

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA**  
**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E**  
**AMBIENTAL**

**UM MODELO PARA SIMULAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM**  
**PEQUENA ESCALA**

**HÉRBETE HÁLAMO RODRIGUES CAETANO DAVI**

**CAMPINA GRANDE-PB**  
**AGOSTO DE 2004**

---

**HÉRBETE HÁLAMO RODRIGUES CAETANO DAVI**

**UM MODELO PARA SIMULAÇÃO HIDROSSEDIMENTOLÓGICA EM  
PEQUENA ESCALA**

Dissertação apresentada ao curso de pós-graduação  
em Engenharia Civil e Ambiental, na área de  
Engenharia de Recursos Hídricos, em cumprimento  
às exigências para obtenção do grau de Mestre.

**ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: RECURSOS HÍDRICOS**

**ORIENTADOR: EDUARDO ENEAS DE FIGUEIREDO**

**CAMPINA GRANDE-PB**

**AGOSTO DE 2004**



D249m Davi, Hérbete Hálamo Rodrigues Caetano  
Um Modelo para Simulação Hidrossedimentológica em  
Pequena Escala / Hérbete Hálamo Rodrigues Caetano Davi.  
– Campina Grande: UFCG, 2004.  
119p.: il.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e  
Ambiental) /UFCG/CCT/DEC.  
Inclui bibliografia.

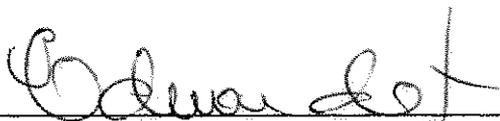
1. Modelo de Simulação 2. Hidrologia 3. Transporte de  
Sedimentos I. Título

CDU:556.028:624

**UM MODELO PARA SIMULAÇÃO HIDROSEDIMENTOLÓGICA EM  
PEQUENA ESCALA**

**HÉRBETE HÁLAMO RODRIGUES CAETANO DAVI**

APROVADA EM 12/08/2004



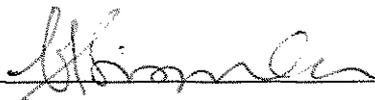
EDUARDO ENEAS FIGUEIREDO - PhD

ORIENTADOR



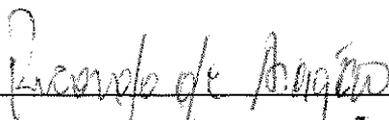
ROGÉRIO CAMPOS - PhD

EXAMINADOR



VAJAPEYAM SRIRANGACHAR SRINIVASAN - PhD

EXAMINADOR



RICARDO DE ARAGÃO - Dr.

EXAMINADOR

CAMPINA GRANDE-PB

AGOSTO DE 2004

À minha mãe Francisca Maria, meu pai José  
Caetano, meus irmãos Júnior, Sândalo, Hércules e  
Péricles e a minha noiva Nikilauda Sara,  
DEDICO.

## AGRADECIMENTOS

Ao Deus Pai, pela certeza da salvação eterna através do sacrifício vicário de Jesus Cristo, meu único e suficiente Salvador.

Aos meus pais, em especial minha mãe, meus familiares (principalmente Elaine, Karina, Jane e Costa Júnior), minha noiva, àqueles que direta ou indiretamente me apoiaram e incentivaram, a Hildeberto Júnior, Sérgio Farias, Tatiana Máximo, Rosinete Santos, Ana Cristina, Carlos André, Djalena Melo, Walszon Lopes, Aldo Sidney, Elton Cruz, Osvalcelio Furtunato, Kennedy Flávio, Alcidney Batista, Clédson Santana, Rosenilton Maracajá, ao Companheiro Araújo, Saulo de Tarso, Francivânio Pacheco e aos amigos de uma forma geral que contribuíram para que pudesse vencer mais uma etapa da minha vida.

Ao professor Eduardo Enéas de Figueiredo, pela orientação e incentivo durante o trabalho.

Aos professores da Área de Recursos Hídricos: Eduardo Eneas, Srinivasan, Márcia, Carlos Galvão, Schuster e Janiro, pela formação que recebi.

Aos colaboradores do Laboratório de Recursos Hídricos: Ismael, Raul, Haroldo, Ronaldo, Valdomiro, Vera e Alrezinha, além de Josete, obrigado a todos.

Aos meus irmãos em Cristo, das Igrejas Batista Betel, em Mossoró, Presbiteriana Renascer e Batista da Graça, em Campina Grande, do Projeto UFJC (Universidade Federal com Jesus Cristo), especialmente Robson, Joelda, Nilson, Guilherme e os Prs. Paul Colins e Walmir Fernandes, pelas orações ao nosso Deus em meu favor e pelos momentos de comunhão e edificação para o Reino que me proporcionaram e inspiraram.

Ao programa CT-HIDRO, pelo apoio financeiro durante a vigência do curso.

A todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a elaboração desta dissertação.

