.9 Valores médios (Média) e desvio padrão (Desvio) dos parâmetros do Tank Model usando precipitação total como entrada (*Tank Pg*); Tank Model usando precipitação líquida como entrada (*Tank Rn*); e Tank Model com modelo de Rutter esparsa acoplado usando precipitação total como entrada (*Tank+Rutter*) para as simulações com *Nash* acima de 0.

N		C _{3I}		C _{4D}		H _{1U}		H _{1D}		H _{2D}		H _{3D}	
		Média	Desvio	Média	Desvio	Média	Desvio	Média	Desvio	Média	Desvio	Média	Desvio
Série 1	<i>Tank Pg</i>	0.0011	-	0.00001	-	19.3	-	9.6	-	11.8	-	27.2	-
	<i>Tank Rn</i>	0.0009	0.0006	0.00010	0.00010	19.5	5.6	7.4	2.5	14.7	8.6	18.7	10.8
	<i>Tank+Rutter</i>	0.0008	0.0005	0.00020	0.00020	20.6	5.1	6.4	3.5	17.5	11.4	26.8	10.4
Série 2	<i>Tank Pg</i>	0.0011	0.0005	0.00020	0.00010	21.0	4.7	6.5	3.0	21.6	10.1	17.6	12.2
	<i>Tank Rn</i>	0.0012	0.0005	0.00030	0.00010	20.4	5.8	7.6	2.3	22.7	10.3	21.0	11.9
	<i>Tank+Rutter</i>	0.0012	0.0006	0.00020	0.00010	21.6	5.4	6.0	3.1	21.9	10.4	21.5	10.9
Série 3	<i>Tank Pg</i>	0.0011	0.0005	0.00030	0.00010	24.0	4.2	5.9	2.9	26.8	8.6	20.9	11.3
	<i>Tank Rn</i>	0.0009	0.0006	0.00020	0.00010	21.3	5.1	6.2	2.7	23.5	10.0	16.9	10.4
	<i>Tank+Rutter</i>	0.0011	0.0006	0.00030	0.00010	22.7	4.6	6.1	2.5	26.5	9.3	20.1	11.8

5. Conclusões e Recomendações

O presente trabalho investigou o processo chuva-vazão e interceptação na bacia do Rio Saci. A precipitação total medida no período investigado (23/08/2008 à 17/11/2008) foi de 665,0 mm. A precipitação interna, escoamento de tronco e perda por interceptação corresponderam a 71,2%, 7,4% e 21,4% da precipitação total, respectivamente. O fator de cobertura de copa obtido foi de 0,80 através de fotografia e 0,59 através de análise de regressão. Os valores de capacidade de armazenamento de copa e armazenamento de tronco estimados com o método tradicional foram de 2,71 mm e 1,25 mm, respectivamente, e 3,40 mm e 1,61 mm com o método esparsos. A proporção de água desviada da copa para o tronco estimada foi de 0,20.

O uso dos parâmetros de copa no modelo de Rutter esparsos mostrou bons ajustes, com exceção do escoamento de tronco. Porém, a análise de incerteza mostrou que usar o erro no escoamento de tronco como critério de seleção das simulações de interceptação é adequado. Os parâmetros aos quais o modelo de Rutter esparsos mostrou-se mais sensível foram o armazenamento de copa, armazenamento de tronco e a proporção de água desviada da copa para o tronco.

A série de vazão monitorada foi dividida em três outras sub-séries: Série 1 (seca), Série 2 (transição) e Série 3 (úmida). O Tank Model usando precipitação total (*Tank Pg*), precipitação líquida (*Tank Rn*) e o Tank Model com modelo de Rutter esparsos acoplado (*Tank+Rutter*) foi aplicado nas três séries. Todos os modelos mostraram-se com resultados semelhantes nas Série 2 e 3. Porém, as simulações com o modelo *Tank Pg* na fase seca foi muito inferior aos demais, mostrando a importância da interceptação nesse caso.

Algumas sugestões para trabalhos futuros surgiram no decorrer da realização desta dissertação. O efeito da evapotranspiração deve ser investigado mais profundamente. Seria aconselhável instalar uma estação meteorológica dentro e fora da floresta. Assim, dados de evapotranspiração mais confiáveis poderiam ser usados para tentar entender a influência da floresta na evaporação e interceptação da chuva.

