

**MODELAGEM HIDROLÓGICA DE UMA MICROBACIA
FLORESTADA DA SERRA DO MAR, SP, COM O MODELO
TOPMODEL — SIMULAÇÃO DO COMPORTAMENTO
HIDROLÓGICO EM FUNÇÃO DO CORTE RASO.**

Maurício Ranzini

Tese apresentada à Escola de Engenharia
de São Carlos, da Universidade de São
Paulo, como parte dos requisitos para a
obtenção do título de Doutor em Ciências
da Engenharia Ambiental.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Antonio Marozzi Righetto

São Carlos

2002

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento
da Informação do Serviço de Biblioteca – EESC/USP

R214m Ranzini, Maurício
Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da Serra do Mar, SP, com o modelo TOPMODEL - simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso / Ricardo Ferreira Ramos. -- São Carlos, 2002.

Tese (Doutorado) -- Escola de Engenharia de São Carlos-Universidade de São Paulo, 2002.

Área: Ciências da Engenharia Ambiental.

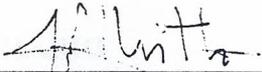
Orientador: Prof. Dr. Antonio Marozzi Righetto.

1. Modelagem. 2. Hidrologia florestal. 3. Microbacia. 4. Mata Atlântica. 5. Simulação. 6. Corte raso. I. Título.

FOLHA DE JULGAMENTO

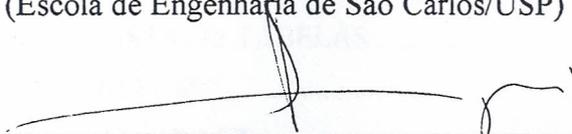
Candidato: Engenheiro **MAURICIO RANZINI**

Tese defendida e julgada em 26-06-2002 perante a Comissão Julgadora:



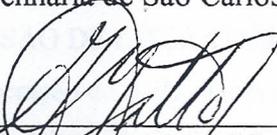
Prof. Assoc. **ANTONIO MAROZZI RIGHETTO (Orientador)**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

Aprovado



Prof. Tit. **FAZAL HUSSAIN CHAUDHRY**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

APROVADO



Prof. Assoc. **ARTHUR MATTOS**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP)

Aprovado



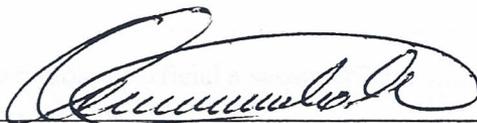
Prof. Tit. **WALTER DE PAULA LIMA**
(Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP)

Aprovado

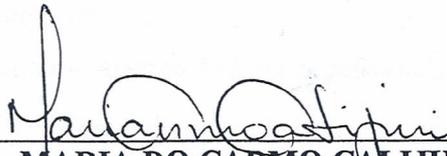


Dr. **MANUEL ENRIQUE GAMERO GUANDIQUE**
(Pesquisador - Centro de Energia Nuclear na Agricultura/USP)

Aprovado



Prof. Doutor **VALDIR SCHALCH**
Coordenador do Programa de Pós-Graduação
em Ciências da Engenharia Ambiental



Profª. Assoc. **MARIA DO CARMO CALIJURI**
Presidente da Comissão de Pós-Graduação

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	vii
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1. Geração do deflúvio em microbacias primárias florestadas	4
2.2. Modelos hidrológicos distribuídos para microbacias	15
3. MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1. Descrição da área de estudo	23
3.2. Modelo proposto.....	31
3.2.1. Conceituação e fundamentação do TOPMODEL.....	31
3.2.2. Programas de aplicação do TOPMODEL.....	45
3.3. Dados de entrada	46
3.3.1. Índice topográfico.....	46
3.3.2. Precipitação e vazão	50
3.3.3. Evapotranspiração potencial.....	52
3.4. Experimentação	53
3.4.1. Determinação dos escoamentos superficial e subsuperficial.....	54
3.4.2. Determinação da taxa de infiltração	55
3.4.3. Determinação da condutividade hidráulica saturada	56
3.4.4. Determinação da recarga do lençol freático	57
3.4.5. Determinação do escoamento de base	59
3.4.6. Determinação dos déficits de armazenamento de água de referência.....	60
3.5. Procedimentos para as simulações	61
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	62
4.1. Estudo dos componentes hidrológicos de uma vertente da bacia D.....	62
4.1.1. Precipitação	62
4.1.2. Taxa de infiltração	64

4.1.3. Escoamento superficial.....	65
4.1.4. Taxa de recarga do aquífero freático	65
4.1.5. Escoamentos subsuperficial e de base	75
4.2. Determinação dos parâmetros do modelo	78
4.2.1. Armazenamento exponencial, m	78
4.2.2. Transmissividade lateral saturada, T_0	79
4.2.3. Tempo de resposta, TD.....	80
4.2.4. Velocidade de propagação no canal, CHV e velocidade de propagação da onda cinemática, RV.....	80
4.2.5. Capacidade de armazenamento máximo da zona radicular, $S_{zr,máx}$	82
4.2.6. Déficit inicial de umidade da zona radicular, S_{zr}	85
4.3. Modelagem da área experimental.....	85
4.4. Aplicação do TOPMODEL na bacia D.....	94
4.4.1. Calibração e validação.....	94
4.4.2. Calibração de eventos isolados.....	96
4.4.3. Simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso.....	102
5. CONCLUSÕES	106
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	109

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Hidrogramas resultantes do predomínio de diferentes tipos de escoamento na geração do deflúvio de uma microbacia. A elevação inicial no hidrograma é resultado da precipitação caindo diretamente no curso d'água (SELBY, 1993).....	7
FIGURA 2 - Entre as precipitações (a), o deflúvio é mantido pela descarga do lençol freático (escoamento de base). O escoamento direto ocorre pela precipitação no curso d'água e pelo escoamento superficial saturado (b). A água da chuva que se infiltra e alcança o lençol freático pode contribuir para o escoamento de base ou proporcionar o refluxo nas áreas saturadas (b). A saturação dos horizontes permeáveis do solo também pode produzir um fluxo lateral próximo a superfície do solo chamada escoamento subsuperficial (c) (adaptado de HORNBERGER et al., 1999).....	9
FIGURA 3 - Visualização do processo de geração do escoamento direto de uma chuva numa microbacia com cobertura florestal, mostrando a evolução da área variável de afluência (A.V.A.) (HEWLETT, 1982).....	10
FIGURA 4 - Expansão da área variável de afluência resultado do refluxo e da precipitação direta nas áreas saturadas durante uma precipitação de 46 mm numa microbacia com encostas bem drenadas e com um terraço estreito ao longo do curso d'água. A área preta é resultado do escoamento direto no início da chuva, porém no final da chuva, o lençol freático tinha alcançado a superfície do solo, cobrindo a área azul sombreada (adaptado de DUNNE, 1978).....	13
FIGURA 5 - Esquematização dos principais controles que influenciam nos diversos processos de geração do deflúvio (adaptado de DUNNE, 1978).....	15
FIGURA 6 - Diagrama esquemático do conceito do TOPMODEL (HORNBERGER et al. 1999).....	21
FIGURA 7 - Laboratório de Hidrologia Florestal Eng.Agr. Walter Emmerich (ARCOVA, 1996).....	23
FIGURA 8 - Delimitação e rede de drenagem do Parque Estadual da Serra do Mar — Núcleo Cunha, em destaque a bacia D (adaptado de VILLAS BOAS et al., 1986/88).....	24
FIGURA 9 - Mapa planialtimétrico da bacia D com a localização dos aparelhos. A área experimental localiza-se no transecto AB (FIGURA 23).	25

FIGURA 10 - Mapa de solos da bacia D (adaptado de CARVALHO et al., 1990).....	27
FIGURA 11 - Gráfico resultante da transposição dos valores obtidos do balanço hídrico segundo Thornthwaite (TABELA 1).	30
FIGURA 12 - Balanço hídrico para um segmento de uma encosta de uma bacia hidrográfica. A precipitação cai numa taxa p sobre o segmento de área A e profundidade D . A porção, R , abastece a subsuperfície. O escoamento subsuperficial do segmento ocorre numa taxa $q_{subsuperficial}$. O escoamento superficial, $q_{superficial}$, ocorre das áreas saturadas (escoamento superficial saturado). A declividade local no ponto de saída, β , é considerada igual a declividade do lençol freático (HORNBERGER et al. 1999).	33
FIGURA 13 - Escoamento subsuperficial q_i de uma célula A_i da bacia, tendo a_i como área de contribuição (adaptado de RIGHETTO, 1998).....	35
FIGURA 14 - Representação esquemática das zonas de armazenamento e do processo de transferência vertical de água no perfil de solo da bacia (adaptado de RIGHETTO, 1998).	38
FIGURA 15 - Índices topográficos para uma bacia no Parque Nacional Shenandoah (EUA). O padrão espacial (a) indica uma probabilidade de saturação no centro da bacia. A distribuição de valores (b) é usada nos cálculos do TOPMODEL (HORNBERGER et al. 1999).	44
FIGURA 16 – Modelo digital de elevação do terreno (MDT), obtido pela interpolação das curvas de nível, de 10 em 10 metros, de um mapa planialtimétrico da bacia D.	47
FIGURA 17 – Índices topográficos da bacia D; onde os maiores valores indicam uma maior probabilidade de saturação (a). A frequência relativa (b) é usada nos cálculos.....	48
FIGURA 18 – Distribuição acumulada do índice topográfico em relação à área ocupada pela bacia D. Os valores de IT iguais: 13,98; 10,25; 8,35 e 7,64; correspondem a 1, 5, 10 e 15 %, respectivamente, de área saturada na bacia D.....	49
FIGURA 19 - Precipitação e deflúvio mensais, e relação deflúvio/precipitação acumulada, entre janeiro/87 a dezembro/92.....	51
FIGURA 20 - Precipitações anuais observadas dentro da faixa de 1 desvio padrão em torno da média de 10 anos de dados coletados (maio/82 a dezembro/92).....	51
FIGURA 21 - Precipitação e deflúvio mensais observados de setembro/87 a agosto/89.	52
FIGURA 22 - Gráfico da evapotranspiração potencial (ETP) horária, calculada pelo modelo senoidal a partir evapotranspiração potencial do mês de janeiro.	53
FIGURA 23 - Corte transversal da bacia D, entre os pontos A e B assinalados na FIGURA 9, mostrando a localização dos poços piezométricos ao longo da encosta; a parcela para a	

determinação da vazão de recarga, a partir da condutividade hidráulica do solo; e a trincheira para as coletas dos escoamentos superficial e subsuperficial.	54
FIGURA 24 - Vista das calhas coletoras dos escoamentos superficial e subsuperficial; próximo ao chão estão os aparelhos do tipo caçamba com capacidade de 0,5 litro e sobre a mesa está o aparelho que, através de impulsos elétricos, registra continuamente o volumes escoados.....	55
FIGURA 25 - Determinação da taxa de infiltração por intermédio de um infiltrômetro instalado dentro da mata.	56
FIGURA 26 - Experimento para a determinação da condutividade hidráulica saturada usando-se o permeâmetro de Guelph.....	57
FIGURA 27 - Experimento para a determinação da condutividade hidráulica, $K(\theta)$, através do método do perfil instantâneo desenvolvido por HILLEL et al. (1972).....	58
FIGURA 28 - Vista do poço piezométrico, localizado próximo ao curso d'água, que registrou continuamente o nível do lençol freático, possibilitando a determinação do escoamento de base.....	59
FIGURA 29 – Distribuição percentual das classes de precipitação em milímetros, correspondente ao período experimental (dezembro/99 à março/00).....	63
FIGURA 30 – Distribuição percentual das classes de intensidade de precipitação em mm/h, correspondente ao período experimental (dezembro/99 à março/00).....	63
FIGURA 31 – Gráfico da taxa de infiltração (f) em relação ao tempo.....	64
FIGURA 32 – Gráfico da condutividade hidráulica saturada (K_0) com a profundidade.	66
FIGURA 33 – Gráfico da densidade de fluxo ($\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$) referente ao período de 11/12/99 a 31/03/00.	75
FIGURA 34 – Gráfico da variação da profundidade em cm do lençol freático, compreendendo o período de 01/12/99 a 31/03/00, em resposta a precipitação (mm)..	77
FIGURA 35 – Gráfico da variação da profundidade em cm do lençol freático, compreendendo o período de 01/12/99 a 23/12/00, em resposta a precipitação (mm)..	77
FIGURA 36 – Regressão linear do inverso das vazões de uma curva de recessão ocasionada por uma chuva no dia 15/02/88. O coeficiente angular da reta é igual a $1/m$	79
FIGURA 37 – Valores de m obtidos das curvas de recessão entre outubro/87 a setembro/89.	79
FIGURA 38 – Vista frontal do vertedouro da bacia D.	81
FIGURA 39 – Gráficos de dispersão resultantes da simulação de Monte Carlo para o período de 01/12/99 a 13/03/00. Foram obtidos 6827 resultados, de 30.000 processamentos, com eficiência de Nash e Sutcliffe (E) acima de 0,2.	87

FIGURA 40 – Resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov, para cada um dos cinco parâmetros, para duas amostras (frequências aceitas (ACA(X) - azul) e não aceitas (ACN(X) - vermelho)) do período de 01/12/99 a 13/03/00.	88
FIGURA 41 – Regressão polinomial entre a precipitação e a eficiência de Nash e Sutcliffe (E) para eventos isolados.	90
FIGURA 42 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 01/12/99 a 13/03/00. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,24885.	91
FIGURA 43 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do mês de dezembro/99. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,45667.	92
FIGURA 44 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 07 a 09 de março/00. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,79601.	93
FIGURA 45 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 29 a 31 de março/00. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,53862.	93
FIGURA 46 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de setembro/87 a agosto/88 (a). A parte de baixo do gráfico mostra o déficit de saturação médio da bacia (b). Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,35296.	95
FIGURA 47 – Componentes do escoamento simulado — escoamento superficial saturado (vermelho) e escoamento subsuperficial (amarelo).	96
FIGURA 48 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de setembro/88 a agosto/89 (a). A parte de baixo do gráfico mostra o déficit de saturação médio da bacia (b). Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,1891.	97
FIGURA 49 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 01/03/88. Os parâmetros utilizados são resultantes da	

simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,86185.....	98
FIGURA 50 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 30/12/88. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,82851.....	98
FIGURA 51 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 09/02/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,75787.....	99
FIGURA 52 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 12/02/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,78522.....	99
FIGURA 53 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 01/05/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,75262.....	100
FIGURA 54 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 10/06/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,79735.....	100
FIGURA 55 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 30/07/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,76694.....	101
FIGURA 56 – Gráfico da transmissividade medida no campo com o permeâmetro de Guelph (Real) e os valores médios de transmissividade obtidos pelo TOPMODEL com 7 eventos (Média 7 eventos).....	101
FIGURA 57 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 01/03/88.	103
FIGURA 58 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 30/12/88.	103
FIGURA 59 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 09/02/89.	104

FIGURA 60 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 12/02/89.	104
FIGURA 61 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 01/05/89.	105
FIGURA 62 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 10/06/89.	105
FIGURA 63 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 30/07/89.	106

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Balanço hídrico segundo Thornthwaite, para a bacia D, localizada entre a latitude de 22°42' Sul e a longitude 47°38' Oeste, período de 1982 a 1992.....	29
TABELA 2 - Média das umidades das curvas de retenção nas 6 profundidades (3 repetições).	66
TABELA 3 – Parâmetros do modelo de VAN GENUCHTEN (1980).....	67
TABELA 4 - Potenciais matriciais médios de três repetições, para cada profundidade e tempo de redistribuição da água no solo.....	68
TABELA 5 - Umidades volumétricas (θ , $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) médias das três repetições, para cada profundidade e cada tempo de redistribuição da água no solo, estimadas pelo método de VAN GENUCHTEN (1980), com base nos dados da TABELA 4.....	69
TABELA 6 - Regressões lineares entre $\theta_0 - \theta$ (umidade de saturação – umidade no tempo t) e $\ln t$ (logaritmo neperiano do tempo de redistribuição da água no solo), para as diversas profundidades.....	70
TABELA 7 – Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K, cm/hora) para os diversos tempos de redistribuição a profundidade de 1,3 m. Método de HILLEL et al. (1972).....	70
TABELA 8 – Equação representativa da condutividade hidráulica do solo não saturado K(θ) (cm/h) em função da umidade (θ), para a profundidade a 1,3 m. Método de HILLEL et al. (1972).....	74
TABELA 9 – Velocidades de propagação de onda cheia obtidas pela equação $v=34,2607.h^{0,6260}$ (CICCO et al., 1987).....	82
TABELA 10 – Valores de umidade em volume (θ %) na capacidade de campo (0,33 atm), no ponto de murchamento permanente (15 atm) e a água disponível ($\Delta\theta_d$ %); a partir do levantamento detalhado dos solos realizado por CARVALHO et al. (1990).	84
TABELA 11 – Valores da capacidade de armazenamento da zona radicular ($S_{zr,máx}$) de 10 perfis de solo da bacia D (adaptado de CARVALHO et al., 1990).	85
TABELA 12 – Faixa de valores dos parâmetros do TOPMODEL utilizados na calibração. 85	
TABELA 13 – Resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov, para cada um dos cinco parâmetros, para duas amostras (frequências aceitas e não aceitas).	89

TABELA 14 – Parâmetros que obtiveram melhor eficiência, na simulação de Monte Carlo, para cada um dos períodos. É mostrada também a precipitação do período simulado.	90
TABELA 15 – Análise dos volumes e escoamentos observados e simulados, para cada um dos períodos.	92
TABELA 16 – Análise dos volumes e escoamentos observados e simulados por evento. .	102

À memória de meu pai
À minha mãe e irmãos
À Maria Candida, Stenio e Mauricinho

Minha sincera gratidão ao Prof. Dr. Antonio Marozzi Righetto pela atenção, carinho e orientação durante toda esta jornada.

Ao Prof. Dr. Walter de Paula Lima mestre que me inspirou e possibilitou minha carreira de pesquisador.

Ao Instituto Florestal, pelo apoio irrestrito à pesquisa, tanto disponibilizando os dados quanto a área experimental. Em especial, aos Pesquisadores Científicos Francisco Carlos Soriano Arcova e Waldir de Cicco, da Seção de Engenharia Florestal.

Aos técnicos e pessoal de apoio do Laboratório de Hidrologia Florestal Eng. Agr. Walter Emmerich, pelo apoio constante e, principalmente, amizade; tornando agradável nossa estada em Cunha.

Aos colegas Dr. Manuel Enrique Gamero Guandique e Dr. Jorge Marcos de Moraes, pesquisadores do CENA/USP, pela amizade e disposição na revisão deste trabalho.

À colega Dra. Maria José Brito Zakia, pela amizade, incentivo, bom humor constante e disposição em ajudar sempre.

Ao colega Dr. Osny Oliveira dos Santos Bacchi, pesquisador do CENA/USP, pela ajuda e esclarecimentos na área de física do solo. E ao técnico de laboratório José Ademir Rodrigues pelas análises efetuadas nas amostras de solo para determinação das curvas de retenção de água em solos da área experimental.

À Eng. Ftal. Azeneth Eufasino Schuler (Marisol) pela ajuda e disposição de ir ao campo auxiliar-me com o permeâmetro de Guelph.

Ao Eng. Fernando Frosini Barros Ferraz (TRN Tecnologia & Geoprocessamento), pela ajuda com o IDRISI[®] for Windows.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pela bolsa de estudo concedida.

Aos colegas, professores e funcionários do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada – CRHEA da EESC/USP pela colaboração.

RESUMO

RANZINI, M. (2002). *Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da serra do mar, SP, com o modelo TOPMODEL — simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso*. São Carlos, 2002. 132p. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

Utilizou-se o modelo hidrológico TOPMODEL, baseado em aspectos físicos e topográficos, em uma das três microbacias do Laboratório de Hidrologia Florestal Eng. Agr. Walter Emmerich, do Instituto Florestal/SP. O laboratório localiza-se na Serra do Mar, junto às cabeceiras do rio Paraibuna, um dos formadores do rio Paraíba do Sul. O modelo usa um índice topográfico que indica as áreas de contribuição para o deflúvio da microbacia e permite simular a vazão e analisar o comportamento hidrológico da microbacia. A primeira parte do trabalho buscou determinar os valores iniciais dos parâmetros de calibração, testar a validade das premissas do modelo, e, principalmente, compreender melhor o funcionamento hidrológico da bacia D. Os resultados indicam uma eficiência maior para as simulações de eventos isolados do que para as de períodos longos. A simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso mostrou uma diminuição do tempo de pico e um aumento significativo do volume de vazão simulado: de 17 a 44 %, em comparação a bacia D coberta com floresta. Mostram, também, que de 7 a 93 % do deflúvio é gerado a partir das áreas variáveis de afluência (A.V.A.). Recomenda-se que o corte raso seja evitado a qualquer custo. Caso seja necessário, as matas ciliares devem ser mantidas; onde elas não existem mais, devem ser recuperadas imediatamente. As áreas com agricultura ou pastagem devem utilizar as melhores técnicas de conservação do solo, de forma que as condições naturais de infiltração não sejam drasticamente alteradas.

Palavras Chaves: modelagem, hidrologia florestal, microbacia, mata atlântica, simulação, corte raso.

ABSTRACT

RANZINI, M. (2002). *Modelling the hydrology at subtropical forest small catchment in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, using TOPMODEL — simulation of hydrology behaviour subject to clear-cutting*. São Carlos, 2002. 132p. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

A physically based semi-distributed model, TOPMODEL, has been applied to one catchment in Cunha, São Paulo, Brazil. The model uses a topographic index which highlights significant hydrological areas within the catchment. The model simulate streamflow and analyse the behaviour of the catchment. The first part of this paper concerns to the first values of calibration parameters, experiments the validity of the premisses of the model, and, mainly, tries to understand how does the hydrology of D catchment works. The results are more efficient on simulation of isolate events than on events of long period. The simulation of hydrology behaviour subject to clear-cutting has showed a diminution of the time of rise and a significant increase of streamflow simulated: from 17 to 44 %, in comparasion to D forest catchment. They also show that from 7 to 93 % of the streamflow is generated from saturated contributing areas (sources areas). It's advisable to avoid clear-cutting. If necessary, the riparian zone has to be preserved; and where they have been destroyed, they have to be recovered urgently. Agricultural lands or grasslands have to use the best management practices, in order to keep the natural conditions of infiltration.

Keywords: modelling, forest hydrology, small catchment, subtropical forest, simulation, clear-cutting.

1. INTRODUÇÃO

A água, apesar de ser tida como um recurso renovável e inesgotável, não o é na realidade, pois somente uma parcela está prontamente disponível para consumo, uma vez que sua distribuição espacial e temporal ocasiona escassez ou excesso, conforme a situação. Aliado a isto, as transformações globais que vêm ocorrendo, tais como, crescimento desordenado de cidades, degradação de áreas naturais, contaminação por poluentes, etc., estão trazendo sérios problemas aos recursos hídricos.

Um retrato desta situação é a região do Vale do Paraíba; ARCOVA (1996) descreve suas porções altas montanhosas como sendo submetidas a um processo de degradação em função do uso inadequado do solo. Isto aconteceu ao longo do tempo pela substituição da vegetação nativa pela cultura do café e, mais tarde, pela pecuária extensiva de leite, com baixa produtividade; situação que se verifica até os dias atuais. Como resultado, têm-se extensas áreas sob o processo de erosão, provocando a sedimentação e o assoreamento de cursos d'água e reservatórios, a mudança do regime de descarga dos rios e a deterioração da qualidade da água para diversos fins; comprometendo assim os recursos hídricos que servem a região.

Em 1982 foi instalado na Serra do Mar, junto às cabeceiras do rio Paraíba, um dos formadores do rio Paraíba do Sul, o Laboratório de Hidrologia Florestal Eng. Agr. Walter Emmerich, do Instituto Florestal de São Paulo. Resultado de cooperação técnica entre os Governos do Brasil e Japão, nele estão instaladas três microbacias experimentais monitoradas continuamente, com vegetação natural de Mata Atlântica e com medições das precipitações pluviais e do deflúvio (ARCOVA, 1996). Vários trabalhos têm sido realizados neste laboratório, tais como: calibragem das microbacias, balanço hídrico, interceptação da água da chuva, dinâmica da água no solo, qualidade da água, ciclagem geoquímica de nutrientes, modelagem e simulação de hidrogramas, etc. (CICCO et al., 1985a; 1985b; 1986/88; 1989; CARVALHO et al., 1992; CICCO & FUJIEDA, 1992; ARCOVA et al., 1993; FUJIEDA et al., 1993; PASSOS, 1993 e ARCOVA, 1996).

Uma nova linha de pesquisa, porém em conformidade aos escopos do laboratório, é o que se propõe este projeto: a aplicação de um modelo hidrológico distribuído, baseado em

aspectos físicos e topográficos, em uma das três microbacias do Laboratório de Hidrologia Florestal Eng. Agr. Walter Emmerich, do Instituto Florestal de São Paulo.

A modelagem de microbacias, auxiliada por técnicas computacionais, surge como uma poderosa ferramenta para os profissionais que atuam na área de hidrologia florestal. Pois, na medida em que os experimentos conduzidos em bacias experimentais demandam muito tempo, a modelagem possibilita, em contrapartida, um ganho considerável de tempo para a extrapolação de resultados, o que é importante dentro do manejo de bacias hidrográficas.

O objetivo principal deste trabalho foi:

- Avaliar a adequação do uso deste modelo para representar o comportamento hidrológico de microbacias nesta região.

E os objetivos secundários foram:

- Verificar de forma experimental a validade das premissas do modelo, e, principalmente, compreender melhor o funcionamento hidrológico de uma microbacia florestada da Serra do Mar;
- Levantar, experimentalmente, os parâmetros do modelo a fim de testar sua adequabilidade de aplicação em uma microbacia florestada da Serra do Mar;
- Aplicar um modelo hidrológico distribuído, baseado em aspectos físicos e topográficos de microbacias na Serra do Mar, na região do Vale do Paraíba, SP;
- Simulação de comportamento hidrológico em função do corte raso da floresta.

A hipótese básica do trabalho desenvolvido foi de que seria possível, a partir do uso do modelo TOPMODEL, efetuar uma avaliação dos efeitos sobre o deflúvio, caso haja, deliberadamente ou não, uma alteração da cobertura vegetal da microbacia ou mudança climática.

2. REVISÃO DE LITERATURA

As bacias hidrográficas constituem ecossistemas adequados para avaliação dos impactos causados pela atividade antrópica, que pode ocasionar sérios riscos ao seu equilíbrio. A necessidade de estudos sistemáticos em bacias hidrográficas, com o intuito de se conhecer as relações e funções internas que mantêm estes ecossistemas, está ligada à busca de informações que possibilitem o estabelecimento de um planejamento adequado de uso da terra (BORMANN & LIKENS, 1967; SOPPER, 1974; BROWN, 1976; LIKENS et al., 1977; CASTRO, 1980; DICK & COOKE, 1984; OLIVEIRA, 1989; RANZINI, 1990 e WHITEHEAD & ROBINSON, 1993). Para HEWLETT et al. (1969), as pesquisas em bacias hidrográficas experimentais iluminam os processos hidrológicos, possibilitando uma visão holística do sistema; levando em consideração a escala temporal e espacial. LEE (1980) enfatiza que as características deste ecossistema, possibilitadas pela inter-relação floresta-água, fazem com que as bacias hidrográficas sejam a unidade hidrológica ideal para a elaboração de modelos em hidrologia florestal.

Do ponto de vista hidrológico, o deflúvio de uma bacia hidrográfica pode ser considerado como o produto residual do ciclo hidrológico, o qual é influenciado por três grandes grupos de fatores: clima, fisiografia e uso do solo.

Esses três grupos de fatores, no conjunto, operam no sentido de fazer com que o comportamento hidrológico de bacias pequenas seja diferente do de bacias grandes. Desta forma, bacias hidrográficas são classificadas em grandes e pequenas não apenas com base em sua superfície total, mas também nos efeitos de certos fatores dominantes na geração do deflúvio. As chamadas microbacias apresentam, como características distintas alta sensibilidade tanto à chuva de alta intensidade (curta duração), como ao fator uso do solo (cobertura vegetal). Ou seja, estas características não devem ser suprimidas pela rede de drenagem (HEWLETT & HIBBERT, 1967 e LIMA, 1986).

O enfoque clássico para se estudar a relação chuva-vazão é o hidrograma unitário, definido por WISLER & BRATER (1949) como o “hidrograma do escoamento superficial resultante de uma chuva relativamente curta e intensa, chamada chuva unitária”. Ele é fundamentado na hidrologia hortoniana, na medida em que o hidrograma unitário é originado do escoamento superficial que ocorre devido à intensidade de precipitação exceder a

capacidade de infiltração. O hidrograma unitário e seus métodos analíticos associados são importantes pois possibilitam reproduzir, com razoável fidelidade e desde que as premissas sejam observadas, eventos que ocasionam deflúvios em detalhes consideráveis. Um outro valor é a análise das próprias premissas que o fundamentam: ele proporciona o entendimento da natureza dos processos de deflúvio, tanto quanto os meios para se avaliar e prever o comportamento do deflúvio (BLACK, 1996).

Por outro lado, os hidrólogos florestais têm dificuldade em trabalhar com o hidrograma unitário, em razão da capacidade de infiltração sempre parecer suficientemente maior para acomodar qualquer intensidade de precipitação — com exceção dos solos muito rasos, encostas extremamente íngremes, ou eventos raros de precipitação —, não obstante o hidrograma de uma chuva não deixa de ocorrer. De tal forma que a bacia hidrográfica responde à entrada de água, freqüentemente, em algum padrão predizível. Assim, em bacia hidrográfica florestada, tem sido utilizado um enfoque mais complexo e ecológico, para um melhor entendimento do comportamento do deflúvio num evento chuvoso, sendo de considerável interesse para pesquisadores, modeladores, e responsáveis pelo manejo destas áreas (BLACK, 1996).

2.1. Geração do deflúvio em microbacias primárias florestadas

Quando a chuva alcança a superfície do solo, ela encontra um filtro da maior importância na determinação dos possíveis caminhos para que ela possa alcançar um curso d'água. O caminho tomado pela água determina muito das características da paisagem, seus possíveis usos, e as melhores estratégias de manejo (DUNNE, 1978).

O entendimento dos processos de geração do deflúvio se expandiu rapidamente no século 20. Entre os anos de 1930 e 1940, Horton e sua equipe estabeleceram a idéia de que a infiltração era o processo dominante na geração do deflúvio (HIBBERT & TROENDLE, 1988). O conceito hortoniano de geração do deflúvio prevaleceu por muitos anos, e ainda hoje é válido quando aplicado às superfícies que não absorvem prontamente a água da chuva. Em outras palavras, ocorrerá escoamento superficial onde a intensidade da precipitação exceda a infiltração ou a capacidade de armazenamento do solo.

Na metade da década de 30, diversos pesquisadores observaram que em bacias florestadas as ocorrências de escoamento superficiais eram mínimas, não sendo suficiente para explicar o escoamento direto em microbacias (HIBBERT & TROENDLE, 1988). Desde então, o conceito de geração de deflúvio em bacias florestadas tornou-se mais dinâmico e integrado, sendo o escoamento superficial hortoniano apenas parte dele. No entanto, embora o escoamento superficial hortoniano seja comum onde são escassas a

vegetação, os solos rasos, e as precipitações de alta intensidade. Ele é raro onde há uma boa cobertura vegetal e a capacidade de armazenamento dos solos é alta, em comparação as intensidades de precipitação média (CHORLEY, 1978). Na maioria das regiões úmidas as capacidades de infiltração são altas em razão da vegetação proteger o solo do impacto da chuva, além da camada de húmus e da atividade microbiana melhorarem a porosidade do solo. Nestas condições, a intensidade da precipitação geralmente não excede a capacidade de infiltração, e o escoamento superficial hortoniano não ocorre em grandes áreas (DUNNE, 1978). Essas áreas, descritas por CHORLEY (1978), limitam-se a:

1. base da encosta, imediatamente às margens dos cursos d'água, sua extensão depende das características do solo, de sua umidade antecedente, da duração e intensidade da chuva, além das características do perfil do solo da encosta, incluindo sua eficiência hidráulica e disponibilidade da umidade armazenada em seu perfil;

2. concavidades ou depressões topográficas, onde as linhas de fluxo superficiais convergem. As cabeceiras são, por esta razão, especialmente suscetíveis ao escoamento superficial;

3. áreas de solo raso.

Quando a capacidade de infiltração de um solo excede a intensidade da precipitação, toda a chuva adentra o solo, principalmente em condições onde a superfície do solo não é drasticamente alterada pelo impacto da chuva. A infiltração aumenta o conteúdo de umidade do solo superficial e, portanto, sua condutividade hidráulica. Eventualmente, a condutividade hidráulica torna-se igual à intensidade da precipitação, e a superfície do solo pode transmiti-la, sob estado permanente, a uma dada intensidade de precipitação. Quando esta condição é alcançada, o conteúdo de umidade do solo superficial torna-se constante e uma onda de umidade percola o solo verticalmente molhando, sucessivamente, camadas mais profundas até que o conteúdo de umidade do solo possibilite à condutividade hidráulica tornar-se igual à intensidade de precipitação (DUNNE, 1978).

Em qualquer profundidade abaixo da superfície do solo a umidade aumentará com a distância do topo da encosta. A condutividade hidráulica (função da umidade do solo) em qualquer profundidade aumentará em direção a base da encosta. Então, durante a chuva, a taxa de transmissão de água para a zona freática aumenta em direção a base da encosta. Isto, e a menor profundidade do lençol freático próximo ao curso d'água, asseguram que a percolação vertical promoverá uma elevação, no início da chuva, do lençol freático próximo a base da encosta. Além disso, na parte superior, a superfície do solo é, geralmente, mais seca e sua condutividade é menor, a profundidade do lençol freático é maior, e mais água é armazenada durante a infiltração e percolação. O deslocamento da umidade para a zona

saturada ocorre mais lentamente do que na base da encosta. Se o lençol freático é profundo o suficiente, toda a água infiltrada pode ficar armazenada na zona de aeração. Numa chuva, portanto, a declividade do lençol freático próximo ao curso d'água causaria um aumento na taxa do escoamento subsuperficial (DUNNE, 1978). Este escoamento, denominado também de interfluxo, é definido como a água que se move lateralmente, através do solo, em direção ao curso d'água durante e logo após a chuva. Este fluxo difere do escoamento de base na medida em que viaja via rotas subsuperficiais até alcançar o canal, sem fazer parte do lençol freático. Sua magnitude depende da taxa e duração da precipitação, da declividade e profundidade do lençol freático, e da condutividade hidráulica do solo (WHIPKEY, 1967).

Estas constatações, descritas por DUNNE (1978) a partir de diversos experimentos, mostram que a forma da encosta e sua declividade, controlam a profundidade do lençol freático e a distribuição da umidade do solo no início da chuva. Além de terem um importante efeito no tempo, na magnitude da recarga do lençol freático, e na produção do escoamento subsuperficial. O perfil vertical da encosta e suas formas (contornos côncavo, convexo ou reto) influenciam a profundidade do lençol freático abaixo da superfície do solo e, portanto, o escoamento subsuperficial.

O escoamento subsuperficial é, particularmente, comum em solos florestais permeáveis. As taxas de produção e pico de escoamento direto deste processo são muito menores do que aquelas do escoamento superficial hortoniano, e a maior parte do escoamento alcança o curso d'água como escoamento de base. A resposta em forma de hidrograma de uma chuva (quando expresso pelo tempo desde o início do deflúvio, intervalo de tempo, ou taxa de recessão) é muito mais lenta do que a resposta em forma de um hidrograma de uma chuva cujo o escoamento seja o superficial hortoniano, para bacias de tamanho similar (FIGURA 1) (DUNNE, 1978).

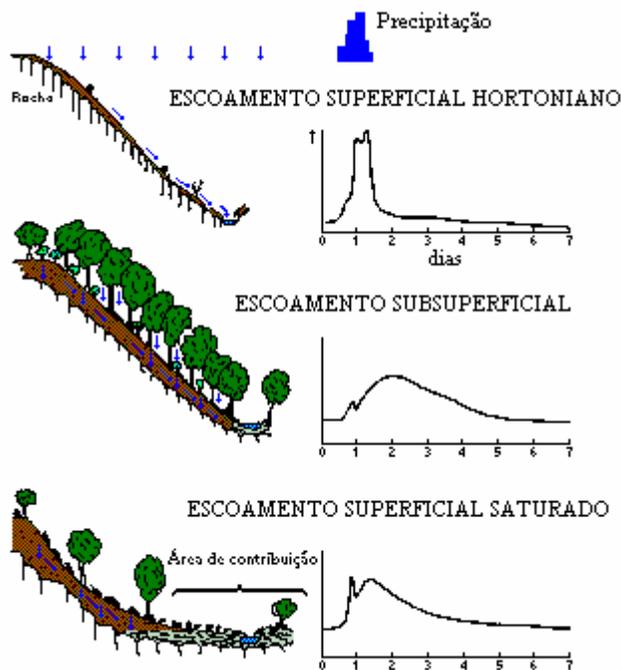


FIGURA 1 - Hidrogramas resultantes do predomínio de diferentes tipos de escoamento na geração do deflúvio de uma microbacia. A elevação inicial no hidrograma é resultado da precipitação caindo diretamente no curso d'água (SELBY, 1993).

DUNNE (1978) relata uma situação levemente mais complicada, porém comum, que são os horizontes superiores do solo localizados sobre uma zona de condutividade hidráulica menor. Esta camada de impedimento poderia ser um duripã iluvial, uma zona de rocha parcialmente intemperizada, ou uma camada de rocha não intemperizada. Neste caso, a água percolada será armazenada na zona imediatamente acima da camada de impedimento, e se a chuva persistir por um tempo suficiente, uma zona saturada, com um lençol freático suspenso, se formará e a água migrará, lateralmente, até o curso d'água como escoamento subsuperficial. Mesmo onde não há nenhum limite característico entre o topo do solo e uma camada menos permeável, o impedimento da percolação por um subsolo mais denso, freqüentemente, causa uma zona de saturação em função da camada superficial ser altamente permeável. Quando isto ocorre, a maior parte do escoamento ocorrerá próximo à superfície do solo (FIGURA 2).

Na maioria das áreas úmidas, o deflúvio de uma chuva aparece nos cursos d'água quase tão logo ela ocorra e, freqüentemente, a resposta em forma de hidrograma numa microbacia declina rapidamente em minutos ou, na maioria das vezes, em horas após o término da chuva. DUNNE (1978) revisando diversos trabalhos concluiu que o escoamento subsuperficial, embora tenha sido convincentemente demonstrado, não é o único mecanismo pelo qual o escoamento direto é produzido em regiões úmidas. Deveria existir, então, um outro processo que alimentaria o deflúvio mais rapidamente.

Os hidrólogos florestais — estudando as respostas em forma de hidrogramas em chuvas ocorridas em microbacias florestais do Laboratório Hidrológico de Coweeta, na Carolina do Norte (E.U.A.), entre 1941 e 1964 (HEWLETT, 1974) —, desenvolveram o conceito de área variável de afluência (A.V.A.). HEWLETT & HIBBERT (1967) elucidaram que o escoamento direto em microbacias primárias florestadas não é produzido uniformemente por toda a superfície ou subsuperfície: “A proporção da produção da bacia hidrográfica que se retrai ou expande, depende da precipitação e da umidade antecedente do solo. Quando o escoamento subsuperficial da água da parte alta da encosta excede a capacidade do perfil do solo em transmiti-lo, a água retornará a superfície e o curso d'água se expandirá”. Ou seja, o escoamento direto nessas condições está sob a influência de uma área de origem dinâmica, no sentido de que sofre expansões e contrações, e que normalmente representa apenas uma fração pequena da área total da microbacia (FIGURA 3) (HEWLETT, 1982).