## RESUMO

Os modelos de simulação de eventos hidrossedimentológicos não consideram, em geral, as condições de umidade do solo antecedentes a um evento de precipitação. Ademais, na concepção de muitos modelos, equações fundamentais, apropriadas para pequenas escalas, são utilizadas em grandes escalas. Esses aspectos motivaram a concepção de um modelo de base física para simulação hidrossedimentológica em pequena escala (MOFIPE), contínuo e que considera, na sua estrutura, a chuva natural, parâmetros físicos do sistema da bacia e as condições de umidade do solo entre eventos de chuva. A evapotranspiração após um evento de precipitação altera a umidade do solo e, conseqüentemente, a condição que antecede um evento subsequente. O modelo considera, durante o evento, a intensidade da chuva e a umidade do solo os quais são relevantes para a geração do escoamento, dependente também da capacidade de infiltração do solo superficial, e erosão do solo calculada pelo momento quadrado das gotas de chuva. Para o escoamento, são consideradas as condições de chuva e de estado do solo (e.g., relação entre a tensão, umidade do solo e evapotranspiração) que governa a infiltração. Para a erosão do solo, são consideradas as intensidades das chuvas, que governam o desprendimento, e o escoamento, que governa o transporte dos sedimentos. O transporte de sedimentos ocorre ou na taxa do desprendimento ou na taxa da capacidade de transporte do escoamento, que é calculada segundo três diferentes metodologias. A propagação do escoamento e a fase canal não são consideradas, em virtude de tratar-se de um modelo para pequenas escalas. A estrutura deste modelo de simulação hidrossedimentológica contínuo é discutida e apresentada neste trabalho. Para testar o modelo desenvolvido, foi escolhida a Bacia Experimental de Sumé (BES), localizada numa região semi-árida, haja vista que esta dispõe de dados de escoamento e erosão, condições necessárias para o teste e a verificação. Os resultados da aplicação mostraram que o MOFIPE foi capaz de reproduzir razoavelmente os processos sem a necessidade de calibração. Além do mais, os resultados foram comparados também com simulações feitas por outros modelos calibrados e mostraram-se razoáveis, demonstrando que o mesmo é bastante promissor apesar das simplificações adotadas na sua concepção.

## ABSTRACT

Hydrological event models do not consider, in general, antecedent conditions of precipitation. Moreover, in many models, the laws of physics, which are appropriated for small scales, are generally used to represent large scales. These aspects motivated this study in order to design a model to simulate the runoff and soil erosion at small scales (MOFIPE), capable of taking into account the soil moisture content between events of natural rainfall and soil parameters of the basin. The model takes into account, the process of evapotranspiration, which decreases the soil moisture content between events of rainfall and is calculated according to a relationship between the soil tension, moisture content and evapotranspiration. During the precipitation, evapotranspiration is not considered. The rainfall intensity and soil moisture control the generation of the runoff, which also depend on the infiltration capacity of the soil surface, while the soil erosion is governed by the impact of the raindrops. The sediment provided can be transported by the flow either at the rate of detachment or at the flow transport capacity, which can be calculated by three different methodologies. The channel phase is not considered because the model is for apply at small scales. In this study, the structure of the model is presented and examined using data from the Experimental Basin of Sumé (BES), situated in the semiarid region, in the state of Paraíba, Brazil. The model parameters were set based on field information. The simulation results of the application showed that the model was able to reproduce the runoff and soil erosion processes without calibration. Moreover, the results were also compared with simulations carried out with other calibrated models and showed reasonable agreement, although all simplification adopted.

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	<b>i</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>ii</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>iii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>iv</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>v</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>viii</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>ix</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1 Problemática</b> .....	<b>2</b>
<b>1.2 Objetivos</b> .....	<b>3</b>
<b>1.3 Benefícios e Contribuições</b> .....	<b>4</b>
<b>1.4 Estrutura da Dissertação</b> .....	<b>4</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>6</b>
<b>2.1 Precipitação</b> .....	<b>6</b>
<b>2.2 Evapotranspiração</b> .....	<b>8</b>
<b>2.3 Infiltração</b> .....	<b>10</b>
<b>2.4 Escoamento Superficial</b> .....	<b>12</b>
<b>2.5 Erosão do Solo e Produção de Sedimentos</b> .....	<b>14</b>
2.5.1 Erosão nos Planos .....	15
2.5.2 Erosão nos Canais .....	15
2.5.3 Estimativa da Erosão .....	16
<b>2.6 Modelos Hidrossedimentológicos</b> .....	<b>16</b>
2.6.1 Classificação dos Modelos .....	17
2.6.2 Alguns Exemplos de Modelos Hidrossedimentológicos .....	19
<b>2.7 Efeito de Escala</b> .....	<b>20</b>
<b>2.8 Considerações Finais</b> .....	<b>21</b>
<b>3. DESCRIÇÃO DO MODELO</b> .....	<b>23</b>
<b>3.1 Considerações para o Desenvolvimento do Modelo</b> .....	<b>23</b>
3.1.1 Precipitação .....	23
3.1.2 Evapotranspiração .....	24
3.1.3 Infiltração .....	26
3.1.4 Lâmina do Escoamento .....	28