Um maior número de pontos de medição de chuva interna e escoamento de tronco seria aconselhável para se ter maior confiança nas medições e nas estimativas dos parâmetros de interceptação. Deve-se também investigar os efeitos da floresta nativa na interceptação. Medições individuais de escoamento de tronco poderiam resultar em uma melhor compreensão das relações físicas entre escoamento de tronco e diâmetro do tronco (DBH) ou capacidade de armazenamento e DBH no tipo de floresta estudado por exemplo. Avaliar com mais clareza o erro das medições de escoamento de tronco e de chuva interna e também os erros relacionados às estimativas dos parâmetros através da análise de regressão.

Quanto às simulações chuva-vazão é importante realizar diversas combinações com o Tank Model e ver se existe algum número de tanques ótimo. Relacionar número de tanques com camadas de solo e tipos de escoamento observados na bacia. Fazer um modelo tanque distribuído com interceptação acoplado, considerando vegetação nativa e reflorestamento de pinus. Avaliar impacto de corte e das mudanças de uso do solo na geração de vazão dentro da floresta.

6. Referências Bibliográficas

ABOAL, J.R.; JIMÉNEZ, M.S.; MORALES, D.; GIL, P. Effects of thinning on throughfall in Canary Islands pine forest – the role of fog. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.238, p.218-230, 2000.

ABBOT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; O'CONNELL, P.E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the european hydrological system – Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.87, p.45-59, 1986a.

ABBOT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; O'CONNELL, P.E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the european hydrological system – Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.87, p.61-77, 1986b.

ANA. **Bacias brasileiras do rio da Prata: Avaliações e propostas.** Brasília: ANA, 2001. 102p.

ANAN, M.; YUGE, K.; NAKANO, Y.; FUNAKOSHI, T.; HARAGUCHI, T. The relationship between water intake rates, paddy ponding depth, and farmers' water management techniques. **Paddy Water Environ.**, Berlin, v.2, p.11-18, 2004.

ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v. 291, p.1-27, 2004.

ANDRÉASSIAN, V.; PERRIN C.; MICHEL, C. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.286, p.19-35, 2004.

ARCOVA, F.C.S.; CICCIO, V. Características do deflúvio de duas microbacias hidrográficas no Laboratório de Hidrologia Florestal Walter Emmerich, Cunha – SP. **Rev. Inst. Flor.**, São Paulo, v.9, n.2, p.153-170, 1997.

ARCOVA, F.C.S.; LIMA, W.P.; CICCIO, V. Balanço hídrico de duas microbacias hidrográficas no Laboratório de Hidrologia Florestal Walter Emmerich, São Paulo. **Rev. Inst. Flor.**, São Paulo, v.10, n.1, p.39-51, 1998a.

ARCOVA, F.C.S.; LIMA, W.P.; CICCO, V. Calibração de duas microbacias hidrográficas no Laboratório de Hidrologia Florestal Walter Emmerich, São Paulo. **Rev. Inst. Flor.**, São Paulo, v.10, n.1, p.109-121, 1998b.

ASDAK, C., JARVIS, P. G., GARDINGEN, P. Modeling rainfall interception in unlogged and logged forest areas of central Kalimantan, Indonesia. **HESS**, v.2, n.2-3, p.211-220, 1998.

BATES, C.G.; HENRY, A.J. Forest and streamflow experiment at Wagon Wheel Gap, Colorado. **Mon. Weath. Rev.**, v.30, p.1-79, 1928.

BENT, G.C. Effects of forest-management activities on runoff components and groundwater recharge to Quabbin Reservoir, central Massachusetts. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v.143, p.115-129, 2001.

BEVEN, K.J. Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.105, p.157-172, 1989.

BEVEN, K.J. **Rainfall Runoff Modelling: The Primer**. Chichester: Wiley, 2001a. 372p.

BEVEN, K.J. How far can we go in distributed hydrological modelling? **HESS**, v.5, n.1-12, 2001b.