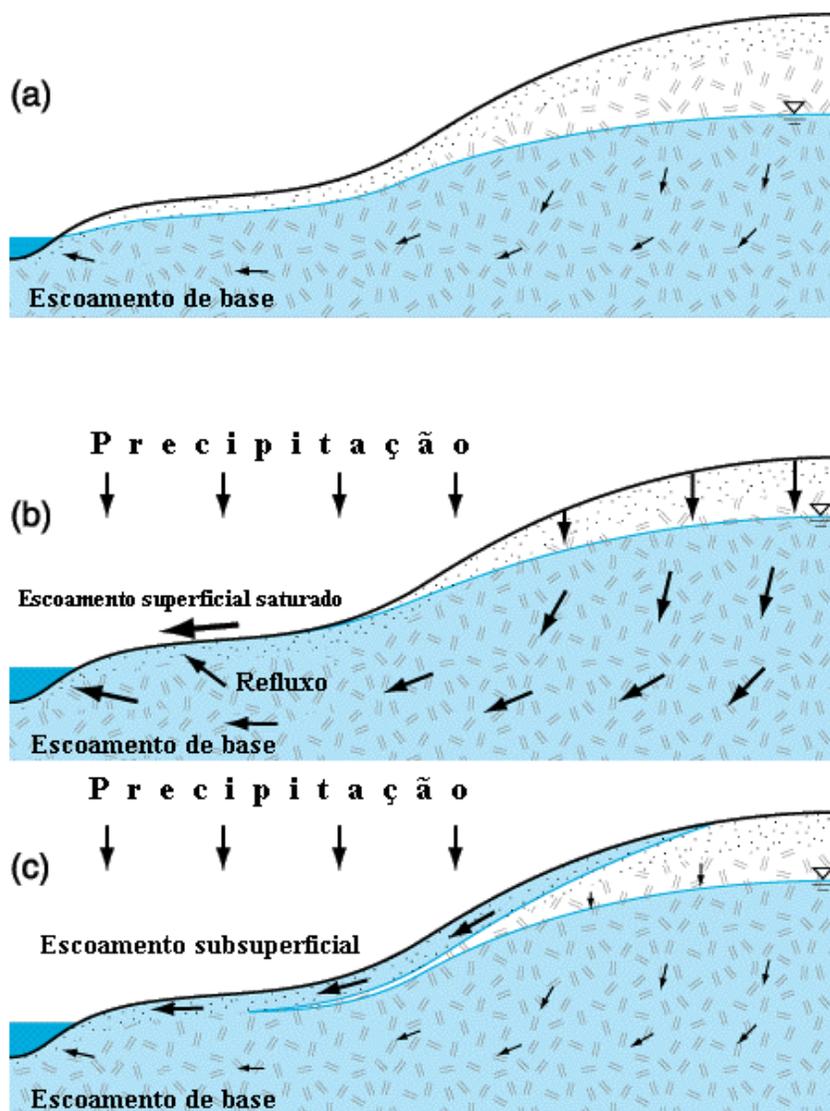


FIGURA 2 - Entre as precipitações (a), o deflúvio é mantido pela descarga do lençol freático (escoamento de base). O escoamento direto ocorre pela precipitação no curso d'água e pelo escoamento superficial saturado (b). A água da chuva que se infiltra e alcança o lençol freático pode contribuir para o escoamento de base ou proporcionar o refluxo nas áreas saturadas (b). A saturação dos horizontes permeáveis do solo também pode produzir um fluxo lateral próximo a superfície do solo chamada escoamento subsuperficial (c) (adaptado de HORNBERGER et al., 1999).

Este modelo conceitual sugeriu a necessidade de experimentos para averiguar os mecanismos pelo qual a água alcança um curso d'água; a contribuição relativa de cada processo, e o tempo desta contribuição relativa ao histograma e ao hidrograma de uma dada

chuva. É necessário, também, delimitar a faixa de condições do solo, topografia, extensão e amplitudes das áreas variáveis de afluência; sua previsibilidade, e sua relação com o solo, topografia e umidade antecedente (DUNNE, 1978).

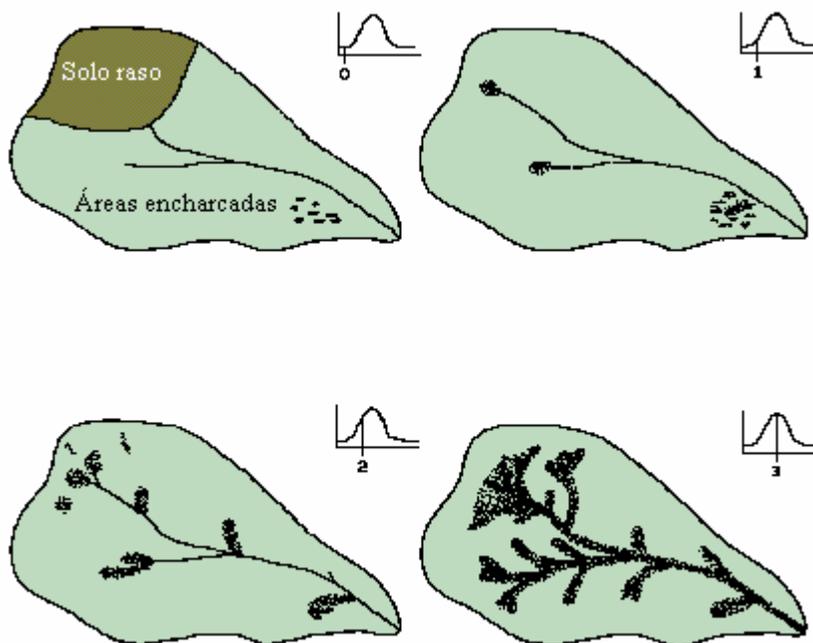


FIGURA 3 - Visualização do processo de geração do escoamento direto de uma chuva numa microbacia com cobertura florestal, mostrando a evolução da área variável de afluência (A.V.A.) (HEWLETT, 1982).

Um experimento pioneiro foi realizado em Vermont (EUA), por RAGAN (1968)¹ apud DUNNE (1978), numa microbacia florestada de 46 ha com solo arenoso profundo e uniforme, sobre um denso silte. Numa série de 18 chuvas com baixo tempo de retorno, a área variável de afluência variou entre 1,2 a 3 % da área da microbacia. A precipitação direta no curso d'água principal, contribuiu de 2 a 5 % para o escoamento direto; o escoamento superficial saturado (refluxo e precipitação direta na área saturada) supriu de 55 a 62 %; e o restante (escoamento pela serapilheira, escoamento subsuperficial, e o escoamento de pequenas áreas encharcadas não medidas) contribuiu de 36 a 43 %.

¹ RAGAN, R.M. (1968). An experimental investigation of partial area contributions. In: INTERNATIONAL ASSOCIATION SCIENCE HYDROLOGY, Bern, 1968. *Proceedings*. Publication 76. p.241-51 apud DUNNE, T. (1978). Field studies of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M.J., ed. *Hillslope Hydrology*. Chichester, John Wiley. Cap. 7, p.227-93.

Um outro experimento foi realizado numa microbacia de 3,9 ha também em Vermont, E.U.A. (DUNNE & BLACK, 1970a; 1970b; 1971). Numa encosta bem drenada, com uma declividade média de 63 %, foram instaladas três parcelas que tinham contorno convexo, côncavo e reto. Na base da encosta de cada parcela, uma trincheira foi cavada a uma profundidade de 2,4 a 3 m. Drenos e um canal foram instalados para coletar a água que escoava pelo subsolo, pela subsuperfície e pela superfície. Durante a maior parte das precipitações ocorridas no verão, as chuvas eram armazenadas no metro superior das encostas íngremes e bem drenadas, as quais cobrem a maior parte da microbacia. O lençol freático ficava a mais de 1,3 m abaixo da superfície das parcelas, e a capacidade de armazenamento da água do solo acima da zona saturada era tão grande que só raramente a água era deslocada para a zona freática em taxas suficientes para produzir algum escoamento subsuperficial após a chuva. Já na parcela localizada numa área encharcada, onde o lençol freático ficava próximo a superfície, bastava uma pequena precipitação para trazer a superfície freática ao nível do solo, em conseqüência a água subsuperficial retornava à superfície e, acrescida pela precipitação direta, contribuía para o deflúvio como escoamento superficial. Durante esses meses de verão, a magnitude do pico de vazão e a forma geral da resposta em forma de hidrograma de uma chuva eram controladas pela mesma caindo diretamente nas áreas encharcadas, ocupando, aproximadamente, de 1,5 a 2 % da área da bacia.

Durante o outono, quando as condições do solo tornavam-se mais úmidas, a área variável de afluência expandia-se de 2 a 5 % da área da bacia. As contribuições subsuperficiais tiveram um leve aumento, porém foram ainda muito pequenas, retardadas e bem insensíveis às flutuações da intensidade da precipitação, para que pudessem controlar a forma do hidrograma de uma chuva. Entretanto, contribuíram, significativamente, para os braços de recessão destes mesmos hidrogramas. Mesmo assim, o escoamento direto foi, principalmente, produzido nas áreas saturadas da microbacia.

Neste mesmo experimento, um simulador de chuva foi utilizado para analisar o deflúvio em vários níveis no solo numa encosta côncava e noutra plana, sob intensidade de precipitação constante e com alto intervalo de recorrência. Entretanto, mesmo com uma chuva com tempo de retorno de 50 anos (44 mm em 2 horas), a parcela plana não apresentou nenhum escoamento superficial. A capacidade de infiltração dos solos de ambas parcelas era superior a 80 mm/h. O lençol freático nesta e noutras chuvas ficou bem abaixo (1,2 a 2,1 m) da superfície do solo da encosta plana, não se elevando, consideravelmente, durante o curso da chuva. Conseqüentemente, o único deflúvio produzido pela parcela plana foi um lento

escoamento subsuperficial, iniciando-se 1,4 h após o início da chuva, e atingindo um pico de 0,48 mm/h após 9 h do final da chuva.

Nesta e em outras chuvas artificiais, além das chuvas artificiais acrescidas pelas chuvas naturais, amplas quantidades de escoamento direto foram produzidas na parcela côncava.

Em síntese, este experimento confirmou que o escoamento subsuperficial ocorre em solos íngremes e bem drenados, com boa cobertura florestal e clima úmido; e que, em algumas áreas destas bacias de drenagem, o escoamento subsuperficial é o único mecanismo de deflúvio. Entretanto, em comparação aos outros processos de geração de deflúvio, o escoamento subsuperficial foi o que menos contribuiu para a resposta em forma de hidrograma de uma chuva, mesmo sob as mais pesadas.

Para a maior parte da parcela, na parte inicial de cada chuva, a precipitação percolou verticalmente deslocando a água do solo para o lençol freático. Em virtude da resistência deste mesmo solo permeável ao escoamento subsuperficial, virtualmente toda a água da chuva infiltrada era armazenada no solo, elevando o nível do lençol freático. Eventualmente, o lençol freático intersectava a superfície do solo na depressão central na base da parcela côncava, aflorando sobre uma área expandida da depressão com a continuação da chuva. A intersecção da superfície do solo pelo lençol freático permitiu o retorno da água infiltrada para a superfície do solo, onde sua velocidade aumentou por um fator de 1000 a 5000 (para 3 a 15 cm/s, dependendo da declividade e da altura do escoamento). Sem a resistência ao escoamento subsuperficial, a água poderia se mover rapidamente até o curso d'água em quantidades maiores do que pelo sistema subsuperficial. Em adição a este refluxo, a precipitação direta (a qual constituía de 5 a 10 % da área total irrigada) contribuiu significativamente para o deflúvio (DUNNE & BLACK, 1970a; 1970b; 1971).

A principal característica da área variável de afluência é a sua variação sazonal e ao longo de uma chuva (FIGURA 4). As flutuações podem estar relacionadas a: topografia, solos, umidade antecedente, e às características da precipitação. Mais do que ter distintas reações à precipitação, os vários solos da microbacia formam um continuum. O vale, as áreas encharcadas, e as várias partes da encosta bem drenada, diferem na magnitude da chuva necessária para trazer o lençol freático à superfície, no lapso de tempo com o qual isto é acompanhado, e no volume de escoamento superficial saturado (DUNNE, 1978).

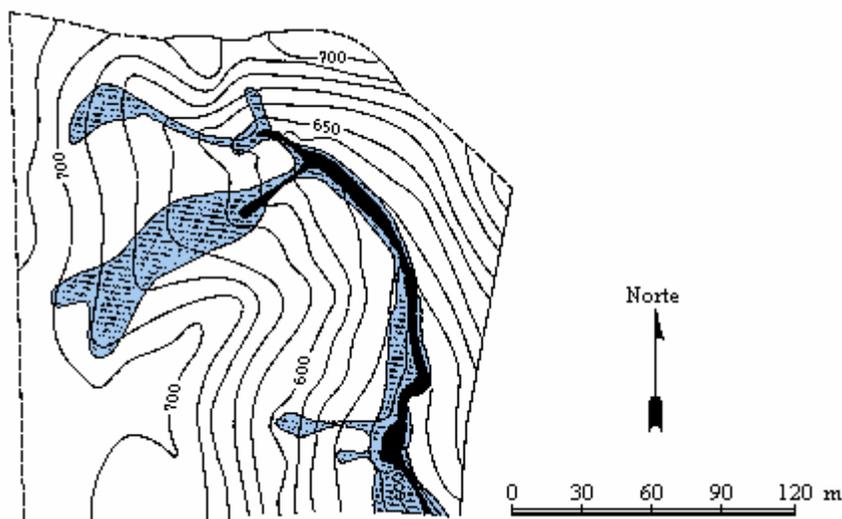


FIGURA 4 - Expansão da área variável de afluência resultado do refluxo e da precipitação direta nas áreas saturadas durante uma precipitação de 46 mm numa microbacia com encostas bem drenadas e com um terraço estreito ao longo do curso d'água. A área preta é resultado do escoamento direto no início da chuva, porém no final da chuva, o lençol freático tinha alcançado a superfície do solo, cobrindo a área azul sombreada (adaptado de DUNNE, 1978).

A microbacia ilustrada na FIGURA 4 tem, no geral, encostas íngremes e solos bem drenados. A expansão da área de contribuição foi resultado de uma chuva de 46 mm. No entanto, a variação foi linear, porque os solos profundos e bem drenados das encostas íngremes não se tornaram saturados e, mesmo numa chuva com tempo de retorno de 50 anos, a área variável de afluência cobria somente 7 % da bacia.

Em microbacias que não têm encostas íngremes e bem drenadas, e nem o terraço do vale confinado, a expansão ou retração das áreas saturadas não é uma boa medida da umidade antecedente. Em tais bacias as condições saturadas podem se estender não somente ao longo do vale e nas áreas encharcadas, mas a consideráveis distâncias ao longo das encostas (DUNNE, 1978).

O conceito de área variável de afluência recebeu uma estrutura mais coerente com o modelo matemático proposto por Freeze (FREEZE, 1972a; 1972b). Ele descreve a geração do deflúvio de encostas e de microbacias em regiões montanhosas. O modelo produz soluções numéricas para as equações que descrevem o escoamento subsuperficial saturado e não saturado, o refluxo, a precipitação direta nas áreas saturadas e o escoamento em pequenos canais. Freeze investigou a geração do deflúvio sob uma faixa de duração e intensidade de precipitação, condutividade do solo, formato da encosta e espessura do solo.

O escoamento subsuperficial ocorreu, como reconhecido nos estudos de campo, somente por causa da resistência dos solos — mesmo os altamente permeáveis — sendo que a maioria da água infiltrada foi armazenada dentro do solo; elevando o lençol freático à superfície sobre uma área expandida. O refluxo ocorreu na área saturada, quando a parte inferior da encosta tornou-se uma superfície de escoamento. A precipitação direta na área saturada aumentou este escoamento superficial. A elevação do lençol freático foi, principalmente, alimentada pela percolação vertical mais do que a horizontal, e a produção do escoamento superficial dependeu do desenvolvimento do escoamento subsuperficial.

Freeze concluiu que existem limitações estritas na ocorrência de escoamento subsuperficial, como um, quantitativamente significativo, componente do escoamento direto. Ele mostrou que somente nas encostas que alimentavam cursos d'água profundamente encaixados — desde que as condutividades saturadas do solo fossem muito altas —, o escoamento subsuperficial contribuiu para o escoamento direto em taxas e volumes suficientes para dominar o hidrograma. Nos solos com as condutividades mais baixas e, especialmente nas encostas côncavas, os hidrogramas são dominados pelo escoamento superficial oriundo da precipitação direta nas áreas saturadas.

DUNNE (1978) relata que onde os solos são bem drenados, profundos e permeáveis, e um terraço estreito ao longo do curso d'água é delimitado por encostas íngremes; o escoamento subsuperficial domina, volumetricamente, o hidrograma de uma chuva. Entretanto, as contribuições da precipitação direta sobre as áreas saturadas, em conjunto com o refluxo, podem produzir picos pronunciados. Porém, o estreito terraço do vale associado ao fato das condições saturadas se expandirem lentamente ao longo da encosta, limita a expansão do escoamento superficial saturado. Na realidade o escoamento subsuperficial é importante em microbacias onde as condições são desfavoráveis para os outros mecanismos de geração do escoamento direto. Em particular, a ocorrência de densa vegetação nas encostas íngremes com solos profundos e cursos d'água encravados, asseguram que a infiltração e as taxas de percolação sejam relativamente altas. Além do refluxo e da precipitação direta serem minimizados pela ausência de solos mal drenados em encostas suaves.

Os processos que controlam o escoamento direto, incluindo os volumes e os tempos de suas contribuições, variam com a topografia, propriedades do solo e características da precipitação; e, indiretamente, com o clima, vegetação e o uso do solo. Mesmo dentro de uma mesma microbacia, o processo de deflúvio dominante pode variar com as características das chuvas. Os vários modelos de escoamento direto são, portanto, complementares mais do que contraditórios. DUNNE (1978) mostra, esquematicamente, a relação dos vários

processos de deflúvio e seus principais controles (FIGURA 5). Observa-se que existe uma faixa de condições, desde o predomínio de escoamento superficial hortoniano em regiões áridas e semi-áridas, ou em áreas úmidas onde a vegetação e a estrutura do solo foram drasticamente alteradas. Até o domínio do hidrograma de uma chuva pelo escoamento superficial saturado, passando pelo escoamento subsuperficial, ambos os processos com ocorrência em clima úmido e vegetação densa, variando o predomínio de um ou de outro com a topografia e as características dos solos da microbacia.

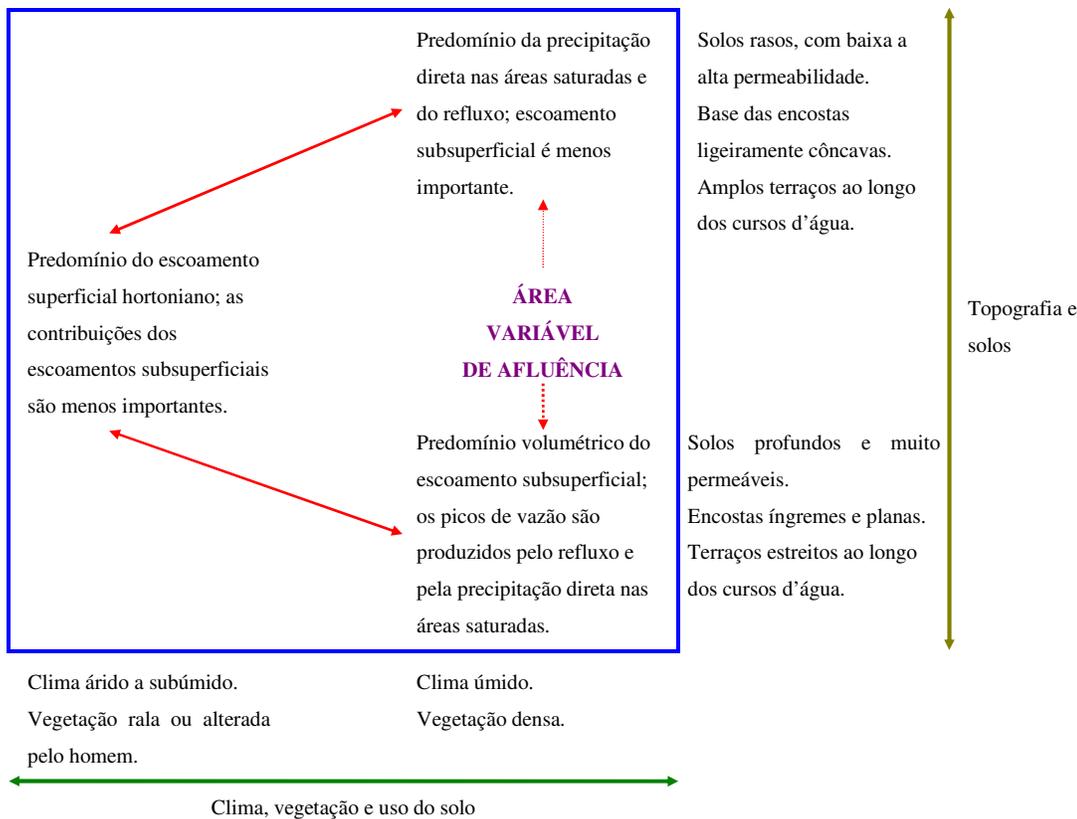


FIGURA 5 - Esquematização dos principais controles que influenciam nos diversos processos de geração do deflúvio (adaptado de DUNNE, 1978).

2.2. Modelos hidrológicos distribuídos para microbacias

Modelos ecológicos não diferem, essencialmente, de outros modelos científicos, nem mesmo em complexidade. A aplicação de modelos em ecologia é quase compulsória, se nós desejamos entender a função de um sistema complexo como um ecossistema. Portanto, não é surpreendente que modelos ecológicos têm sido cada vez mais utilizados, principalmente para entender as propriedades de um ecossistema (JØRGENSEN, 1986).

Este autor sintetiza as vantagens da utilização de modelos ecológicos, destacando os seguintes pontos:

1. Modelos são instrumentos úteis no *levantamento* de sistemas complexos;
2. Modelos podem ser usados para revelar as *propriedades do sistema*;
3. Modelos revelam os *pontos fracos do nosso conhecimento* e podem, portanto, ser usados para estabelecer prioridades de pesquisa;
4. Modelos são úteis para testar hipóteses científicas, pois os modelos podem simular reações no ecossistema, os quais podem ser comparados com as observações.

Os modelos hidrológicos podem ser úteis no manejo de bacias hidrográficas, tanto para seu planejamento quanto para avaliar o impacto de mudanças no uso da terra. Para isso o modelo necessita descrever os processos dominantes adequadamente, e ser aplicável numa bacia onde os solos e a vegetação variem espacialmente. De tal forma, que as predições possam auxiliar na tomada de decisão de qual uso da terra é o mais interessante para uma determinada situação (BRUIJNZEEL, 1997; O'LOUGHLIN et al., 1990).

O desenvolvimento de modelos distribuídos, baseados em aspectos físicos, é motivado pela busca de um melhor entendimento do comportamento destes sistemas hidrológicos. Provavelmente os dois modelos distribuídos mais bem conhecidos deste tipo são: *Système Hydrologique Européen*, ou Sistema Hidrológico Europeu (SHE), e o Modelo Distribuído do Instituto de Hidrologia da Inglaterra (Institute of Hydrology Distributed Model IDM) (BONELL, 1993).

Ao longo de uma bacia hidrográfica, a vegetação, o solo, a topografia e o clima interagem de uma maneira complexa para determinar o regime hidrológico. A presença da vegetação, geralmente, introduzirá uma maior variabilidade nas intensidades dos fluxos na superfície do solo, por causa dos processos de interceptação e transpiração. Sabe-se que as características físicas do solo podem variar enormemente no espaço e no tempo, e afetar os processos da água no solo. A topografia tem um importante efeito nos padrões espaciais da umidade e saturação do solo. Além disso, as variáveis meteorológicas, especialmente a absorção de radiação solar, são dependentes da topografia local. A predição das respostas da bacia hidrográfica, tal como a recarga sob várias práticas de manejo, requer uma representação explícita e acurada dos processos envolvidos (DAWES et al., 1997).

Desde os anos 80, uma maior atenção tem sido dada ao desenvolvimento e teste da maioria dos modelos distribuídos baseados em aspectos físicos, principalmente para predição dos efeitos hidrológicos da mudança climática e do uso da terra, especialmente em bacias

hidrográficas não instrumentadas onde nenhum dado é disponível para calibração ou recalibração do modelo (BEVEN & BINLEY, 1992).

A atração destes modelos é que eles tencionam usar variáveis que tem interpretação física. Além disso, eles têm um aparente rigor teórico quando relacionados ao meio ambiente, em termos de entendimento científico dos processos hidrológicos envolvidos. Ambos modelos são baseados em soluções numéricas (diferença finita, SHE; elemento finito, IDM) das equações diferenciais parciais, descrevendo os processos superficiais e subsuperficiais os quais envolvem diferentemente o delineamento dos *sistemas de células*. Os valores das variáveis selecionadas, as quais tem um significado físico, são alocadas para cada célula. Além disso, a calibração pode ser feita usando somente um curto período de registro de dados hidrológicos e climatológicos, apoiados por um curto levantamento de campo. Subseqüentemente, os valores das variáveis podem ser mudados para um outro uso da terra (conversão), objetivando determinar seu impacto hidrológico (BONELL, 1993).

A simulação em computador de modelos distribuídos baseados em aspectos físicos é uma técnica usada a mais de 25 anos, principalmente para se estudar os efeitos das mudanças no uso da terra em microbacias. No entanto, para que estes modelos sejam de utilidade para gerenciadores de recursos hídricos, é necessário que sejam adequados aos mais diversos usos (PARKIN et al., 1996; EWEN & PARKIN, 1996). ANDERSON & BURT (1985) salientam que um modelo deve ser simples o bastante para sua compreensão e uso, e complexo o suficiente para representar o sistema adequadamente.

EWEN & PARKIN (1996) concluem que nenhum dos modelos consegue simular com confiabilidade os impactos das mudanças de uso do solo ou de clima, numa microbacia. Porém, possuem qualidades para serem incorporadas num único método. O método proposto por estes autores é o SHETRAN, que é um sistema de modelagem de microbacias baseado em aspectos físicos, capaz de simular o fluxo de água, transporte de sedimentos, e o movimento de poluentes, desenvolvido na Unidade de Pesquisa dos Sistemas de Recursos Hídricos (Water Resource Systems Research Unit-WRSRU), Universidade de Newcastle, em Tyne (Reino Unido).

Os componentes do fluxo d'água do SHETRAN são baseados nas mesmas equações de seu predecessor, o SHE. O Systême Hydrologique Européen, ou Sistema Hidrológico Europeu (SHE), é apresentado por ABBOTT et al. (1986a,b), como um avançado sistema de modelagem de microbacias baseado em aspectos físicos, fruto da cooperação técnica financeira de países da Comunidade Econômica Européia. Em resposta a uma crescente demanda por um novo enfoque na modelagem de microbacias, dado que os modelos convencionais chuva-vazão mostraram-se inapropriados para muitos problemas hidrológicos,

especialmente naqueles relacionados ao impacto das atividades antrópicas no uso da terra e na qualidade da água. O SHETRAN é uma evolução deste modelo, diferindo em sua estrutura e na solução de alguns métodos.

Por outro lado, BEVEN (1989) coloca que existem problemas nos fundamentos quando da aplicação dos modelos distribuídos baseados em aspectos físicos. São resultantes das limitações das equações dos modelos, associado à heterogeneidade encontrada na natureza; a falta de uma teoria que permita a extrapolação das equações, determinadas no nível de parcela, para um modelo numa microbacia com os *mesmos* parâmetros; restrições de ordem prática na implementação das metodologias propostas; e problemas da dimensionalidade na calibração dos parâmetros. Sugere uma mudança de idéias para que “os modelos distribuídos baseados em aspectos físicos possam, no futuro, ter aplicações que objetivem obter estimativas realísticas da incerteza associada com suas predições, particularmente no caso de avaliações de cenários futuros dos efeitos das estratégias de manejo”.

Uma alternativa tem sido os modelos hidrológicos distribuídos, baseados em aspectos físicos e topográficos, que levam em consideração os modelos digitais de elevação do terreno (MDT) (BONELL, 1993). Este autor, numa ampla revisão sobre o assunto, explica que tais modelos são baseados na noção recente de que em última análise a morfologia controla os fluxos d'água; principalmente nos casos onde o fluxo lateral predomina.

O modelo conceitual de Hewlett reconheceu o papel da topografia na formação das áreas variáveis de afluência (BONELL, 1993). Este papel tridimensional da topografia foi estendido por ANDERSON & BURT (1978) e BEVEN & KIRKBY (1979) que levaram em conta os efeitos das depressões na encosta ou áreas convergentes nas nascentes, estimulando a convergência na movimentação lateral de água na encosta; resultando no escoamento subsuperficial / superficial saturado. Em razão das encostas usualmente cobrirem a maior área de uma microbacia, BEVEN et al. (1988) notaram que essas características podem ainda produzir mais deflúvio por unidade de área, especialmente se as encostas são íngremes.

O papel da umidade do solo foi destacado por O'LOUGHLIN (1990), pois a mesma participa diretamente deste processo. Sua distribuição espacial é determinada pelos fluxos de água e armazenagens na direção vertical, e pelos fluxos laterais dirigidos pelos gradientes topográficos. O movimento na direção da encosta resulta em mudanças sistemáticas na umidade do solo desde o divisor até o curso d'água. O padrão básico de mudança é determinado pelas propriedades hidráulicas do solo, posição topográfica e declividade.

Este reconhecimento de que as variações espaciais na água do solo, e que portanto, as áreas de contribuição do deflúvio são dirigidas pelos gradientes topográficos, levou a um rápido desenvolvimento dos modelos hidrológicos distribuídos, baseados nos aspectos físicos e topográficos (MOORE et al., 1991).

De acordo com BONELL (1993), os dois principais modelos são o TOPMODEL e o TOPOG. Para este autor o TOPOG tem a habilidade de predizer uma faixa de funções de umidade na ausência de uma base de dados hidrológica. Estas funções efetivamente determinam as áreas que estão mais sujeitas ao escoamento superficial controlado pela topografia (áreas convergentes e divergentes). A identificação dessas áreas vulneráveis é uma importante consideração na tomada de decisão entre as alternativas de manejo florestal, especialmente onde os órgãos governamentais (em particular, aqueles em países em desenvolvimento) não têm acesso à pesquisa científica ou à qualquer banco de dados, a não ser o mapa topográfico. O TOPOG mostrou, segundo BONELL (1993), considerável sucesso na simulação de hidrogramas de chuvas, através do uso de uma variável do modelo integrado (“lumped”), para calcular o escoamento direto. Isto foi obtido nas áreas saturadas preditas pelo TOPOG, as quais são efetivamente impermeáveis a chuva e supridas pelo escoamento subsuperficial da encosta. Inicialmente, O’Loughlin e colaboradores só publicaram versões do TOPOG apropriado somente às condições de estado permanente (“steady-state”), porém uma versão do modelo já incorpora o fluxo variável (“unsteady”). O qual refere-se ao molhamento transitório da bacia na parte inicial das chuvas, migrando, posteriormente, para um estado permanente. Durante a computação do hidrograma na versão dinâmica, todos os três mecanismos de geração do deflúvio (escoamento subsuperficial, escoamento superficial por excesso de saturação das áreas saturadas e escoamento superficial hortoniano) podem agora ser levados em consideração. A versão prévia de estado permanente era inadequada sob condições onde a infiltração excedente desenvolve o escoamento superficial (hortoniano). Entretanto, em ambientes onde prevalecem potenciais matriciais do solo próximos a zero, associados com chuvas de longa duração, a versão de estado permanente é ainda mais apropriada para solos úmidos e zonas saturadas, os quais propiciam o desenvolvimento do escoamento superficial saturado.

Chama-se TOPMODEL, o modelo conceitual baseado fundamentalmente nas características topográficas da microbacia, e na determinação da área variável de afluência, relativa a ocorrência de escoamento direto (resultado do escoamento superficial saturado em conjunto com o escoamento subsuperficial, ambos considerados no modelo) (FRANCHINI et al., 1996 e BEVEN & KIRKBY, 1979). Sempre foi considerado um modelo dinâmico, originalmente desenvolvido para aplicação de estudos de cheia e deflúvio total, mais do que

para a distribuição espacial da umidade do solo (e áreas de produção de deflúvio) propriamente dito O'LOUGHLIN (1990). Entretanto, o TOPMODEL possui essa capacidade de prever os déficits de armazenamento de água ao longo das encostas, existindo também uma opção para o escoamento superficial devido a infiltração excedente (BONELL, 1993).

Em síntese, o TOPMODEL calcula o déficit temporal da “umidade do solo prontamente drenada”, considerando a topografia e as propriedades do solo, para ter o balanço hídrico de uma encosta em condições de estado permanente. Nas simulações do modelo a umidade é liberada de uma camada de solo saturada, e flui lateralmente numa taxa proporcional à umidade do solo. O resultado é integrado para a bacia inteira, e, finalmente, expressa como uma proporção da área para a qual o déficit de umidade é zero. Esta é a área que gera o escoamento superficial saturado. Para as outras partes da bacia, o modelo armazena a variação do déficit de umidade do solo e a fração da área associada com cada déficit (O'LOUGHLIN, 1990).

O TOPMODEL usa equações para conservação de massa (“taxa de entrada menos a taxa de saída é igual a taxa de variação de armazenagem”) para muitos reservatórios de uma bacia hidrográfica (FIGURA 6). A precipitação propicia a entrada para o reservatório de interceptação, tendo capacidade de uns poucos mm de água, dependendo do tipo de vegetação. As saídas do reservatório de interceptação são a evaporação, calculada através de fórmulas, e a precipitação efetiva (precipitação interna + escoamento pelo tronco), esta sendo a entrada para o reservatório do solo. A equação de conservação de massa novamente propicia um método para o cálculo do balanço hídrico do reservatório do solo. Ligando-se todas as equações de balanço hídrico para todos os reservatórios hipotéticos numa bacia hidrográfica, uma rotina computacional pode ser realizada HORNBERGER et al. (1999).

Um exemplo da aplicação do TOPMODEL é dado por HORNBERGER et al. (1985); estes autores simularam o deflúvio de uma microbacia florestada, conseguindo bons ajustes aos dados de vazão observados, sugerindo que as áreas de geração do deflúvio calculadas estão corretas.

BEVEN et al. (1984) usaram o TOPMODEL para avaliar períodos longos de tempo (acima de 12 meses) e em muitos locais geograficamente diferentes (3 bacias de 8; 10,5 e 36 km², localizadas no Reino Unido). Concluíram que o modelo pode ser útil em bacias hidrográficas de até 500 km², sem dados de vazão, e em climas temperados úmidos. Já DURAND et al. (1992) aplicaram o TOPMODEL em duas bacias adjacentes (uma com 81 ha e a outra com 56,5 ha) no sul da França, onde as variações da água no solo são muito maiores do que nas regiões temperadas úmidas. Encontraram que, nestas condições,

algumas premissas do modelo são questionáveis. A principal delas é a necessidade de uma modelagem mais detalhada da evapotranspiração e da água do solo. Entretanto, o TOPMODEL foi capaz de simular razoavelmente bem o comportamento hidrológico das duas bacias.

O TOPMODEL foi usado por ROBSON et al. (1993) em 2 bacias hidrográficas em Balquhider, Escócia (uma com 6,85 e a outra com 7,7 km²) para simular a vazão e comparar o comportamento das bacias em função do uso do solo (uma com predomínio de gramínea e a outra com floresta). Em ambas, uma grande proporção do deflúvio é gerada de áreas de contribuição saturada (áreas variáveis de afluência). Numa das bacias, com predomínio de gramínea, teve parte da área submetida à atividade agrícola, o que, possivelmente, foi responsável pelo aumento do deflúvio, assim como, por uma resposta mais atenuada do escoamento subsuperficial.

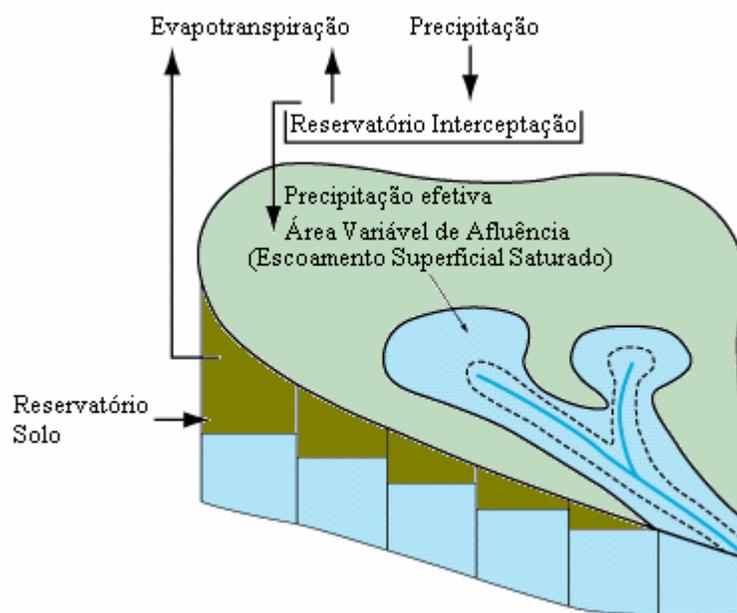


FIGURA 6 - Diagrama esquemático do conceito do TOPMODEL (HORNBERGER et al. 1999).

Mais importante para a região tropical é o conceito de um nível de referência, introduzido por QUINN et al. (1992), para suprir a variação do lençol freático em relação a superfície do solo, principalmente no topo das encostas, onde a profundidade do solo propicia zonas não saturadas profundas. Nestas circunstâncias, o pressuposto de que o escoamento subsuperficial é proporcional ao gradiente hidráulico próximo a superfície nem sempre é correto.

BEVEN et al. (1988), e mais tarde GRAYSON et al. (1992a,b), chamaram a atenção para algumas limitações destes modelos. Por exemplo, o fato de o deflúvio poder ser

adequadamente simulado não implica que os valores das variáveis selecionadas dentro das células que compõem o grid, possam retratar valores reais. De fato, o papel da profundidade do lençol freático é mais importante no processo de geração do deflúvio do que a princípio acreditava-se, quando do desenvolvimento do TOPMODEL e do TOPOG. Portanto, serão necessárias modificações quando da aplicação em florestas tropicais, onde as ocorrências de solos profundos são comuns. Apesar dessas limitações, GRAYSON et al. (1992b) acreditam que o potencial destes modelos é enorme, principalmente em microbacias ou bacias hidrográficas de tamanho médio (menos do que 1.000 ha). Pois, como mencionado, eles possuem a habilidade de indicar áreas que são vulneráveis hidrológicamente a distúrbios, principalmente em áreas sujeitas ao escoamento superficial dirigido pela topografia, e associadas a geração de deflúvio e erosão.

JØRGENSEN (1986) enfatiza que a escolha de um modelo deve-se basear “*no problema, no sistema e na disponibilidade de dados*”. Além disso, a modelagem pode ser considerada um processo interativo. Na medida em que, após o modelo ter sido verificado, calibrado ou validado; novas idéias surgirão de como melhorar o modelo. Iniciando-se o ciclo novamente. Entretanto, por diversas razões o modelo ideal nunca será alcançado e o modelador declarará que seu modelo é bom o suficiente dentro da *certas limitações*.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Descrição da área de estudo

A bacia D faz parte do Laboratório de Hidrologia Florestal Engenheiro Agrônomo Walter Emmerich (ARCOVA, 1996) administrado pelo Instituto Florestal, órgão da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, localizado no Parque Estadual da Serra do Mar, próximo a cidade de Cunha, SP (FIGURA 7).

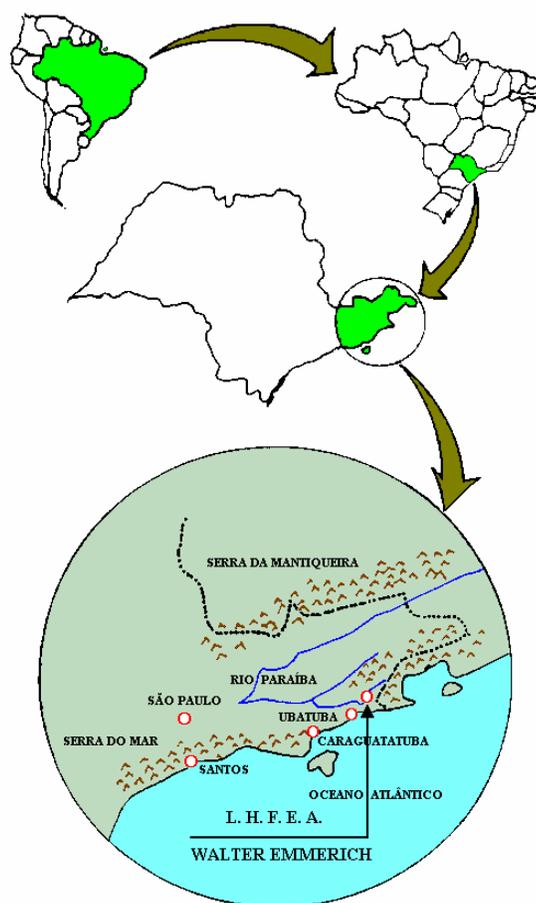


FIGURA 7 - Laboratório de Hidrologia Florestal Eng.Agr. Walter Emmerich (ARCOVA, 1996).

Com uma área de 2854 ha, o Parque Estadual da Serra do Mar — Núcleo Cunha, localiza-se em suas encostas altas, nas cabeceiras do rio Paraibuna e na margem direita do rio Paraíba, entre os paralelos 23°13'28'' e 23°16'10'' de latitude sul e os meridianos 45°02'53'' e 45°05'15'' de longitude oeste de Greenwich (FIGURA 8), voltado para o Oceano Atlântico (FURIAN & PFEIFER, 1986). Sofre influências das massas de ar equatoriais e tropicais, caracterizando um clima, segundo Köeppen, do tipo Cfb, ou seja, temperado úmido, com a temperatura do mês mais quente inferior a 22°C.

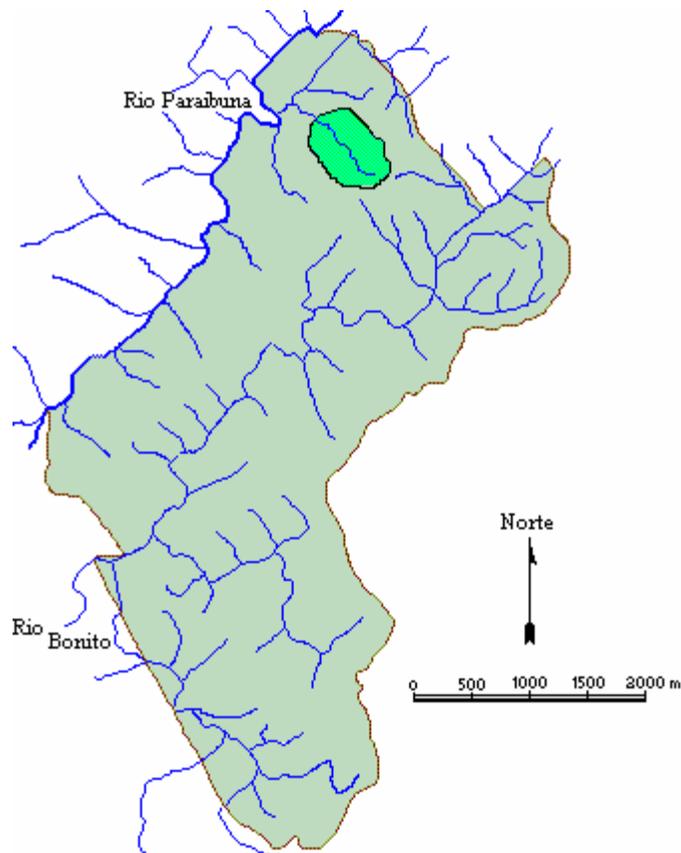


FIGURA 8 - Delimitação e rede de drenagem do Parque Estadual da Serra do Mar — Núcleo Cunha, em destaque a bacia D (adaptado de VILLAS BOAS et al., 1986/88).