3.1.5 Erosão do Solo e Transporte de Sedimentos .....	28
<b>3.2 Algoritmo e Cálculo dos Processos .....</b>	<b>28</b>
3.2.1 Evapotranspiração Potencial .....	30
3.2.2 Evapotranspiração Atual .....	30
3.2.3 Tensão Capilar do Solo .....	31
3.2.4 Cálculo da Umidade Volumétrica Atual do Solo .....	32
3.2.5 Umidade de Saturação do Solo .....	33
3.2.6 Condutividade Hidráulica .....	34
3.2.7 Capacidade de Infiltração do Solo .....	35
3.2.8 Cálculo da Lâmina do Escoamento Superficial .....	35
3.2.9 Erosão pelo Impacto das Gotas de Chuva .....	35
3.2.10 Erosão pelo Escoamento .....	37
3.2.11 Capacidade de Transporte .....	38
<b>3.3 Entrada e Leitura de Dados .....</b>	<b>42</b>
<b>3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>43</b>
<b>4. TESTE DO MODELO .....</b>	<b>44</b>
<b>4.1 Área de Estudo .....</b>	<b>44</b>
4.1.1 Microbacias .....	47
4.1.2 Parcelas de Erosão .....	48
<b>4.2 Dados Disponíveis .....</b>	<b>48</b>
<b>4.3 Parametrização .....</b>	<b>50</b>
4.3.1 Profundidade do Solo .....	50
4.3.2 Parâmetros Hidráulicos do Solo .....	50
4.3.3 Evapotranspiração .....	51
4.3.4 Parâmetros de Erosão do Solo .....	52
4.3.5 Umidade Inicial do Solo .....	52
4.3.6 Outros Parâmetros .....	52
<b>4.4 Módulo de Fluxo – Resultados .....</b>	<b>53</b>
<b>4.5 Módulo de Erosão – Resultados .....</b>	<b>59</b>
<b>5. VALIDAÇÃO .....</b>	<b>62</b>
<b>5.1 Módulo de Fluxo .....</b>	<b>63</b>
<b>5.2 Módulo de Erosão .....</b>	<b>66</b>
<b>5.3 Comparação com outros Modelos .....</b>	<b>67</b>
<b>6. ANÁLISE E DISCUSSÕES DOS RESULTADOS .....</b>	<b>69</b>
<b>6.1 Escoamento Superficial .....</b>	<b>69</b>
<b>6.2 Erosão do Solo .....</b>	<b>73</b>
<b>6.3 Parâmetros do Solo .....</b>	<b>76</b>
<b>6.4 Discussão Final .....</b>	<b>77</b>

<b>7. CONCLUSÕES</b> .....	<b>79</b>
7.1 Conclusões .....	79
7.2 Recomendações .....	80
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>81</b>
<b>ANEXOS</b> .....	<b>90</b>
Anexo A: Formato do Arquivo de Dados de Precipitação .....	91
Anexo B: Formato do Arquivo de Dados de Evaporação .....	92
Anexo C: Resultados da Simulação .....	93

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Valores de a e b para aplicação da equação (3.17).	37
Tabela 3.2 – Valores de a e b para aplicação da equação (3.20).	38
Tabela 4.1 – Características das microbacias (Cadier et al., 1983).	47
Tabela 4.2 – Características das parcelas de 100 m <sup>2</sup> .	48
Tabela 4.3 – Propriedades dos solos dominantes na Bacia Representativa de Sumé.	49
Tabela 4.4 – Parâmetros hidráulicos estimados para os solos de Sumé.	51
Tabela 4.5 – Lâminas observadas e simuladas na microbacia 3.	54
Tabela 4.6 – Erosão observada e simulada na microbacia 3.	60
Tabela 5.1 – Lâminas observadas e simuladas na microbacia 4.	64
Tabela 5.2 – Erosão máxima e mínima calculadas na parcela 1.	67
Tabela 5.3 – Comparação das lâminas calculadas pelos os modelos.	68
Tabela 5.4 – Comparação da erosão calculada pelos modelos.	68
Tabela 6.1 – Coeficientes de determinação $r^2$ para as lâminas.	70
Tabela 6.2 – Coeficientes de determinação $r^2$ obtidos pelos modelos para as lâminas.	72
Tabela 6.3 – Lâminas totais calculadas pelos modelos entre 1985 e 1987.	72
Tabela 6.4 – Lâminas totais mínimas e máximas ajustadas pelo MOFIPE.	73
Tabela 6.5 – Coeficientes de determinação $r^2$ para as erosões.	75
Tabela 6.6 – Erosão total calculada entre 1985 e 1987 por cada equação utilizada.	76
Tabela C.1 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 1.	93
Tabela C.2 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 4.	96
Tabela C.3 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 3.	98
Tabela C.4 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 4.	100
Tabela C.5 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na parcela 1.	102
Tabela C.6 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na parcela 4.	105
Tabela C.7 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na microbacia 3.	107
Tabela C.8 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na microbacia 4.	109
Tabela C.9 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 1.	111
Tabela C.10 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 4.	114
Tabela C.11 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 3.	116
Tabela C.12 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 4.	118