BEVEN, K.J.; BINLEY, A. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. **Hydrol. Process.**, Chichester, v. 6, p. 279-298, 1992.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A.F. Testing a Physically based flood forecasting model (Topmodel) for three U.K. catchments. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v. 69, p.119-143, 1984.

BISWAS, A. K. **History of Hydrology**. Amsterdam: North-Holland Publishing Company, 1970. 336p.

BLANEY, H.F.; CRIDDLE, W.D. Determining consumptive use for water developments.

In: **Method for estimating evapotranspiration**. New York: ASCE, 1966. p.35-64.

BOSCH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.55, p.3-23, 1982.

BRAS, R.L. **Hydrology: an introduction to hydrologic science**. Reading: Addison-Wesley, 1990. 643p.

BRUIJNZEEL, L. A., WIERSUM, K. F. Rainfall interception by a young *Acacia auriculi-formis* (a. cunn.) plantation forest in west Java, Indonesia: application of Gash analytical model. **Hydrol. Process.**, v.1, p.309-319, 1987.

BRUTSAERT, W. **Evapotranspiration into the atmosphere**. New York: Springer, 1982. 316p.

BRUTSAERT, W. **Hydrology: an introduction**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 605p.

CALDER, I.R. What are the limits on forest evaporation? – Comment. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.82, p.179-192, 1985.

CALDER, I.R. A stochastic model of rainfall interception. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.89, p.65-71, 1986a.

CALDER, I.R. What are the limits on forest evaporation? – A further comment. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.89, p.33-36, 1986b.

CICCO, V.; FUJIEDA, M. Pesquisa em manejo de bacias hidrográficas em São Paulo. In: CONGRESSO NACIONAL SOBRE ESSÊNCIAS NATIVAS, 2, 1992. **Anais**. 1992. p.808-816.

CICCO, V.; ARCOVA, F.C.S.; FUJIEDA, M. Relations between rainfall and streamflow, stormflow and baseflow of D-watershed. In: SIMPOSIUM ON ECOSYSTEM BEHAVIOUR: Evaluation of Integrated Monitoring in Small Catchments, 1993, Prague. **Proceedings**. 1993. p.54-55.

COVELO, F.; GALLARDO, A. Effect of pine harvesting on leaf nutrient dynamics in young oak trees at NW Spain. **For. Ecol. Manag.**, Amsterdam, v.167, p.161-172, 2002.

CRAWFORD, N.H.; LINSLEY, R.K. The synthesis of continuous streamflow hydrographs on a digital computer. **Technical Report n°12**, Dept. of Civil Engineering, Stanford Univ., Palo Alto, 1962.

DALTON, J. On evaporation. In: Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam or vapour from water or other liquids in different temperatures, both

in a Torrecellian vacuum and in air; on evaporation; and on the expansion of gases by heat. **Mem. Proc. Lit. Phil. Soc. Manchester**, v.5, n.2, p.574-594, 1802.

DIJK, A.I.J.M.; BRUIJNZEEL, L.A. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical. Part. 1. Model description. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.247, p.230-238, 2001.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. **Crop water requirement**. Roma: FAO, 1977. 144p.

FAHEY, B.; JACKSON, R. Hydrological impacts of converting native forests and grasslands to pine plantations, South Island, New Zealand. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.84, p.69-82, 1997.

FUKUSHIMA, Y. A model of river flow forecasting for small forested mountain catchment. **Hydrol. Process.**, Chichester, v.2, p.167-185, 1988.

FUKUSHIMA, Y.; SUZUKI, M. Hydrological cycle model for mountain watersheds and its application to the continuous 10 years records at intervals of both a day and an hour of Kiryu Watershed, Shiga Prefecture. **Boletim University Forest - Kyoto Univ.**, Kyoto, p.162-185, 1986.

GASH, J. H. C. An analytical model of rainfall interception in forests. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.105, p.43-55, 1979.

GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.170, p.79-86, 1995.

GASH, J. H. C.; MORTON, A. J. An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.38, p.49-58, 1978.

HAMON, W.R. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Hydraulics Division**, New York, v.87 (HY3), p.107-119, 1961.

HASHINO, M.; YAO, H. X.; YOSHIDA, H. Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.255, p.1-11, 2002.