O levantamento topográfico na escala de 1:2000 com curvas de nível de 10 em 10 metros da bacia D mostrou que a mesma possui uma área de 56,04 ha, com elevações variando de 1228 m ao longo do divisor d'água na direção sudeste a menos de 1050 m na saída a noroeste (FIGURA 9). O comprimento do curso d'água principal é de 1260 m e o total de 1550 m; sendo a declividade do canal de 7,1 % e a densidade de drenagem igual a 2,77 km/km². O perímetro da microbacia corresponde a 3450 m, com um fator de forma de 0,353 e orientação noroeste (ARCOVA, 1996).

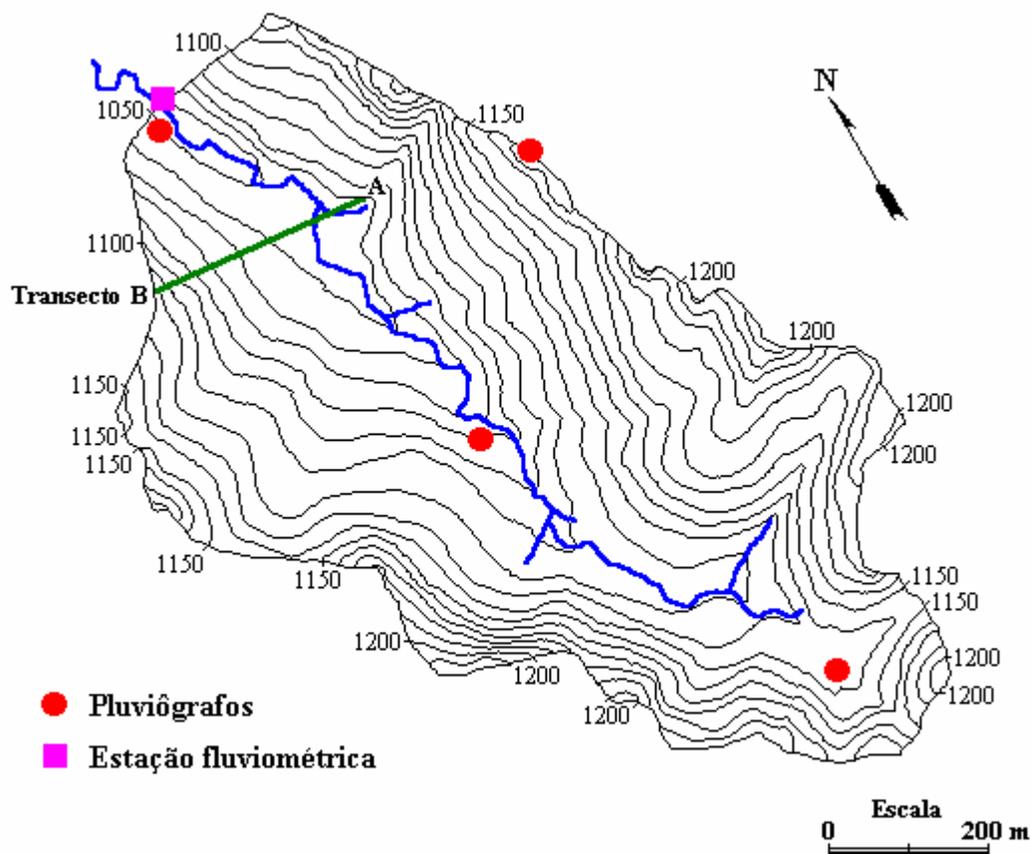


FIGURA 9 - Mapa planialtimétrico da bacia D com a localização dos aparelhos. A área experimental localiza-se no transecto AB (FIGURA 23).

A bacia D é caracterizada por divisores d'água com topos abaulados, isto é, trechos com faces íngremes e exposição de paredes rochosas, e trechos com faces pouco íngremes à arredondadas. Destacam-se formas de vertentes retilínea-côncavas, além da ocorrência de formas convexas em alguns segmentos próximos aos topos abaulados e nos segmentos das baixas vertentes, onde são registrados contatos abruptos com o fundo de vale, definidos preferencialmente pela existência de rochas. Os depósitos de vertente são expressivos nos médios e baixos compartimentos da microbacia. Suavizam os contatos das baixas vertentes com o fundo do vale, caracterizando as vertentes côncavas. Pontos de ressurgência de água subsuperficial são registrados, predominantemente, em setores de vertente côncava, próximos aos contatos desses depósitos com a rocha alterada, DOMINGUES & FURIAN (1995). As encostas íngremes, com declividades entre 58 a 97 %, estão dispersas espacialmente e, predominantemente, próximas aos divisores d'água (CARVALHO et al., 1990).

O levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da bacia D (FIGURA 10), conduzido por CARVALHO et al. (1990), mostrou uma predominância de uma mesma classe de solo, isto é, sete tipos e duas associações de Latossolo Vermelho-Amarelo. Este solo é proveniente, segundo FURIAN & PFEIFER (1986), de rochas duras, orientadas e de difícil decomposição, como os gnaisses, migmatitos e granitos. Em consequência, é quimicamente pobre, ácido e relativamente raso; com textura grosseira e estrutura fraca, isto é, os grânulos formam uma massa homogênea com muita fraca coerência, que aliados à elevada porosidade, condiciona-lhe boa permeabilidade.

A jusante da microbacia tem-se uma área mais plana, onde predomina os solos aluviais profundos, provenientes de material não consolidado de deposição recente, apresenta-se com uma cobertura vegetal característica como gramínea. Há ocorrência de solos gleizados, são pouco profundos e com características associadas à encharcamentos, porém apresentam pequena expressão espacial na bacia D (CARVALHO et al., 1990).

CARVALHO et al. (1992) estudaram algumas propriedades físicas do solo de uma vertente na bacia D. Encontraram um horizonte A rico em matéria orgânica, com aproximadamente 30 cm de profundidade; e um horizonte B composto por concentrações de sesquióxidos, variando de 70 a 200 cm em profundidade. A porosidade média dos horizontes A e B é de 59,1 % e 49,1 %, respectivamente. Sendo que cerca de 73 % da porosidade do solo, na condição natural, pode ser ocupado por água. A permeabilidade é alta, variando de 0,01 a 0,001 cm/s para o horizonte A, e de 0,001 a 0,00001 cm/s para o horizonte B.

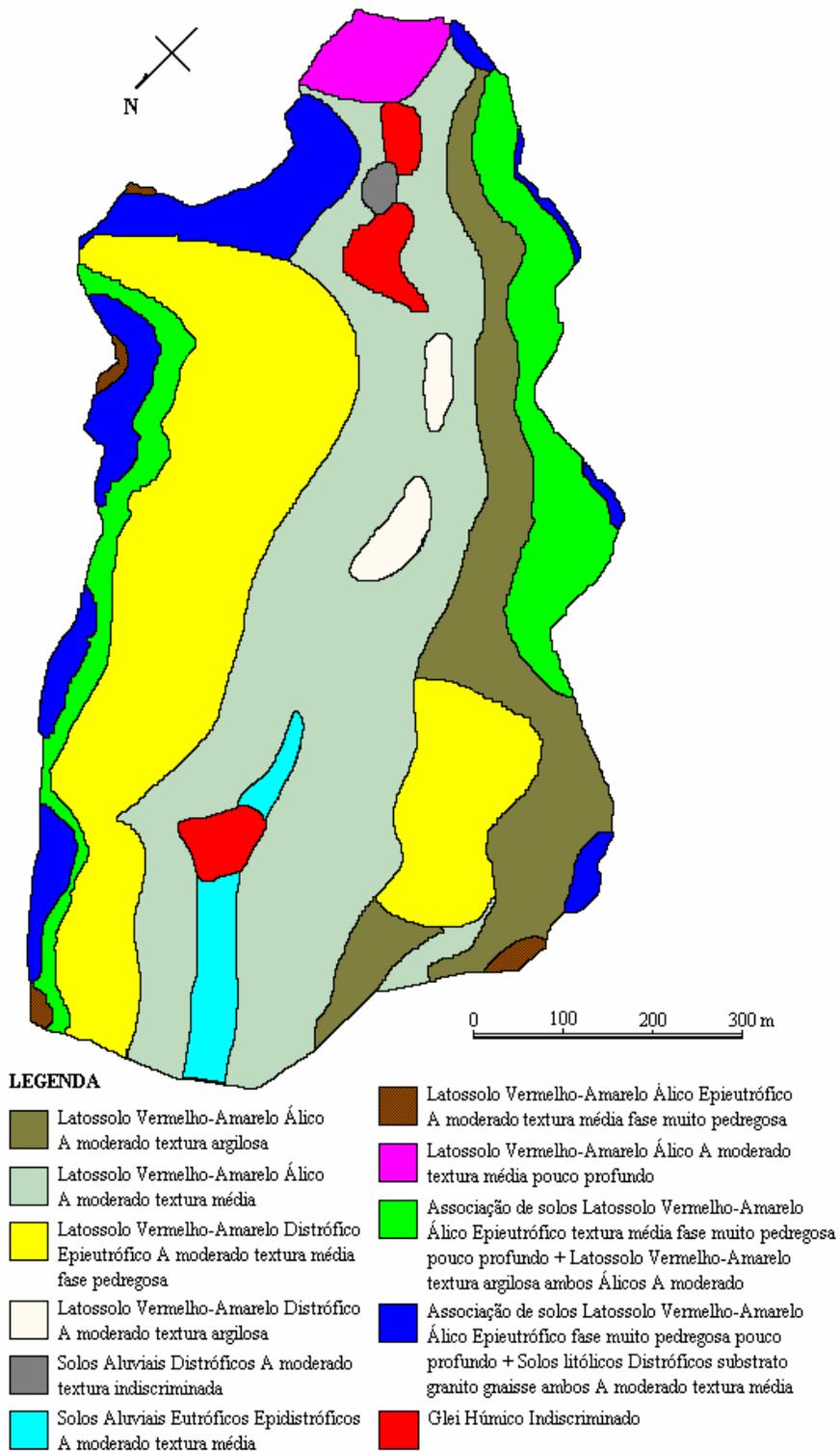


FIGURA 10 - Mapa de solos da bacia D (adaptado de CARVALHO et al., 1990).

As precipitações anuais são elevadas, consequência dos efeitos orográficos da Serra do Mar; a precipitação média anual de 12 anos de observação, período compreendido entre outubro de 1982 a setembro de 1994, é de 2241 mm, com valores extremos de 1985 mm e 3088 mm. O período úmido estende-se de outubro a março (estação chuvosa) e o período seco, ou pouco úmido, compreende os meses de abril a setembro. A temperatura média anual do ar é de 16,5 °C (período de 10 anos): 10 °C no inverno e de 22 °C no verão. A umidade relativa média mensal do ar está entre 80 a 85 % para a estação chuvosa, e inferior a 80 % para o restante do ano, com ocorrência freqüente de nevoeiros densos nos períodos crepuscular e noturno (ARCOVA, 1996).

A seguir é apresentado o balanço hídrico segundo Thornthwaite (TABELA 1), período 1982 a 1992. Neste método a evapotranspiração potencial baseia-se em índices de calor e com isso utiliza-se somente da temperatura média do ar:

$$ETP = 16.(10.t/I)^a .$$

onde,

ETP = evapotranspiração potencial mensal em mm/dia;

t = temperatura média mensal em °C;

I = índice de calor anual;

a = coeficiente que depende do índice de calor;

O índice de calor mensal é obtido por intermédio da equação:

$$i = (t/5)^{1,514} .$$

Assim, o índice anual pode ser calculado através das somatórias mensais:

$$\sum_1^{12} i = I .$$

O índice de calor anual (I) foi desenvolvido em série, e encontrado o valor do parâmetro a:

$$a = 6,75.10^{-7}.I^3 - 7,71.10^{-5}.I^2 + 1,7912.10^{-2}.I + 0,49239 .$$

TABELA 1 - Balanço hídrico segundo Thornthwaite, para a bacia D, localizada entre a latitude de 22°42' Sul e a longitude 47°38' Oeste, período de 1982 a 1992.

MESES	Temp.	P	ETP	P-ETP	Neg.	ARM.	ALT.	ETR	DEF.	EXC.
	°C	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
janeiro	20,1	351	97	254	0	100	0	97	0	254
fevereiro	19,8	248	85	163	0	100	0	85	0	163
março	19,4	298	85	213	0	100	0	85	0	213
abril	17,4	210	66	144	0	100	0	66	0	144
maio	15,2	122	51	71	0	100	0	51	0	71
junho	12,9	74	40	34	0	100	0	40	0	34
julho	12,2	82	33	49	0	100	0	33	0	49
agosto	13,2	68	44	24	0	100	0	44	0	24
setembro	14,4	178	51	127	0	100	0	51	0	127
outubro	16,2	167	65	102	0	100	0	65	0	102
novembro	17,9	193	79	114	0	100	0	79	0	114
dezembro	18,7	285	88	197	0	100	0	88	0	197
ANO	16,5	2276	784	1492				784		1492

A TABELA 1 mostra que para todos os meses a precipitação (P) é sempre superior a evapotranspiração potencial (ETP), conseqüentemente, a coluna negativo acumulado (NEG) apresenta-se zerada, o mesmo ocorrendo com a coluna alteração (ALT). Assim, a coluna de armazenamento (ARM), que representa a capacidade de água disponível para a vegetação (estimada em 100 mm para a área em estudo), não se altera. Como em todos os meses a vegetação da bacia recebeu mais água que a máxima perda d'água estimada, a evapotranspiração real (ETR) é igual a evapotranspiração potencial (ETP). Sendo assim, não houve déficit de água à planta (DEF), somente excesso (EXC). Isto está ligado ao fato de se admitir que toda a água acima da altura de 100 mm não fica retida no perfil, onde se encontra no mínimo 80 % do sistema radicular, indo alimentar o lençol freático. Isto pode ser melhor visualizado na FIGURA 11.

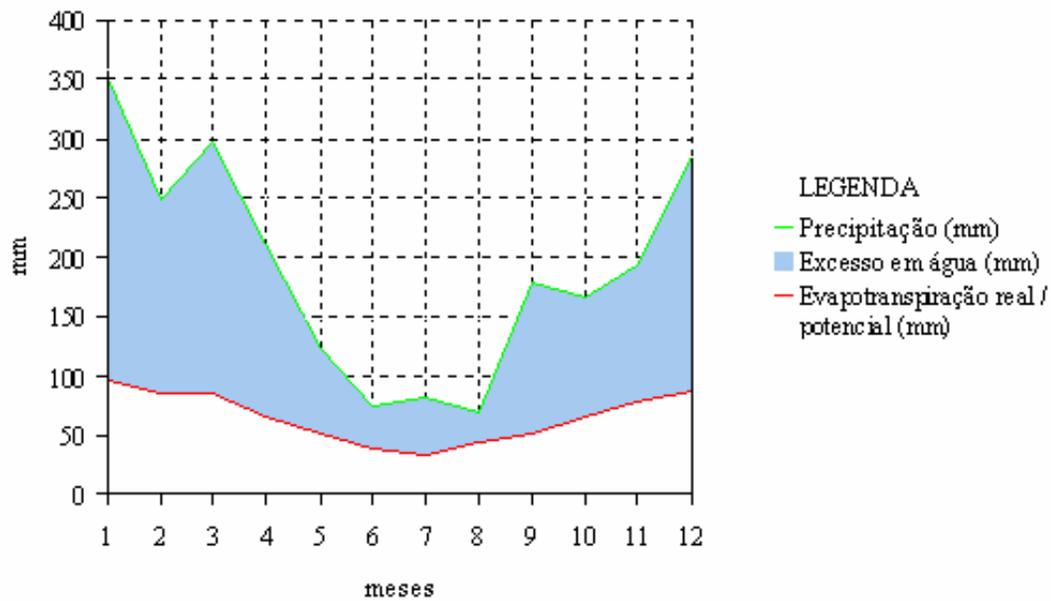


FIGURA 11 - Gráfico resultante da transposição dos valores obtidos do balanço hídrico segundo Thornthwaite (TABELA 1).

A vegetação consiste de uma cobertura natural secundária, sucessora da vegetação natural primária conhecida como Mata Atlântica (Floresta Latifoliada Perenifolia), resultado da exploração madeireira ocorrida há aproximadamente 45 anos (LEITÃO FILHO, 1982). Cerca de 15 a 20 % da bacia D, principalmente nas porções inferiores, teve campos de pastos até 12 anos atrás, sendo tais áreas invadidas por vegetação pioneira da região. Nas porções mais elevadas e íngremes encontram-se árvores remanescentes da vegetação primitiva, que excepcionalmente podem alcançar 20 metros de altura. Levantamento florístico, conduzido por AGUIAR et al. (s.d.), na bacia D amostrou 102 espécies arbóreas e/ou arbustivas pertencentes a 65 gêneros e 38 famílias, das quais se destacam *Myrtaceae* (12), *Lauraceae* e *Solanaceae* (10), *Asteraceae* (9) e *Melastomataceae* (7). Os gêneros mais importantes são: *Ocotea*, *Solanum* e *Miconia*.

Os processos hidrológicos na bacia D são descritos por FUJIEDA et al., 1997; CICCIO & FUJIEDA (1992) e CICCIO et al., 1986/88. Cerca de 18 % da precipitação anual é interceptada pela floresta e retorna diretamente à atmosfera. A maior parte (82 %) alcança o solo, infiltrado-se e alimentando os escoamentos subsuperficial e de base, sendo que 12 % volta à atmosfera via transpiração. O escoamento superficial é raro, alcançando somente 0,6 % da precipitação anual. O escoamento direto é composto por 5 % proveniente da área variável de afluência adjacente ao curso d'água e por 6 % do escoamento subsuperficial, perfazendo 11 % da precipitação anual. Cerca de 59 % da precipitação anual é armazenada no solo e flui via escoamento de base ao longo do ano. Portanto, o deflúvio é composto dos escoamentos direto e de base, alcançando 70 % da precipitação anual.

3.2. Modelo proposto

Utilizou-se como ponto de partida o TOPMODEL, pois o mesmo, como descrito por BEVEN et al. (1995a), não é um modelo fechado do tipo tradicional. Mas sim uma coleção de conceitos, existindo muitas versões deste modelo e usadas para propósitos diferentes. E como os autores enfatizam “é bem simples e pode facilmente ser modificado para se tentar ajustar o modelo aos dados observados, levando-se em consideração como a bacia hidrográfica e o modelo estão funcionando”.

3.2.1. Conceituação e fundamentação do TOPMODEL

O TOPMODEL é um modelo conceitual que permite reproduzir o comportamento hidrológico de uma bacia de modo distribuído, expresso pela dinâmica dos escoamentos superficial e subsuperficial. Os fatores preponderantes na geração do deflúvio são a ênfase dada à topografia da bacia e à relação exponencial negativa entre a transmissividade do solo e à distância vertical a partir do nível do solo. Caracteriza-se também pela determinação da área variável de afluência, relativa à ocorrência de escoamento superficial saturado (mecanismo descrito no item 3.1) (RIGHETTO, 1998; FRANCHINI et al., 1996; BEVEN et al., 1984).

Dois componentes podem ser identificados em todos os modelos conceituais chuva-vazão: o primeiro representa o balanço hídrico do solo (geração do deflúvio) e o segundo, a transferência de todas as formas de escoamento para o deflúvio na saída da bacia. O modelo é caracterizado pelo balanço hídrico do solo e constitui a parte mais importante. O componente de transferência é geralmente dividido em duas fases, a primeira fase representa a transferência ao longo das encostas em direção aos cursos d'água, e a segunda representa a transferência ao longo da rede de drenagem até a saída da bacia (FRANCHINI et al., 1996).

A análise conduzida a seguir baseia-se em HORNBERGER et al. (1999); RIGHETTO (1998); FRANCHINI et al. (1996); IORGULESCU & JORDAN (1994), e concentra-se, principalmente, na descrição do balanço hídrico do solo, o qual, de fato, caracteriza o TOPMODEL. Destacando-se os seguintes componentes: capacidade de interceptação da vegetação, escoamento superficial saturado gerado pela infiltração excedente e, finalmente, o fluxo na zona saturada.

Em sua fundamentação teórica, o TOPMODEL envolve uma seqüência de simplificações, assumindo quatro premissas básicas, sendo as três primeiras descritas a seguir (ZAKIA, 1998):

Premissa 1) A dinâmica das zonas saturadas pode ser estimada por sucessivos estados permanentes (“steady-state”);

Premissa 2) O gradiente hidráulico do escoamento superficial na zona saturada pode ser estimado pela declividade local do terreno ($tg\beta$). Isto só será válido caso a bacia hidrográfica esteja adequadamente discretizada, ou seja, tenha sido estabelecido um modelo digital de elevação do terreno com um “grid” adequado;

Premissa 3) A distribuição da transmissividade da água no solo varia com a profundidade e é expressa por uma função exponencial do déficit de armazenamento de água ao longo do solo até se alcançar a superfície freática, onde reina a condição de saturação.

O TOPMODEL realiza uma contabilidade para computar o balanço hídrico num conjunto de células definidas topograficamente e usa a lei de Darcy para calcular as taxas de fluxo através do solo. Considerando-se um segmento de uma bacia hidrográfica delimitado pelo contorno na base de uma encosta, e “lados” perpendiculares a este contorno até o divisor topográfico (Figura 12). Lembrando-se da premissa que o fluxo é dirigido pela topografia, assim este segmento é apenas uma parte do fluxo líquido da bacia hidrográfica. O fluxo subsuperficial é controlado fortemente pela topografia local. O grau de convergência das “linhas de fluxo” (linhas perpendiculares ao contorno) determina quanto da área da encosta drena por unidade de largura de superfície (contorno) para um dado ponto. A declividade local, a profundidade do solo, e a condutividade hidráulica do solo determinam a “habilidade” do solo em deslocar a água em direção a base da encosta uma vez que ela tenha chegado num dado ponto. As áreas de ocorrência de escoamento superficial saturado ocorrem onde há acúmulo de escoamento subsuperficial — pontos para os quais drenam grandes áreas da encosta (tais como encostas côncavas ou “concauidades”) e onde a capacidade para drenar a água em direção a base da encosta é limitada (em declividades suaves na base de concauidades). A conservação de massa pode ser aplicada ao segmento representado na FIGURA 12 para determinar os fluxos.

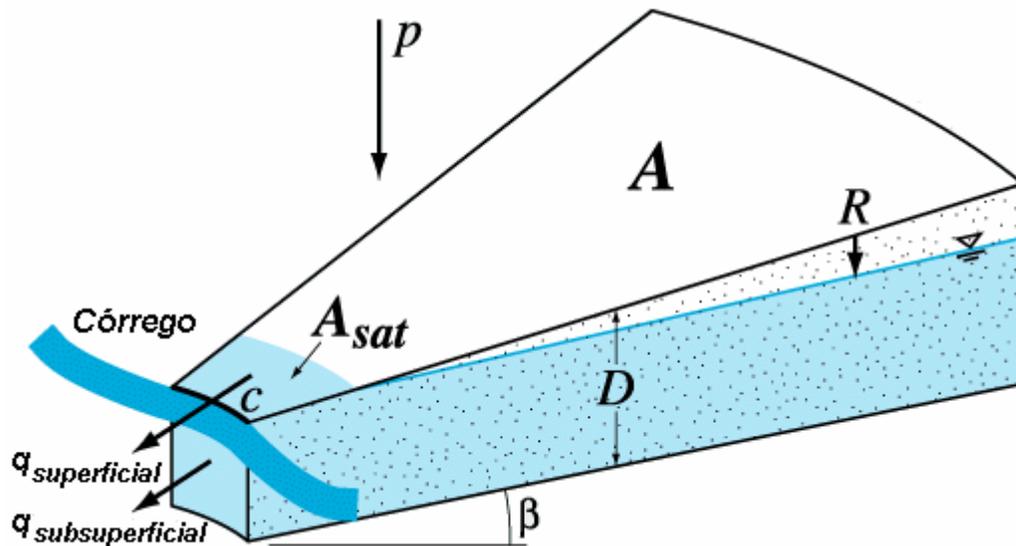


FIGURA 12 - Balanço hídrico para um segmento de uma encosta de uma bacia hidrográfica. A precipitação cai numa taxa p sobre o segmento de área A e profundidade D . A porção, R , abastece a subsuperfície. O escoamento subsuperficial do segmento ocorre numa taxa $q_{\text{subsuperficial}}$. O escoamento superficial, $q_{\text{superficial}}$, ocorre das áreas saturadas (escoamento superficial saturado). A declividade local no ponto de saída, β , é considerada igual a declividade do lençol freático (HORNBERGER et al. 1999).

A transmissividade T , por definição, é o produto da condutividade hidráulica do solo pela espessura ou profundidade do solo saturado. Aplicando-se a lei de Darcy para a encosta, tem-se que a vazão subsuperficial para um ponto i qualquer da bacia, é dada por:

$$Q_{\text{sub},i} = T \cdot \text{tg}\beta \quad (1)$$

onde, T é a transmissividade do solo em m^2/h e $\text{tg}\beta$ é a declividade. Note que a declividade do lençol freático é assumida ser a mesma da superfície do solo.

Assume-se que a condutividade hidráulica saturada do solo diminui exponencialmente com a profundidade do solo (premissa 3), uma situação frequentemente observada:

$$T = T_0 \cdot e^{-S/m} \quad (2)$$

onde, S é o déficit de armazenamento local (m) e m , um parâmetro que governa a taxa de diminuição de T com a profundidade.

A transmissividade saturada ocorre quando o déficit é nulo, ou seja, $S = 0$ e, portanto, $T = T_0$. Quando se considera um perfil de solo profundo, maior será o valor do parâmetro m , e, portanto, menor será o decaimento de T em função de S . O oposto ocorrerá se o perfil de solo for raso, neste caso m será pequeno e, conseqüentemente, o decaimento será rápido.

O TOPMODEL contabiliza o balanço hídrico por intermédio do “déficit de saturação”, que é a quantidade de água que se teria que adicionar ao solo, num dado ponto, de forma a trazer o lençol freático à superfície. Isto faz sentido se o objetivo for determinar as áreas saturadas originadas pelo escoamento superficial saturado. Para se computar em termos de S (déficit de saturação), substituímo-lo por:

$$S = \Delta\theta_g \cdot z \quad (3)$$

sendo z a profundidade da superfície freática e $\Delta\theta_g$ a diferença de teor de umidade entre a condição de saturação θ_{sat} e a capacidade de campo θ_{cc} , ou seja, $\Delta\theta_g = (\theta_{sat} - \theta_{cc})$. O teor de umidade referente à capacidade de campo θ_{cc} é aquele acima do qual a drenagem se realiza, predominantemente, pela gravidade, enquanto para $\theta < \theta_{cc}$ o efeito da gravidade é praticamente desprezível devido às tensões capilares e de adsorção do solo.

Pode-se substituir o expoente S/m , da equação (2), por $\Delta\theta_g \cdot z/m$; e definindo f , um parâmetro do solo visto que f define a diminuição de T com a profundidade, como sendo igual a $\Delta\theta_g/m$. Tem-se, agora, a seguinte expressão para T :

$$T = T_0 \cdot e^{-f \cdot z} \quad (4)$$

Prosseguindo-se com o cálculo do balanço hídrico para uma parte da encosta (Figura 12), tem-se que a vazão subsuperficial por unidade de largura, em um ponto ou célula i da bacia, pode ser expresso por:

$$q_i = T_{0_i} \cdot e^{-f \cdot z_i} \cdot \text{tg}\beta_i \quad (5)$$

sendo $\text{tg}\beta_i$ a declividade topográfica local, em i .

A FIGURA 13 traz a relação de q_i à área de contribuição a_i , compondo a premissa 4.

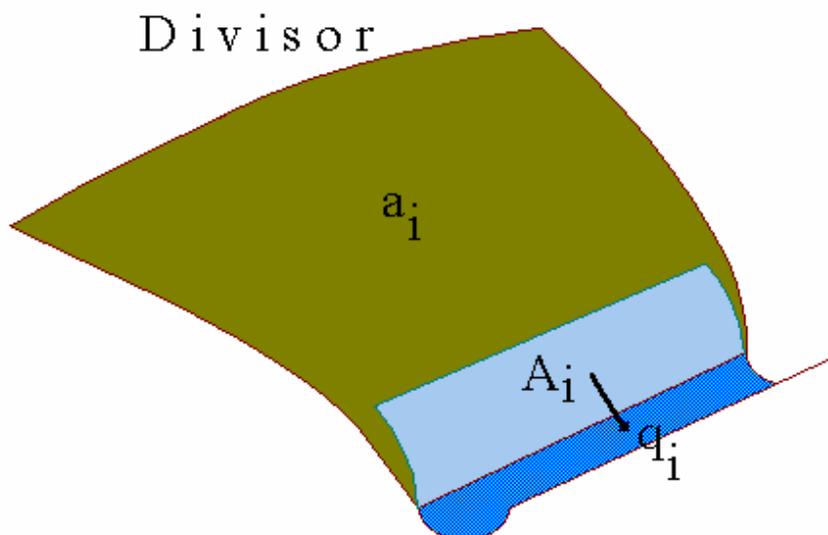


FIGURA 13 - Escoamento subsuperficial q_i de uma célula A_i da bacia, tendo a_i como área de contribuição (adaptado de RIGHETTO, 1998).

Premissa 4) A vazão subsuperficial q_i é proporcional ao produto da recarga à zona saturada, r^* , com a área de contribuição ao escoamento i .

A equação (5) dá o escoamento subsuperficial como sendo transmitido em direção a base da encosta num ponto i qualquer. O fluxo vindo da parte da encosta num dado tempo é:

$$q_i = \alpha.r^*.a_i \quad (6)$$

sendo $\alpha < 1$ uma constante e r^* a recarga devido às precipitações (mm/h), considerada uniforme sobre toda a área de contribuição a_i , esta referente a uma largura superficial unitária em i .

Definindo-se a recarga efetiva por $r = \alpha.r^*$, tem-se:

$$q_i = r.a_i \quad (7)$$

Como o TOPMODEL assume condições de estado permanente (“steady-state”) e, igualando-se as duas equações de q_i (equações 5 e 6), obtém-se:

$$T_{0_i} \cdot e^{-f.z_i} \cdot \text{tg}\beta_i = r.a_i \quad (8)$$

onde,

r = taxa de recarga espacialmente uniforme; e

a_i = é área da bacia hidrográfica que drena através do ponto i .

Pondo em evidência z_i em (8) tem-se:

$$z_i = -\frac{1}{f} \left(\ln r + \ln \frac{a_i}{T_{0_i} \cdot \text{tg} \beta_i} \right). \quad (9)$$

Esta expressão relaciona a profundidade local da superfície freática ao índice topográfico, definido por $\ln(a_i/\text{tg}\beta_i)$, o parâmetro de escala, f , a taxa de recarga efetiva, r , e a transmissividade máxima, T_{0_i} .

Considerando a área inteira da bacia hidrográfica, obtém-se o valor médio da variável z_i :

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \sum_i A_i \cdot z_i = \frac{1}{A} \sum_i -\frac{A_i}{f} \left(\ln r + \ln \frac{a_i}{T_{0_i} \cdot \text{tg} \beta_i} \right) \quad (10)$$

onde, a Eq.(5) continua válida também para os valores negativos de z_i .

A diferença $(\bar{z} - z_i)$ é expressa por:

$$\bar{z} - z_i = \frac{1}{A} \sum_i \left[-\frac{A_i}{f} \left(\ln r + \ln \frac{a_i}{T_{0_i} \cdot \text{tg} \beta_i} \right) \right] + \frac{1}{f} \left(\ln r + \ln \frac{a_i}{T_{0_i} \cdot \text{tg} \beta_i} \right). \quad (11)$$

Admitindo que a recarga r seja uniformemente distribuída em toda a bacia e que f seja constante, então a equação (11) pode ser expressa por:

$$\bar{z} - z_i = \frac{1}{A} \sum_i \left(-\frac{A_i}{f} \cdot \ln \frac{a_i}{\text{tg} \beta_i} + \frac{A_i}{f} \cdot \ln T_{0_i} \right) + \frac{1}{f} \left(\ln \frac{a_i}{\text{tg} \beta_i} - \ln T_{0_i} \right). \quad (12)$$

Definindo-se:

$$\lambda = \frac{1}{A} \sum_i A_i \cdot \ln \frac{a_i}{\text{tg} \beta_i};$$

$$\ln \bar{T} = \frac{1}{A} \sum_i A_i \cdot \ln T_{0_i}; \text{ e}$$

$$\gamma = \lambda - \ln \bar{T}.$$

Finalmente, considerando que T_0 pode assumir um valor específico para cada célula i , tem-se:

$$f.(\bar{z} - z_i) = \left(\ln \frac{a_i}{\text{tg}\beta_i} - \lambda \right) - (\ln T_{0_i} - \ln \bar{T}) \quad (13)$$

ou

$$f.(\bar{z} - z_i) = \ln \frac{a_i}{\text{tg}\beta_i} - \ln T_{0_i} - \gamma. \quad (14)$$

Considerando o déficit de armazenamento médio da bacia, $\bar{S} = \text{m.f. } \bar{z}$, tem-se:

$$\frac{\bar{S} - S_i}{m} = \left(\ln \frac{a_i}{\text{tg}\beta_i} - \lambda \right) - (\ln T_{0_i} - \ln \bar{T}). \quad (15)$$

O termo $\ln(a/\text{tg}\beta)$ é chamado de índice topográfico, e sua distribuição pode ser calculada para a bacia hidrográfica inteira. Na prática, as computações são feitas para células com mesmo índice topográfico e mesma transmissividade T_0 , delineadas a partir do modelo digital de elevação do terreno (MDT); permitindo que o cálculo hidrológico para essas células seja realizado uma única vez, para cada intervalo de tempo considerado.

Observa-se que as expressões possibilitam o cálculo das vazões subsuperficiais e a determinação da profundidade z_i do lençol freático. Caso $z_i \leq 0$, então o lençol freático está, ao menos, no mesmo nível da superfície do solo e, portanto, no ponto i a condição de saturação foi alcançada. Todos os pontos com $z_i \leq 0$, geram uma fração da bacia hidrográfica a qual está numa condição saturada, onde a precipitação produz o escoamento direto.

O modelo considera um reservatório de armazenamento da zona das raízes, S_{zr} , onde a recarga para a zona saturada é denotada por q_v . Acima da superfície freática, o modelo considera uma franja capilar, expressa por uma altura ψ_0 (m). A FIGURA 14 ilustra esquematicamente a zona das raízes, a zona saturada e uma zona de transmissão, onde se admite que não ocorre variação de armazenamento de água. Na zona das raízes, durante período de drenagem, o teor de umidade pode variar entre θ_{sat} e θ_{cc} ; durante os períodos de evaporação, sem a ocorrência de chuva, o teor de umidade pode variar entre θ_{cc} e θ_{pmp} .

O fluxo de água vertical para a zona saturada ocorre durante os eventos de precipitação enquanto existir déficit de armazenamento de água no perfil do solo, ou seja, enquanto a profundidade da superfície freática for maior do que zero, ou melhor, enquanto z_i

$> \psi_0$, tem-se alimentação da superfície para a zona saturada. Na realidade, ao se iniciar um evento de precipitação, a infiltração de água no solo reabastece inicialmente a zona das raízes até que a capacidade campo seja atingida. A partir dessa situação, inicia-se um fluxo vertical em que a vazão q_v corresponde à vazão de recarga do lençol freático. Essa percolação é interrompida quando a profundidade do lençol freático atinge a profundidade em que se localiza a franja capilar, isto é, $z_i = \psi_0$, ou seja, quando o déficit de armazenamento de água no solo torna-se nulo.

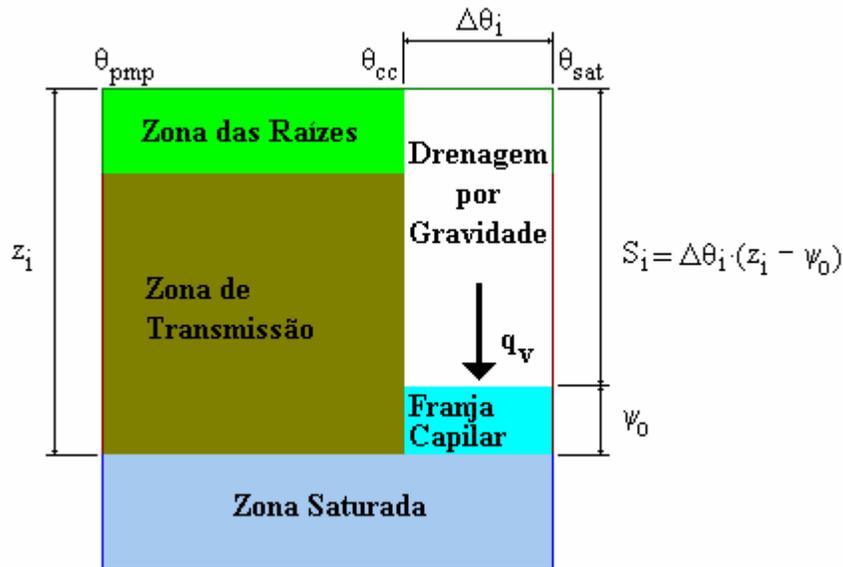


FIGURA 14 - Representação esquemática das zonas de armazenamento e do processo de transferência vertical de água no perfil de solo da bacia (adaptado de RIGHETTO, 1998).

Chamando de S_i o déficit de armazenamento de água no perfil do solo no ponto i da bacia, tem-se:

$$S_i = (\theta_{\text{sat}} - \theta_{\text{cc}})(z_i - \psi_0). \quad (16)$$

A vazão de recarga do lençol freático pode ser expressa como uma proporção da condutividade hidráulica vertical do solo, K ; de modo que $q_{v_i} = \alpha.K$, ou, considerando a hipótese de decaimento exponencial da condutividade em função da profundidade da superfície freática, tem-se:

$$q_{v_i} = \alpha.K_0.e^{-f.z_i} \quad (17)$$

onde α é um parâmetro do gradiente vertical hidráulico efetivo, K_0 a condutividade hidráulica saturada na superfície e z_i a profundidade local do lençol freático. Considerando-se unitário o valor de α , assume-se que o fluxo vertical é igual à condutividade hidráulica saturada próxima ao lençol freático, eliminando-se α como um parâmetro.

Quando se considera a bacia toda, a alimentação de água ao lençol freático da bacia pode ser expresso por:

$$Q_v = \sum_{i=1}^n A_i \cdot q_{v_i} \quad (18)$$

cujos valores são utilizados para o balanço hídrico das vazões de entrada, de saída e de armazenamento de água na bacia.

A saída de água pela zona saturada é quantificada pela vazão de base Q_b , calculada pela soma das vazões de saída das células adjacentes aos cursos d'água da bacia; assim, tem-se:

$$Q_b = \sum_{j=1}^m (L_{x,y} \cdot T_0 \cdot \text{tg}\beta_j \cdot e^{-f \cdot z_j}) \quad (19)$$

sendo $L_{x,y}$ o comprimento da célula em contato com o curso d'água. Substituindo z_j por:

$$\bar{z} + \frac{1}{f} \left(\gamma - \ln \frac{a_j}{T_0 \cdot \text{tg}\beta_j} \right)$$

obtem-se imediatamente:

$$e^{-f \cdot z_j} = e^{-f \cdot \bar{z}} \cdot e^{-\gamma} \cdot \frac{a_j}{T_0 \cdot \text{tg}\beta_j} \quad (20)$$

e, então, a vazão de base no exutório da bacia:

$$Q_b = \sum_{j=1}^m L_{x,y} \cdot a_j \cdot e^{-\gamma} \cdot e^{-f \cdot \bar{z}} \quad (21)$$

Reconhecendo que:

$$A = \sum_{j=1}^m L_{x,y} \cdot a_j$$

em que A é a área da bacia, e definindo:

$$Q_0 = A.e^{-\gamma} \quad \text{ou} \quad Q_0 = A.T_0.e^{-\lambda} \quad (22)$$

que é a descarga quando \bar{z} ou \bar{S} é igual a zero; tem-se que a vazão total de saída de água da bacia é expressa por:

$$Q_b = Q_0.e^{-f.\bar{z}} \quad (23)$$

portanto, é possível calcular o escoamento de base em termos da profundidade média do lençol freático da bacia hidrográfica (\bar{z}).

A análise da curva de recessão oferece, segundo LAMB et al. (1997), um meio para se estimar uma função de armazenagem da zona saturada, espacialmente integrada, apropriado para uma bacia em particular; usando-se uma variável integrada espacialmente (vazão).