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Perfil de umidade do solo durante a precipitação.	10
Figura 2.2 – Perfil de umidade do solo após a precipitação.	11
Figura 3.1 – Eventos de chuva no tempo t.	24
Figura 3.2 – Relação entre a razão $E_a/E_p$ e a tensão do solo (Feddes et al, 1976).	25
Figura 3.3 – Modelagem da relação $E_a/E_p$ e tensão do solo (Figueiredo, 1998).	25
Figura 3.4 – Evolução do perfil de umidade num solo, com duas camadas, durante a precipitação.	26
Figura 3.5 – Evolução do perfil de umidade num solo, com duas camadas, cessada a precipitação.	27
Figura 3.6 – Algoritmo do modelo desenvolvido.	29
Figura 3.7 – Gráfico para aplicação do método de Laursen.	40
Figura 4.1 – Localização da Bacia Representativa de Sumé no Estado da Paraíba (divisão por bacias hidrográficas).	45
Figura 4.2 – Área hidrologicamente semelhante à Bacia Representativa de Sumé (Cadier e Freitas, 1982).	45
Figura 4.3 – Croqui de localização das instalações da Bacia Experimental de Sumé.	47
Figura 4.4 – Lâminas calculadas e observadas na Microbacia 3.	53
Figura 4.5 – Hidrogramas observado e simulado para o evento 116.	55
Figura 4.6 – Hidrogramas observado e simulado para o evento 124.	55
Figura 4.7 – Hidrogramas observado e simulado para o evento 126.	56
Figura 4.8 – Desenvolvimento do perfil de umidade do solo.	56
Figura 4.9 – Desenvolvimento do perfil de umidade do solo.	57
Figura 4.10 – Condutividade hidráulica x umidade do solo.	57
Figura 4.11 – Capacidade de infiltração x umidade do solo.	58
Figura 4.12 – Tensão capilar x umidade do solo.	58
Figura 4.13 – Relação $E_a/E_p$ x tensão capilar do solo.	58
Figura 4.14 – Sedigramas comparativo do evento 116.	61
Figura 4.15 – Sedigramas comparativo do evento 124.	61
Figura 4.16 – Sedigramas comparativo do evento 126.	61
Figura 5.1 – Lâminas observadas e simuladas na microbacia 4.	63
Figura 5.2 – Efeito da variação dos parâmetros na condutividade e tensão do solo.	65
Figura 5.3 – Lâminas máximas e mínimas calculadas pelo ajuste.	66
Figura 6.1 – Comportamento das lâminas nas parcelas de 1985 a 1987.	70
Figura 6.2 – Comportamento das lâminas nas microbacias de 1985 a 1987.	70
Figura 6.3 – Comparação entre os modelos para as lâminas calculadas.	71
Figura 6.4 – Comportamento das erosões calculada e observadas na parcela 1.	74
Figura 6.5 – Comportamento das erosões calculada e observadas na microbacia 3.	74

## CAPÍTULO I

### 1. INTRODUÇÃO

Erosão é o processo de desprendimento e arraste das partículas do solo causado pela água e pelo vento. A erosão acelerada está ligada à ocupação das terras pelo homem. A erosão do solo constitui a principal causa do empobrecimento precoce das terras produtivas. As enxurradas, provenientes das águas que não foram retidas ou infiltradas no solo, transportam partículas de solo em suspensão e nutrientes necessários às plantas. Segundo Bertoni (1999), o Brasil perde anualmente pelo menos quinhentos milhões de toneladas de terra através da erosão, correspondendo à retirada de uma camada de 15 cm de espessura numa área de 2.800.000.000 m<sup>2</sup>. Essa perda de solo influencia diretamente a produtividade das culturas agrícolas, podendo, mesmo em alguns casos, resultar na perda total da capacidade produtiva.

A erosão depende fundamentalmente da chuva e do escoamento sendo este afetado pela infiltração da água, topografia, tipo de solo e cobertura vegetal existente. A chuva é a causa principal para que ocorra a erosão pelo desprendimento do solo e é evidentemente que em solos descobertos que quanto maior sua intensidade e frequência, maior será a quantidade de solo desprendida. Entretanto, uma avaliação acurada deste processo é difícil. O escoamento também causa desprendimento e é responsável pelo transporte. Porém ambos são difíceis de serem avaliados precisamente. Estes fatos mostram que maiores estudos sobre o escoamento superficial e a erosão correspondente são necessários.