HEWLETT, J.D. **Principles of Forest Hydrology**. Athens: The University of Georgia Press, 1982. 183p.

HEWLETT, J.D. Summary of Forests and Precipitation Session. In: Sopper, W. E.; Lull, H. W. (eds.). **Forest Hydrology**. Oxford: Pergamon Press, 1967. p.241-243.

- HINO, M. On runoff models. In: Hino, M.; Ohta, T.; Sunada, K.; Watanabe, K. **Numerical forecast of floods: A first step**. Tokyo: Morikita Pub., 1989. p.6-13. (em japonês).
- HINO, M.; HASEBE, M. Analysis of hydrologic characteristics from runoff data – A hydrologic inverse problem. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.49, p.287-313, 1981.
- HINO, M.; HASEBE, M. Identification and prediction of nonlinear hydrologic systems by the filter-separation autoregressive (AR) method: Extension to hourly hydrologic data. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.68, p.181-210, 1984.
- HINO, M.; HASEBE, M. Separation of a storm hydrograph into runoff components by both filter-separation AR method and environmental isotope tracers. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.85, p.251-264, 1986.
- HODNETT, M.G.; SILVA, L.P.; ROCHA, H.R.; SENNA, R.C. Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.170, p.233-254, 1995.
- HONG, Y.; HIURA, H.; SHINO, K.; SASSA, K.; FUKUOKA, H. Quantitative assessment on the influence of heavy rainfall on the crystalline schist landslide by monitoring system-case study on Zentoku landslide, Japan. **Landslides**, v.2, p.31-41.
- HORTON, R. E. Rainfall interception. **Mon. Weath. Rev.**, v.47, p.603–623, 1919.
- ISHIHARA, Y.; KOBATAKE, S. Runoff Model for Flood Forecasting. **Bull. Disas. Prev. Res. Inst.**, Kyoto Univ., v.29, n.260, part1, 1979.
- JACKSON, I. J. Relationships between rainfall parameters and interception by tropical forest. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.24, p.215-238, 1975.
- JOHNSTON, R. Aquatic chemistry and the human environment. In: Rose, J. (Ed.) **Water and the environment**. Philadelphia: Gordon & Breach Science Pub., 1991. p.71-115.
- KATO, T. Development of a water quality tank model classified by land use for nitrogen load reduction scenarios. **Paddy Water Environ.**, Berlin, v.3, p.21-27, 2005.
- KLAASSEN, W.; BOSVELD, F.; WATER, E. D. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.213, p.36-50, 1998.
- KLEMES, V. A hydrological perspective. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.100, p.3-28, 1988.

KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B. Water balance in Cubatão-Sul river catchment, Santa Catarina, Brazil. **Revista Ambi-Água**, Taubaté, v.3, n.1, p.5-17, 2008.

KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B.; ROCHA, H.L.; CORSEUIL, C.W.; MALUTTA, S.; GIGLIO, J.N.; MOTA, A.A.; SANTOS, I.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R. Implementation of school catchments network for water resources management of the Upper Negro River region, southern Brazil. In: Taniguchi, M.; Burnett, W.C.; Fukushima, Y.; Haigh, M.; Umezawa, Y. (Orgs.). **From Headwater to the Ocean: Hydrological changes and watershed management**. London: Taylor & Francis, 2009. p.151-157.

KOBIYAMA, M.; CHECCHIA, T.; CORSEUIL, C.W.; LINO, J.F.L.; LOPES, N.H.Y.; GRISON, F.; CHAFFE, P.L.B.; MALUTTA, S.; RIBAS JUNIOR, U.; LANGA, R.; BASSO, S. Forest hydrology project (UFSC–MOBASA) for water resources management in Rio Negrinho City, Santa Catarina, Brazil. In: Giesen, N.V.; Jun, X.; Rosbjerg, D.; Fukushima, Y. (Eds.) **Changes in Water Resources Systems: Methodologies to Maintain Water Security and Ensure Integrated Management**. Wellington: IAHS, 2007. p.250-257.

LAW, F. Measurements of rainfall, interception and evaporation losses in a plantation of Sitka spruce trees. In: IAHS GENERAL ASSEMBLY, 1957, Toronto. **IAHS Publ. 44**, Wallingford: IAHS Press, 1958. v.2, p.397-411.