De acordo com BEVEN et al. (1995a) a solução da equação (23) para uma recessão pura, na qual as entradas são nulas, será uma relação inversa ou hiperbólica de primeira ordem entre a vazão e o tempo:

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_0} + \frac{t}{m}. \quad (24)$$

Caso a equação (23) seja apropriada para representar o escoamento de base de uma determinada bacia, o gráfico de $1/Q_b$ contra o tempo deve resultar em uma linha reta, com declividade $1/m$. Dessa forma, pode-se determinar m a partir de algumas recessões, desde que não influenciadas fortemente pela evaporação (BEVEN et al., 1995a).

Com as vazões totais de entrada ou de recarga do lençol freático da bacia, Q_v , e de saída, Q_b , pode-se estimar o valor da profundidade média do lençol freático no final de cada intervalo de tempo considerado na simulação hidrológica, ou seja:

$$\bar{z}_t = \bar{z}_{t-1} + \Delta\theta_g.(Q_{b_{t-1}} - Q_{v_{t-1}}). \quad (25)$$

sendo,

$$\Delta\theta_g = \theta_{\text{sat}} - \theta_{\text{cc}}.$$

Na realização de uma simulação, geralmente, utiliza-se uma vazão de base inicial conhecida; e com esse valor de Q_0 , determina-se, usando-se a equação (23), a profundidade média inicial do lençol freático pela relação:

$$\bar{z}_{t=0} = -\frac{1}{f} \ln \frac{Q_{b,t=0}}{Q_0}. \quad (26)$$

Neste ponto, é importante que se faça alguns comentários sobre a capacidade de interceptação da vegetação, descrita também como “capacidade da zona radicular”. De fato, este componente não envolve trocas entre a zona saturada e não saturada, e seu único propósito é a extração da água armazenada pela evapotranspiração a uma taxa potencial. Sendo o “ponto inicial” na cadeia dos cálculos do modelo, basicamente assinalando o papel da interceptação. Esta é a razão do porquê o nome “capacidade de interceptação da vegetação” é preferido mais do que “capacidade da zona radicular”. Obviamente, em termos computacionais nada muda neste caso, sendo descrito da seguinte forma:

$$E_r = E_p \cdot \left(1 - \frac{S_{zr}}{S_{zr,max}} \right) \quad (27)$$

sendo, E_r a evapotranspiração real que ocorre durante os períodos sem chuva e é expressa em função da evapotranspiração potencial, E_p ; S_{zr} é o déficit de armazenamento da zona das raízes; e $S_{zr,max}$ o déficit de armazenamento máximo da zona das raízes, expresso por:

$$S_{zr,max} = (\theta_{cc} - \theta_{pmp}) z_r \quad (28)$$

sendo θ_{pmp} o teor de umidade correspondente ao ponto de murchamento permanente e z_r a profundidade da zona das raízes.

Durante os períodos secos, tem-se evapotranspiração enquanto o teor de umidade do solo estiver acima do ponto de murchamento permanente (θ_{pmp}); porém, durante os períodos chuvosos sem recarga do lençol, o déficit de água da zona das raízes vai diminuindo até que seja alcançado o teor de umidade do solo correspondente à capacidade de campo (θ_{cc}). Durante os períodos chuvosos com recarga, a zona não saturada do perfil do solo percola água até que a recarga para o lençol passa a ocorrer.

O equacionamento teórico da recarga adotado para o lençol freático é simplificado, uma vez que a vazão para o lençol é expressa, simplesmente, pela equação (17). No entanto, o valor de q_{v_i} é bastante pequeno quando a profundidade do lençol z_i é grande, o que de certo modo contempla o atraso real de resposta entre a infiltração e a recarga.

A recarga existirá enquanto o teor de umidade do solo for superior ao da capacidade de campo. Para a zona não saturada do perfil do solo, o armazenamento da água a ser drenada verticalmente é expresso em função de uma profundidade equivalente, z_{ns} , correspondente a uma camada de solo, a partir da superfície, onde o solo estaria saturado, ou seja, para um tempo t , de modo que:

$$z_{ns} = z_{ns}(t - \Delta t) + \frac{r \cdot \Delta t}{(\theta_{sat} - \theta_{cc})}. \quad (29)$$

Para os períodos secos, o perfil do solo perderá a água sujeita à drenagem vertical para, em seguida, por meio da evapotranspiração, perder gradativamente a umidade disponível na zona das raízes. Para essa situação, tem-se o seguinte equacionamento: durante o período de drenagem da água armazenada, utiliza-se a equação acima com $r = 0$, até que $z_{ns}(t)$ se torne nulo. A partir desse instante, o teor de umidade do solo é inferior ao da capacidade de campo e, devido à evapotranspiração, $E_r(t)$, o teor de umidade da zona das raízes é determinado pela equação:

$$\theta_{zr}(t) = \theta_{zr}(t - \Delta t) - \frac{E_r(t) \cdot \Delta t}{z_{zr}} \quad (30)$$

ou

$$S_{zr}(t) = S_{zr}(t - \Delta t) + E_r(t) \cdot \Delta t. \quad (31)$$

Enquanto $\theta_{zr}(t)$ for superior a θ_{pmp} , ocorrerá evapotranspiração; atingido esse limite, a zona das raízes entrará em processo de desaparecimento, uma vez que a vegetação sucumbirá.

Uma outra consideração importante é a de que o escoamento direto não alcança o exutório da bacia num mesmo momento, principalmente nas maiores, ocasionando um atraso no hidrograma (*lag time*). Em razão disto, BEVEN & KIRKBY (1979) incluíram no modelo uma rotina simples para a propagação do escoamento direto. Baseia-se numa função que relaciona a extensão da área de contribuição com a topografia e a velocidade do fluxo superficial (parâmetro constante). Assim, o tempo necessário para o escoamento direto alcançar o exutório da bacia, a partir de uma célula i dentro da área de contribuição é:

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{(v \cdot \text{tg}\beta_i)} \quad (32)$$

onde, x_i é o comprimento do segmento de linha de fluxo de declividade β_i , n é o número de segmentos entre a célula i e o exutório, e v é a velocidade, considerada constante. A partir da velocidade e da topografia da bacia pode ser obtido, para qualquer área de contribuição, um único histograma de tempo de resposta para uma bacia hidrográfica (BEVEN & KIRKBY, 1979).

Portanto, no TOPMODEL, o escoamento subsuperficial é controlado pelas características do solo (T_0 e m), topografia ($\ln(a/\text{tg}\beta)$), e pelo déficit de saturação médio (\bar{S}) da bacia.

As características importantes de uma bacia que influenciam a probabilidade do desenvolvimento das áreas de saturação são: a área de contribuição (a_i) a montante de uma célula A_i e a declividade desta célula ($\text{tg}\beta_i$). A área de contribuição é determinada pelo delineamento das linhas de fluxo, baseada somente na sua topografia. E seu tamanho está relacionado ao volume do fluxo a montante de cada ponto (FIGURA 15a).

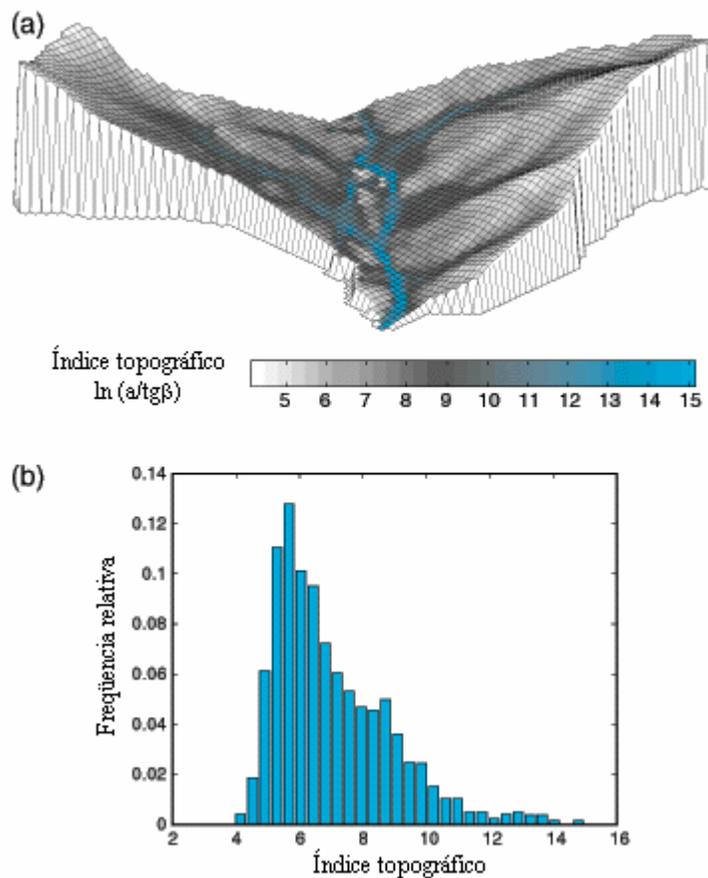


FIGURA 15 - Índices topográficos para uma bacia no Parque Nacional Shenandoah (EUA). O padrão espacial (a) indica uma probabilidade de saturação no centro da bacia. A distribuição de valores (b) é usada nos cálculos do TOPMODEL (HORNBERGER et al. 1999).

Um mapa de índices topográficos para uma dada bacia revela as áreas onde os processos de escoamento podem ocorrer (FIGURA 15b). Altos valores de índice topográfico indicam amplas áreas de contribuição e declividades relativamente planas, tipicamente na base das encostas e próximas aos cursos d'água. Essas áreas também correspondem às áreas esperadas de descarga do lençol freático. Valores baixos do índice topográfico são encontrados nas partes altas das encostas, próximas ao divisor topográfico, onde há relativamente pouca área de contribuição e as declividades são íngremes. Essas áreas, geralmente, correspondem às áreas de recarga do lençol freático.

3.2.2. Programas de aplicação do TOPMODEL

Os programas de aplicação do modelo estão disponíveis na Internet e podem ser utilizados por qualquer usuário, desde que não seja para fins comerciais. As versões utilizadas nesta tese foram escritas por Keith Beven com contribuições do grupo TOPMODEL, sediado na Universidade de Lancaster, Reino Unido. Os programas foram compilados usando Lahey Fortran 77, com uma rotina gráfica própria (GRAFMATIC) (BEVEN et al., 1995b):

Programas executáveis

TOPT9502.EXE Versão mais simplificada do TOPMODEL para uma única bacia, tendo ajuste com um número reduzido de parâmetros. Inclui gráficos das áreas variáveis de afluência e respectivos hidrogramas; além de análises de sensibilidade para faixas de um ou dois parâmetros.

TMOD9502.EXE Versão do TOPMODEL para múltiplas bacias, inclui o excesso de infiltração baseado na condutividade exponencial de Green-Ampt; além da propagação em canal, feita por um algoritmo que assume como constantes as velocidades de escoamento na superfície da bacia (*overland routing*) e no canal (*channel routing*).

DTM9502.EXE Versão gráfica do TOPMODEL para o cálculo do índice topográfico, a partir do modelo digital de elevação do terreno (MDT) usando o algoritmo de direções múltiplas.

Programas fontes

GRIDATB.FOR Programa fonte em Fortran para o DTM9502.EXE, porém sem as rotinas gráficas.

TOPT9502.FOR Programa fonte em Fortran para o TOPT9502.EXE, porém sem as rotinas gráficas.

TMOD9502.FOR Programa fonte em Fortran para o TMOD9502.EXE, porém sem as rotinas gráficas.

TMCOMMON.FOR Bloco de definições em comum tanto para o TMOD9502.EXE quanto para o TOPT9502.EXE.

Programas auxiliares

EVAP.FOR	Programa que gera a evapotranspiração potencial baseada em curvas senoidais diárias, tendo como entrada o dia do ano. Obs.: os parâmetros são ajustados para o hemisfério norte.
GRIDREDU.FOR	Programa para reduzir o tamanho de uma matriz maior que 100 colunas e 100 linhas, por N (maior ou igual a 2), criando um novo arquivo de elevação ou de $a/tg\beta$. Porém, tanto o número de colunas quanto o de linhas deve ser menor que 200.
GRIDTRAN.FOR	Programa para converter matrizes no formato coluna por coluna (como usado nas versões anteriores do TOPMODEL) para o formato linha por linha. Porém, tanto o número de colunas quanto o de linhas deve ser menor que 200.
GRIDCONV.FOR	Programa para converter matrizes com um valor por linha para o formato de linha por linha usado no TOPMODEL. Porém, tanto o número de colunas quanto o de linhas deve ser menor que 200.
GRIDCUT.FOR	Programa para cortar uma seção retangular de uma matriz linha por linha muito grande. Isto possibilita separar uma sub-bacia de uma determinada bacia. Porém, tanto o número de colunas quanto o de linhas deve ser menor que 200.

3.3. Dados de entrada

3.3.1. Índice topográfico

O índice topográfico é calculado a partir do modelo digital de elevação do terreno (MDT) (FIGURA 16). Primeiro digitalizou-se as curvas de nível, de 10 em 10 metros, de um mapa planialtimétrico na escala 1:5.000 da bacia em estudo. A digitalização foi realizada no Laboratório de Geoprocessamento do Departamento de Ciências Florestais da ESALQ/USP, sendo utilizados uma mesa digitalizadora SUMMGRAPHICS® modelo SUMMAGRID IV e o programa TOSCA® 2.12. Como o mapa planialtimétrico não era georreferenciado, utilizou-se um mapa do IGC/USP na escala 1:10.000, com as coordenadas de referência UTM (Universal Transversa de Mercator), identificado-se 15 pontos de controle entre os dois mapas. Estes 15 pontos foram também digitalizados do mapa

planialtimétrico, sendo elaborada uma tabela onde as coordenadas X,Y de cada ponto representavam o mesmo lugar, no antigo e no novo sistema de coordenadas. Com isto foi possível, através do programa IDRISI® for Windows — o qual resolve uma equação que descreve a relação entre os dois sistemas de coordenadas — ,converter o arquivo com as curvas de nível digitalizadas, para o novo sistema de referências.

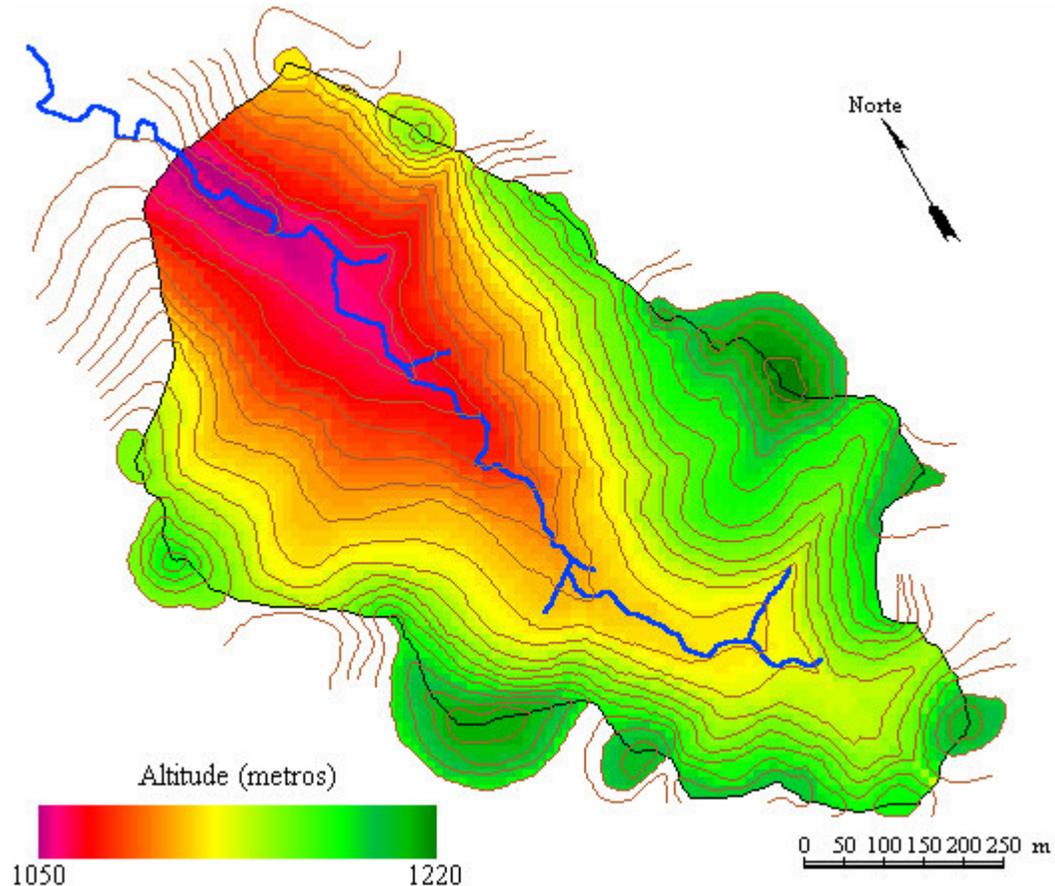


FIGURA 16 – Modelo digital de elevação do terreno (MDT), obtido pela interpolação das curvas de nível, de 10 em 10 metros, de um mapa planialtimétrico da bacia D.

De posse do arquivo digitalizado e georreferenciado, procedeu-se à interpolação, pelo método do inverso do quadrado da distância, com auxílio do programa IDRISI® for Windows, para que se pudesse obter o MDT, ou o modelo numérico do terreno (imagem raster). Antes se definiu o espaçamento da grade como sendo de 10 x 10 metros, e, a partir dos valores máximos e mínimos de X,Y, calculou-se os números de linhas e colunas do arquivo, respectivamente, 134 e 111.

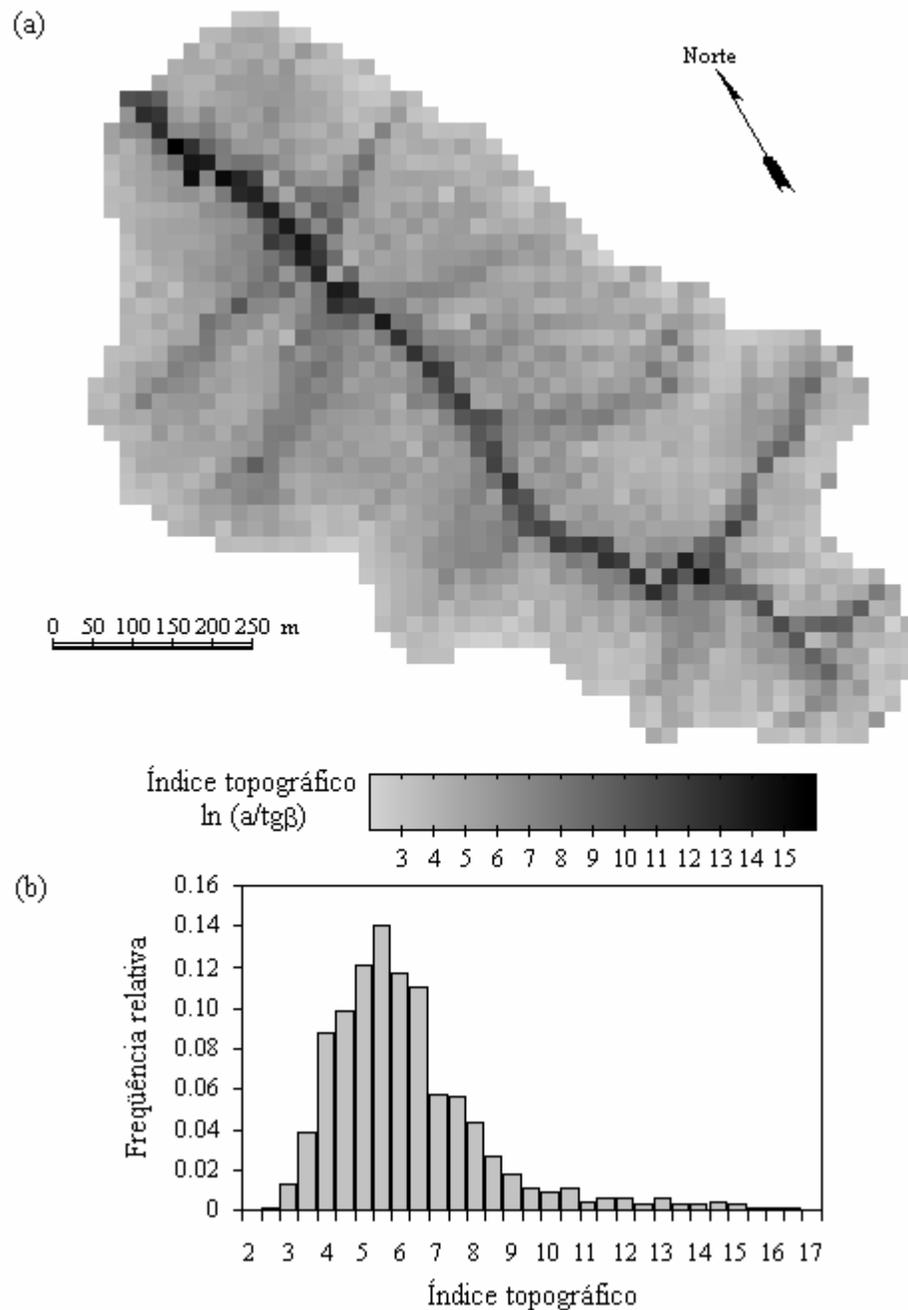


FIGURA 17 – Índices topográficos da bacia D; onde os maiores valores indicam uma maior probabilidade de saturação (a). A frequência relativa (b) é usada nos cálculos.

Como o TOPMODEL não permite trabalhar com uma matriz maior que 100 linhas e 100 colunas, utilizou-se o GRIDREDU.FOR, detalhado no item 4.2.2, para criar um novo arquivo de elevação ou de $a/tg\beta$, com 66 linhas e 54 colunas, sendo o espaçamento da grade de 20 x 20 metros. Com este novo arquivo e o programa DTM9502.EXE, gerou-se um arquivo com os índices topográficos ($\ln(a/tg\beta)$) (FIGURA 17), que utiliza o algoritmo de

direções múltiplas apresentado por QUINN et al. (1997). Este algoritmo baseia-se no fato de que para cada célula existem 9 possíveis direções de fluxo, sendo cada uma delas testada a partir da sua declividade. Além disso, a área de contribuição está relacionada com a direção e a distância do fluxo, sendo esta distância igual a 50 % do comprimento da célula para as direções cardinais e 35 % para as diagonais.

A relação da área de contribuição saturada da bacia (A_c) pela sua área total (A) é uma função do índice topográfico (IT). Assim, a distribuição da frequência acumulada dos índices topográficos permite a determinação da proporção da área de contribuição saturada da bacia. Essa proporção é determinada a partir de um IT, cujos valores superiores a ele indicam que as células estão saturadas (SAULNIER, 1996). Por exemplo, a FIGURA 18 mostra que para uma área de contribuição de 15 % da bacia D, tem-se que todas as células com IT superior a 7,64 estão saturadas.

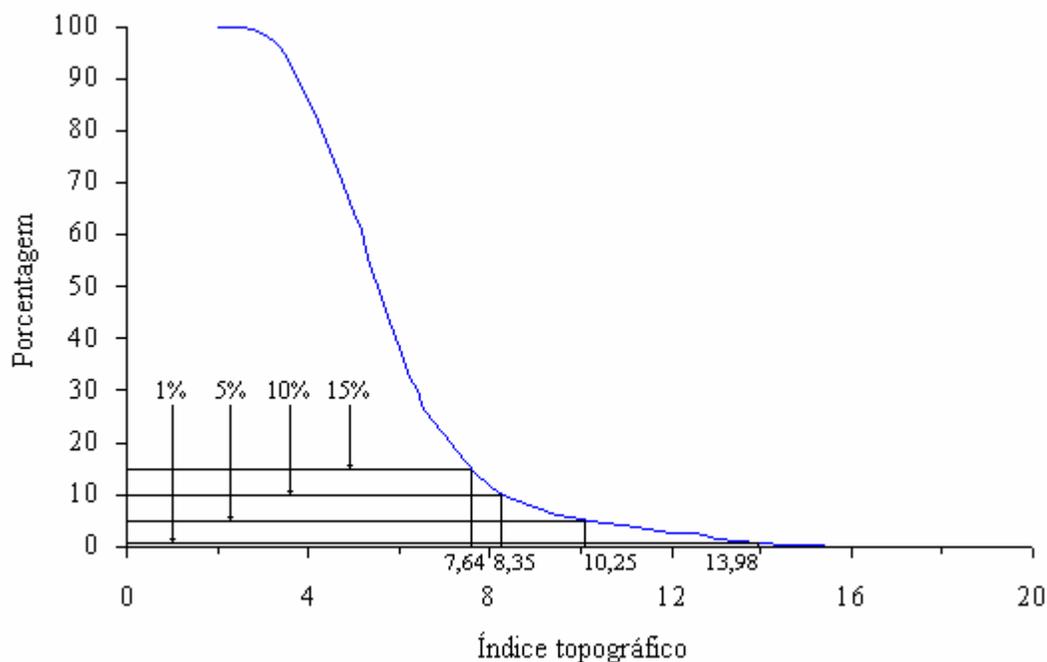


FIGURA 18 – Distribuição acumulada do índice topográfico em relação à área ocupada pela bacia D. Os valores de IT iguais: 13,98; 10,25; 8,35 e 7,64; correspondem a 1, 5, 10 e 15 %, respectivamente, de área saturada na bacia D.

3.3.2. Precipitação e vazão

Desde 1982 a bacia D vem sendo monitorada (ARCOVA, 1996). A precipitação é medida continuamente através de quatro pluviógrafos do tipo caçamba (modelo B400, da NAKAASA Instruments Company Ltd. do Japão), dispostos em três clareiras ao longo do canal principal e o quarto, no ponto de maior altitude da microbacia (FIGURA 9).

Neste ponto é importante salientar que nem toda a precipitação alcança o solo florestal, uma parte da chuva é interceptada e evapora-se diretamente das copas, não atingindo, portanto, o solo. A precipitação efetiva, P_e , ou seja, que alcança o solo florestal, foi determinada descontando-se a interceptação, I . A precipitação no aberto, P_a , foi estimada pela média aritmética dos 4 pluviógrafos (SHIMOMICHI et al., 1987); e a interceptação, I , determinada experimentalmente por CICCIO et al. (1986/88) em 18,23 %.

O deflúvio é medido na saída da microbacia (Figura 9), onde se encontra uma estação fluviométrica composta de um tanque de sedimentação e um canal trapezoidal aberto, regulador do fluxo d'água. A cota é medida continuamente num linígrafo do tipo flutuador (modelo WR-11Z, da NAKAASA Instruments Company Ltd. do Japão), e convertida em vazão usando-se uma curva chave, determinada empiricamente (CICCIO et al., 1987):

$$Q = 2,9148.h^{1,6983} \quad (R = 0,9983)$$

onde, Q é a vazão em l/s e h é a altura da lâmina d'água em cm.

A seleção do período para a aplicação do modelo compreendeu o intervalo entre janeiro de 1987 a dezembro de 1992. Procedeu-se a uma avaliação visual do gráfico de precipitação e deflúvio mensais do período (FIGURA 19); em conjunto com uma análise do desvio padrão da precipitação anual em relação a média de 10 anos de dados (maio/82 a dezembro/92) (FIGURA 20). A Figura 19 mostra, também, a relação deflúvio/precipitação acumulada; a partir de janeiro/89 ela se estabiliza variando de 70 a 75 %.

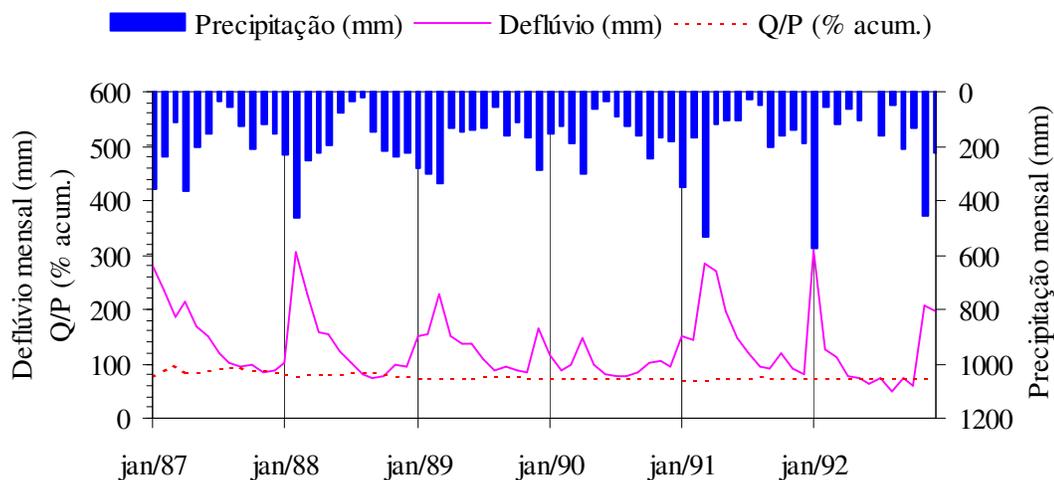


FIGURA 19 - Precipitação e deflúvio mensais, e relação deflúvio/precipitação acumulada, entre janeiro/87 a dezembro/92.

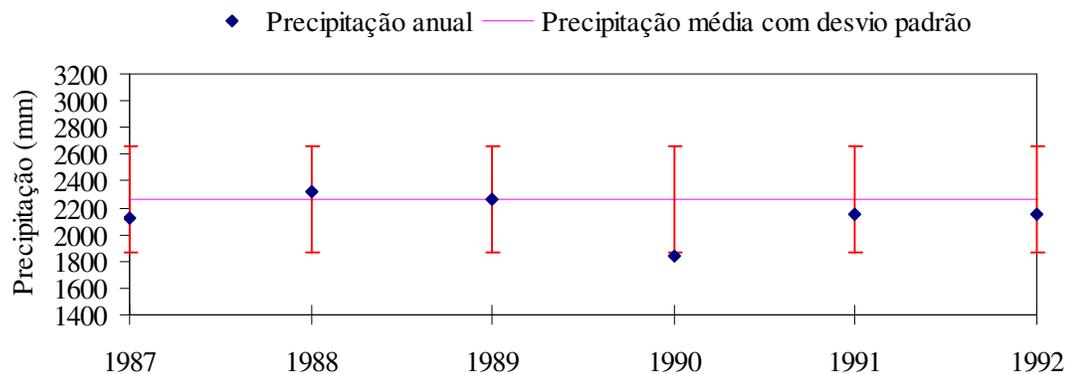


FIGURA 20 - Precipitações anuais observadas dentro da faixa de 1 desvio padrão em torno da média de 10 anos de dados coletados (maio/82 a dezembro/92).

A análise dos dados levou a escolha de dois anos hídricos considerados típicos: setembro/87 a agosto/88 e setembro/88 a agosto/89 (FIGURA 21).

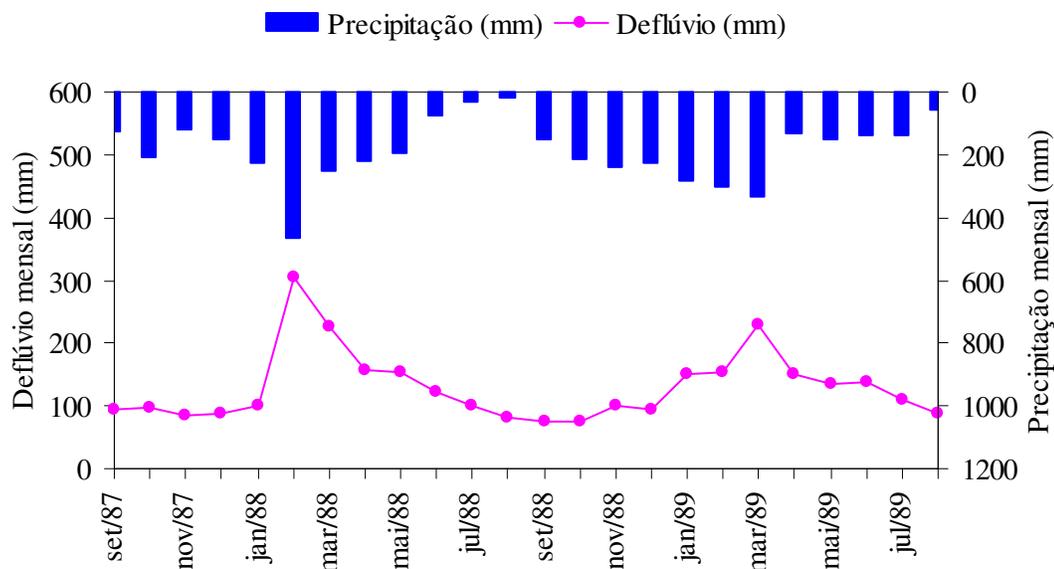


FIGURA 21 - Precipitação e deflúvio mensais observados de setembro/87 a agosto/89.

Como os dados horários de precipitação e vazão encontravam-se na forma de linigramas e pluviogramas, foi necessário fazer as respectivas leituras. No caso da vazão, a leitura dos linigramas foi realizada com auxílio de mesa digitalizadora SUMMGRAPHICS® modelo SUMMAGRID IV e do programa TOSCA® 2.12. Os dados, até então em altura de lâmina d'água, foram convertidos em vazão, pela equação da curva-chave, através do programa IDRISI® for Windows. Tanto os dados de precipitação, tabulados manualmente, quanto os dados de vazão foram importados para a planilha de cálculos EXCEL®, para que se procedesse a conversão de unidades exigidas pelo TOPMODEL.

3.3.3. Evapotranspiração potencial

O TOPMODEL utiliza o programa EVAP.FOR (descrito no item 3.2.2) para gerar a evapotranspiração potencial horária. O método usado neste programa é uma combinação de curvas senoidais: uma curva anual para a evapotranspiração média diária, e uma curva diária na qual o comprimento do dia varia sazonalmente. No entanto, os parâmetros utilizados neste programa são ajustados para o hemisfério norte. Assim esta rotina não foi usada, e a distribuição da evapotranspiração ao longo do dia foi calculada de outra forma.

O modelo escolhido foi o senoidal, testado com sucesso por SCHULER (1999). Para a sua aplicação são necessários os valores de evapotranspiração potencial diário, obtidos a partir da evapotranspiração potencial mensal (TABELA 1) dividido por 30. A partir destes valores são gerados gráficos diários de 12 horas, tempo médio de insolação da região em estudo, calculados no EXCEL® para cada mês do ano.

Neste modelo o intervalo de 12 horas (6:00 às 18:00 horas) varia de 0 a π , sendo calculado para cada hora o respectivo seno. Por exemplo, a evapotranspiração potencial para o mês de janeiro é de 97 mm (TABELA 1), assim o valor diário é de 3,23 mm (97/30). Às 12:00 horas (meio-dia) deste dia corresponde a $\pi/2$, cujo seno vale 1; e a somatória de todos os senos, das 6:00 às 18:00 horas, equivale a, aproximadamente, 7,5958. Assim, meio-dia valerá uma fração deste valor, ou seja, 0,1317 (1/7,5958); e, portanto, sua evapotranspiração potencial será igual a 0,4254 (0,1317 x 3,23) (FIGURA 22).

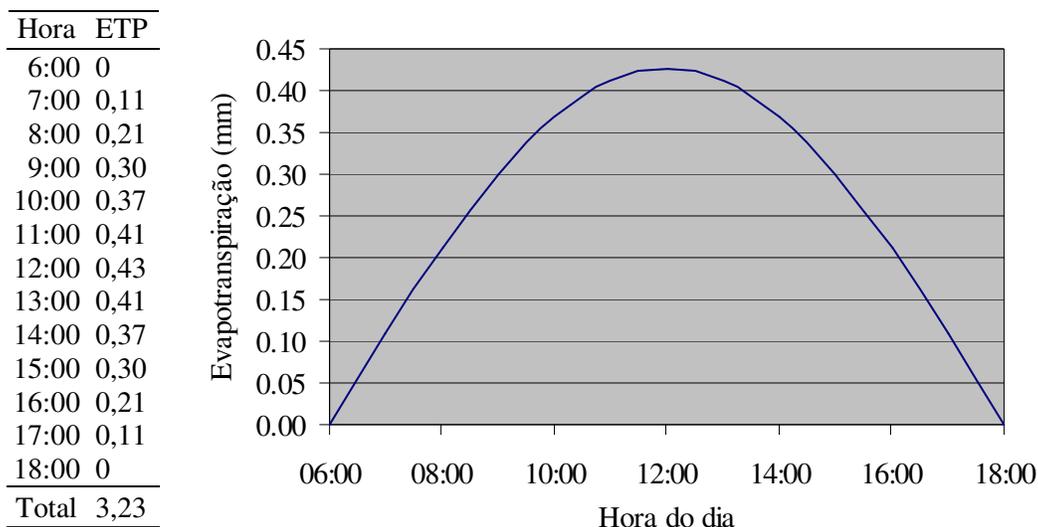


FIGURA 22 - Gráfico da evapotranspiração potencial (ETP) horária, calculada pelo modelo senoidal a partir evapotranspiração potencial do mês de janeiro.

3.4. Experimentação

Para essa fase do trabalho foi delineado um experimento de campo, visando: determinar os valores iniciais dos parâmetros de calibração, testar a validade das premissas do modelo, e, principalmente, compreender melhor o funcionamento hidrológico da bacia D.

Selecionou-se uma vertente a fim de que todos os parâmetros pudessem ser determinados: escoamento superficial e subsuperficial, taxa de infiltração, taxa de recarga do lençol freático, escoamento de base, e determinação dos déficits de armazenamento de água de referência. Para tanto, foi feito um transecto, ou seja, um traçado perpendicular ao declive da bacia, onde foram instalados os experimentos e onde foram coletadas as amostras de solo (FIGURA 23).

A vertente foi monitorada durante 4 meses (dezembro de 1999 a março de 2000), possibilitando caracterizar o comportamento hidrológico de uma célula típica da bacia D. A luz destas informações, pretendeu-se analisar com o TOPMODEL a bacia em questão;

realizando-se verificações e análises de sensibilidade, em suma, buscando-se a calibração do modelo.

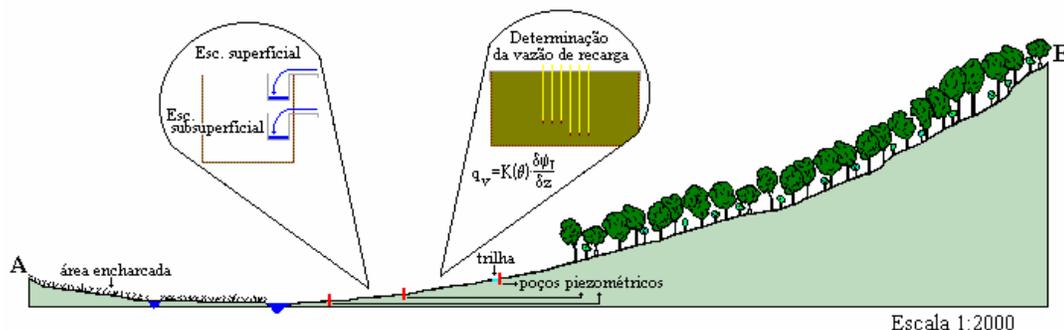


FIGURA 23 - Corte transversal da bacia D, entre os pontos A e B assinalados na FIGURA 9, mostrando a localização dos poços piezométricos ao longo da encosta; a parcela para a determinação da vazão de recarga, a partir da condutividade hidráulica do solo; e a trincheira para as coletas dos escoamentos superficial e subsuperficial.

3.4.1. Determinação dos escoamentos superficial e subsuperficial

Para a determinação das contribuições dos escoamentos superficial e subsuperficial foi aberta uma trincheira na base da encosta na direção do transecto. Nesta trincheira foram instaladas duas calhas: uma para a coleta do escoamento superficial e outra, a cerca de 30 cm de profundidade, para se coletar o escoamento subsuperficial (FIGURA 24). Na saída de cada uma destas calhas foi colocado um aparelho do tipo caçamba com capacidade de 0,5 litro (da UIJIN Company Ltd. do Japão), estes foram ligados a um terceiro aparelho (modelo B-361, da NAKAASA Instruments Company Ltd. do Japão) que registrou, através de impulsos elétricos, o volume escoado numa carta colocada sobre um tambor que se movimenta continuamente por intermédio de um mecanismo de relógio de quartzo. Isto possibilitou a determinação do percentual destes escoamentos em relação a precipitação; e a contribuição, de cada um deles, para o escoamento direto.



FIGURA 24 - Vista das calhas coletoras dos escoamentos superficial e subsuperficial; próximo ao chão estão os aparelhos do tipo caçamba com capacidade de 0,5 litro e sobre a mesa está o aparelho que, através de impulsos elétricos, registra continuamente o volumes escoados.

3.4.2. Determinação da taxa de infiltração

A taxa de infiltração (f) foi determinada por intermédio de um infiltrômetro (modelo DIK-4200, da DAIKA RIKI KOGYO Company Ltd. do Japão). O qual consiste de um anel cilíndrico de aço com 30 cm de diâmetro e 35 cm de altura. Com o auxílio de uma placa de ferro posta horizontalmente sobre o cilindro e golpeando-se com um martelo de ferro, foi-se enterrando o cilindro até se atingir a profundidade de, aproximadamente, 20 cm. Em seqüência foi feito um dique de cerca de 10 cm ao redor do cilindro. Adicionou-se água dentro do cilindro e no dique até a altura de 10 cm. Em seguida, utilizando-se de um dispositivo em forma de gancho acoplado a uma régua milimétrica e um vernier, para a verificação do nível d'água no anel interno, foi feita a medição. O objetivo do dique ao redor do cilindro foi de evitar o movimento lateral da água de dentro para fora do cilindro, assim que esta ultrapassa-se a parte inferior do cilindro (FIGURA 25).