Com o objetivo de melhor entender como os processos de escoamento e erosão ocorrem e quais as modificações geradas por estes no meio ambiente, duas alternativas têm sido bastante utilizadas: **a)** a análise desses processos em bacias representativas e experimentais; **b)** a simulação desses processos através do uso de modelos adequados e capazes de simular as conseqüências de mudanças que possam ocorrer no clima e no uso do solo (Aragão, 2000).

No semi-árido paraibano, por exemplo, foram instaladas as Bacias Representativa e Experimental de Sumé (BRS e BES), operadas pela SUDENE em conjunto com a Universidade Federal da Paraíba, Campus II, hoje Universidade Federal de Campina Grande. As bacias forneceram valiosas informações que vem servindo de base para vários estudos (Galvão, 1990; Pereira, 1997; Santos, 1997; Figueiredo, 1998; Aragão, 2000; Júnior, 2002; Lopes, 2003) que tiveram como finalidade, dentre outras, modelar o processo de escoamento superficial e erosão.

Modelos que consideram as características físicas da bacia e os processos envolvidos nas fases do ciclo hidrológico são ferramentas promissoras para a extrapolação de informações e simulação de respostas mais coerentes com a realidade física atual da bacia ou com possíveis mudanças.

### **1.1 Problemática**

Até meados da década de 80, as técnicas empregadas para simulação do escoamento e erosão do solo foram dominadas por modelos empíricos, como por exemplo, o emprego da equação universal de perda do solo - USLE (Wischmeier, 1960), e semiconceituais combinados com a USLE (e.g., Williams, 1975). Nas duas últimas décadas, no entanto, foram desenvolvidos modelos denominados de base física, mais complexos e utilizados para simulação do escoamento e erosão do solo, foram desenvolvidos (Grayson *et al.*, 1992a,b). Pode-se citar como exemplos desses modelos, os modelos WESP (Lopes, 1987) e o SHE (Abbott *et al.*, 1986a,b) com suas versões avançadas SHESED (Bathurst *et al.*, 1995; Wicks e Bathurst, 1996) e SHETRAN (Bathurst e Purnama, 1991; Ewen *et al.*, 2000).

São denominados de base física por serem baseados em leis físicas e conterem parâmetros com significado físico, os quais podem ser estimados ou medidos (Refsgaard *et al.*, 1992). Dessa forma, são, em princípio, mais apropriados para a investigação de impactos causados nas respostas de bacias hidrográficas, decorrentes de

mudanças no clima (Bathurst *et al.*, 1995), na cobertura vegetal (Lukey *et al.*, 1995), no uso do solo e escala (Figueiredo, 1998) e no relevo e hidrografia (Grayson *et al.*, 1992a). Em princípio requerem poucos dados, mas precisam de uma validação diferenciada. Esse tipo de modelo é em geral distribuído, sendo a bacia discretizada conforme o clima, solo, relevo, etc. A discretização pode ser feita em sub-bacias, planos ou quadrículas (Figueiredo 1998).

Embora apropriados para a investigação científica (Grayson *et al.*, 1992a), a realidade do conceito "base física" tem sido discutida (Grayson *et al.*, 1992b), assim como a representação espacial da bacia, o grande número de parâmetros envolvidos (Beven, 1989) e o uso de equações próprias para pequenas escalas na simulação de grandes escalas (Gupta *et al.*, 1986; Beven; 1995; 1996; Song e James, 1992; Blöschl e Sivapalan, 1995). Esses aspectos têm sido enfocados como uma limitação. Sendo assim, os resultados da aplicação dos modelos distribuídos de base física podem trazer incertezas devido aos efeitos de escala sobre os parâmetros físicos, que podem ocorrer com o tamanho da bacia e resolução empregada na sua divisão. Ademais, na sua maioria, os modelos de base física não são contínuos e, portanto, consideram os eventos isoladamente. Exemplos típicos são os modelos WESP (Lopes, 1987) e Kineros2 (Woolhiser *et al.*, 1990) os quais são orientados a evento e não consideram o processo de evapotranspiração.

## 1.2 Objetivos

Em vista dos aspectos acima discutidos, este trabalho teve como objetivos gerais: **a)** Conceber um modelo simples e contínuo, para simulação do escoamento e erosão, que considere as condições do solo entre os eventos de chuva; **b)** Testar o modelo desenvolvido através de sua aplicação a uma área da região semi-árida com disponibilidade de dados observados.