LEYTON, L.; REYNOLDS, E. R. C.; THOWPSON, F. B. Rainfall Interception in Forest and Moorland. In: Sopper, W. E.; Lull, H. W. (Eds.). **Forest Hydrology**. Oxford: Pergamon Press, 1967. p.163-178.

LIKENS, G.E.; BORMANN, F.H. **Biogeochemistry of a Forested Ecosystem**. 2 ed. New York: Springer-Verlag, 1995. 159p.

LINSLEY, R.K. Flood estimates: how good are they? **Water Resour. Res.**, Washington, v.22, n.9, supplement, p.159-164, 1986.

LLORENS, P.; POCH, R.; RABADA, D.; GALLART, F. Study of the changes of hydrological processes induces by afforestation in mediterranean mountainous abandoned fields. **Phys. Chem. Earth**, Amsterdam, v.20, p.375-383, 1995.

LLOYD, C. R.; GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J. The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest. **Agric. For. Meteorol.**, Amsterdam, v.43, p.277–294, 1998.

MENDIONDO, E.M. **Contribuições da análise de incertezas para a recuperação ambiental de bacias pela abordagem interdisciplinar de geobiohidrologia**. 2001. 287p. Tese (Doutorado em Engenharia), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

MERINO, A.; EDEJO, J.M.; GONZÁLEZ, M.J.; MARAURI, P. Soil properties in a hilly area following different harvesting management practices. **For. Ecol. Manag.**, Amsterdam, v.103, p.235-246, 1998.

NASH, J.E. The form of the instantaneous Unit Hydrograph. In: IAHS GENERAL ASSEMBLY, 1957, Toronto. **IAHS Publ. 45**, Wallingford: IAHS Press, 1958. v.3, p.114-121.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.10, p.282-290, 1970.

NETTO, A.L.C.; SANCHE, M.; PEIXOTO, M.N.A. Precipitação e interceptação florestal em ambiente tropical montanhoso, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Engenharia – Caderno de Recursos Hídricos**, Rio de Janeiro, v.4, n.2, p.55-71, 1985.

O'LOUGHLIN, E.M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resour. Res.**, Washington, v.22, n.9, p.794-804, 1986.

OZAKI, T. On a model of nonlinear feedback system for river flow prediction. **Water Resources Research**, Washington, v.16, p.223-231, 1980.

PENMAN, H.L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. **Proc. R. Soc. Lond. A**, London, v.193, p.120-145, 1948.

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ/ESALQ/USP, 1997. 183p.

RUTTER, A. J. Studies in the water relations of *Pinus sylvestris* in plantation conditions: Measurements of rainfall and interception. **J. Ecol.**, v.51, p.191-203, 1963.

RUTTER, A. J. An Analysis of Evaporation from a Stand of Scots Pine. In: Sopper, W. E.; Lull, H. W. (eds.). **Forest Hydrology**. Oxford: Pergamon Press, 1967. p.403-416.

RUTTER, A. J.; KERSHAW, K. A.; ROBINS, P. C.; MORTON, A. J. A predictive model of rainfall interception in forests, I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican Pine. **Agric.Meteorol.**, v.9, p.367-384, 1971

RUTTER, A. J.; MORTON, A. J. A predictive model of rainfall interception in forests, III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. **J. Appl. Ecol.**, v.14, p.567–588, 1977.

RUTTER, A. J.; MORTON, A. J.; ROBINS, P. C. A predictive model of rainfall interception in forests, II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. **J. Appl. Ecol.**, v.12, p.367–380, 1975.

SAKAI, K.; OSAWA, K.; YOSHINAGA, A. Development of suspended sediment concentration (SSC) analysis model and its application with multi-objective optimization. **Paddy Water Environ.**, Berlin, v.3, p.201-209, 2005.

SANT'ANNA e CASTRO, P.; VALENTE, O.F.; COELHO, D.T.; RAMALHO, R.S. Intercepção da precipitação por mata natural secundária na região de Viçosa, MG. **Revista Árvore**, Viçosa, v.7, n.1, p.76-89, 1983.