A medição do nível de água dentro do cilindro foi feita nos seguintes tempos: 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 80, 100 e 120 minutos após o início da medição. A taxa de infiltração

(mm/h) pode, então, ser calculada pela relação entre os volumes de água infiltrados e os intervalos de tempo gastos para a sua penetração no solo.



FIGURA 25 - Determinação da taxa de infiltração por intermédio de um infiltrômetro instalado dentro da mata.

3.4.3. Determinação da condutividade hidráulica saturada

A condutividade hidráulica saturada foi determinada pelo permeâmetro de Guelph (modelo 2800KI, da SOILMOISTURE EQUIPMENT CORP. dos E.U.A.). Este aparelho baseia-se na técnica conhecida como permeâmetro de poço a carga constante, empregando o princípio de Mariotte. O método envolve a medição da taxa de recarga d'água em estado permanente num solo não saturado de um poço cilíndrico, no qual é mantida uma carga d'água constante.

Após a abertura do poço com a profundidade desejada instala-se o permeâmetro de Guelph, em seguida enche-se seu reservatório com água (FIGURA 26). Em operação, forma-se um vácuo parcial acima do reservatório de água do aparelho que, juntamente com a pressão da coluna d'água (que estende-se da superfície do poço à superfície da água no reservatório), iguala-se a pressão atmosférica (FIGURA 26).

Quando uma altura de água constante é estabelecida no centro do poço, forma-se um “bulbo” de solo saturado com dimensões específicas. Ele é muito estável e seu formato depende do tipo de solo, do raio do poço e da carga de água no poço. O formato do “bulbo”

é numericamente descrito por um fator C — função do diâmetro do poço e da carga d'água no poço —, que juntamente com as taxas de saída de água medidas no aparelho possibilitam determinar acuradamente a condutividade hidráulica saturada no campo.



FIGURA 26 - Experimento para a determinação da condutividade hidráulica saturada usando-se o permeâmetro de Guelph

3.4.4. Determinação da recarga do lençol freático

Nesta parte experimental foi determinada a vazão de recarga do lençol freático, q_v , por intermédio da equação de Darcy-Buckingham:

$$q_v = K(\theta) \cdot \frac{\delta\psi_T}{\delta_z}$$

onde,

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo em função da umidade; e

$\frac{\delta\psi_T}{\delta_z}$ = gradiente do potencial total.

Para tanto foi necessária a determinação da condutividade hidráulica $K(\theta)$ do solo na profundidade de 130 cm, obtida através do método do perfil instantâneo desenvolvido por HILLEL et al. (1972). Para aplicar este método no campo foi instalada, próxima ao transecto, uma parcela de 4 m² (Figura 27). Dentro desta área foram colocados tensiômetros para medida do gradiente de potencial na profundidade de 130 cm, bem como para avaliação dos armazenamentos de água e suas variações ao longo do tempo de redistribuição. A superfície do solo foi mantida com uma lâmina d'água, de tal modo que o perfil tornou-se

tão úmido quanto possível (próximo à saturação). A condição de regime estacionário foi obtida quando os tensiômetros não mais variaram com o tempo. Atingida esta condição, interrompeu-se a infiltração e, imediatamente, cobriu-se a superfície do solo com uma lona plástica, para evitar a evaporação e a entrada de água através da superfície. A água contida no perfil redistribuiu-se pelo processo de drenagem interna e, à medida que este processo ocorreu, foram feitas medidas periódicas de potencial mátrico e das variações de armazenamento (FIGURA 27).

Para obtenção dos valores de umidade do solo através das leituras dos tensiômetros, foi necessária a determinação das curvas de retenção de água do solo. Para isto foram retiradas 3 amostras de solo, em cilindros de Uhland e com estrutura indeformada, em cada uma das seguintes profundidades: 30, 60, 90, 120, 130 e 140 cm. Em seqüência, acondicionadas em papel alumínio e levadas ao Laboratório de Física do Solo do CENA/USP para análise. A metodologia para a determinação dos pontos da curva de retenção, compreendidos entre 0 e 400 cm de água foi o do funil de placa porosa; e aqueles compreendidos entre 1 e 20 atm, o de placa porosa em câmara de pressão de Richards, ambos descritos em LIBARDI (1995).



FIGURA 27 - Experimento para a determinação da condutividade hidráulica, $K(\theta)$, através do método do perfil instantâneo desenvolvido por HILLEL et al. (1972).

3.4.5. Determinação do escoamento de base

No transecto já existiam 3 (três) poços piezométricos localizados no terço inferior da vertente (FIGURA 23). Neles foram instalados 3 aparelhos (modelos W-761, da NAKAASA Instruments Company Ltd. do Japão) que registraram continuamente, entre dezembro de 1999 e fevereiro de 2000, o nível do lençol freático, para que fossem determinadas as vazões horárias do escoamento de base, Q_b , da sub-bacia (FIGURA 28).



FIGURA 28 - Vista do poço piezométrico, localizado próximo ao curso d'água, que registrou continuamente o nível do lençol freático, possibilitando a determinação do escoamento de base.

De acordo com RIGHETTO (1998), pode-se admitir, em geral, nos estudos de percolação de água em aquíferos, a uniformidade dos parâmetros hidrogeológicos ao longo de uma vertical, de modo que a transmissividade do aquífero, T (cm^2/h), seja:

$$T = K.b$$

sendo b a espessura do aquífero (cm) e K a condutividade hidráulica (cm/h). Exprimindo o gradiente de carga piezométrica por dH/dx , quando a percolação média é tipicamente unidimensional e quase permanente, a vazão d'água percolada por unidade de largura do aquífero, Q_b ($\text{cm}^3/\text{h.cm}$), é expressa por:

$$Q_b = T \cdot \frac{dH}{dx}$$

No estudo, considerou-se a base do aquífero freático como sendo o leito do curso d'água e a sua condutividade hidráulica, K , como sendo igual a condutividade hidráulica saturada determinada pelo método do perfil instantâneo descrito no item 3.4.3.

A determinação do gradiente da carga piezométrica, dH/dx , foi obtida a partir da leitura da profundidade do lençol freático. Primeiro determinou-se a altura do aquífero freático, por diferença entre a altura da camada de solo e a profundidade do lençol freático, para cada um dos três poços piezométricos. Depois se calculou o coeficiente angular da regressão linear destes três pontos, que corresponde ao gradiente da carga piezométrica, dH/dx . A espessura do aquífero freático, b , foi considerada como sendo a metade da altura do lençol freático no ponto mais a montante da vertente.

3.4.6. Determinação dos déficits de armazenamento de água de referência

As umidades de saturação (pressão de 0 atm) (θ_{sat}) (cm^3/cm^3), em condições de capacidade de campo (pressões de 0,06; 0,10 e 0,33 atm) (θ_{cc}) (cm^3/cm^3), e em condições de murchamento permanente (pressão de 15 atm) (θ_{pmp}) (cm^3/cm^3), foram obtidas diretamente nas curvas de retenção. Para isto foram retiradas 3 amostras de solo, em cilindros de Uhland e com estrutura indeformada, em cada uma das seguintes profundidades: 30, 60, 90, 100, 110, 120, 130 e 140 cm. Em seqüência, acondicionadas em papel alumínio e levadas ao Laboratório de Física do Solo do CENA/USP para análise. A metodologia para a determinação dos pontos da curva de retenção, compreendidos entre 0 e 400 cm de água, foi o do funil de placa porosa; e aqueles compreendidos entre 1 e 20 atm, o de placa porosa em câmara de pressão de Richards, ambos descritos em LIBARDI (1995) e REICHARDT (1985). Desta forma, foi possível a determinação dos déficits de armazenamento de água de referência:

$$\Delta\theta_g = (\theta_{sat} - \theta_{cc}) \cdot z_r \quad (\text{água gravitacional})$$

$$\Delta\theta_d = (\theta_{cc} - \theta_{pmp}) \cdot z_r \quad (\text{água disponível para as plantas})$$

sendo, z_r a profundidade do solo na zona radicular (m).

3.5. Procedimentos para as simulações

Para as simulações, a bacia D foi discretizada em células, com os canais percorrendo ao longo do limite das células, ou seja, preparou-se o modelo digital de elevação do terreno (MDT). Posteriormente, o programa calculou os índices topográfico $\ln(a_i / \text{tg}\beta_i)$ e de Beven $\ln[a_i / (T_0 \cdot \text{tg}\beta_i)]$, além das áreas de contribuição (a_i).

Os seguintes parâmetros foram determinados:

- parâmetro de decaimento, m , ou de escala f ;
- transmissividade saturada do solo, T_0 , em m^2/h ;
- velocidade de propagação no canal, CHV e de propagação da onda cinemática, RV ;
- o déficit de armazenamento máximo da zona das raízes, $S_{zr,\text{máx.}}$;
- o déficit inicial de umidade da zona radicular, S_{zr} .

Em seqüência foi feita a análise de freqüência dos valores encontrados para o índice topográfico e para o índice de Beven. O cálculo hidrológico foi realizado para uma célula típica com índice de Beven igual ao valor médio de um determinado intervalo de classe. Todas as células com índice de Beven pertencentes a esse intervalo de classe têm a mesma resposta hidrológica. Feito isto o programa pode calcular os valores de λ , $\ln \bar{T}$ e γ . Selecionou-se, então, o intervalo de tempo, Δt , e o número de intervalos de tempo.

Como dados de entrada foram fornecidos, para cada intervalo de tempo, a intensidade da precipitação, r , em m/h e a evapotranspiração potencial, E_p , em m/h ; além da vazão de base inicial no exutório da bacia, Q_0 .

Procedeu-se, então, a simulação do balanço hídrico, em uma seqüência de intervalos de tempo, para o período experimental. A análise dos resultados possibilitou verificar a sensibilidade do modelo às variações das variáveis e/ou parâmetros atribuídos à microbacia. A calibração do modelo foi feita comparando-se os dados observados com os resultados simulados pelo modelo. Em seguida buscou-se a validação do modelo, comparando-se os dados observados, não utilizados na calibração, com os resultados simulados.

Finalmente, foi feita a simulação do corte raso, considerando-se a precipitação total. Ou seja, desconsiderando-se a interceptação da floresta.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Estudo dos componentes hidrológicos de uma vertente da bacia D

A experimentação de campo elucidou o funcionamento hidrológico da bacia D, permitindo o estabelecimento dos valores e caminhos que a água toma assim que adentra ao solo até atingir o curso d'água. Com isso foi possível caracterizar o comportamento hidrológico de uma célula, unidade básica do TOPMODEL. Conseqüentemente, a verificação e calibração do modelo com uma base física.

Os dados de vazão, precipitação, escoamentos superficial e subsuperficial, e o nível do lençol freático de 3 poços piezométricos foram coletados durante 4 meses entre dezembro de 1999 e março de 2000. Os resultados da precipitação total (P_t); da taxa de infiltração (f); do escoamento superficial (E_s); da taxa de recarga do aquífero freático (q_v); e dos escoamentos subsuperficial (E_{ss}) e de base (E_b); além da capacidade máxima de armazenamento de água no solo ($S_{zr,máx.}$), são mostrados a seguir.

4.1.1. Precipitação

Durante o período experimental a precipitação total, P_t , estimada pela média aritmética dos 4 pluviógrafos dispostos conforme a FIGURA 9, alcançou 1312,8 mm (236,5 mm em dezembro, 400,0 mm em janeiro, 219,0 mm em fevereiro, e 457,3 mm em março). Destes valores somente o mês de março está bem além da média histórica (TABELA 1). Porém, isto é explicável em razão de uma chuva atípica que começou no dia 29/03/00 às 13:35 horas e, durante 12:35 horas ininterruptas, precipitou 243,8 mm!

Quando os eventos de chuva foram agrupados em classes de precipitação, verificou-se que cerca de 62 % das chuvas do período foram inferiores a 10 mm, FIGURA 29. No extremo oposto, 7 % do total correspondem a precipitações com valores superiores a 70 mm; sendo que, mesmo quando se consideram as chuvas superiores a 20 mm o total é inferior a 20 %.

A análise da intensidade da chuva exigiu que a precipitação — registrada continuamente nas cartas dos pluviógrafos — fosse separada em segmentos, de acordo com a mudança da declividade da curva. Possibilitando o cálculo da intensidade da chuva para cada intervalo.

 Classes de Freqüência

Precipitação

(mm)

< 10	37
10 – 20	11
20 – 30	3
30 – 40	1
40 – 50	0
50 – 60	1
60 – 70	2
> 70	4

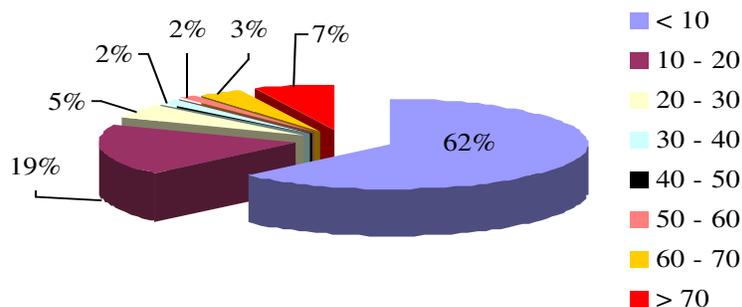


FIGURA 29 – Distribuição percentual das classes de precipitação em milímetros, correspondente ao período experimental (dezembro/99 à março/00).

Desta forma foi possível analisar as intensidades da chuva durante o período experimental. Separando-se as precipitações em classes de intensidade, observa-se que 88 % das chuvas têm intensidade inferior a 10 mm/h, FIGURA 30. Por outro lado, somente 6 % das chuvas tiveram intensidade superior a 20 mm/h, sendo que todas elas foram de curta duração.

 Classes de Freqüência

Intensidade

(mm/h)

< 10	584
10 – 20	38
20 – 30	14
30 – 40	10
40 – 50	9
> 50	6

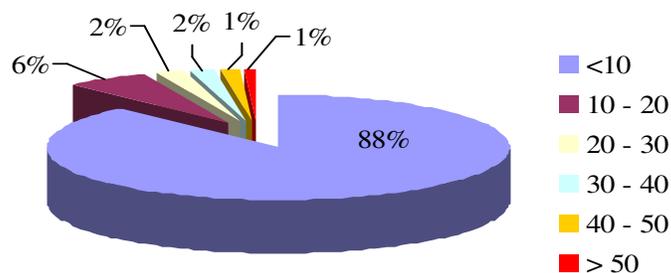


FIGURA 30 – Distribuição percentual das classes de intensidade de precipitação em mm/h, correspondente ao período experimental (dezembro/99 à março/00).

É importante lembrar a importância do processo de interceptação, em especial em áreas florestais. Trabalho conduzido por CICCIO et al. (1986/88) nesta mesma área experimental mostrou que 18,23 % da precipitação anual retornam à atmosfera pelo processo de interceptação, não atingindo, portanto, o piso florestal. Conseqüentemente, a interceptação contribui para que as intensidades das chuvas sejam menores, favorecendo o processo de infiltração e diminuindo a frequência de ocorrência do escoamento superficial.

4.1.2. Taxa de infiltração

O processo de infiltração define a entrada da água no solo, ao passo que o movimento da água em seu interior é denominado percolação. Ambos os processos estão interligados, uma vez que a infiltração só ocorre quando a água já infiltrada tenha percolado pelo perfil do solo.

Define-se capacidade de infiltração (f_c) como sendo a taxa máxima com que um dado solo, em determinadas condições pode absorver água. A taxa real de infiltração (f) será igual a capacidade de infiltração quando a intensidade da chuva for igual ou maior que f_c . Inicialmente, quando o solo está seco, a taxa de infiltração é alta, diminuindo gradativamente durante uma chuva prolongada, até atingir um valor constante (f_c).

A FIGURA 31 traz os resultados da taxa de infiltração na vertente da bacia D. Observa-se que a relação da taxa de infiltração com o tempo é semelhante a descrita por HORTON (1940), com uma capacidade final de infiltração de 18 mm/h. Portanto, somente haverá escoamento superficial hortoniano quando a intensidade da chuva for superior a capacidade de infiltração.

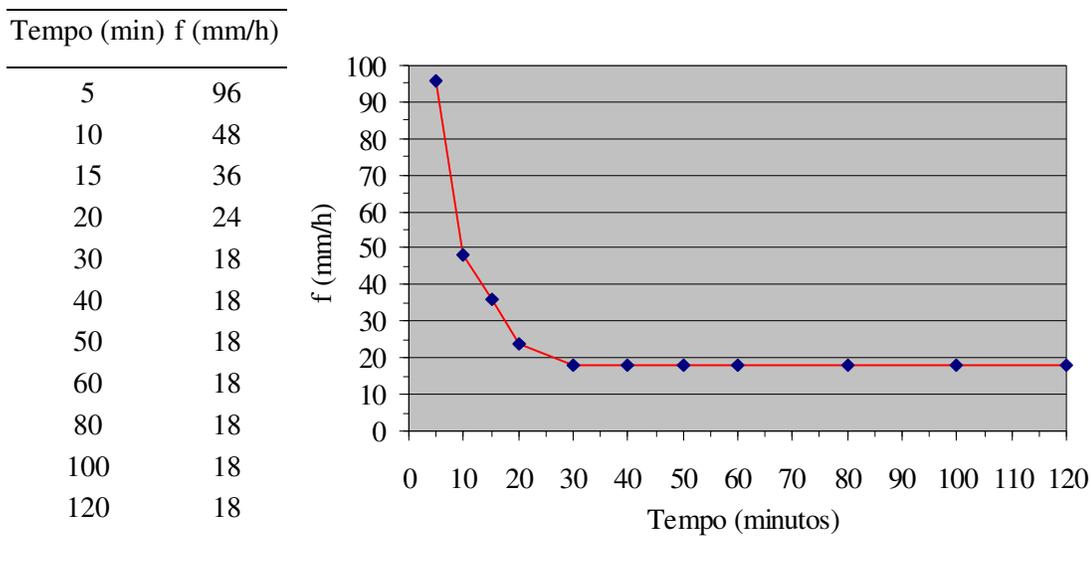


FIGURA 31 – Gráfico da taxa de infiltração (f) em relação ao tempo.

4.1.3. Escoamento superficial

A fração da chuva que não se infiltra no solo esco superficialmente até o curso d'água. Sabe-se que em bacias hidrográficas florestadas ou com uma boa cobertura vegetal a ocorrência do escoamento superficial é rara. No entanto, para que se pudesse avaliar este processo foi aberta uma trincheira na base da encosta na direção do transecto; onde foi instalada uma calha para a coleta do escoamento superficial.

Durante o período experimental foi registrado apenas 2,2 mm de escoamento superficial, o que representa somente 0,2 % da precipitação total do período. Sendo que este escoamento superficial se deu quase que totalmente como resultado de uma única chuva, a qual em 12:35 horas ininterruptas, precipitou 243,8 mm.

Resultado semelhante foi obtido por CICCO & FUJIEDA (1992) numa área experimental próxima a bacia D; onde 3 parcelas, com área de 20 x 30 m e declividade média de 18 %, foram construídas sobre uma vertente com cobertura de gramínea. O volume do escoamento superficial foi coletado em uma calha na base das parcelas e o resultado dado em milímetros de altura d'água, pela divisão do volume de água pela área experimental. O escoamento superficial total durante o período de 1 ano foi de 0,61 % da precipitação total.

4.1.4. Taxa de recarga do aquífero freático

A percolação da água no solo ocorre sempre que existirem diferenças de potencial hidráulico, H, no sentido de maior potencial aos locais de menor potencial. A densidade de fluxo de água é proporcional ao gradiente de potencial hidráulico dentro do solo, isto é:

$$q_v = -K \cdot \nabla H$$

onde q_v é a densidade de fluxo ("flux density") de água ($\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$), ∇H o gradiente de potencial (cm/cm) e K a condutividade hidráulica do solo (cm/h) (REICHARDT, 1985).

Condutividade hidráulica saturada, K_0

A FIGURA 32 apresenta os resultados de condutividade hidráulica saturada obtidos no campo. Os valores, para cada uma das seis profundidades medidas, referem-se à integração da condutividade numa coluna de solo de 10 cm, devido à carga hidráulica a que é submetido o permeâmetro de Guelph. Assim, utilizou-se a condutividade integrada entre as profundidades 25-35 cm, 55-65 cm, 85-95 cm, 115-125 cm, 125-135 cm e 135-145 cm; representadas graficamente pela condutividade nos seus pontos médios: 30 cm, 60 cm, 90 cm, 120 cm, 130 cm e 140 cm.

Observa-se que a condutividade hidráulica saturada é da ordem de 1,8 cm/h à superfície — infiltração básica determinada por infiltrômetro de anel —, decaindo exponencialmente com a profundidade onde são encontrados valores próximos a 0,001 cm/h. A análise de regressão dos valores de K_0 em função da profundidade num modelo exponencial, mostra um bom coeficiente de correlação ($R^2=0,8990$).

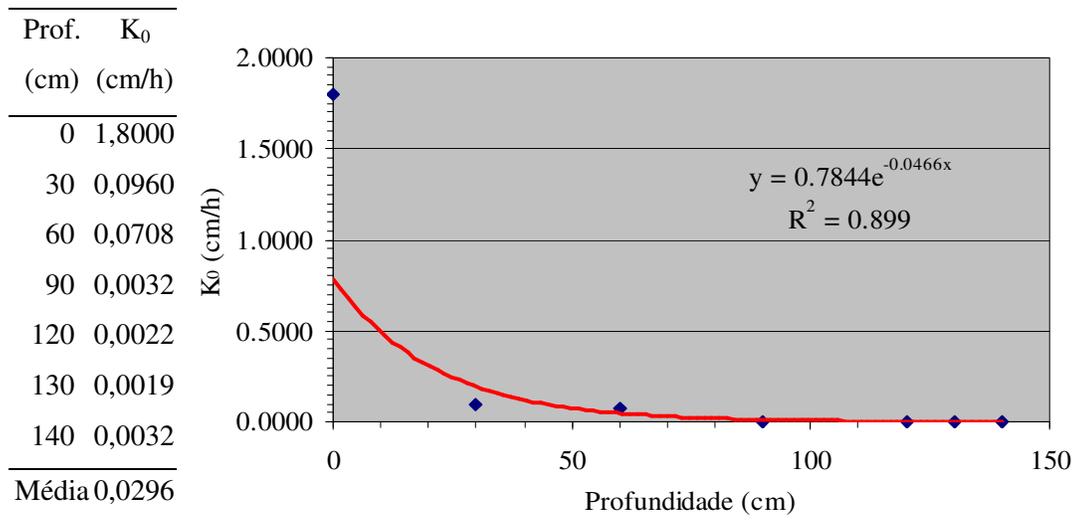


FIGURA 32 – Gráfico da condutividade hidráulica saturada (K_0) com a profundidade.

Condutividade hidráulica em função da umidade do solo, $K(\theta)$

A condutividade hidráulica em função da umidade do solo foi determinada no campo, a profundidade de 1,3 m, pelo método de HILLEL et al. (1972).

Na TABELA 2 são apresentados os resultados das curvas características (ou de retenção) para cada profundidade, com a média de três repetições por potencial matricial (ψ_m). A umidade média na saturação variou de 0,491 a 0,571 cm^3/cm^3 .

TABELA 2 - Média das umidades das curvas de retenção nas 6 profundidades (3 repetições).

ψ_m (cm)	Profundidade (cm)					
	30	60	90	120	130	140
Saturado	0,555	0,525	0,491	0,497	0,548	0,571
60	0,437	0,437	0,407	0,426	0,475	0,515
100	0,424	0,427	0,375	0,416	0,460	0,509
330	0,412	0,415	0,354	0,390	0,432	0,486
1000	0,372	0,379	0,305	0,346	0,362	0,432
5000	0,336	0,348	0,255	0,276	0,288	0,347
15000	0,306	0,314	0,207	0,184	0,211	0,242

Os dados da TABELA 2 foram ajustados em curvas de retenção, para cada profundidade, conforme o modelo de VAN GENUCHTEN (1980) (TABELA 3):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha\psi_m)^n]^m}$$

TABELA 3 – Parâmetros do modelo de VAN GENUCHTEN (1980).

Profundidade (cm)	α	θ_s	θ_r	m	n	R ²
30	0,0916	0,555	0,306	0,2429	1,3208	0,967
60	0,0657	0,525	0,314	0,2369	1,3105	0,958
90	0,0324	0,491	0,207	0,2575	1,3467	0,963
120	0,0155	0,497	0,184	0,2390	1,3140	0,913
130	0,0134	0,548	0,211	0,2662	1,3628	0,942
140	0,0057	0,571	0,243	0,2854	1,3995	0,914

Os dados básicos (média de três perfis) referentes ao acompanhamento da redistribuição da água no solo, encontram-se nas TABELAS 4 e 5, e correspondem ao período compreendido desde a saturação (tempo zero) até 20 dias de drenagem. Na TABELA 5, os valores de umidade foram obtidos das curvas de retenção, conforme modelo de VAN GENUCHTEN (1980) e os parâmetros da TABELA 3, partindo-se dos dados médios de potencial matricial da TABELA 4.

Na TABELA 7 são apresentados os cálculos das densidades de fluxo para as camadas: 0-45, 45-75, 75-105, e 105-130; usando-se, respectivamente, para cada uma destas camadas as umidades do solo a 30, 60, 90 e 120 cm de profundidade. Assim, para a obtenção dos valores da coluna $(\delta\theta/\delta t)dz$ desta TABELA, efetuou-se o ajuste dos dados da TABELA 5 à expressão: $\theta_0 - \theta = a + b \ln t$, onde $\delta\theta/\delta t = b/t$. As regressões obtidas para cada profundidade são apresentadas na TABELA 6. Portanto, a densidade de fluxo a 1,3 m nada mais é que a somatória de cada uma destas camadas.

Finalmente, a condutividade hidráulica do solo a 1,3 m, nos diversos tempos de redistribuição de água no solo, é obtida pela divisão da densidade de fluxo, nesta profundidade, pelo gradiente do potencial total $(\delta\psi_T/\delta z)$. Sendo que este gradiente foi obtido da seguinte forma: $\delta\psi_{T130}/\delta z = (\delta\psi_{T120} - \delta\psi_{T140})/L$, onde L é a distância entre os tensiômetros a 120 cm e 140 cm, no caso 20 cm. Obteve-se potenciais totais a partir da TABELA 4; pois o potencial total é a somatória do potencial matricial $(\delta\psi_m)$ com o potencial

gravitacional ($\delta\psi_g$), que no caso são as profundidades (120 cm e 140 cm), dado que considerou-se o $\delta\psi_g = 0$ na superfície do solo.

TABELA 4 - Potenciais matriciais médios de três repetições, para cada profundidade e tempo de redistribuição da água no solo.

Tempo (horas)	Potencial Matricial (cm)					
	30 cm	60 cm	90 cm	120 cm	130 cm	140 cm
0,0	5,5	31,0	32,5	23,9	17,7	25,3
1,3	8,0	31,0	32,5	25,1	17,7	25,3
3,0	9,3	31,0	32,5	25,1	17,7	25,3
4,8	9,3	32,2	32,5	25,1	21,4	26,6
6,6	11,8	33,5	32,5	25,1	25,2	26,6
8,8	13,1	33,5	32,5	26,4	26,5	27,8
23,5	15,6	34,7	33,7	26,4	27,7	27,8
27,0	15,6	36,0	33,7	26,4	27,7	29,1
29,5	15,6	36,0	33,7	26,4	29,0	29,1
32,5	16,9	36,0	33,7	26,4	29,0	29,1
47,5	20,6	36,0	36,2	28,9	30,3	30,3
55,2	20,6	37,3	36,2	28,9	30,3	31,6
57,6	21,9	38,5	36,2	28,9	30,3	31,6
73,0	28,2	39,8	40,0	30,2	31,5	31,6
79,0	29,5	39,8	40,0	30,2	31,5	31,6
97,3	32,0	41,0	40,0	30,2	31,5	31,6
121,1	33,2	46,1	40,0	30,2	32,8	31,6
146,8	33,2	46,1	40,0	30,2	32,8	31,6
169,8	33,2	47,3	40,0	31,4	32,8	35,4
193,8	33,2	48,6	41,3	31,4	35,3	36,6
218,3	33,2	48,6	42,5	32,7	35,3	36,6
246,7	33,2	49,9	42,5	34,0	35,3	39,2
264,0	40,8	52,4	46,3	41,5	41,6	39,2
288,3	44,6	53,6	47,6	42,8	44,1	39,2
312,3	44,6	56,2	48,8	42,8	45,4	40,4
342,7	44,6	56,2	51,4	42,8	45,4	40,4
360,0	49,6	57,4	51,4	45,3	45,4	40,4
388,8	49,6	58,7	51,4	45,3	45,4	40,4
408,0	52,1	61,2	52,6	45,3	46,6	40,4
432,3	52,1	61,2	52,6	49,1	46,6	40,4
456,8	57,2	66,2	56,4	49,1	46,6	41,7
480,3	57,2	66,2	56,4	51,6	46,6	41,7

TABELA 5 - Umidades volumétricas (θ , $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) médias das três repetições, para cada profundidade e cada tempo de redistribuição da água no solo, estimadas pelo método de VAN GENUCHTEN (1980), com base nos dados da TABELA 4.

Tempo (horas)	Umidades volumétricas (θ , $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)					
	30 cm	60 cm	90 cm	120 cm	130 cm	140 cm
0,0	0,535	0,470	0,442	0,480	0,536	0,565
1,3	0,526	0,470	0,442	0,479	0,536	0,565
3,0	0,522	0,470	0,442	0,479	0,536	0,565
4,8	0,522	0,469	0,442	0,479	0,533	0,565
6,6	0,514	0,468	0,442	0,479	0,530	0,565
8,8	0,510	0,468	0,442	0,477	0,529	0,564
23,5	0,503	0,466	0,441	0,477	0,528	0,564
27,0	0,503	0,465	0,441	0,477	0,528	0,564
29,5	0,503	0,465	0,441	0,477	0,527	0,564
32,5	0,500	0,465	0,441	0,477	0,527	0,564
47,5	0,492	0,465	0,438	0,475	0,526	0,563
55,2	0,492	0,464	0,438	0,475	0,526	0,563
57,6	0,490	0,463	0,438	0,475	0,526	0,563
73,0	0,479	0,462	0,433	0,474	0,525	0,563
79,0	0,477	0,462	0,433	0,474	0,525	0,563
97,3	0,473	0,461	0,433	0,474	0,525	0,563
121,1	0,472	0,456	0,433	0,474	0,524	0,563
146,8	0,472	0,456	0,433	0,474	0,524	0,563
169,8	0,472	0,455	0,433	0,473	0,524	0,562
193,8	0,472	0,454	0,432	0,473	0,521	0,561
218,3	0,472	0,454	0,430	0,472	0,521	0,561
246,7	0,472	0,453	0,430	0,471	0,521	0,560
264,0	0,463	0,452	0,426	0,465	0,516	0,560
288,3	0,459	0,451	0,425	0,464	0,514	0,560
312,3	0,459	0,449	0,424	0,464	0,513	0,560
342,7	0,459	0,449	0,421	0,464	0,513	0,560
360,0	0,455	0,448	0,421	0,463	0,513	0,560
388,8	0,455	0,448	0,421	0,463	0,513	0,560
408,0	0,453	0,446	0,420	0,463	0,512	0,560
432,3	0,453	0,446	0,420	0,460	0,512	0,560
456,8	0,449	0,443	0,417	0,460	0,512	0,559
480,3	0,449	0,443	0,417	0,458	0,512	0,559

TABELA 6 - Regressões lineares entre $\theta_0 - \theta$ (umidade de saturação – umidade no tempo t) e $\ln t$ (logaritmo neperiano do tempo de redistribuição da água no solo), para as diversas profundidades.

Profundidade (cm)	Regressões	R ²
0-45	$\theta_0 - \theta_{30} = -7,23552 \cdot 10^{-3} + 1,423489 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9518
45-75	$\theta_0 - \theta_{60} = -8,54938 \cdot 10^{-3} + 4,85139 \cdot 10^{-3} \ln t$	0,8580
75-105	$\theta_0 - \theta_{90} = -1,002851 \cdot 10^{-2} + 4,66476 \cdot 10^{-3} \ln t$	0,7777
105-130	$\theta_0 - \theta_{120} = -6,674 \cdot 10^{-3} + 3,38267 \cdot 10^{-3} \ln t$	0,6698

TABELA 7 – Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K, cm/hora) para os diversos tempos de redistribuição a profundidade de 1,3 m. Método de HILLEL et al. (1972).

Tempo (horas)	Z (cm)	$(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$q = \Sigma(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$ \delta\psi/\delta z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
1,3	0-45	0,4804	0,4804	1,0100	0,7505
	45-75	0,1092	0,5896		
	75-105	0,1050	0,6945		
	105-130	0,0634	0,7580		
3,0	0-45	0,2135	0,2135	1,0100	0,3335
	45-75	0,0485	0,2620		
	75-105	0,0466	0,3087		
	105-130	0,0282	0,3369		
4,8	0-45	0,1349	0,1349	1,0750	0,1979
	45-75	0,0306	0,1655		
	75-105	0,0295	0,1950		
	105-130	0,0178	0,2128		
6,6	0-45	0,0973	0,0973	1,0750	0,1428
	45-75	0,0221	0,1194		
	75-105	0,0213	0,1407		
	105-130	0,0128	0,1535		
8,8	0-45	0,0732	0,0732	1,0700	0,1079
	45-75	0,0166	0,0898		
	75-105	0,0160	0,1058		
	105-130	0,0097	0,1155		
23,5	0-45	0,0273	0,0273	1,0700	0,0402
	45-75	0,0062	0,0335		
	75-105	0,0060	0,0394		
	105-130	0,0036	0,0430		

TABELA 7 – Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K, cm/hora) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Método de HILLEL et al. (1972) (CONTINUAÇÃO).

Tempo (horas)	z (cm)	$(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$q = \Sigma(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$ \delta\psi_T/\delta z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
27,0	0-45	0,0237	0,0237		
	45-75	0,0054	0,0291		
	75-105	0,0052	0,0343		
	105-130	0,0031	0,0374	1,1350	0,0330
29,5	0-45	0,0217	0,0217		
	45-75	0,0049	0,0266		
	75-105	0,0047	0,0314		
	105-130	0,0029	0,0343	1,1350	0,0302
32,5	30-60	0,0197	0,0197		
	60-90	0,0045	0,0242		
	90-120	0,0043	0,0285		
	120-130	0,0026	0,0311	1,1350	0,0274
47,5	0-45	0,0135	0,0135		
	45-75	0,0031	0,0165		
	75-105	0,0029	0,0195		
	105-130	0,0018	0,0213	1,0700	0,0199
55,2	0-45	0,0116	0,0116		
	45-75	0,0026	0,0142		
	75-105	0,0025	0,0168		
	105-130	0,0015	0,0183	1,1350	0,0161
57,6	0-45	0,0111	0,0111		
	45-75	0,0025	0,0137		
	75-105	0,0024	0,0161		
	105-130	0,0015	0,0176	1,1350	0,0155
73,0	0-45	0,0088	0,0088		
	45-75	0,0020	0,0108		
	75-105	0,0019	0,0127		
	105-130	0,0012	0,0138	1,0700	0,0129
79,0	0-45	0,0081	0,0081		
	45-75	0,0018	0,0100		
	75-105	0,0018	0,0117		
	105-130	0,0011	0,0128	1,0700	0,0120
97,3	0-45	0,0066	0,0066		
	45-75	0,0015	0,0081		
	75-105	0,0014	0,0095		
	105-130	0,0009	0,0104	1,0700	0,0097

TABELA 7 – Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K, cm/hora) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Método de HILLEL et al. (1972) (CONTINUAÇÃO).

Tempo (horas)	z (cm)	$(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$q = \Sigma(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$ \delta\psi_T/\delta z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
121,1	0-45	0,0053	0,0053		
	45-75	0,0012	0,0065		
	75-105	0,0012	0,0076		
146,8	105-130	0,0007	0,0083	1,0700	0,0078
	0-45	0,0044	0,0044		
	45-75	0,0010	0,0054		
	75-105	0,0010	0,0063		
169,8	105-130	0,0006	0,0069	1,0700	0,0064
	0-45	0,0038	0,0038		
	45-75	0,0009	0,0046		
	75-105	0,0008	0,0055		
193,8	105-130	0,0005	0,0060	1,2000	0,0050
	0-45	0,0033	0,0033		
	45-75	0,0008	0,0041		
	75-105	0,0007	0,0048		
218,3	105-130	0,0004	0,0052	1,2600	0,0041
	0-45	0,0029	0,0029		
	45-75	0,0007	0,0036		
	75-105	0,0006	0,0042		
246,7	105-130	0,0004	0,0046	1,1950	0,0039
	0-45	0,0026	0,0026		
	45-75	0,0006	0,0032		
	75-105	0,0006	0,0038		
264,0	105-130	0,0003	0,0041	1,2600	0,0033
	0-45	0,0024	0,0024		
	45-75	0,0006	0,0030		
	75-105	0,0005	0,0035		
288,3	105-130	0,0003	0,0038	0,8850	0,0043
	0-45	0,0022	0,0022		
	45-75	0,0005	0,0027		
	75-105	0,0005	0,0032		
312,3	105-130	0,0003	0,0035	0,8200	0,0043
	0-45	0,0021	0,0021		
	45-75	0,0005	0,0025		
	75-105	0,0004	0,0030		
	105-130	0,0003	0,0032	0,8800	0,0037
	0-45	0,0021	0,0021		
	45-75	0,0005	0,0025		
	75-105	0,0004	0,0030		

TABELA 7 – Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , cm/hora) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Método de HILLEL et al. (1972) (CONTINUAÇÃO).

Tempo (horas)	z (cm)	$(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$q = \Sigma(\delta\theta/\delta t)dz$ (cm/hora)	$ \delta\psi_T/\delta z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
342,7	0-45	0,0019	0,0019	0,8800	0,0034
	45-75	0,0004	0,0023		
	75-105	0,0004	0,0027		
	105-130	0,0002	0,0029		
360,0	0-45	0,0018	0,0018	0,7550	0,0037
	45-75	0,0004	0,0022		
	75-105	0,0004	0,0026		
	105-130	0,0002	0,0028		
388,8	0-45	0,0016	0,0016	0,7550	0,0034
	45-75	0,0004	0,0020		
	75-105	0,0004	0,0024		
	105-130	0,0002	0,0026		
408,0	0-45	0,0016	0,0016	0,7550	0,0033
	45-75	0,0004	0,0019		
	75-105	0,0003	0,0023		
	105-130	0,0002	0,0025		
432,3	0-45	0,0015	0,0015	0,5650	0,0041
	45-75	0,0003	0,0018		
	75-105	0,0003	0,0021		
	105-130	0,0002	0,0023		
456,8	0-45	0,0014	0,0014	0,6300	0,0035
	45-75	0,0003	0,0017		
	75-105	0,0003	0,0020		
	105-130	0,0002	0,0022		
480,3	0-45	0,0013	0,0013	0,5050	0,0042
	45-75	0,0003	0,0016		
	75-105	0,0003	0,0019		
	105-130	0,0002	0,0021		

A equação representativa de $K(\theta)$ para a profundidade a 1,3 m — pois compreende no mínimo 80 % do sistema radicular das árvores da bacia D — foi obtida através do modelo: $K(\theta) = K_0 \cdot e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$. O valor de γ , para cada profundidade, corresponde ao coeficiente angular da regressão linear entre $\ln K(\theta)$ e θ . Os resultados são apresentados na TABELA 8. A condutividade no tempo 0 (saturada) foi determinada com o permeâmetro de Guelph, cujos resultados estão no item 4.1.4. (Condutividade hidráulica saturada, K_0).

TABELA 8 – Equação representativa da condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\theta)$ (cm/h) em função da umidade (θ), para a profundidade a 1,3 m. Método de HILLEL et al. (1972).

Regressão $\ln K(\theta)$ e θ	R^2	$K(\theta) = K_0 \cdot e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$
$\ln K(\theta) = -99,8010 + 182,7706 \cdot \theta$	0,7835	$K(\theta) = 0,0019 \cdot e^{182,7706 \cdot (\theta - 0,536)}$

Densidade de fluxo, q_v

A densidade de fluxo na direção vertical, q_v , foi calculada a partir da equação de Darcy-Buckingham:

$$\bar{q}_v = -K(\theta) \cdot \frac{\delta\psi_T}{\delta_z} \hat{k}$$

onde:

q_v = densidade de fluxo da água no solo na direção vertical ($\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$);

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica em função da umidade do solo, θ (cm/h);

$\delta\psi_T/\delta_z$ = gradiente de potencial total (cm/cm);

\hat{k} = vetor unitário na direção z.

O vetor \bar{q}_v possui o mesmo módulo, a mesma direção, mas o sentido oposto do vetor $K(\delta\psi_T/\delta_z) \hat{k}$; assim o sinal negativo sinaliza os sentidos opostos destes vetores. Caso o gradiente de potencial total seja a diferença entre o potencial total na extremidade superior e o potencial total na extremidade inferior. Por convenção, se q for positivo, seu sentido será de baixo para cima; se negativo, de cima para baixo.

Foram instaladas 6 baterias de tensiômetros, ao longo da vertente, nas profundidades de 120 cm, 130 cm e 140 cm. Leituras diárias dos tensiômetros possibilitou determinar a densidade de fluxo a 1,3 m de profundidade.