Como objetivos específicos, destacam-se as características requeridas do modelo: **a)** Considerar os parâmetros físicos, os quais podem ser medidos ou estimados; **b)** Ser apropriado para simulação do escoamento e erosão em pequenas escalas; **c)** Considerar a variação natural da intensidade do evento de chuva; **d)** Atualizar a umidade do solo pela consideração da evapotranspiração entre os eventos de chuva; **e)** Calcular a evapotranspiração real de acordo com o estado de umidade do solo; **f)** Calcular o perfil de umidade do solo; **g)** Considerar a capacidade de infiltração do solo superficial na geração do escoamento; **h)** Considerar os processos de desprendimento das partículas do solo pelo

impacto através do momento quadrado das gotas de chuva e transporte pelo escoamento, conforme a capacidade de transporte de sedimentos pelo fluxo; i) Verificar a plausibilidade da aplicação de diferentes equações para cálculo da capacidade de transporte de sedimentos; j) Verificar a validade dos parâmetros, e do modelo, em áreas semelhantes, bem como através de comparações com simulações feitas por outros modelos.

### 1.3 Benefícios e Contribuições

Esta dissertação pretende dar uma contribuição, mesmo com suas limitações, para uma melhor compreensão dos processos hidrológicos e sedimentológicos, particularmente em regiões semi-áridas, bem como para um aprimoramento no desenvolvimento de modelos de simulação segundo uma abordagem física dos processos envolvidos. Espera-se que esta pesquisa motive a sua continuidade e o desenvolvimento de outros modelos e metodologias mais avançadas que considerem parâmetros com um mínimo de sentido físico os quais possam ser medidos ou estimados, estendidos a outras áreas semelhantes com poucos ou mesmo sem dados observados.

A consideração do processo de evapotranspiração do solo entre os eventos de chuva aliada à simplicidade e praticidade do modelo proposto constitui-se numa abordagem mais abrangente, visto que a maioria dos modelos, principalmente os orientados a eventos, não consideram este processo. Embora alguns modelos que já consideram, de algum modo, a redistribuição de água no solo, como o KINEROS2 (Woolhiser *et al.*, 1990), muitos ainda não levam em conta o processo de evapotranspiração. Apenas modelos muito complexos, como o SHETRAN (Ewen *et al.*, 2000), levam em consideração a evapotranspiração. No entanto, o modelo é complexo demais, tanto do ponto de vista matemático quanto pelo número muito grande de parâmetros envolvidos.

Por fim, deve ser enfatizado que, com modelos com parâmetros físicos, pouca ou nenhuma calibração, que é um processo geralmente exaustivo, é requerida.

### 1.4 Estrutura da Dissertação

Esta dissertação consiste de 7 capítulos, organizados assim: **No Capítulo 2**, são apresentadas algumas informações concernentes à modelagem do escoamento superficial e erosão do solo, a classificação e utilização de modelos hidrológicos e a representação dos processos envolvidos. **No Capítulo 3**, são descritos o modelo desenvolvido e os processos e variáveis envolvidas, bem como apresentadas as equações

utilizadas. **No Capítulo 4**, dedicado ao teste do modelo, encontra-se uma descrição da área de estudo, dos dados disponíveis para a parametrização, teste e verificação dos parâmetros e do modelo. **No Capítulo 5**, é feita a validação do modelo, incluindo-se a comparação de resultados obtidos quando outros modelos foram aplicados na mesma região. **No Capítulo 6**, os resultados são analisados e discutidos. Finalmente, **no Capítulo 7**, são apresentadas as conclusões do trabalho, bem como recomendações para estudos posteriores.

## **CAPÍTULO II**

### **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A modelagem Hidrológica consiste de descrição, através de métodos matemáticos, dos processos de precipitação, interceptação, evapotranspiração, infiltração e escoamento superficial. A modelagem da erosão consiste na descrição, através de modelos matemáticos, dos processos de desprendimento, transporte e deposição dos sedimentos (Figueiredo, 1998).

Um modelo de erosão é, geralmente, associado e governado por um modelo hidrológico. Sendo assim, torna-se importante considerar as características do clima e do sistema para uma boa representação dos processos, os quais variam mais notadamente em grandes escalas que em pequenas escalas (Sigh, 1995).

Neste capítulo, são discutidos aspectos importantes para o desenvolvimento de modelos hidrossedimentológicos com ênfase em pequenas escalas. No final do capítulo, são citados alguns exemplos de modelos correntes e suas respectivas características.

#### **2.1 Precipitação**

A precipitação é entendida em hidrologia como toda água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre (Tucci, 2001). Ela é formada pela ascensão adiabática do ar úmido das camadas mais baixas da atmosfera por condução. Nessa ascensão ele expande e se resfria na razão de 1°C por 100 m (expansão adiabática seca) até atingir a condição de saturação (Vilela e Mattos, 1975). Em condições favoráveis,

o vapor d'água condensa, formando gotas e estas precipitam após atingirem o peso suficiente para vencerem as forças de sustentação (Pinto *et al.*, 1976).