SAVENIJE, H. H. G. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. **Hydrol. Process.**, v.18, p.1507-1511, 2004.

SCOTT, D. F.; LESCH, W. Streamflow responses to afforestation with *Eucalyptus grandis* and *Pinus patula* and to felling in the mokobulaan experimental catchments, South Africa. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.199, p.360-377, 1997.

SHERMAN, L.K. Streamflow from rainfall by unit-graph method. **Engineering News-Record**, New York, v.108, p.501-505, 1932.

SILBERSTEIN, R.P. Hydrological models are so good, do we still need data? **Environmental Modelling & Software**, Amsterdam, v.21, p.1340-1352, 2006.

SILVA, I. C.; OKUMURA, T. Throughfall, Stemflow and interception loss in a mixed White Oak Forest (*Quercus serrata* Thunb.). **J. For. Res.**, v.1, p.123-129, 1996.

SINGH, V.P.; WOOLHISER, D.A. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.7, n.4, 2002.

SUGAWARA, M. Tank Model. In: Singh, V.P. **Computer Models of Watershed Hydrology**. Hyghlands Ranch: Water Resources Publications, 1995. p.165-214.

SUGAWARA, M. On the analysis of runoff structure about several Japanese rivers. **Jap. J. Geophysics**, Tokyo, v.2, p.1-76, 1961.

SUGAWARA, M.; MARUYAMA, F. A method of prevision of the river discharge by means of a rainfall model. In: SYMPOSIA DARCY, 1956, Dijon. **IAHS Publ. 42**, Wallingford: IAHS Press, 1957. v.3, p.71-76.

SUGAWARA, M.; WATANABE, I.; OZAKI, E.; KATSUYAMA, Y. **Tank Model with snow component**. Tsukuba: National Research Center for Disaster Prevention, 1984. 293p. (Research notes n°65)

SUNDBORG, A. Sedimentation problems in river basins. **Nature and Resources** (UNESCO). Paris, v.19, n.2, p.10-21, 1983.

SUZUKI, M. Evapotranspiration from a Small Catchment in Hilly Mountains (I) Seasonal Variations in Evapotranspiration, Rainfall Interception and Transpiration. **J. Jap. For. Soc.**, v. 62, p. 46-53, 1980.

SUZUKI, M.; KATO, H.; TANI, M.; FUKUSHIMA, Y. Throughfall, stemflow and rainfall interception in Kiryu experimental catchment (1) Throughfall and stemflow. **J. Jap. For. Soc.**, v. 61, p. 202-210, 1979.

SWANK, W.T.; CROSSLEY JR., D.A. (eds.) **Forest hydrology and ecology at Coweeta**. New York: Springer-Verlag, 1988. 469p.

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

UHLENBROOK, S.; SIEBER, A. On the value of experimental data to reduce the prediction uncertainty of a process-oriented catchment model. **Environmental Modelling & Software**, Amsterdam, v.20, p.19-32, 2005.

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. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.190, p.141-162, 1997.

VITOUSEK, P.M.; MELILLO, J.M. Nitrate losses from disturbed forests: Patterns and mechanism. **For. Sci.**, Washington, v.25, p.605-619, 1979.

WADE, A.J.; NEAL, C.; SOULSBY, C.; LANGAN, S.J.; SMART, R.P. On modelling the effects of afforestation on acidification in heterogeneous catchments at different spatial and temporal scales. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.250, p.149-169, 2001.

YOKOO, Y; KAZAMA, S.; SAWAMOTO, M.; NISHIMURA, H. Regionalization of lumped water balance model parameters based on multiple regression. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.246, p.209-222, 2001.

YOSHIDA, H.; HASHINO, M. A methodology for estimating forest evaporation by a rainfall interception tank model based on stemflow data. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY, 1994, Tokyo. **Proceedings...** Tokyo: IUFRO, 1994. p.47-54.

ZINKE, P. J. Forest interception studies in the United States. In: Sopper, W. E.; Lull, H. W. (eds.). **Forest Hydrology**. Oxford: Pergamon Press, 1967. p.137-161.

ZOCH, R.T. On the relation between rainfall and stream flow. **Mon. Weath. Rev.**, v.62, n.9, p.315-322, 1934.