A partir das leituras determinou-se o potencial matricial (ψ_m) e, pela curva de retenção, a umidade do solo (θ) a 1,3 m. Concomitante, calculou-se o gradiente do potencial total entre as profundidades de 1,2 m e 1,4 m. Finalmente, valendo-se da equação de $K(\theta)$ para a profundidade a 1,3 m, apresentada na TABELA 8, e do gradiente do potencial total calculou-se a densidade de fluxo, q_v , para o período de 11/12/99 a 31/03/00 (FIGURA 33).

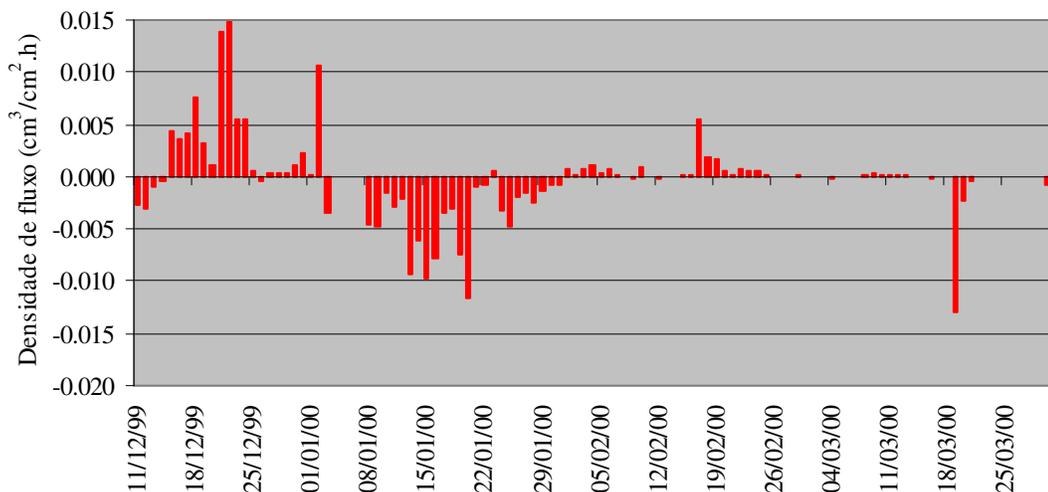


FIGURA 33 – Gráfico da densidade de fluxo (cm³/cm².h) referente ao período de 11/12/99 a 31/03/00.

Ao analisar a equação de Darcy-Buckingham, nota-se que o fluxo de água no solo é um produto da condutividade hidráulica do solo pelo gradiente de potencial hidráulico, dependendo, assim, destas duas grandezas. No presente caso ambos são pequenos, como conseqüência os valores encontrados foram baixos, variando de 0,015 cm³/cm².h a -0,019 cm³/cm².h; o sinal negativo indica, como foi convencionado, que o sentido da densidade de fluxo é de cima para baixo, isto é, a água está saindo do volume de solo considerado para o aquífero freático. Como exemplo, tem-se que na segunda quinzena do mês de dezembro, quando a precipitação foi menos intensa, a densidade de fluxo foi ascendente; ao contrário do mês de janeiro, quando prevaleceu o fluxo descendente.

4.1.5. Escoamentos subsuperficial e de base

A infiltração no solo da água de chuva, através da percolação, alimenta o aquífero freático, responsável pela regularização das vazões dos cursos d'água nos períodos de estiagem.

Em áreas montanhosas, como no caso da bacia D, o potencial gravitacional da água do solo nas partes superiores das encostas é bem maior quando comparado com aquele do exutório da bacia (tomado como referência). Isto faz com que o gradiente de potencial hidráulico e, conseqüentemente, a densidade de fluxo seja maior nestas áreas. Em outras palavras: a drenagem ocorre mais rapidamente.

Isto, de acordo com LIMA (1986), tem importantes implicações no processo de geração do deflúvio em microbacias. Nos períodos chuvosos a infiltração é alta fazendo com que as camadas superficiais atinjam a saturação. Com o tempo, a frente de molhamento avança alcançando camadas mais profundas ou de menor permeabilidade. Num determinado momento a direção do fluxo da água da camada do solo mais superficial é desviada ao longo da declividade do terreno, ocasionando o escoamento subsuperficial ou interfluxo.

Para que fosse possível a análise do comportamento dos escoamentos subsuperficial e de base, o lençol freático foi monitorado, através de 3 poços piezométricos, durante dezembro/99 até março/00 numa vertente da bacia D. Na base desta encosta foi aberta uma trincheira e instalada uma calha à profundidade de 30 cm, com o intuito de se coletar o escoamento subsuperficial. A seguir são descritos os resultados.

Escoamento subsuperficial

Durante o período experimental, foram registrados 13,5 mm de escoamento subsuperficial até a profundidade de 30 cm, o que representa 1,0 % da precipitação total do período. No entanto, quando se analisa o comportamento do lençol freático durante o período experimental (FIGURA 34), observa-se um comportamento bem semelhante ao descrito na introdução do item 4.1.5. Isto sugere uma participação bem maior do escoamento subsuperficial na geração do deflúvio.

Observa-se na FIGURA 34 que o poço 1, localizado próximo ao curso d'água, responde prontamente a toda e qualquer chuva. O mesmo ocorre com os poços 2 e 3, localizados mais para cima na encosta, quando da ocorrência de chuvas mais intensas. Nestas ocasiões, todos os 3 poços registraram um lençol freático muito próximo à superfície (ao redor de 30 cm de profundidade). Após o término da chuva, o lençol freático desce rapidamente ao nível anterior à precipitação.

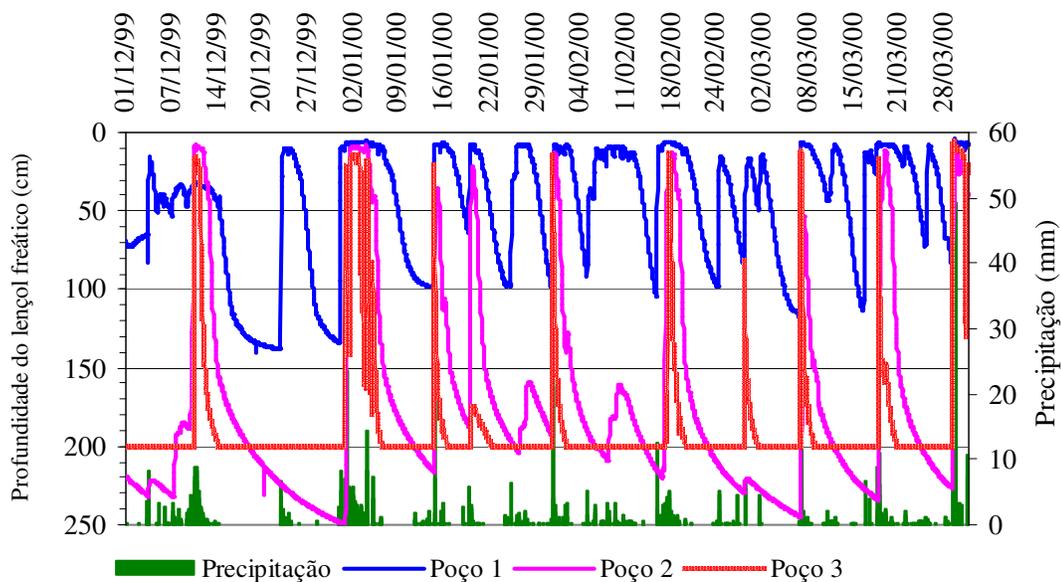


FIGURA 34 – Gráfico da variação da profundidade em cm do lençol freático, compreendendo o período de 01/12/99 a 31/03/00, em resposta a precipitação (mm).

A FIGURA 35 possibilita uma melhor visualização, pois focaliza um período menor de tempo.

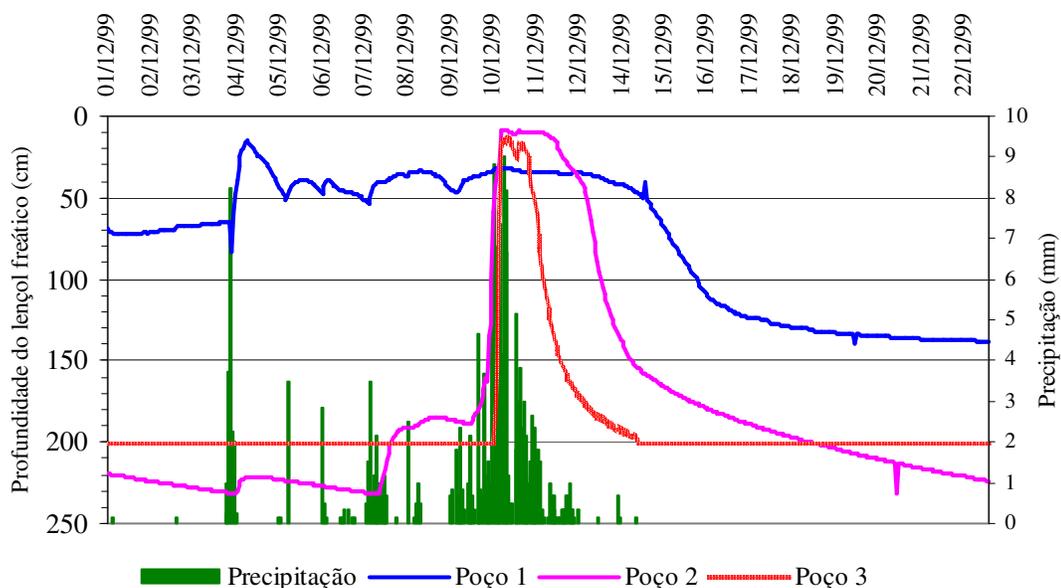


FIGURA 35 – Gráfico da variação da profundidade em cm do lençol freático, compreendendo o período de 01/12/99 a 23/12/00, em resposta a precipitação (mm).

Observa-se que uma chuva de 17,5 mm ocorrida no dia 04/12/99 foi suficiente para elevar o lençol freático do poço 1 de uma profundidade de 83 a 15 cm da superfície. Porém,

não foi suficiente para modificar as profundidades dos lençóis freáticos dos poços 2 e 3. No entanto, com a ocorrência de um evento que se iniciou no dia 09/12/99 e terminou no dia 12/12/99, totalizando 137,5 mm; os lençóis freáticos de todos os 3 poços, no pico da precipitação, ficaram a menos de 15 cm da superfície.

Antes do fim deste evento — na verdade logo após o pico da precipitação —, o lençol freático do poço 3 começou a baixar rapidamente; seguido do lençol freático do poço 2 e, posteriormente, do poço 3. Esta tendência indica uma movimentação lateral, paralela à superfície do terreno, caracterizando o escoamento subsuperficial ou interfluxo.

CICCO & FUJIEDA (1992) estudando a distribuição da frequência do escoamento e a descarga média diária da bacia D, calcularam o escoamento direto em 11,1 % em relação a precipitação média anual. Estes autores estimaram a área variável de afluência (A.V.A.), responsável pelo escoamento superficial saturado, em 2,5 hectares, equivalente a 4,5 % da área da bacia D. Portanto, por diferença, o escoamento subsuperficial responderia por 6,6 %.

Escoamento de base

As vazões horárias do escoamento de base, Q_b , foram obtidas a partir do monitoramento do lençol freático de três poços piezométricos localizados na vertente da área experimental, entre dezembro de 1999 e fevereiro de 2000. A vazão d'água percolada por unidade de largura do aquífero ($\text{cm}^3/\text{h.cm}$), foi obtida multiplicando-se a transmissividade do aquífero (cm^2/h) pelo gradiente da carga piezométrica (cm/cm). Os resultados mostraram que a transmissividade variou de $18,86 \text{ cm}^2/\text{h}$ a $23,74 \text{ cm}^2/\text{h}$, com um valor médio de $19,26 \text{ cm}^2/\text{h}$. Já a vazão do escoamento de base variou de $1,59 \text{ cm}^3/\text{h.cm}$ a $2,81 \text{ cm}^3/\text{h.cm}$, com um valor médio de $1,78 \text{ cm}^3/\text{h.cm}$.

4.2. Determinação dos parâmetros do modelo

O ponto de partida para a determinação dos parâmetros do modelo foi o estudo dos componentes hidrológicos da bacia D. Isto porque se buscou que os parâmetros tivessem um valor físico, e não simplesmente obter a validação do modelo.

4.2.1. Armazenamento exponencial, m

BEVEN et al. (1995a) e MINE & CLARKE (1996) mostraram que para uma recessão pura, na qual as entradas são nulas, há uma relação inversa entre a vazão e o tempo, onde o coeficiente angular da reta é igual a $1/m$ (FIGURA 36). Assim, foram obtidos os valores de m para o período de outubro/87 a setembro/89. Os valores de m variaram de 0,0000342 a 0,0002731 m, com um valor médio de 0,0001059 m (FIGURA 37).

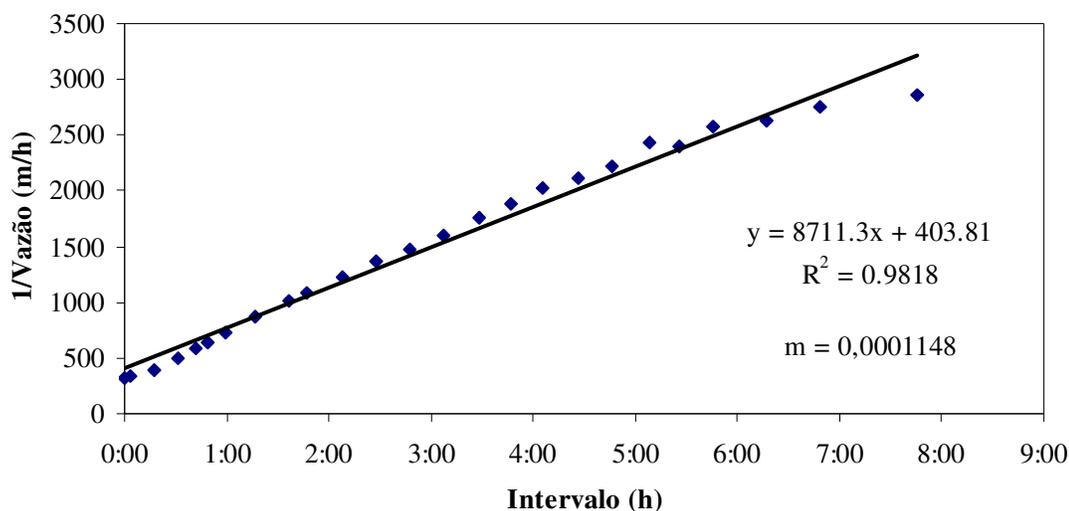


FIGURA 36 – Regressão linear do inverso das vazões de uma curva de recessão ocasionada por uma chuva no dia 15/02/88. O coeficiente angular da reta é igual a $1/m$.

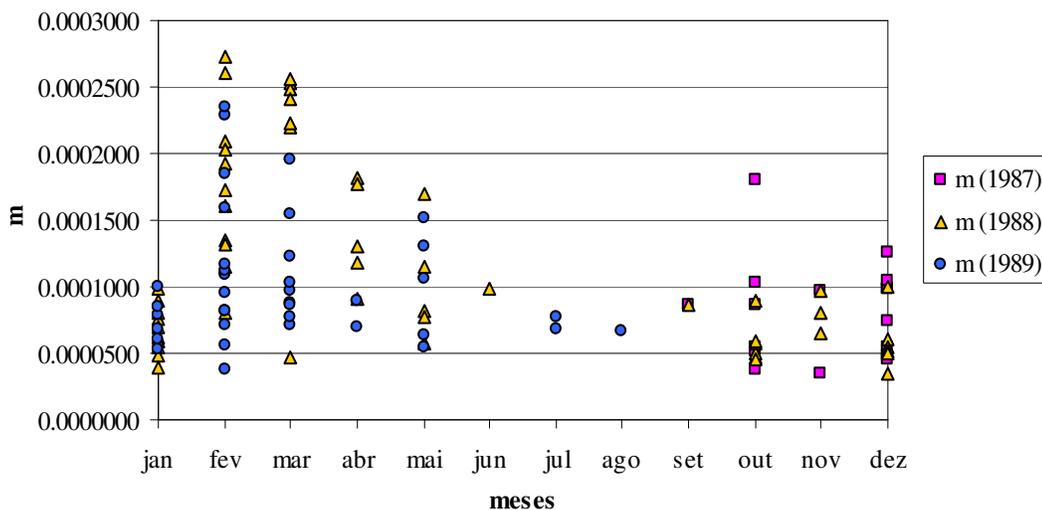


FIGURA 37 – Valores de m obtidos das curvas de recessão entre outubro/87 a setembro/89.

Simulações preliminares indicaram que o modelo mostrou sensibilidade a valores maiores de m do que estes estabelecidos pelo método de comportamento da recessão. Na realidade os valores variaram de 0,05 a 0,5 m. Isto indica uma maior profundidade efetiva do perfil do solo que, conjuntamente com a transmissividade saturada, rege o escoamento subsuperficial.

4.2.2. Transmissividade lateral saturada, T_0

Uma das premissas do TOPMODEL descreve que o comportamento da condutividade hidráulica do solo decresce exponencialmente com a profundidade do solo:

$K=K_0 \cdot \exp(-f \cdot z)$. Sendo, K_0 a condutividade hidráulica saturada à superfície (m/h); z a profundidade do solo (m); e f o decaimento de K com a profundidade z (m^{-1}).

Obtém-se a transmissividade lateral saturada pela integração das condutividades no perfil do solo:

$$T = \int_{z_i}^Z K(z) \cdot dz = \frac{K_0}{f} \left[e^{(-f \cdot z_i)} - e^{(-f \cdot Z)} \right] = \frac{1}{f} [K(z_i) - K(Z)]$$

sendo z_i sua profundidade inicial e Z sua profundidade máxima. Geralmente, é possível assumir que a condutividade hidráulica saturada a grande profundidade Z torna-se desprezível, quando comparada com a condutividade na profundidade z_i , assim:

$$T = \frac{1}{f} [K(z_i) - K(Z)] = \frac{K_0}{f} \cdot e^{(-f \cdot z_i)}$$

Dessa forma, tem-se que a transmissividade lateral saturada à superfície, $T_0 = K_0/f$. Sendo f o coeficiente angular da regressão dos valores de K_0 em função da profundidade num modelo exponencial. Esta regressão é mostrada na FIGURA 32, seu coeficiente angular e, portanto, f é 0,0466. Como a condutividade hidráulica saturada à superfície é igual a 0,018 m/h, a transmissividade lateral saturada à superfície, $T_0 = 0,3863 \text{ m}^2/\text{h}$ e $\ln(T_0) = -0,9512 \text{ m}^2/\text{h}$.

4.2.3. Tempo de resposta, TD

É o espaço de tempo que a percolação leva da zona não saturada por unidade de déficit de armazenamento. É influenciado pela permeabilidade do solo tanto quanto pela sua umidade (AMBROISE et al., 1996). Quando o tempo de resposta é baixo não há influência da zona não saturada, pois a água percola diretamente da superfície para a zona saturada num mesmo passo de tempo. Por outro lado, quando o tempo de resposta é alto, sua influência na percolação é nula (MINE & CLARKE, 1996).

Por não se conhecer o comportamento dos solos da bacia D em relação a esse parâmetro, optou-se, na calibração, por uma faixa ampla de valores variando de 0,1 a 50 $\text{h} \cdot \text{m}^{-1}$ a fim de se avaliar a sensibilidade do modelo ao parâmetro.

4.2.4. Velocidade de propagação no canal, CHV e velocidade de propagação da onda cinemática, RV

A velocidade de propagação (CHV, *channel velocity*) no canal foi obtida experimentalmente por CICCIO et al. (1987). Estes autores mediram a velocidade do fluxo no vertedouro instalado na bacia D (FIGURA 38), composto de uma bacia de sedimentação, um canal trapezoidal e um abrigo para o linígrafo. Obtiveram a seguinte equação:

$$v = 34,2607 \cdot h^{0,6260} \quad (R = 0,9858)$$

onde:

v = velocidade do fluxo d'água (cm/s);

h = altura da lâmina d'água (cm).



FIGURA 38 – Vista frontal do vertedouro da bacia D.

A faixa de altura da lâmina d'água para determinação da velocidade variou de 2 a 20 cm. A TABELA 9 apresenta algumas alturas da lâmina d'água e a respectiva velocidade calculada por esta equação.

TABELA 9 – Velocidades de propagação de onda cheia obtidas pela equação $v=34,2607.h^{0,6260}$ (CICCO et al., 1987).

Altura da lâmina d'água (cm)	v (cm/s)	v (m/s)	v (m/h)
2	52,87	0,53	1903
5	93,83	0,94	3378
7	115,83	1,16	4170
10	144,81	1,45	5213
13	170,66	1,71	6144
16	194,35	1,94	6996
20	223,48	2,23	8045

Considerou-se para a velocidade de propagação da onda cinemática (RV, *routing velocity*) no interior da sub-bacia, os mesmos valores da TABELA 9. No entanto, SCHULER (1999) alerta que as velocidades de escoamento sobre as vertentes podem ser mais lentas que as velocidades nos canais. Isto, todavia, pode ser contrabalanceado pelo aumento da rede hídrica durante os eventos chuvosos.

Simulações preliminares indicaram que o modelo não mostrou sensibilidade para ambos parâmetros (CHV e RV), isto pode ser em razão da pequena dimensão da bacia D. Assim fixou-se tanto CHV quanto RV em 5200 m/h.

4.2.5. Capacidade de armazenamento máximo da zona radicular, $S_{zr,máx}$

O fluxo e a velocidade das variações da umidade do solo decrescem com o tempo após o processo de infiltração; tornando-se desprezível ou mesmo cessando, após alguns dias. A essa umidade do solo, a qual a drenagem interna praticamente cessa, denomina-se capacidade de campo (θ_{cc}). Inicialmente foi considerada como uma propriedade física do solo, característica e constante para cada solo. No entanto, com o desenvolvimento das teorias do movimento da água do solo e o advento de técnicas experimentais mais precisas, não se considera mais o conceito de capacidade de campo como uma propriedade intrínseca do solo, pelo contrário, é arbitrário e independe do modo de sua determinação (REICHARDT, 1985).

Entretanto, a capacidade de campo é um critério prático e útil, e ciente de suas limitações, utiliza-se o valor de 0,33 atm na placa de pressão de Richards. Salienta-se que as determinações obtidas em laboratório nunca poderão representar a capacidade de campo medida no campo, pois as mesmas são estáticas e o processo de redistribuição é essencialmente dinâmico. A água que é drenada antes de atingir a capacidade de campo é denominada “água gravitacional”.

Para que se possa determinar a capacidade de armazenamento de água de um solo precisa-se, além da capacidade de campo, determinar o ponto de murchamento permanente (θ_{pmp}). Definido por VEIHMEYER & HENDRICKSON (1949) como a umidade do solo na qual uma planta não túrgida não restabelece turgidez, mesmo quando colocada em atmosfera saturada por 12 horas. Comumente assume-se que esta umidade do solo corresponde a um potencial de -15 atm. Este conceito é arbitrário e complexo, uma vez que as plantas, em sua diversidade, respondem diferentemente para a umidade do solo.

A partir do levantamento detalhado dos solos da bacia D realizado por CARVALHO et al. (1990) confeccionou-se a TABELA 10. Nela são apresentados os valores de umidade em volume (θ %) na capacidade de campo (0,33 atm), no ponto de murchamento permanente (15 atm) e da água disponível para as plantas ($\Delta\theta_d$) (diferença entre a capacidade de campo e o ponto de murchamento permanente), para cada profundidade de cada um dos 10 perfis amostrados. O valor médio da água disponível para as plantas ($\Delta\theta_d$) foi ponderado pela espessura da camada amostrada para cada perfil de solo.

A capacidade de armazenamento máximo da zona das raízes, $S_{z_r, \text{máx}}$, é expresso por:

$$S_{z_r, \text{máx}} = \Delta\theta_d \cdot z_r$$

onde, $\Delta\theta_d = \theta_{\text{cc}} - \theta_{\text{pmp}}$ (diferença entre a umidade na capacidade de campo e a umidade no ponto de murchamento permanente) (TABELA 10), e z_r é profundidade do sistema radicular no solo.

TABELA 10 – Valores de umidade em volume (θ %) na capacidade de campo (0,33 atm), no ponto de murchamento permanente (15 atm) e a água disponível ($\Delta\theta_d$ %); a partir do levantamento detalhado dos solos realizado por CARVALHO et al. (1990).

Perfil ¹	Horizonte		Umidades (θ %)		Água disponível ($\Delta\theta_d$ %)	
	Símbolo	Profundidade (cm)	0,33 atm	15 atm	Camada	Média ponderada
1	A	1-12	9,69	6,76	2,93	4,49
	B	12-112	11,95	7,27	4,68	
2	A	0-22	6,15	4,15	2,00	1,80
	B	22-200	6,73	4,95	1,78	
3	A _p	0-13	29,47	23,13	6,34	11,99
	A ₃	13-28	30,72	24,61	6,11	
	B ₁	28-82	30,15	23,86	6,29	
	B ₂₁	82-108	33,71	21,66	12,05	
	B ₂₂	108-138	39,67	16,74	22,93	
	B ₃	138-157	34,71	15,40	19,31	
5	A	0-19	6,22	4,27	1,95	2,75
	B	1-74	6,85	3,82	3,03	
6	A	0-6	6,27	5,42	0,85	2,16
	B	6-120	6,78	4,55	2,23	
7	A	0-8	6,38	6,37	0,01	3,11
	B	8-110	8,64	5,29	3,35	
8	A	0-15	7,23	6,34	0,89	2,26
	B	15-115	9,66	7,20	2,46	
9	A	0-8	8,18	4,99	3,19	3,45
	B	8-50	9,20	5,70	3,50	
10	A	0-9	7,59	5,63	1,96	1,61
	B	9-85	6,72	5,15	1,57	
11	A _p	0-10	15,62	10,71	4,91	4,17
	A ₃	10-22	9,52	6,28	3,24	
	I C	22-43	21,84	16,88	4,96	
	II C ₁	43-58	18,37	14,77	3,60	
	II C ₂	58-74	19,68	14,30	5,38	
	III C	74-100	16,76	13,51	3,25	

(¹) Os números dos perfis referem-se ao trabalho de CARVALHO et al. (1990); o perfil nº4 não foi incluso por se tratar de um solo amostrado fora da bacia D.

A TABELA 11 mostra os resultados, para cada perfil de solo da bacia D, da capacidade máxima de armazenamento da zona radicular ($S_{zr,máx}$).

TABELA 11 – Valores da capacidade de armazenamento da zona radicular ($S_{zr,máx}$) de 10 perfis de solo da bacia D (adaptado de CARVALHO et al., 1990).

Perfil ¹	z_r	$\Delta\theta_d$		$S_{zr,máx}$		
	cm	%	cm ³ /cm ³	cm	mm	m
1	112	4,49	0,045	5,03	50,32	0,050
2	200	1,80	0,018	3,61	36,08	0,036
3	157	11,99	0,120	18,82	188,18	0,188
5	74	2,75	0,028	2,04	20,37	0,020
6	120	2,16	0,022	2,59	25,93	0,026
7	110	3,11	0,031	3,42	34,18	0,034
8	115	2,26	0,023	2,59	25,94	0,026
9	50	3,45	0,035	1,73	17,25	0,017
10	85	1,61	0,016	1,37	13,70	0,014
11	100	4,17	0,042	4,17	41,67	0,042

(¹) Os números dos perfis referem-se ao trabalho de CARVALHO et al. (1990); o perfil nº4 não foi incluso por se tratar de um solo amostrado fora da bacia D.

Observa-se pela TABELA 11, que $S_{zr,máx}$ variou de um mínimo de 0,014 m a um valor máximo de 0,188 m; com uma média ponderada pela área ocupada por cada solo na bacia D de 0,033 m.

4.2.6. Déficit inicial de umidade da zona radicular, S_{zr}

Para efeito das simulações considerou-se um déficit inicial de umidade da zona radicular, S_{zr} , variando de 0,010 a 0,030 m.

4.3. Modelagem da área experimental

A calibração do modelo foi obtida pelo método de Monte Carlo; o qual permite obter combinações de valores aleatórios, dentro de uma faixa preestabelecida (TABELA 12), para os parâmetros do modelo. Os dados experimentais foram, então, modelados para o período completo: 01/12/99 a 13/03/00 (por problemas no linígrafo, não se tem registro de vazão do período de 14/03 a 19/03/00), para cada um dos meses: dezembro/99, janeiro/00 e fevereiro/00, e para eventos isoladamente. Cada processamento testou 30.000 combinações de valores aleatórios para os parâmetros do modelo.

TABELA 12 – Faixa de valores dos parâmetros do TOPMODEL utilizados na calibração.

m	$\text{Ln}T_0$	TD	CHV	RV	$S_{zr,máx}$	S_{zr}
0,05 a 0,5 m	-3 a 1 m ² /h	0,1 a 50 h/m	5200 m/h	5200 m/h	0,03 a 0,1 m	0,01 a 0,1 m

O TOPMODEL utiliza como medida da eficiência do modelo o coeficiente E de Nash e Sutcliffe, dado por $E = 1 - (\text{variância dos resíduos}/\text{variância dos valores observados})$. A eficiência tende a 1 quanto melhor o ajuste, caso seja menor que zero o modelo é pior do que se considerar todas as vazões iguais ao seu valor médio (BEVEN et al., 1995a).

A fim de melhorar o desempenho computacional de execução do modelo, usou-se uma versão desenvolvida por MORAES et al. (1999); onde foi introduzida uma rotina FORTRAN[®] de geração de números aleatórios com distribuição uniforme (método de Monte Carlo). Assim como o teste de Kolmogorov-Smirnov para o estudo de sensibilidade dos parâmetros, este teste determina se a distribuição dos valores aceitáveis é igual a dos não aceitáveis. As frequências acumuladas de eficiências aceitas $ACA(x)$ e não aceitas $ACN(x)$ são comparadas a um determinado valor limite (E), gerando a estatística D dada por:

$$D = \max\{\text{ABS}[ACA(x) - ACN(x)]\}.$$

Este valor é comparado com o valor crítico para o nível de significância de 0,05. Para um número de amostras grandes esse valor crítico é igual a:

$$\delta = 1,36\{(m + n)/mn\}^{1/2}$$

onde, m e n são o número de amostras aceitas e não aceitas, respectivamente (SCHULER, et al., 2000).

Os resultados obtidos pela simulação de Monte Carlo foram plotados em gráficos de dispersão, relacionando os valores dos parâmetros com o valor do critério de eficiência de Nash e Sutcliffe (E). Em complementação, foram plotados também os resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov para cada um dos cinco parâmetros. As FIGURAS 40 e 41 são exemplos destes gráficos. Assim, para cada teste estatístico foi calculado o valor crítico para a diferença máxima entre a distribuição das frequências aceitas ($ACA(X)$) e não aceitas ($ACN(X)$) ao nível de significância de 0,05. Sendo que os parâmetros sensíveis são aqueles cujas diferenças máximas são superiores a este valor crítico.

Nesta fase do trabalho não se estabeleceu nenhum valor mínimo de eficiência (E), pois estava-se interessado em se fazer uma análise de sensibilidade e comparação das grandezas medidas e simuladas, para verificar como o TOPMODEL representa os processos de geração de vazão na bacia D.

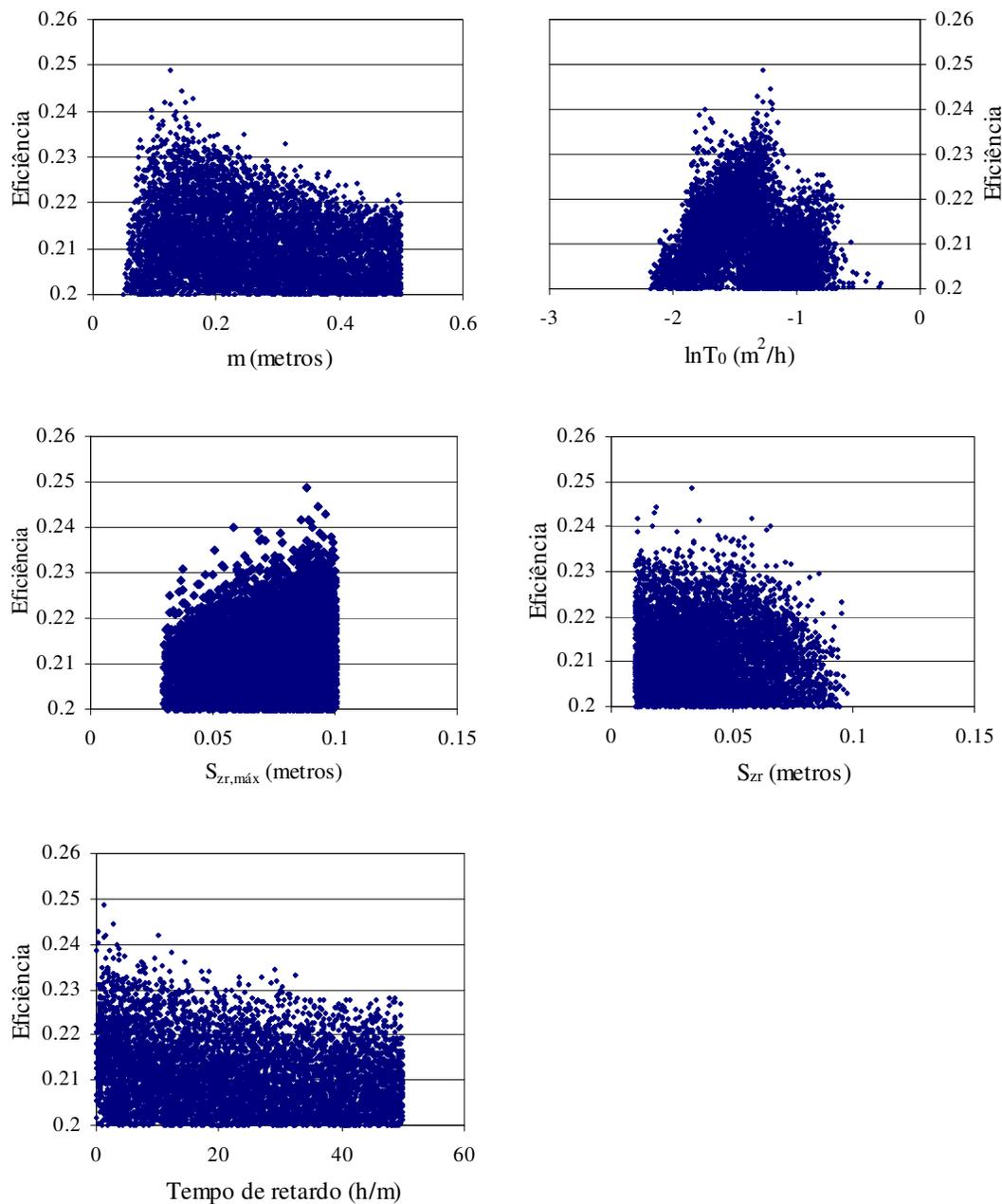


FIGURA 39 – Gráficos de dispersão resultantes da simulação de Monte Carlo para o período de 01/12/99 a 13/03/00. Foram obtidos 6827 resultados, de 30.000 processamentos, com eficiência de Nash e Sutcliffe (E) acima de 0,2.

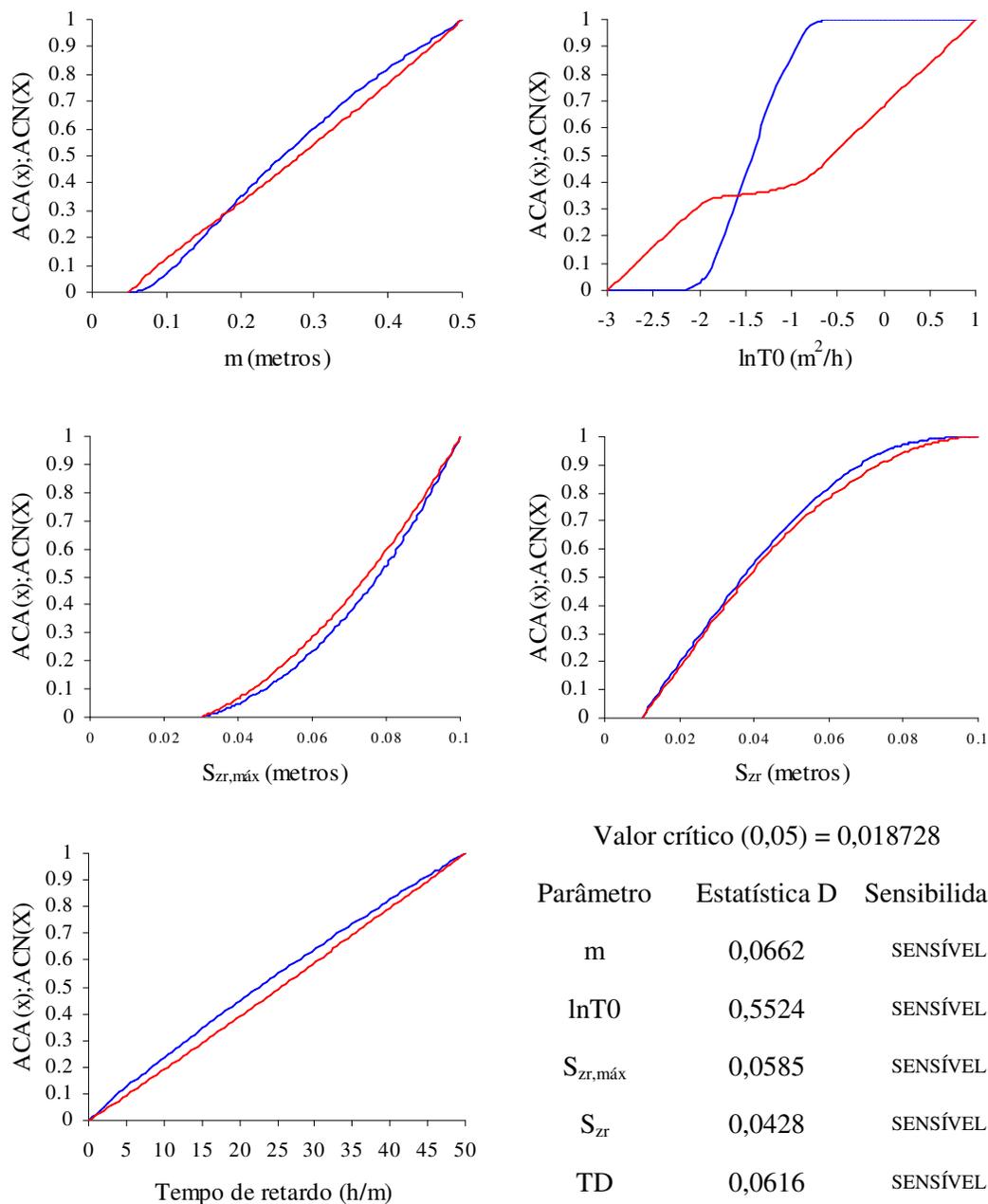


FIGURA 40 – Resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov, para cada um dos cinco parâmetros, para duas amostras (frequências aceitas (ACA(X) - azul) e não aceitas (ACN(X) - vermelho)) do período de 01/12/99 a 13/03/00.

A TABELA 13 traz os resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov, para cada um dos cinco parâmetros, para duas amostras (frequências aceitas e não aceitas) de todos os períodos estudados. Observa-se que para praticamente todos os períodos estudados o modelo mostrou-se sensível a todos os parâmetros. Ou seja, não se pode desconsiderar a influência de nenhum dos parâmetros estudados no TOPMODEL, no caso da bacia D.

TABELA 13 – Resultados dos testes de Kolmogorov-Smirnov, para cada um dos cinco parâmetros, para duas amostras (frequências aceitas e não aceitas).

Período / mês	m	LnT ₀	S _{zr,máx}	S _{zr}	TD	D (0,05)**
01/12/99 a 13/03/00	0,0662*	0,5524*	0,0585*	0,0428*	0,0616*	0,018728
dezembro/99	0,0279	0,8598*	0,0456	0,0878	0,0834	0,088470
janeiro/00	0,2673*	0,4182*	0,1128*	0,1873*	0,0126	0,019547
fevereiro/00	0,8115*	0,2653*	0,0448*	0,1112*	0,1041*	0,033556
01 a 15/12/99	0,0630*	0,7010*	0,1542*	0,3869*	0,1058*	0,035925
23 a 28/12/99	0,9245*	0,0770*	0,0162	0,0267*	0,0112	0,020894
29/12/99 a 10/01/00	0,3456*	0,2329*	0,1509*	0,4682*	0,2324*	0,039219
11 a 23/01/00	0,0717*	0,3252*	0,2485*	0,7888*	0,0406*	0,034520
31/01/00 a 03/02/00	0,0326*	0,8431*	0,1880*	0,6820*	0,0731*	0,062260
15 a 23/02/00	0,3257*	0,4895*	0,1878*	0,5650*	0,0935*	0,036433
07 a 09/03/00	0,0415	0,7214*	0,1102*	0,4266*	0,0243	0,045047
29 a 31/03/00	0,7480*	0,7544*	0,1295*	0,2970*	0,1386*	0,060682

(*) significativo ao nível de 5 % de probabilidade.