Segundo Tucci (2001), as características principais de uma precipitação são o volume de água precipitado, duração e distribuições temporal e espacial. As grandezas características de um evento de precipitação são:

a) altura pluviométrica ( $h$ ): é o volume precipitado expresso em termos de uma lâmina média que recobriria a bacia hidrográfica atingida pela precipitação admitindo-se que essa água não infiltrasse, não evaporasse, nem escoasse para fora dos limites da bacia. Usualmente, a unidade métrica utilizada é o milímetro de chuva (mm) que representa a quantidade precipitada de 1 litro numa superfície de 1 metro quadrado.

b) duração ( $\Delta t$ ): é o período de tempo, geralmente dado em horas, referente à ocorrência da precipitação sobre a bacia.

c) intensidade ( $i$ ): é a lâmina precipitada por unidade de tempo, obtida pela equação (2.1). Segundo Tucci (2001), a intensidade de uma precipitação apresenta variabilidade temporal, mas geralmente é considerada constante em intervalos de tempo pré-definidos para análise dos processos hidrológicos.

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (2.1)$$

Para medição destas grandezas são, geralmente, utilizados dois tipos de equipamentos: pluviômetros e pluviógrafos. Os pluviômetros são aparelhos dotados de reservatórios graduados de acordo com a abertura para captação da água precipitada. Eles medem somente a lâmina total precipitada ( $h$ ). Os pluviógrafos, por sua vez, são dotados de um sistema de relógio e medem a lâmina precipitada em cada instante, permitindo assim o cálculo das intensidades de chuva.

Embora a obtenção dos dados de chuva através destes instrumentos seja bastante confiável, a dificuldade que se tem está na deficiência de estações meteorológicas em algumas regiões do Brasil. Para suprir estas deficiências, o sensoriamento remoto tem sido muito utilizado pelos meteorologistas nos dias atuais com aplicação de técnicas de estimativa de precipitação, utilizando imagens de satélites e radares meteorológicos (Calbete *et al.*, 1996).

Quanto à distribuição temporal, a precipitação apresenta-se como um fenômeno aleatório (Tucci, 2001). Considerando um mesmo local, a precipitação total de um ano é quase sempre diferente a de um outro ano (Pinto *et al.*, 1976), principalmente em regiões semi-áridas como o nordeste brasileiro. Em escala instantânea, as quantidades observadas no decorrer de uma chuva mostram que os acréscimos não são constantes ao longo do tempo (Pinto *et al.*, 1976), ou seja, num mesmo evento de precipitação há variabilidade quanto à sua intensidade.

No que se refere à distribuição espacial, a precipitação apresenta-se altamente variável dependendo da escala de estudo. Essa variação é verificada, mesmo em pequenas áreas, quanto às intensidades e alturas totais precipitadas durante um mesmo fenômeno pluvial ou mesmo nas escalas diária, mensal e anual (Pinto *et al.*, 1976). Em pequenas áreas a variabilidade da precipitação é relativamente reduzida. Em contrapartida, em grandes áreas o efeito da variabilidade da precipitação é considerável e deve ser considerado. Isso requer uma rede de medição pluviométrica bastante densa.

Por ser a precipitação medida pontualmente, métodos para tratamento dos dados medidos de forma a que estes representem a precipitação sobre uma área são requeridos (Hjelmfelt Jr., 1975). Segundo Chow *et al.* (1988), existem diversos métodos para o cálculo da precipitação média sobre uma área, sendo os mais conhecidos o método da média aritmética, método do polígono de Thiessen e o método das isoietas. Vilela e Mattos (1975), fazem uma comparação sucinta destes métodos, apontando suas limitações e aplicabilidades. De maneira geral, o cálculo da precipitação média sobre uma área considera que cada equipamento de medição possui uma área de influência na qual a precipitação seria uniforme.

## 2.2 Evapotranspiração

Evaporação é o processo físico que transforma a água líquida para o estado de vapor em condições naturais. Transpiração é a perda d'água para a atmosfera na forma de vapor, decorrente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais. Ao conjunto das duas ações denomina-se evapotranspiração (Vilela e Mattos, 1975; Pinto *et al.*, 1976; Chow *et al.*, 1988; Tucci, 2001). Suas grandezas características são:

a) Perda evaporativa: é o volume de água evaporada durante um certo intervalo de tempo, que pode ser dia, mês ou ano. Assim como a precipitação, a evapotranspiração é comumente expressa em altura de água, geralmente usa-se mm.

b) Taxa de evapotranspiração: é a velocidade com que se processam as perdas evaporativas. Geralmente é expressa em mm/h ou mm/dia.

As condições básicas para a ocorrência da evapotranspiração são: a existência de uma fonte de energia que pode ser a radiação solar; e a existência de um gradiente de concentração de vapor, isto é, uma diferença entre a pressão de saturação do vapor à temperatura da superfície e a pressão de vapor do ar (Vilela e Mattos, 1975). Assim, os fatores intervenientes na evapotranspiração, embora conhecidos, são difíceis de serem avaliados, uma vez que a pressão de vapor depende das temperaturas da água e do ar, do vento e da pressão atmosférica, dentre outros (Chow *et al.*, 1988). Segundo Pinto *et al.* (1976), quanto maior a quantidade de vapor de água no ar atmosférico, tanto menor será a taxa de evapotranspiração, chegando a zero em caso de saturação do ar atmosférico.