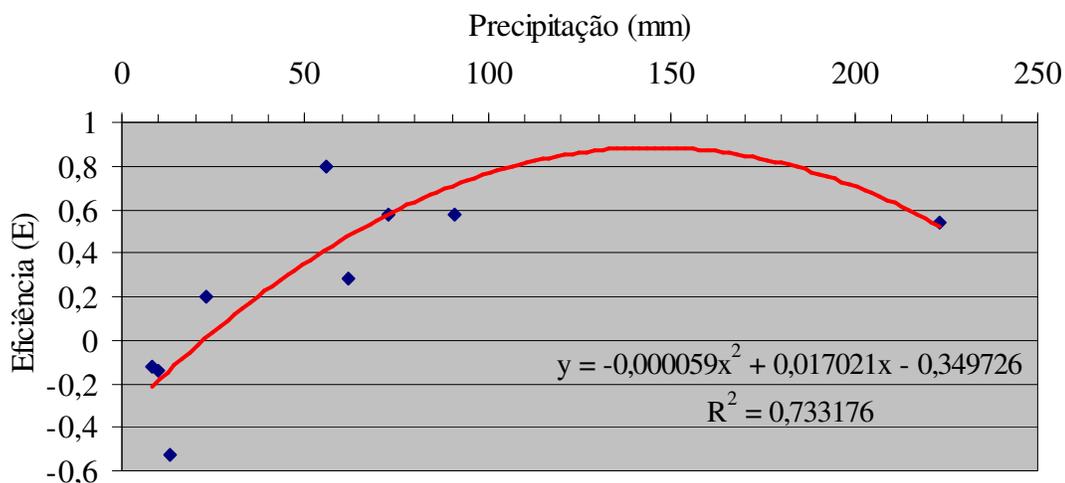
(**) valor crítico para a diferença máxima entre a distribuição das frequências aceitas e não aceitas ao nível de significância de 0,05.

A simulação de Monte Carlo possibilitou selecionar o conjunto de parâmetros com a melhor eficiência de Nash e Sutcliffe (E) para cada um dos períodos estudados (TABELA 14). Percebe-se uma grande amplitude de valores de eficiência (-1,1730 a 0,7960); a sensibilidade do modelo parece estar intimamente ligada à precipitação. Na verdade existe uma correlação entre a precipitação e a eficiência. Uma regressão polinomial é mostrada na FIGURA 42, nela observa-se que com precipitações diminutas o modelo apresenta eficiências negativas, ou seja o modelo não apresenta sensibilidade abaixo de um determinado nível de precipitação. Por outro lado, grandes volumes de precipitação não necessariamente significam eficiências crescentes. Em realidade a eficiência depende não somente do volume precipitado mas também da intensidade e distribuição da chuva, entre outros fatores.

TABELA 14 – Parâmetros que obtiveram melhor eficiência, na simulação de Monte Carlo, para cada um dos períodos. É mostrada também a precipitação do período simulado.

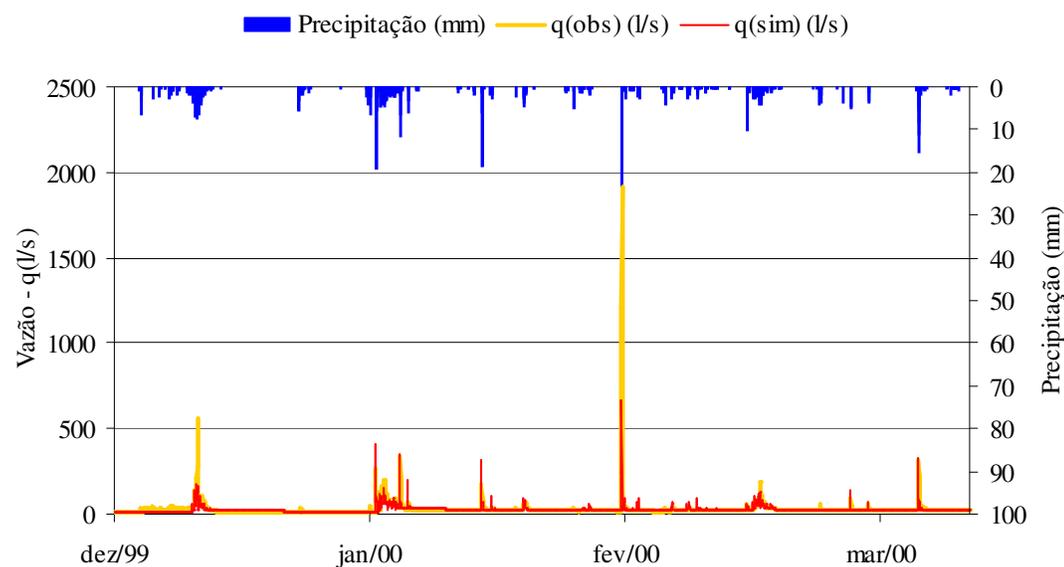
Período / mês	Precipitação (mm)	m	$\text{Ln}T_0$	$S_{zr,máx}$	S_{zr}	TD	E
01/12/99 a 13/03/00	772,4	0,1259	-1,266	0,08818	0,03338	1,14	0,2489
dezembro/99	193,4	0,2295	-2,613	0,06898	0,06012	0,13	0,4567
janeiro/00	400,0	0,2135	-1,403	0,09996	0,09214	0,85	0,1982
fevereiro/00	179,1	0,0506	-0,884	0,07565	0,03278	9,61	0,4903
01 a 15/12/99	151,9	0,2295	-2,613	0,06898	0,06012	0,13	0,4101
23 a 28/12/99	23,1	0,0505	0,549	0,06920	0,01395	12,69	0,2013
29/12/99 a 10/01/00	233,4	0,0838	-0,793	0,08427	0,02860	2,98	0,2911
11 a 23/01/00	72,6	0,2546	-0,838	0,06302	0,01720	8,81	0,5735
31/01/00 a 03/02/00	62,0	0,0523	-2,754	0,08964	0,02045	11,65	0,2829
05 a 14/02/00	47,8	0,4019	0,884	0,04235	0,01009	2,34	-1,1730
15 a 23/02/00	90,6	0,0526	-1,687	0,06347	0,02717	19,34	0,5786
24 a 26/02/00	13,2	0,5000	-2,850	0,07957	0,01848	3,69	-0,5223
28 a 29/02/00	9,7	0,4984	0,032	0,08921	0,08174	14,05	-0,1381
01 a 03/03/00	8,3	0,4996	-2,419	0,04085	0,03480	35,32	-0,1250
07 a 09/03/00	55,8	0,0545	-2,714	0,07642	0,03602	10,03	0,7960
29 a 31/03/00	223,2	0,0509	-2,970	0,09381	0,01492	3,13	0,5386

FIGURA 41 – Regressão polinomial entre a precipitação e a eficiência de Nash e Sutcliffe (E) para eventos isolados.



Na seqüência foram traçados os hidrogramas em resposta a uma chuva, com as vazões observada e simulada, esta última obtida a partir dos parâmetros que obtiveram maior eficiência na simulação de Monte Carlo; possibilitando, assim, a inferência do comportamento do TOPMODEL na representação da bacia D.

Quando se analisa o período completo (FIGURA 42) observa-se um ajuste razoável entre a vazão simulada e a observada. No entanto, a maioria dos picos de vazão foi subestimada — em particular uma chuva significativa ocorrida no final do mês de janeiro/00. Isto pode ser melhor observado na TABELA 15 onde a relação volume simulado com observado (Sim/Obs) permanece abaixo de 1.



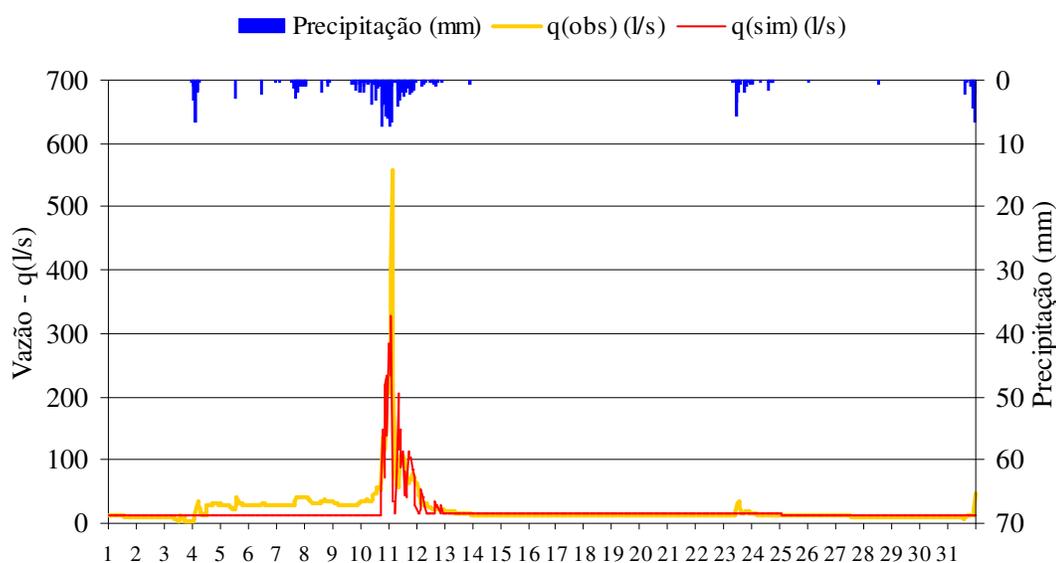
Parâmetros utilizados:

$m = 0,1259$ $\ln T_0 = -1,266$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,08818$ $S_{zr} = 0,03338$ $TD = 1,142$ $Q_0 = 0,0000888$

FIGURA 42 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 01/12/99 a 13/03/00. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,24885.

Ao se analisar um mês específico, como por exemplo o mês de dezembro/99 (FIGURA 43), vê-se, também, que a ascensão do hidrograma é abrupto e o seu comportamento irregular.

A simulação de eventos isolados, desde que o volume precipitado seja acima de 20 mm, mostra uma melhor eficiência do modelo (FIGURAS 45 e 46).



Parâmetros utilizados:

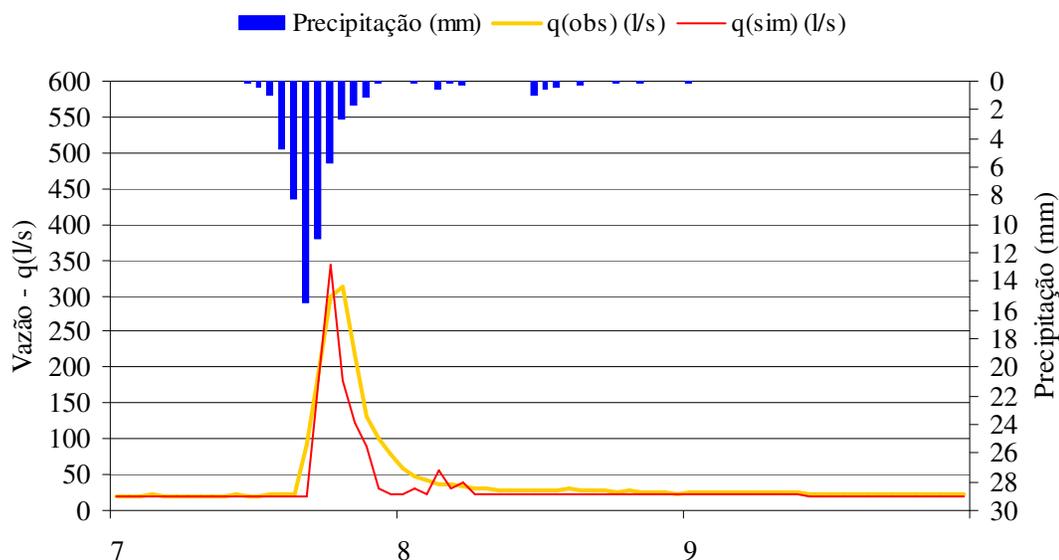
$$m = 0,2295 \quad \ln T_0 = -2,613 \quad S_{zr,m\acute{a}x} = 0,06898 \quad S_{zr} = 0,06012 \quad TD = 0,1316 \quad Q_0 = 0,0000888$$

FIGURA 43 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do mês de dezembro/99. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,45667.

TABELA 15 – Análise dos volumes e escoamentos observados e simulados, para cada um dos períodos.

Período / mês	Volume (m ³)		Sim/Obs	Escoamento simulado (%)	
	Observado	Simulado		Sup. saturado*	Subsuperficial
01/12/99 a 13/03/00	249621	236913	0,95	29	71
dezembro/99	58965	49581	0,84	39	61
janeiro/00	95251	119153	1,25	39	61
fevereiro/00	65003	66595	1,02	22	78
01 a 15/12/99	41285	29745	0,72	39	61
23 a 28/12/99	6576	6377	0,97	7	93
29/12/99 a 10/01/00	43119	50931	1,18	22	78
11 a 23/01/00	28088	25360	0,90	17	83
31/01/00 a 03/02/00	20426	14366	0,70	51	49
15 a 23/02/00	26949	24064	0,89	29	71
07 a 09/03/00	11074	8670	0,78	51	49
29 a 31/03/00	135067	84108	0,62	93	7

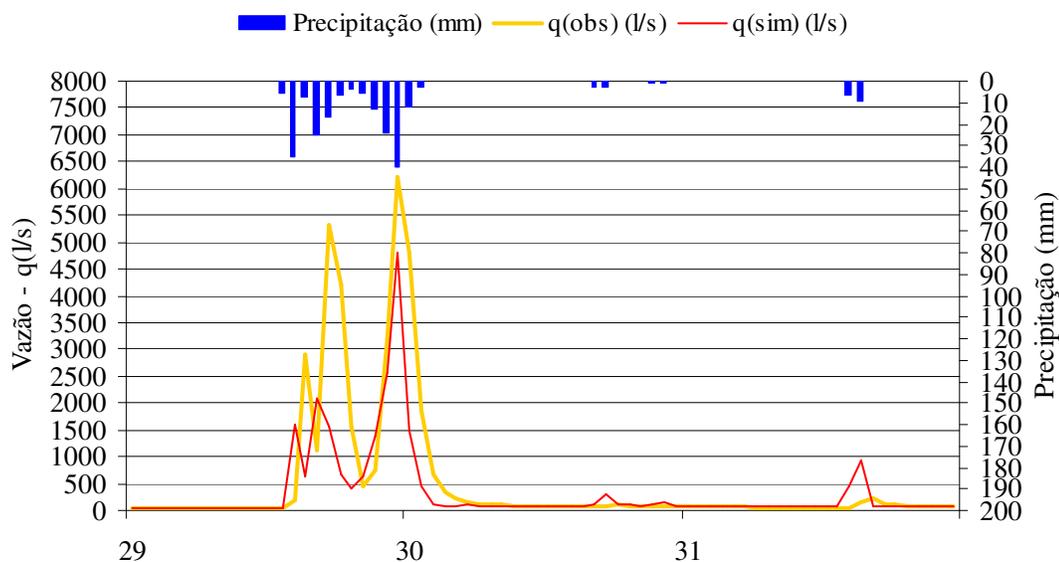
(*) percentuais máximos alcançados na simulação.



Parâmetros utilizados:

$m = 0,05446$ $\ln T0 = -2,714$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,07642$ $S_{zr} = 0,03602$ $TD = 10,03$ $Q_0 = 0,0001268$

FIGURA 44 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 07 a 09 de março/00. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,79601.



Parâmetros utilizados:

$m = 0,05087$ $\ln T0 = -2,97$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,09381$ $S_{zr} = 0,01492$ $TD = 3,129$ $Q_0 = 0,0001297$

FIGURA 45 – Hidrograma com a vazão observada e simulada pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de 29 a 31 de março/00. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,53862.

O TOPMODEL soma todas as células que contribuem para o escoamento superficial saturado, chamado no programa de *overland flow*; gerando a área variável de afluência, no programa *maximum contributing area*. Assim, foi possível calcular o percentual do escoamento superficial saturado e, por diferença, o escoamento subsuperficial (TABELA 15). É importante salientar que os percentuais do escoamento superficial saturado correspondem aos valores máximos alcançados na simulação. Nesta TABELA nota-se o predomínio do escoamento subsuperficial; no entanto destaca-se uma chuva de 223,2 mm em mais de 12 horas ininterruptas ocorrida no período de 29 a 31/03/00, quando o escoamento superficial saturado foi responsável por 93 % do escoamento total simulado no pico de vazão.

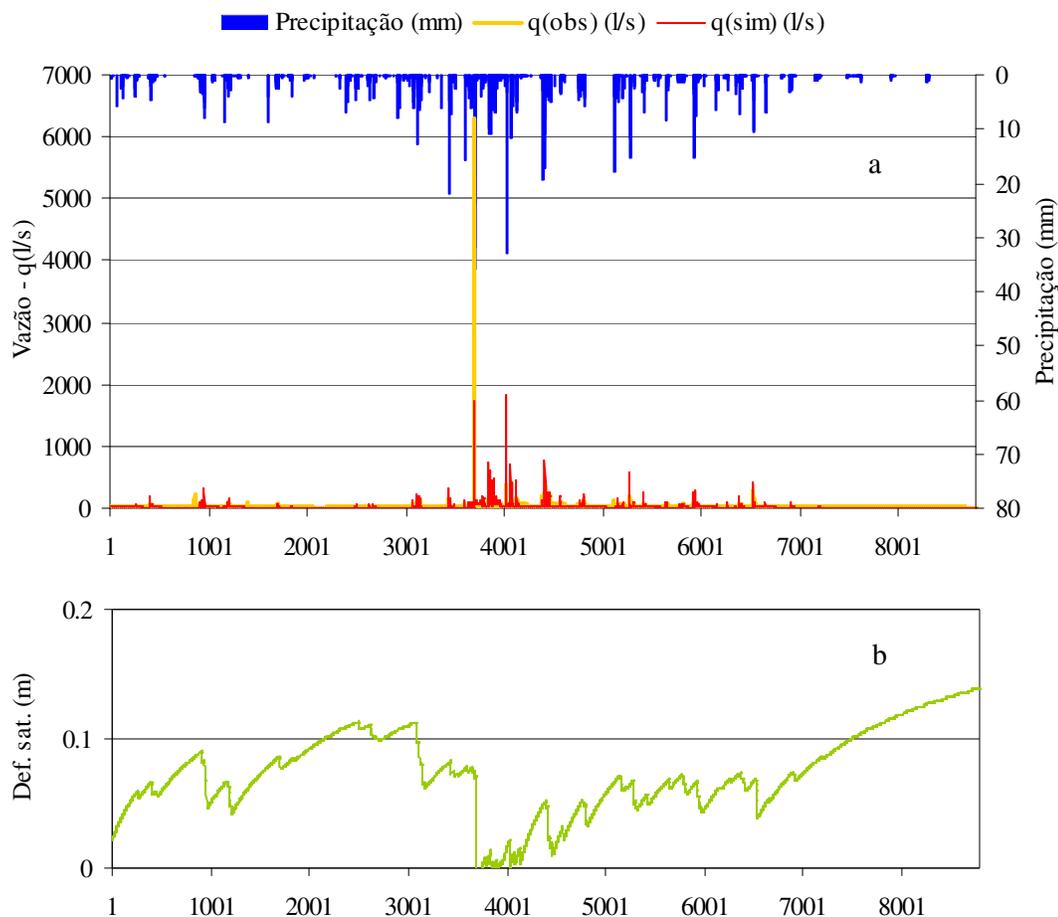
É interessante contrapor estes valores de escoamentos simulados com aqueles obtidos por FUJIEDA et al., 1997; estes autores calcularam em 11 % da precipitação anual o escoamento direto na bacia D. Destes 11 %, o escoamento superficial saturado responde por 5 % e o escoamento subsuperficial por 6 %. Portanto, 45 % do escoamento direto são compostos de escoamento superficial saturado e 55 % de escoamento subsuperficial. Já a simulação mostrou, mais do que valores médios, a dinâmica dos escoamentos (TABELA 15) de importante para o manejo de bacias hidrográficas.

4.4. Aplicação do TOPMODEL na bacia D

4.4.1. Calibração e validação

A calibração e a validação foram feitas com dados de dois anos hídricos considerados típicos: setembro/87 a agosto/88 e setembro/88 a agosto/89 (FIGURA 21). A calibração do modelo foi obtida pelo método de Monte Carlo, a TABELA 12 mostra a faixa de valores dos parâmetros utilizados na calibração.

A bacia D apresenta uma resposta muito rápida e uma proporção relativamente alta da resposta total é originada da água das áreas variáveis de afluência. O hidrograma simulado em resposta a uma chuva (FIGURA 46a) tende a ser mais acentuado do que o observado. No entanto, após um período de chuvas pouco intensas, quando o déficit de umidade médio da bacia era relativamente alto (FIGURA 46b), o deflúvio simulado subestimou o observado. Este tipo de comportamento também foi observado em diversos outros trabalhos (BEVEN et al., 1984; DURAND et al., 1992 e ROBSON et al., 1993).



Parâmetros utilizados:

$m = 0,05012$ $\ln T_0 = -2,046$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,05947$ $S_{zr} = 0,02228$ $TD = 5,889$ $Q_0 = 0,0002190$

FIGURA 46 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de setembro/87 a agosto/88 (a). A parte de baixo do gráfico mostra o déficit de saturação médio da bacia (b). Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,35296.

DURAND et al. (1992) argumentam que em uma das duas microbacias estudadas por eles o pior ajuste deveu-se a um escoamento direto ("quick flow") muito alto. Esta pode ser uma das razões do ajuste ruim da simulação obtida para a bacia D, pois há um predomínio claro do escoamento superficial saturado quando se analisam os componentes do escoamento (FIGURA 47).

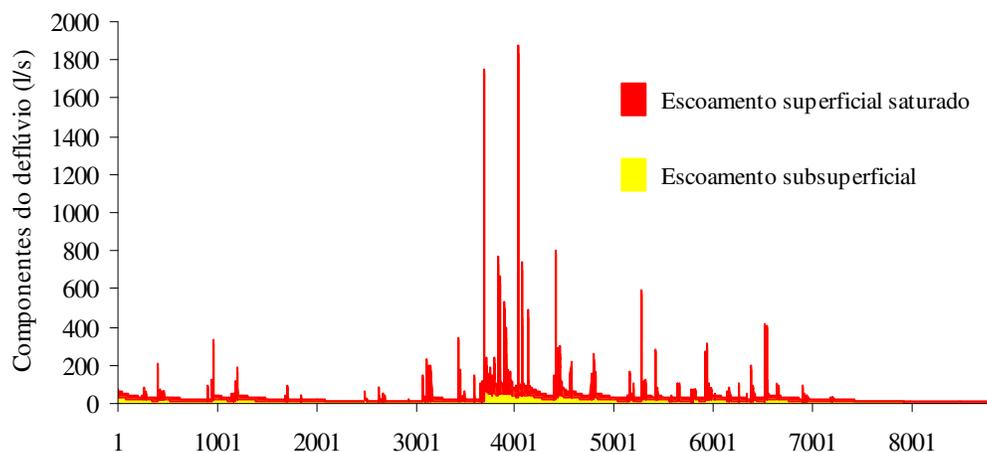


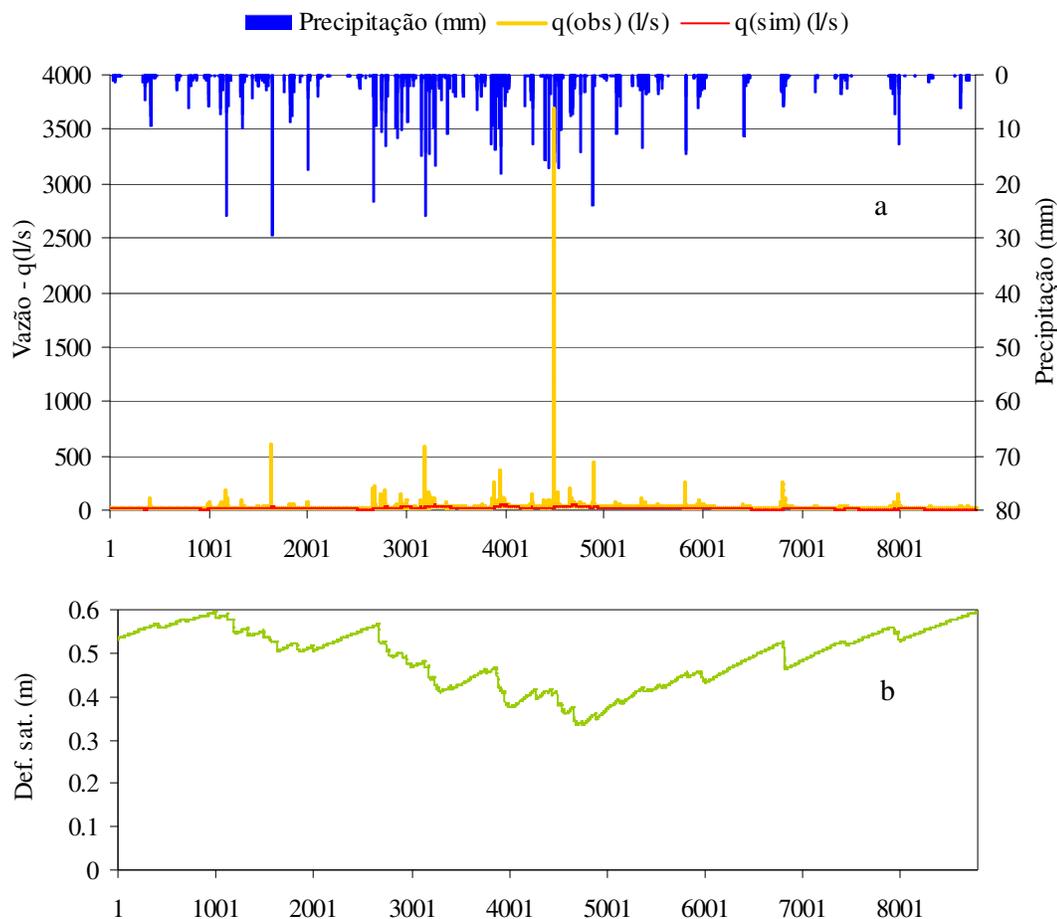
FIGURA 47 – Componentes do escoamento simulado — escoamento superficial saturado (vermelho) e escoamento subsuperficial (amarelo).

A validação, usando os parâmetros estimados para o período de setembro/87 a agosto/88, foi realizada entre setembro/88 e agosto/89. O resultado foi insatisfatório, pois a eficiência de Nash e Sutcliffe (E) foi negativa. Procedeu-se, então, a uma nova calibração obtendo-se uma eficiência positiva, porém baixa ($E = 0,1891$) (FIGURA 48a). Observa-se nesta figura que a vazão simulada não conseguiu reproduzir nenhum hidrograma da vazão observada em resposta a uma chuva. A principal razão foi o baixo déficit de umidade médio da bacia (FIGURA 48b). Isto indica que o TOPMODEL não está conseguindo reproduzir corretamente, para longos períodos, o balanço hídrico do solo da bacia D; como foi verificado para o período experimental.

Em razão disso, foram calibrados, isoladamente, os eventos relativos aos dois anos hídricos mencionados anteriormente. Pois, como foi demonstrado no período experimental, o TOPMODEL se ajustou mais adequadamente a estes eventos.

4.4.2. Calibração de eventos isolados

Foram calibrados 35 eventos do período de setembro/87 a agosto/89, correspondendo a dois anos hídricos. Usando-se o critério sugerido por IORGULESCU & JORDAN (1994) — que consideram uma boa eficiência de Nash e Sutcliffe (E) valores superiores a 0,7 — foram relacionados 7 eventos (FIGURAS 49 a 55). Observa-se, no geral, que as simulações conseguiram reproduzir os hidrogramas observados, principalmente, o braço de ascensão e o pico de vazão. Por outro lado, os braços de recessão simulados mostraram uma queda mais abrupta do que daqueles observados. Uma possível explicação pode ser o comportamento da transmissividade lateral saturada.

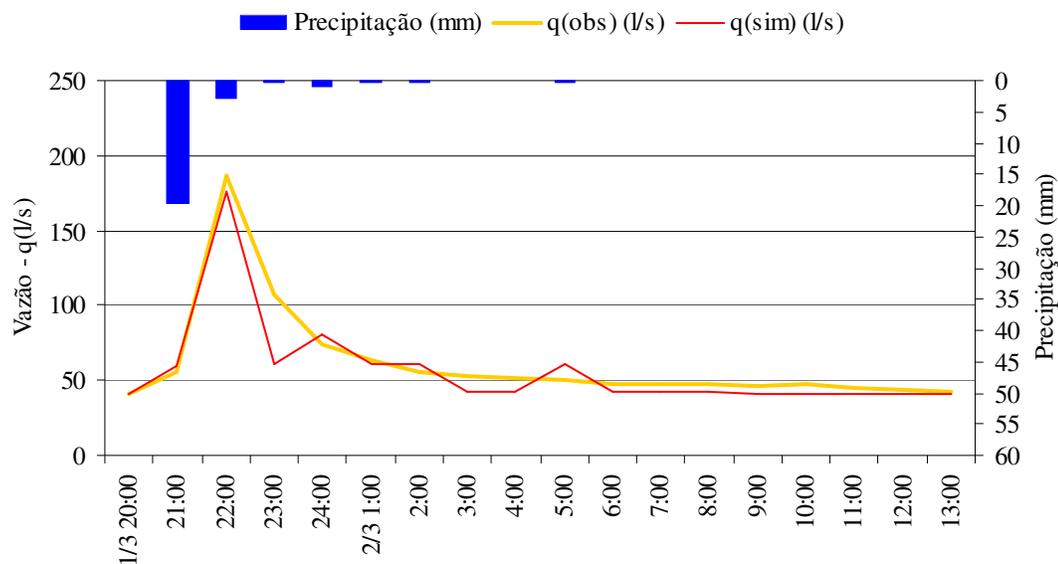


Parâmetros utilizados:

$m = 0,2354$ $\ln T_0 = -1,054$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,08697$ $S_{zr} = 0,05300$ $TD = 1,560$ $Q_0 = 0,0000949$

FIGURA 48 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação do período de setembro/88 a agosto/89 (a). A parte de baixo do gráfico mostra o déficit de saturação médio da bacia (b). Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,1891.

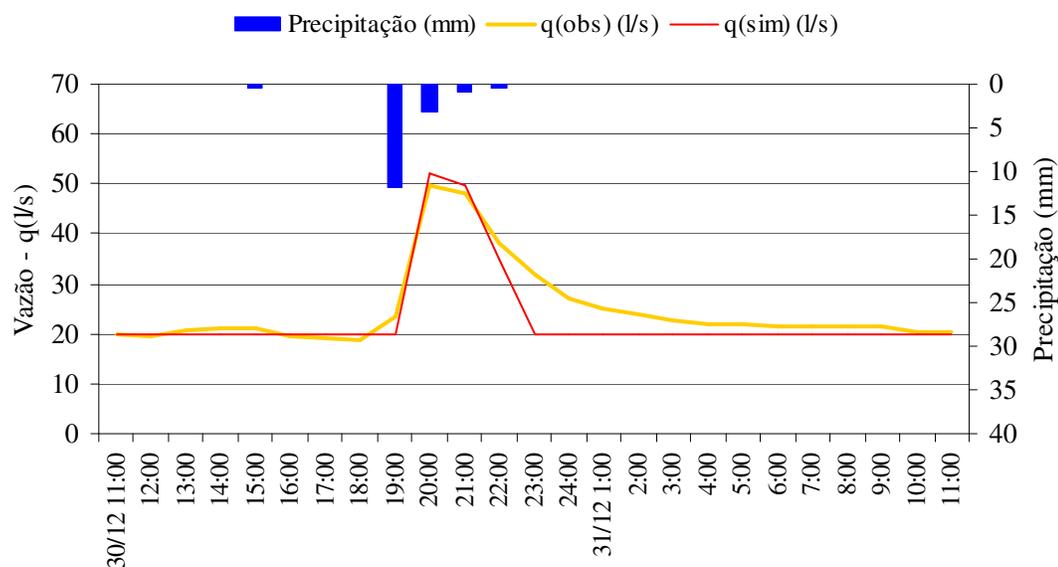
A interpretação física dos parâmetros do modelo é válida somente se as premissas do TOPMODEL sejam mantidas para a bacia D. A FIGURA 56 mostra que os valores de transmissividade observados (Real) decaem exponencialmente com a profundidade. Além disso, pode-se considerar que se aplicam à bacia D condições de estado quase permanente na zona não saturada. Esta última premissa pode não se manter onde a umidade do solo varia rapidamente com a profundidade. Não é o caso da bacia em estudo, como foi observado no período experimental (TABELA 5).



Parâmetros utilizados:

$m = 0,146$ $\ln T_0 = -1,723$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,03183$ $S_{zr} = 0,01925$ $TD = 20,34$ $Q_0 = 0,0002622$

FIGURA 49 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 01/03/88. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,86185.



Parâmetros utilizados:

$m = 0,4515$ $\ln T_0 = -2,28$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,05738$ $S_{zr} = 0,01311$ $TD = 11,97$ $Q_0 = 0,0001264$

FIGURA 50 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 30/12/88. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,82851.

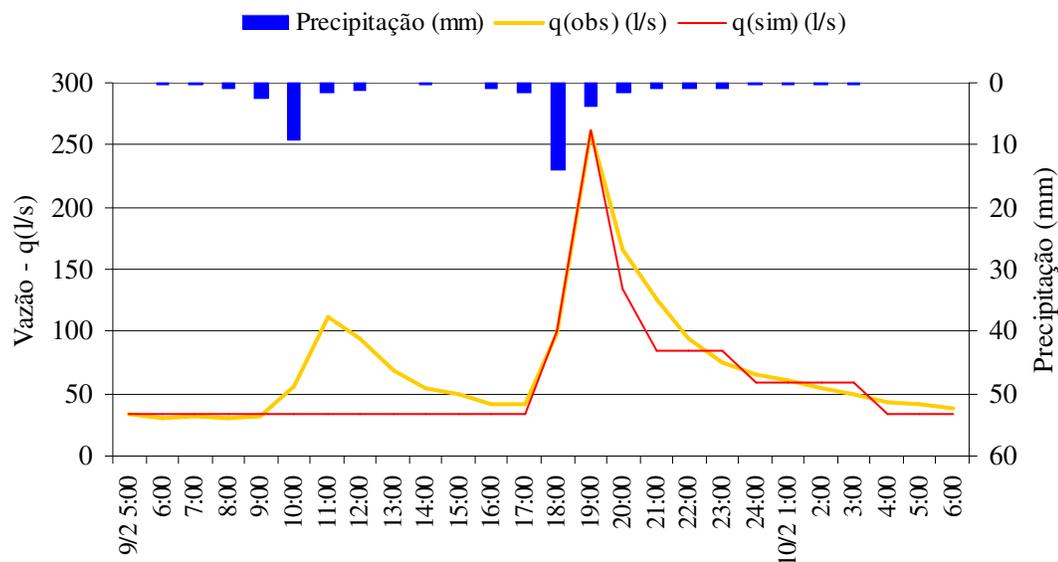


FIGURA 51 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 09/02/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,75787.

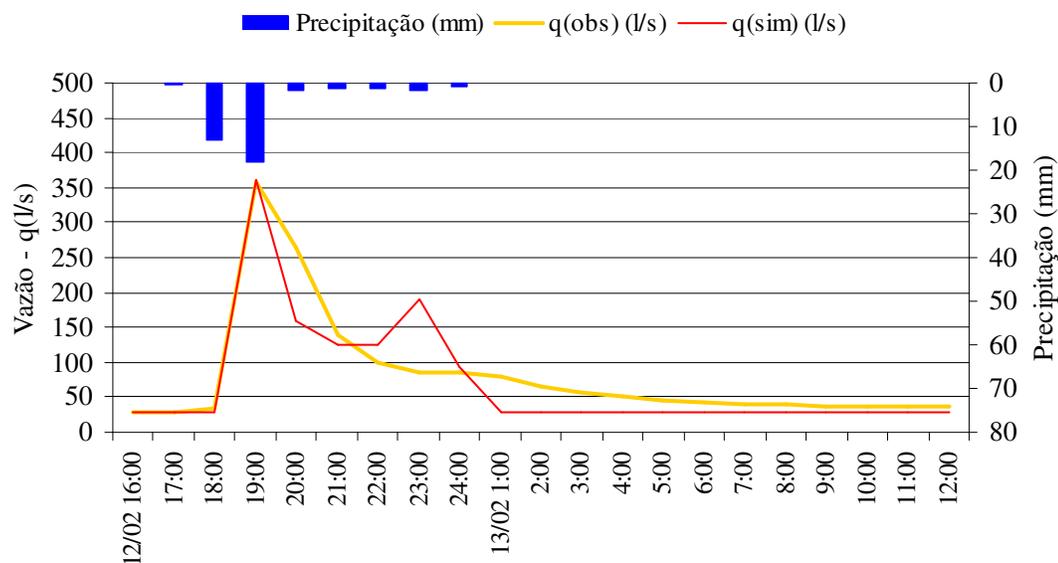
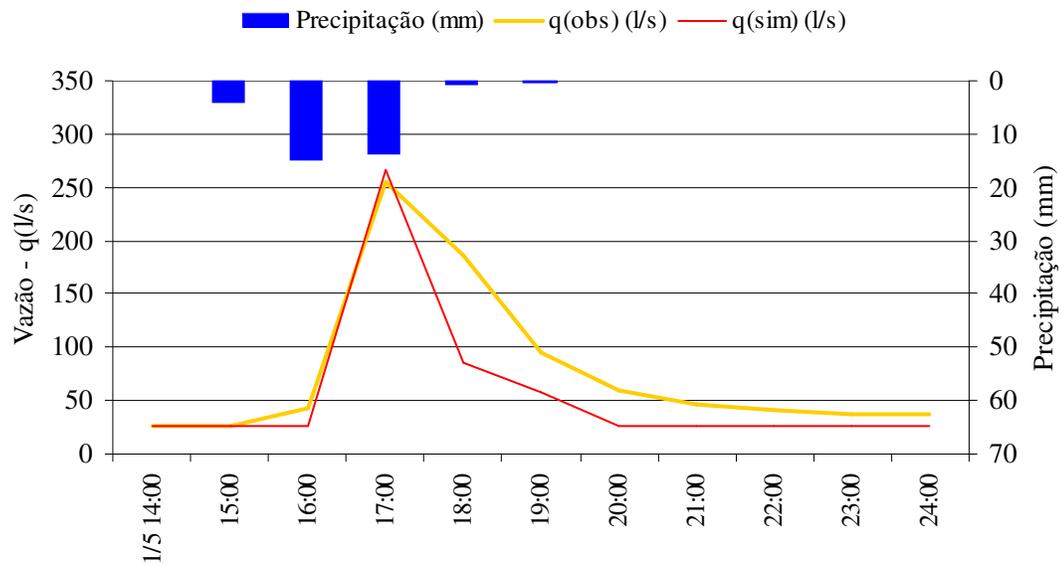


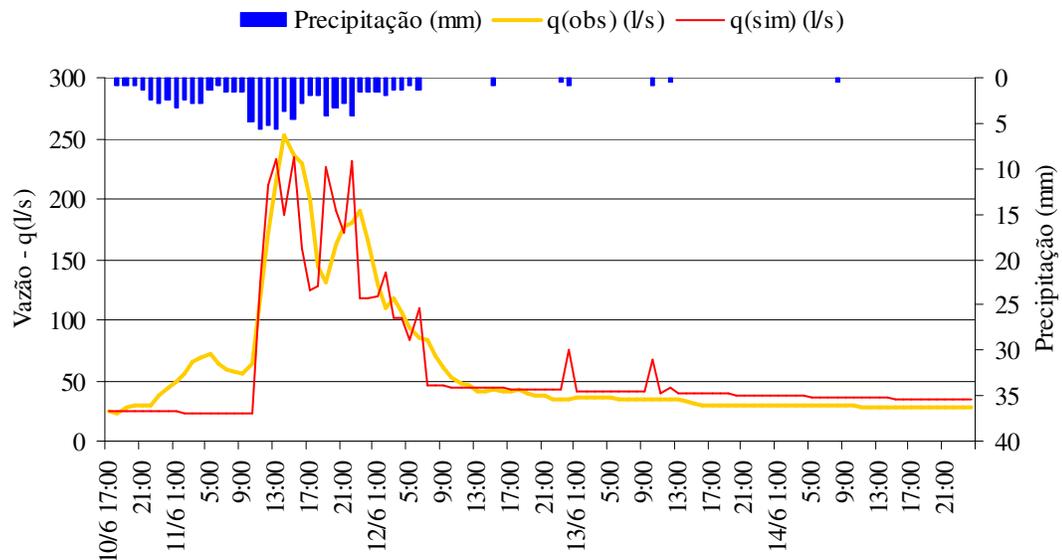
FIGURA 52 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 12/02/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,78522.



Parâmetros utilizados:

$m = 0,3854$ $\ln T0 = -2,999$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,07823$ $S_{zr} = 0,02926$ $TD = 32,47$ $Q_0 = 0,0001648$

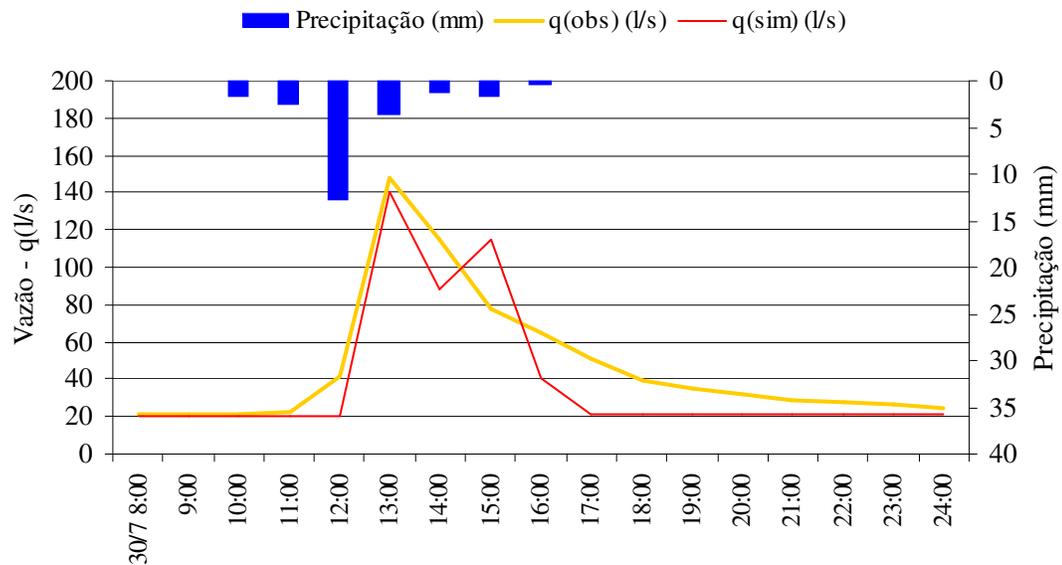
FIGURA 53 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 01/05/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,75262.



Parâmetros utilizados:

$m = 0,05083$ $\ln T0 = -1,926$ $S_{zr,m\acute{a}x} = 0,03758$ $S_{zr} = 0,03717$ $TD = 4,234$ $Q_0 = 0,0001543$

FIGURA 54 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 10/06/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,79735.



Parâmetros utilizados:

$m = 0,06292$ $\ln T_0 = -2,83$ $S_{zr,máx} = 0,08805$ $S_{zr} = 0,01801$ $TD = 3,374$ $Q_0 = 0,0001312$

FIGURA 55 – Hidrogramas com as vazões observadas e simuladas pelo TOPMODEL, em resposta a precipitação de 30/07/89. Os parâmetros utilizados são resultantes da simulação de Monte Carlo (30.000 processamentos), quando se obteve uma eficiência máxima igual a 0,76694.

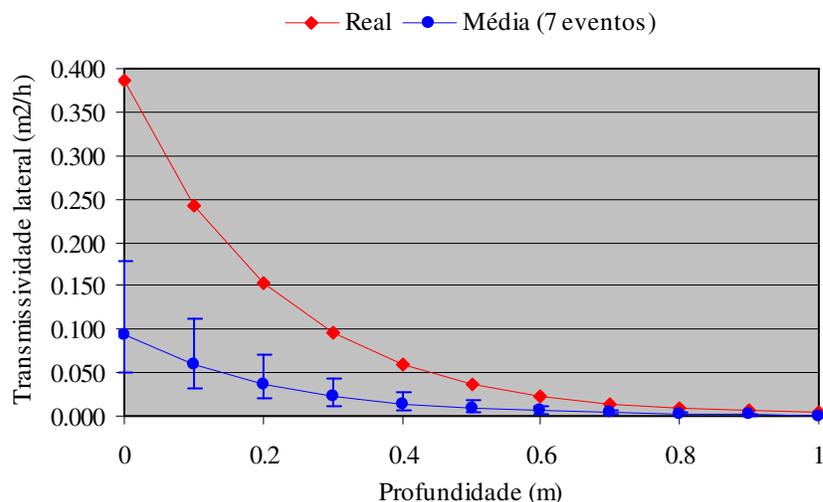


FIGURA 56 – Gráfico da transmissividade medida no campo com o permeâmetro de Guelph (Real) e os valores médios de transmissividade obtidos pelo TOPMODEL com 7 eventos (Média 7 eventos).

O Perfil da transmissividade pode ser interpretado como uma indicação de quão rápido a água se move nas diversas profundidades. Ele sugere que há um movimento líquido mais rápido próximo à superfície da transmissividade medida no campo quando comparada

aos valores médios obtidos pelo TOPMODEL. Porém, nos dois casos, são observados o decaimento exponencial com a profundidade (FIGURA 56). No caso da transmissividade lateral com valores usados na simulação, o decaimento é mais suave quando comparado com a transmissividade medida no campo.

4.4.3. Simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso

Para a simulação do corte raso foi considerada a precipitação total. Ou seja, com a ausência da floresta a interceptação deixa de existir. Assim, a Mata Atlântica que cobre a bacia D interceptando 18,23 % da precipitação (CICCO et al., 1986/88), com o corte raso, permitirá que toda a precipitação alcance o solo.

As operações florestais decorrentes do corte raso, principalmente a retirada das árvores, constituem na principal causa da alteração da capacidade de infiltração do solo. Além disso, há uma diminuição da condutividade hidráulica do solo e, portanto, de sua transmissividade (ROBERTS, 2000; DEUCHARS et al., 1999; MAPA, 1995; KEPPELER et al., 1994). Em razão disso, para a simulação do corte raso, considerou-se adequado os valores de transmissividade adotados na calibração, pois apresentam valores menores que os medidos no campo em condições florestais (FIGURA 56).

As FIGURAS 57 a 63 mostram as simulações de corte raso da floresta que cobre a bacia D; percebe-se nitidamente um aumento considerável do pico de vazão, assim como uma diminuição do tempo de pico ou retardamento (“lag time”). A TABELA 16 mostra um aumento do volume de vazão simulado, em função do corte raso, de 17 a 44 % em comparação ao volume de vazão observado com a bacia D coberta com floresta.

TABELA 16 – Análise dos volumes e escoamentos observados e simulados por evento.

Evento	Precipitação (mm)	Pico de vazão		Volume (m ³)		Relação Volume Sim/Obs	Escoamento simulado (%)	
		Obs	Sim	Obs	Sim		Sup. saturado*	Subsup.
01/03/88	24,9	186,4	265,8	3983	4676	1,17	39	61
30/12/88	16,8	49,8	186,7	2228	2644	1,19	39	61
09/02/89	42,5	260,7	552,2	6656	7547	1,13	51	49
12/02/89	38,8	356,9	925,6	6066	7910	1,30	63	37
01/05/89	33,9	254,3	844,9	3055	4389	1,44	63	37
10/06/89	96,1	252,6	359,2	22979	29904	1,30	51	49
30/07/89	23,7	147,5	291,1	2868	3590	1,25	51	49

(*) percentuais máximos alcançados na simulação.

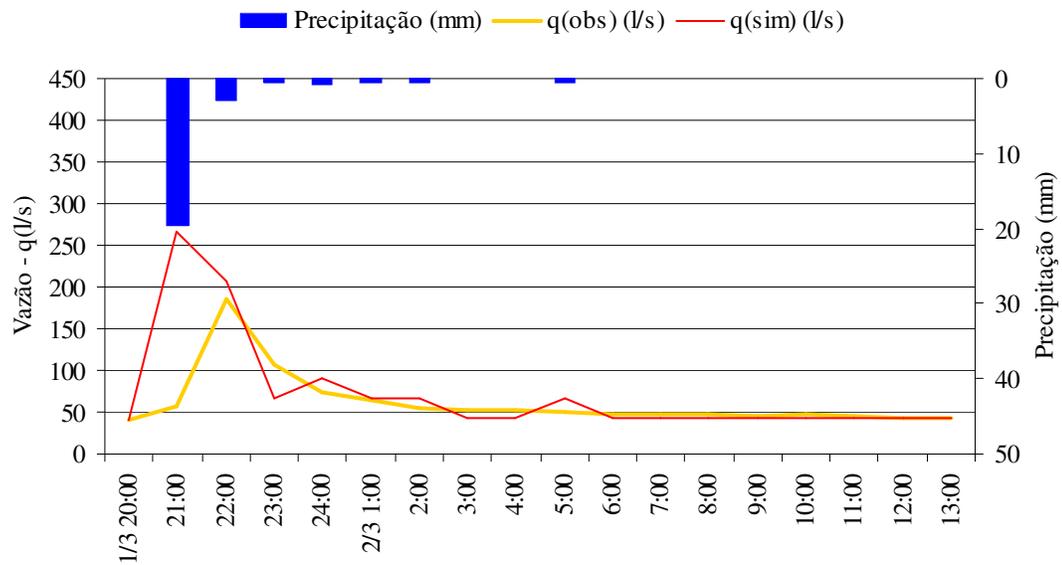


FIGURA 57 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 01/03/88.

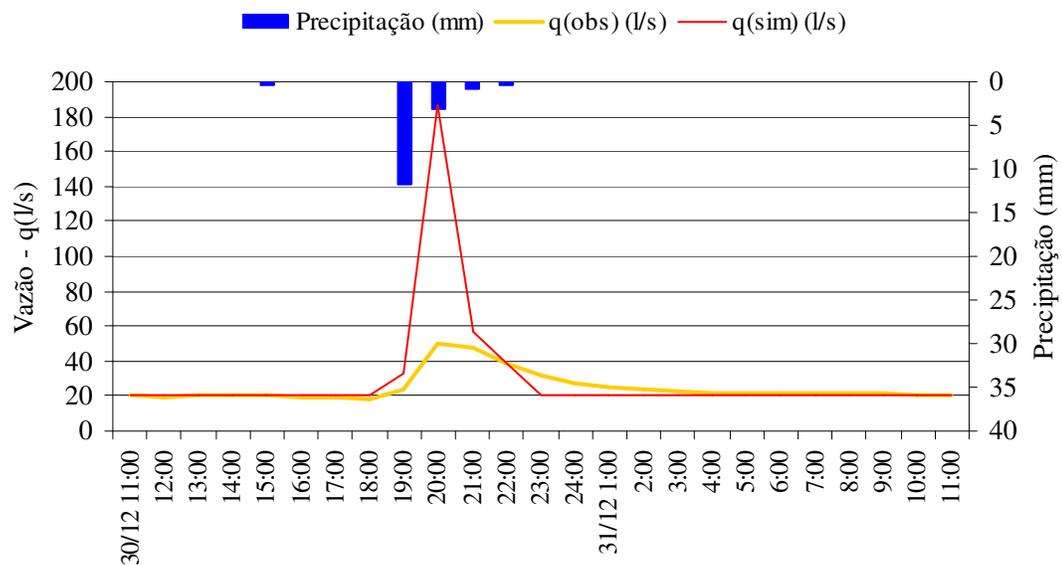


FIGURA 58 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 30/12/88.

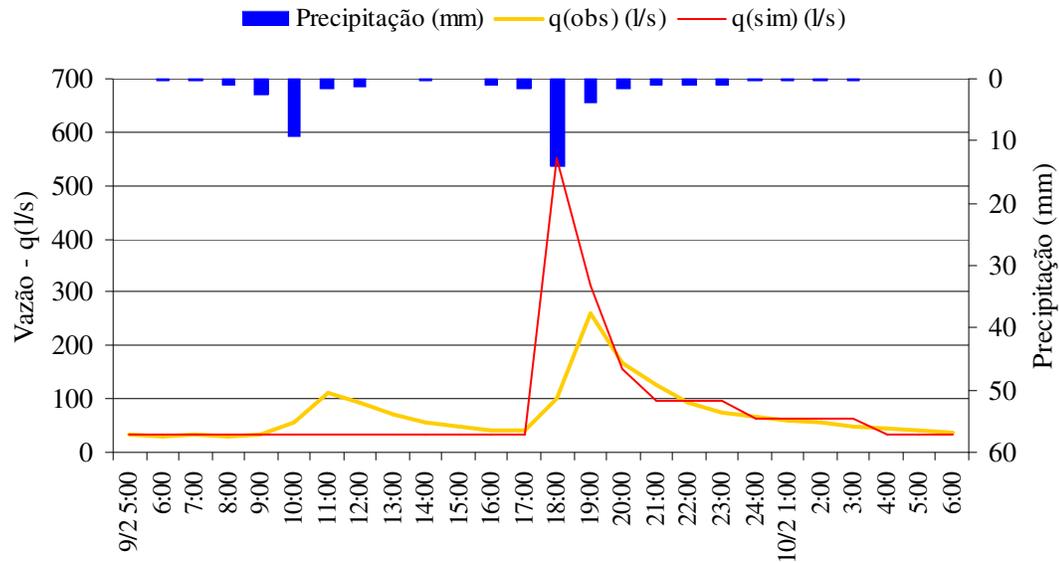


FIGURA 59 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 09/02/89.

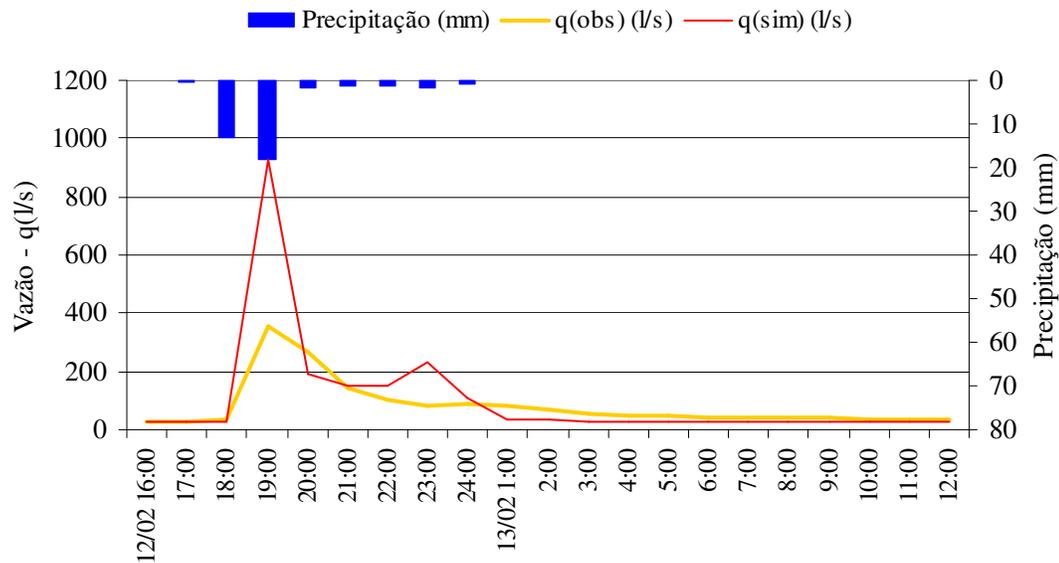


FIGURA 60 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 12/02/89.

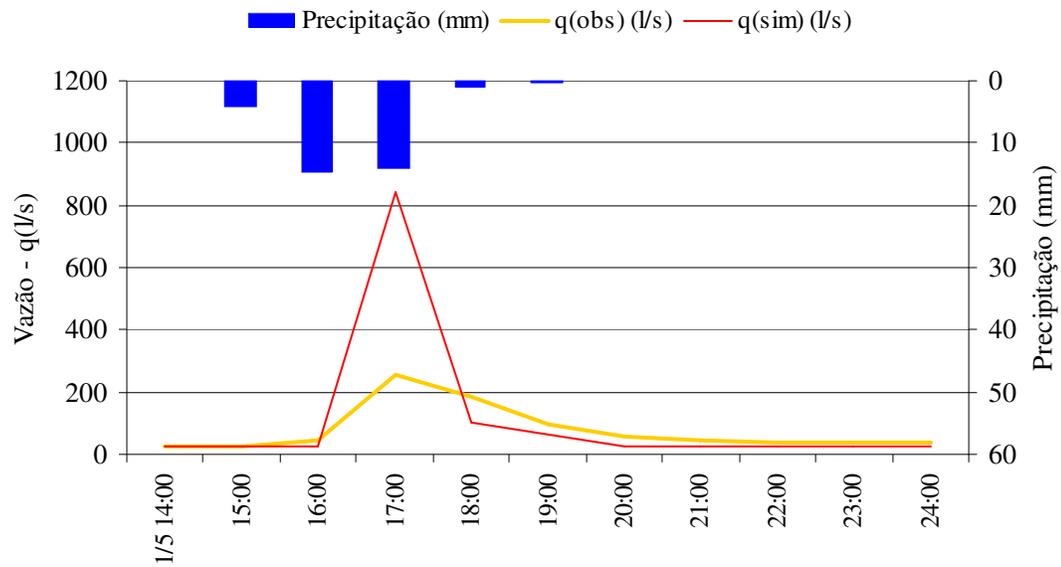


FIGURA 61 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 01/05/89.

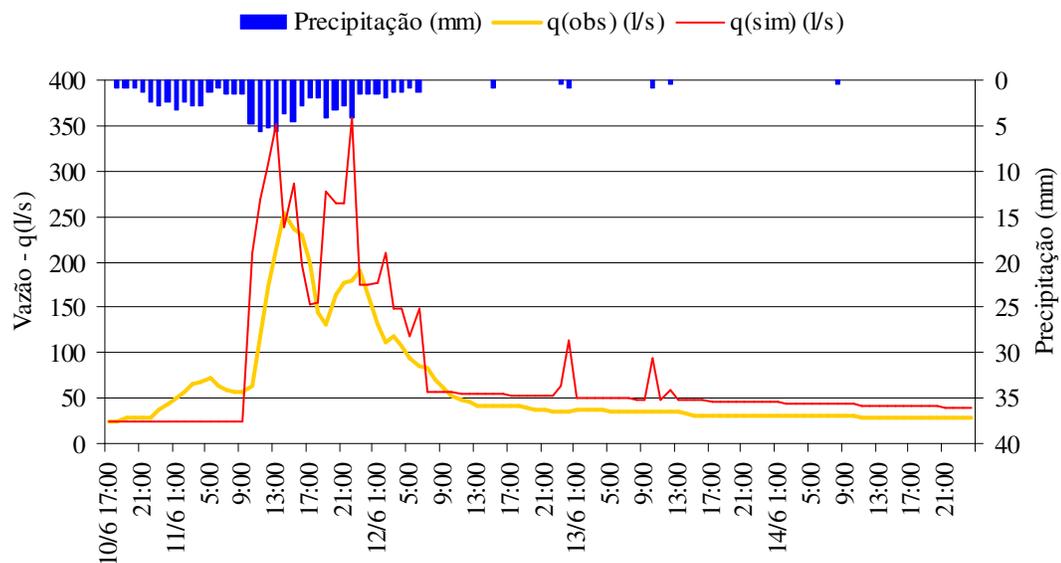


FIGURA 62 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 10/06/89.

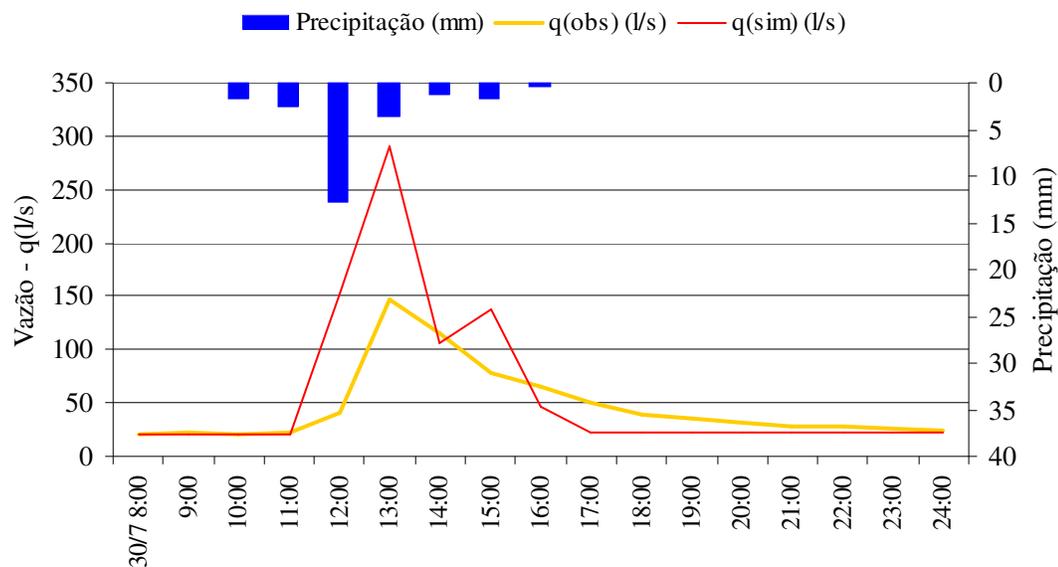


FIGURA 63 – Hidrogramas com as vazões observadas da bacia D coberta com floresta e com as vazões simulando o corte raso, em resposta a precipitação de 30/07/89.

5. CONCLUSÕES

O método fundamenta-se nas características topográficas da microbacia e nos processos de geração do deflúvio típicos de áreas florestadas: escoamento superficial saturado e escoamento subsuperficial, ambos considerados no modelo. A primeira parte do trabalho buscou determinar os valores iniciais dos parâmetros de calibração, testar a validade das premissas do modelo, e, principalmente, compreender melhor o funcionamento hidrológico da bacia D. Com base neste conhecimento preliminar partiu-se para a modelagem da bacia D. As principais conclusões da experimentação e do uso do modelo para a região onde se insere a bacia D são:

- (1) A análise da precipitação mostrou que 62 % das chuvas são inferiores a 10 mm e 88 % têm intensidade inferior a 10 mm/h. Entretanto, algumas precipitações podem alcançar volumes significativos — por exemplo, uma chuva de 12:35 horas ininterruptas, precipitou 243,8 mm. De fato o balanço hídrico de Thornthwaite mostrou que a precipitação excede a evapotranspiração em todos os meses do ano, ocasionando o excesso hídrico. A precipitação anual é elevada, média de 2241 mm/ano, consequência dos efeitos orográficos da Serra do Mar;

- (2) A capacidade de infiltração (18 mm/h) é suficientemente alta para infiltrar 94 % das precipitações, evitando o escoamento superficial. Este, durante o período experimental, mostrou ser significativamente baixo: 0,2 % da precipitação. Isto satisfaz uma das premissas do TOPMODEL, a qual diz que tudo o que precipita numa determinada célula da bacia escoo subsuperficialmente (estado permanente).
- (3) O escoamento subsuperficial até a profundidade de 30 cm alcançou 1,0 % da precipitação total do período experimental. No entanto, quando se analisa o comportamento do lençol freático neste período, verifica-se uma movimentação lateral, paralela à superfície do terreno, indicando uma maior participação do escoamento subsuperficial ou interfluxo no escoamento direto;
- (4) A análise de regressão dos valores de condutividade hidráulica saturada, K_0 , em função da profundidade, mostrou uma relação exponencial ($R^2 = 0,8990$). Isto está de acordo com uma das premissas do TOPMODEL;
- (5) Os valores da densidade de fluxo na direção vertical, q_v , para o período experimental, foram pequenos; alternando períodos de fluxo ascendente com outros de fluxo descendente. Chamam a atenção os valores de umidade do solo. Na saturação, variaram de 0,491 a 0,571 cm^3/cm^3 ao longo do perfil do solo. Após 20 dias, período em que a parcela experimental ficou coberta e ausente de chuva, a umidade variou de 0,417 a 0,512 cm^3/cm^3 ao longo do perfil do solo. Estes valores são muito próximos a capacidade de campo. Isto ajuda a explicar o porquê do lençol freático subir tão instantaneamente, fazendo-o aflorar em várias partes da bacia e, conseqüentemente, gerando o escoamento superficial saturado.
- (6) A análise do mapa de índices topográficos indica que as áreas de contribuição concentram-se ao longo do curso d'água, sinalizando a importância da mata ciliar como protetora dos recursos hídricos;
- (7) O modelo mostrou-se sensível aos parâmetros, sinalizando que a parte física do modelo está refletindo os processos reais da bacia D;
- (8) A eficiência do modelo depende não somente do volume precipitado mas também da intensidade e distribuição da chuva;
- (9) A simulação de eventos isolados mostrou uma melhor eficiência do modelo. Para um período de dois anos hídricos calibrou-se 35 eventos, destes 7 apresentaram uma eficiência de Nash e Sutcliffe superior a 0,7.

- (10) A simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso mostrou uma diminuição do tempo de pico e um aumento significativo tanto do pico de vazão quanto do volume de vazão simulado: de 17 a 44 %, em comparação a bacia D coberta com floresta; e
- (11) O escoamento superficial saturado, para os períodos estudados, variou de 7 a 93% em relação ao escoamento direto;

A compreensão dos mecanismos de funcionamento de uma bacia hidrográfica em seus aspectos hidrogeoquímicos é fundamental para o manejo dos recursos hídricos. Neste sentido, sugere-se o estudo de modelos que levem em consideração estes aspectos. Pois a adequação e validação deste tipo de modelo a microbacias permitirá que futuramente se amplie o seu uso numa meso-escala de forma que possamos englobar diversos usos do solo; possibilitando o entendimento dos processos biogeoquímicos que controlam o funcionamento de uma bacia hidrográfica e, assim, auxiliar na compreensão das alterações que podem ocorrer dentro de um sistema ecológico complexo, como é o caso da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, e, por fim, auxiliar na avaliação do impacto ambiental, principalmente aqueles advindos de fontes não-pontuais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M.B. et al. (1986a). An introduction to the european hydrological system - système hydrologique européen, "SHE", 1: history and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, v.87, n.1-2, p.45-59, Oct.
- ABBOTT, M.B. et al. (1986b). An introduction to the european hydrological system - système hydrologique européen, "SHE", 2: structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, v.87, n.1-2, p.61-77, Oct.
- AGUIAR, O. T. et al. (s.d.). Flora Fanerogâmica de um trecho de mata secundária no Núcleo Cunha/Indaiá do Parque Estadual da Serra do Mar. *Revista do Instituto Florestal*. /no prelo/.
- AMBROISE, B.; BEVEN, K.; FREER, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, v.32, n.7, p.2135-45, July.
- ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (1978). Toward more detailed field monitoring of variable source areas. *Water Resources Research*, v.14, n.6, p.1123-31, Dec.
- ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. (1985). *Hydrological Forecasting*. Chichester, John Wiley. Cap.1, p.1-13: Modelling strategies.
- ARCOVA, F.C.S. (1996). *Balanço hídrico, características do deflúvio e calibragem de duas microbacias hidrográficas na Serra do Mar, SP*. Piracicaba. 155p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- ARCOVA, F.C.S.; CICCO, V.; SHIMOMICHI, P.Y. (1993). Qualidade da água e dinâmica dos nutrientes em bacia hidrográfica recoberta por floresta de Mata Atlântica. *Revista do Instituto Florestal*, v.5, n.1, p.1-20, jul.
- BEVEN, K.J. (1989). Changing ideas in hydrology — the case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, v.105, n.1-2, p.157-72, Jan.
- BEVEN, K.J. et al. (1984). Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, v.69, n.1-4, p.119-43, Feb.

- BEVEN, K.J. et al. (1995a). TOPMODEL. In: SINGH, V.P., ed. *Computer models of watershed hydrology*. Water Resource Pub. p.627-68.
- BEVEN, K.J. et al. (1995b). Topmodel and gridatb — users guide to the distribution versions (95.02). 2.ed. Lancaster, Lancaster University. /CRES Tecnical Report TR 110/. p.27.
- BEVEN, K.J.; BINLEY, A. (1992). The future of distributed models: model calibration and uncertainly prediction. In: BEVEN, K.J. & MOORE, I.D., ed. *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*. Chichester, John Wiley. p.227-46.
- BEVEN, K.J.; KIRBY, M.J. (1979). A physically based variable contribution area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, v.24, n.1-3, p.43-69.
- BEVEN, K.J.; WOOD, E.F.; SIVAPALAN, M. (1988). On hydrological heterogeneity — catchment morphology and catchment response. *Journal of Hydrology*, v.100, n.1-3, p.353-75, July.
- BLACK, P.E. (1996). *Watershed hydrology*. 2.ed. Englewood Cliffs, Prentice-Hall.
- BONELL, M. (1993). Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *Journal of Hydrology*, v.150, n.2-4, p.217-75, Oct.
- BORMANN, F.H.; LIKENS, G.E. (1967). Nutrient cycling. *Science*. v.155, n.3761, p.424-29, Jan.
- BROWN, G.E. (1976). *Forestry and water quality*. Corvallis, O. S. U. Book Stores.
- BRUIJNZEEL, L.A. (1997). Hydrology of forest plantations in the tropics. In: NAMBIAR, E.K.S.; BROWN, A.G., ed. *Management of soil, nutrients and water in tropical plantation forests*. Camberra, ACIAR. Cap.5, p.125-67. (ACIAR Monograph Nº 43).
- CARVALHO, J.L.; CICCÒ, V.; FUJIEDA, M. (1992). Algumas propriedades físicas dos solos na bacia hidrográfica experimental "D" no Núcleo Cunha - SP. *Revista do Instituto Florestal*, v.4, p.753-59, mar.
- CARVALHO, W.A. et al. (1990). Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos do Parque Estadual da Serra do Mar - Núcleo Cunha, SP (Bacia "D"). *Revista do Instituto Florestal*, v.2, n.2, p.127-55, dez.
- CASTRO, P.S. (1980). *Influência da cobertura florestal na qualidade da água em duas microbacias hidrográficas*. Piracicaba. 118p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- CHORLEY, T. (1978). The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M.J., ed. *Hillslope Hydrology*. Chichester, John Wiley. Cap. 1, p.1-42.
- CICCÒ, V. et al. (1985a). Projeto de pesquisas hidrológicas em floresta natural na Reserva Estadual de Cunha - determinação do balanço hídrico. In: SEMINÁRIO SOBRE

- ATUALIDADES E PERSPECTIVAS FLORESTAIS. A INFLUÊNCIA DAS FLORESTAS NO MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS, 11, Curitiba, 1984. *Anais*. Curitiba, EMBRAPA/PNPF. p.135-42.
- CICCO, V. et al. (1985b). Determinação do balanço hídrico com emprego de bacia hidrográfica experimental em mata natural secundária. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS E SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS EM REGIÕES METROPOLITANAS, 6., São Paulo, 1985. *Anais*. São Paulo, Associação Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos. p.234-246.
- CICCO, V. et al. (1986/88) Interceptação das chuvas por floresta natural secundária de Mata Atlântica - SP. *Silvicultura em São Paulo*, v.20-22, p.25-30.
- CICCO, V.; ARCOVA, F.C.S.; SHIMOMICHI, P.Y. (1989). Estimativa da evapotranspiração em bacia hidrográfica com floresta natural secundária de Mata Atlântica - São Paulo. *Revista do Instituto Florestal*, v.1, n.2, p. 43-54, dez.
- CICCO, V.; EMMERICH, W.; FUJIEDA, M. (1987). Determinação da curva-chave do vertedouro da bacia hidrográfica experimental "D" no Parque Estadual da Serra do Mar - Núcleo de Cunha, SP. *Boletim Técnico do Instituto Florestal*, v.41, n.1, p.79-96, mar.
- CICCO, V.; FUJIEDA, M. (1992). Pesquisa em manejo de bacias hidrográficas em São Paulo. *Revista do Instituto Florestal*, v.4, p. 808-815, mar.
- DAWES, W.R. et al. (1997). Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG_IRM) on a small cropping rotation catchment. *Journal of Hydrology*, v.191, n.1-4, p.64-86, Apr.
- DEUCHARS, S.A. et al. (1999). Changes in soil structure and hydraulic properties in regenerating rain forest. *Soil Use and Management*, v.15, p.183-7.
- DICK, P.M.; COOKE, J.G. (1984). *Exotic forestry and its effects on water quality*. New Zeland, New Zeland Forest Service.
- DOMINGUES, E. N.; FURIAN, S. M. Geomorfologia. /Apresentado no 1º Curso Internacional sobre Manejo Florestal em Bacias Hidrográficas, realizado no Instituto Florestal, São Paulo, 1995/.
- DUNNE, T. (1978). Field studies of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M.J., ed. *Hillslope Hydrology*. Chichester, John Wiley. Cap.7. p.227-93.
- DUNNE, T.; BLACK, R.D. (1970a). An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, v.6, n.2, p.478-90, Apr.
- DUNNE, T.; BLACK, R.D. (1970b). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, v.6, n.5, p.1296-311, Oct.

- DUNNE, T.; BLACK, R.D. (1971). Runoff processes during snowmelt. *Water Resources Research*, v.7, n.5, p.1160-72, Oct.
- DURAND, P.; ROBSON, A.J.; NEAL, C. (1992). Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL: initial results. *Journal of Hydrology*, v.139, n.1-4, p.1-14, Nov.
- EWEN, J.; PARKIN, G. (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. method. *Journal of Hidrology*, v.175, n.1-4, p.583-94, Feb.
- FRANCHINI, M. et al. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, v.175, n.1-4, p.293-338, Feb.
- FREEZE, R.A. (1972a). Role of subsurface flow in generating surface runoff. 1. base flow contributions to channel flow. *Water Resources Research*, v.8, n.3, p.609-23, June.
- FREEZE, R.A. (1972b). Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. upstream source areas. *Water Resources Research*, v.8, n.5, p.1272-83, Oct.
- FUJIEDA, F. et al. (1997). Hydrological processes at two subtropical forest catchments: the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Journal of Hydrology*, v.196, n.1-4, p.26-46, Sept.
- FUJIEDA, M.; KUDOH, T.; MASHIMA, Y. (1993). Hydrological processes in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. In: HYDROLOGY OF WARM HUMID REGIONS, Yokohama, 1993. *Proceedings*. Wallingford, International Association of Hydrological Sciences. p. 43-51.
- FURIAN, S.M.; PFEIFER, R.M. (1986). Levantamento de reconhecimento do meio físico do Núcleo Cunha, SP. *Boletim Técnico do Instituto Florestal*, São Paulo, v.40, n.2, p.183-93, dez.
- GRAYSON, R.B.; MOORE, I.D.; McMAHON, T.A. (1992a). Physically based hydrologic modelling, 1. a terrain-based model for investigative purposes. *Water Resources Research*, v.28, n.10, p.2639-58, Oct.
- GRAYSON, R.B.; MOORE, I.D.; McMAHON, T.A. (1992b). Physically based hydrologic modelling, 1. is the concept realistic?. *Water Resources Research*, v.28, n.10, p.2659-66, Oct.
- HEWLETT, J.D. (1974). Comments on letters relating to "Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2, upstream source areas" by R. Allan Freeze. *Water Resources Research*, v.10, n.3, p.605-7, June.
- HEWLETT, J.D. (1982). *Principles of forest hydrology*. Athens, University of Georgia Press.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation the in humid areas. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM

- ON FOREST HYDROLOGY, 1., Pennsylvania, 1965. *Proceedings*. Oxford, Pergamon Press. p. 275-90.
- HEWLETT, J.D.; LULL, H.W.; REINHART, K.G. (1969). In defense of experimental watersheds. *Water Resources Research*, v.5, n.1, p.306-16, Feb.
- HIBBERT, A.R.; TROENDLE, C.A. (1988). Streamflow generation by variable source area. In: SWANK, W.T.; CROSSLEY Jr, D.A., ed. *Forest hydrology and ecology at Coweeta*. New York, Springer-Verlag. p.111-27.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STYLIANOU, Y. (1972). Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, v.114, n.5, p.395-400, Nov.
- HORNBERGER, G.M. et al. (1985). Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, v.21, n.12, p.1841-50, Dec.
- HORNBERGER, G.M. et al., eds. (1999). Elements of physical hydrology. Cap.9.: Catchment hydrology: the hillslope - stream continuum. <http://hydroc.evsc.virginia.edu/eph> (20 Jan.).
- HORTON, R.E. (1940). An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. *Soil Science Society American Proceedings*, v.5, p.399-417.
- IORGULESCU, I.; JORDAN, J.P. (1994). Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, v.159, n.1-4, p.255-73, July.
- JØRGENSEN, S.E. (1986). *Fundamentals of ecological modelling*. Amsterdam, Elsevier. (Developments in environmental modelling, 9).
- KEPPELER, E.T.; ZIEMER, R.R.; CAFFERATA, P.H. (1994). Changes in soil moisture and pore pressure after harvesting a forested hillslope in northern California. *Effects of human-induced changes on hydrological systems*. American Water Resources Association, p.205-14, jun.
- KLEMEŠ, V. (1986). Operational testing of hydrology simulation models. *Hydrological Sciences Bulletin*, v.31, p.13-24.
- LAMB, R.; BEVEN, K.J.; MYRABØ, S. (1997). Discharge and water table predictions using a generalized TOPMODEL formulation. In: BEVEN, K.J., ed. *Distributed hydrological modelling: applications of the TOPMODEL concept*. Chichester, John Wiley. p.205-228.
- LEE, R. (1980). *Forest hydrology*. New York, Columbia University Press.
- LEITÃO FILHO, H.F. (1982). Aspectos taxonômicos das florestas do Estado de São Paulo. *Silvicultura em São Paulo*, v.16a, n.1, p. 197-206.

- LIBARDI, P.L. (1995). *Dinâmica da água no solo*. Piracicaba, s.n.t.
- LIKENS, G.E. et al. (1977). *Biogeochemistry of forested ecosystem*. New York, Springer-Verlag.
- LIMA, W.P. (1986). *Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas*. Piracicaba. ESALQ/USP.
- MAPA, R.B. (1995). Effect of reforestation using *Tectona grandis* on infiltration and soil water retention. *Forest Ecology and Management*, v.77, n.1-3, p.119-25, Sept.
- MINE, M.R.M.; CLARKE, R.T. (1996). O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.1, n.2, p.89-105, jul/dez.
- MOORE, I.D., GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. (1991). Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, v.5, p.3-30.
- MORAES, J.M. et al. (1999). Análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo hidrológico TOPMODEL em condições sub-tropicais: estudo de caso - bacia do rio Corumbataí, Analândia, São Paulo. (CD ROM). In: SIMPÓSIO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DOS PAÍSES DE LÍNGUA OFICIAL PORTUGUESA, 4., Portugal, 1999. *Anais*. Coimbra, APRH/ABRH/AMCT. p.19.
- O'LOUGHLIN, E.M. (1990). Modelling soil water status in complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.50, n.1-2, p.23-83, Apr.
- O'LOUGHLIN, E.M. et al. (1990). The use of predictive hydrologic modelling for managing forest ecosystems subject to disturbance. In: IUFRO WORLD CONGRESS, 19., Montreal, 1990. *Proceedings*. Montreal, IUFRO. v.B, p.252-66.
- OLIVEIRA, F.A (1989). *Produção e qualidade da água em bacias hidrográficas contendo diferentes coberturas vegetais na região de Agudos, SP*. Piracicaba. 96p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- OMETTO, J.C. (1981). *Bioclimatologia Vegetal*. São Paulo, Ed. Agronômica Ceres.
- PARKIN, G. et al. (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. case study for a mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, v.175, n.1-4, p.595-613, Feb.
- PASSOS, J.R.S. (1993). *Modelagem e simulação de hidrográficas*. Piracicaba. 183p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

- QUINN, P.F. et al. (1992). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. In: BEVEN, K.J. & MOORE, I.D., ed. *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*. Chichester, John Wiley. p.63-83.
- QUINN, P.F.; BEVEN, K.J.; LAMB, R. (1997). The $\ln(a/\tan\beta)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. In: BEVEN, K.J., ed. *Distributed hydrological modelling: applications of the TOPMODEL concept*. Chichester, John Wiley. p.31-52.
- RANZINI, M. (1990). *Balanço hídrico, ciclagem geoquímica de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com Eucalyptus saligna Smith, no Vale do Paraíba, SP*. Piracicaba. 118p. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- REICHARDT, K. (1985). *Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera*. Campinas, Fundação Cargill.
- RIGHETTO, A.M. (1998). *Hidrologia e recursos hídricos*. São Carlos, EESC/USP.
- ROBERTS, J. (2000). The influence of physical and physiological characteristics of vegetation on their hydrological response. *Hydrological Processes*, v.14, p.2885-2901.
- ROBSON, A.J.; WHITEHEAD, P.G.; JOHNSON, R.C. (1993). An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhiddy catchments. *Journal of Hydrology*, v.145, n.3-4, p.357-70, May.
- SAULNIER, G-M. (1996). *Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*. Grenoble. 275p. Tese (Doutorado) - l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE.
- SCHULER, A.E. (1999). *Aplicação do Topmodel em uma bacia de mesoescala localizada na cabeceira do rio Corumbataí*. São Carlos. 130p. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- SCHULER, A.E. et al. (2000). Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de meso escala localizada nas cabeceiras do rio Corumbataí, São Paulo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.5, n.2, p.5-25, abr./jun.
- SELBY, M.J. (1993). *Hillslope materials and processes*. Oxford, Oxford University Press.
- SHIMOMICHI, P.Y. et al. (1987). Correlação entre métodos de cálculo de precipitação média mensal em bacia hidrográfica experimental. *Boletim Técnico do Instituto Florestal*, v.41, n.1, p.1-26, mar.

- SOPPER, W. E. (1974). *Water quality in forested watersheds*. University Park, Pennsylvania State University/School of Forest Resources.
- VAN GENUCHTEN, M.TH. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society American Journal*, v.44, n.5, p.892-98, Sept.-Oct.
- VEIHMEYER, F.J.; HENDRICKSON, A.H. (1949). Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils. *Soil Science*, v.68, n.1, p.75-94.
- VILLAS BOAS, S.; PFEIFER, R.M.; CARVALHO, W.A. (1986/88). Relações entre parâmetros dimensionais de bacias hidrográficas e solos do Parque Estadual da Serra do Mar — Núcleo Cunha, SP. *Silvicultura em São Paulo*, v.20-22, p.57-67.
- WHIPKEY, R.Z. (1967). Storm runoff from forested catchments by subsurface routes. In: FLOODS AND THEIR COMPUTATION, Leningrad, 1967. *Proceedings*. Leningrad, International Association of Scientific Hydrology, p.773-9.
- WHITEHEAD, P.G.; ROBINSON, M. (1993). Experimental basin studies — an international and historical perspective of forest impacts. *Journal of Hydrology*, v.145, n.3-4, p.217-30, May.
- WISLER, C.O.; BRATER, E.F. (1949). *Hydrology*. New York, John Wiley.
- ZAKIA, M.J.B. (1998). *Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas*. São Carlos. 118p. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.