Além dos fatores já mencionados, a evapotranspiração também depende do tipo do solo, do grau de umidade presente neste e do tipo de vegetação que o cobre. Em solos arenosos saturados, a taxa de evapotranspiração pode ser superior a evaporação da superfície das águas; em solos argilosos saturados, pode reduzir-se a 75% daquele valor. Embora a existência de vegetação diminua as perdas evaporativas da superfície do solo, esta é compensada, podendo mesmo ser aumentada pela ação das raízes das plantas (Pinto *et al.*, 1976).

Para determinação da taxa de evapotranspiração em uma determinada região, pode-se utilizar a medição através de equipamentos instalados em campo ou através do uso de fórmulas teórico-empíricas de cálculo. A evapotranspiração pode ser medida por evaporímetros ou evaporígrafos. Dentre os evaporímetros, um bastante utilizado é o tanque do tipo A (Vilela e Mattos, 1975; Pinto *et al.*, 1976; Tucci, 2001).

A taxa de evapotranspiração, medida por aparelhos ou estimada por fórmulas, refere-se à taxa potencial, que é a taxa máxima de evapotranspiração ocorrida quando há disponibilidade suficiente de água, ou seja, quando o solo está próximo a sua capacidade de campo. Quando a umidade do solo é inferior a esta, a taxa de evapotranspiração é dita como ocorrida na taxa real ou atual. Experimentos conduzidos por Denmead e Shaw (1962) mostraram que a relação entre a razão da evapotranspiração atual ( $E_a$ ) e a potencial ( $E_p$ ),  $E_a/E_p$ , pode ser estabelecida em função da tensão do solo. Segundo Feddes *et al.* (1976), a razão de extração de água pelas raízes é linear entre os limites  $\psi_{1500} < \psi < \psi_{33}$ , onde  $\psi_{1500}$  e  $\psi_{33}$  são as tensões do ponto de murcha e da capacidade de campo

respectivamente. Quando o solo estiver com umidade correspondente à da capacidade de campo, ou maior, a evapotranspiração ocorre na taxa potencial.

### 2.3 Infiltração

A infiltração é a passagem de água da superfície para o interior do solo. É um processo que depende fundamentalmente da água disponível para infiltrar, da natureza do solo, do estado da superfície e das quantidades de água e ar inicialmente presentes no interior do solo (Tucci, 2001).

Segundo Tucci (2001), à medida que a água infiltra pela superfície, as camadas superiores do solo vão se umedecendo de cima pra baixo, alterando gradativamente o perfil de umidade. Enquanto há entrada de água, o perfil de umidade tende a saturação em toda a profundidade. Normalmente as precipitações naturais não são capazes de saturar todo o solo, saturando em geral apenas as camadas próximas à superfície, formando um perfil típico, conforme mostrado na figura 2.1, onde a umidade do solo decresce com a profundidade.

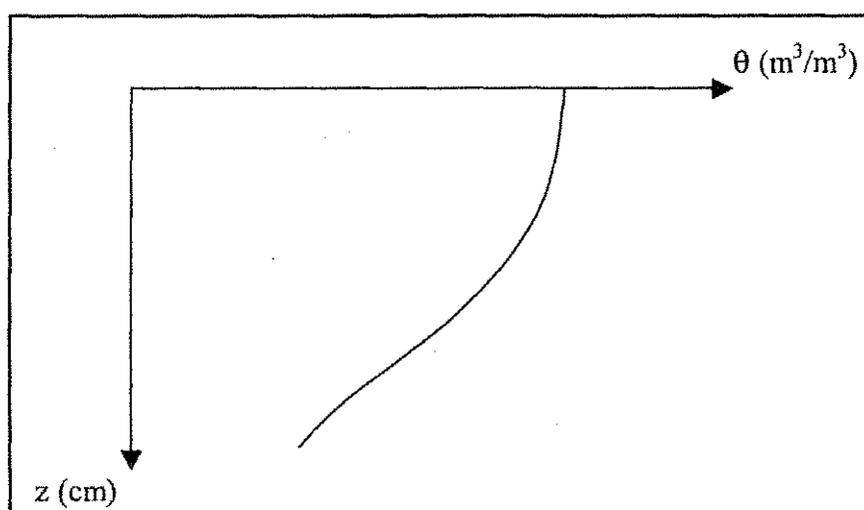


Figura 2.1 – Perfil de umidade do solo durante a precipitação.

Quando o aporte de água à superfície cessa, isto é, deixa de haver infiltração, a umidade no interior do solo se redistribui, evoluindo para um perfil de umidade inverso, semelhante ao mostrado na Figura 2.2, com menores teores de umidade nas camadas superiores do solo e maiores nas camadas mais profundas (Tucci, 2001).

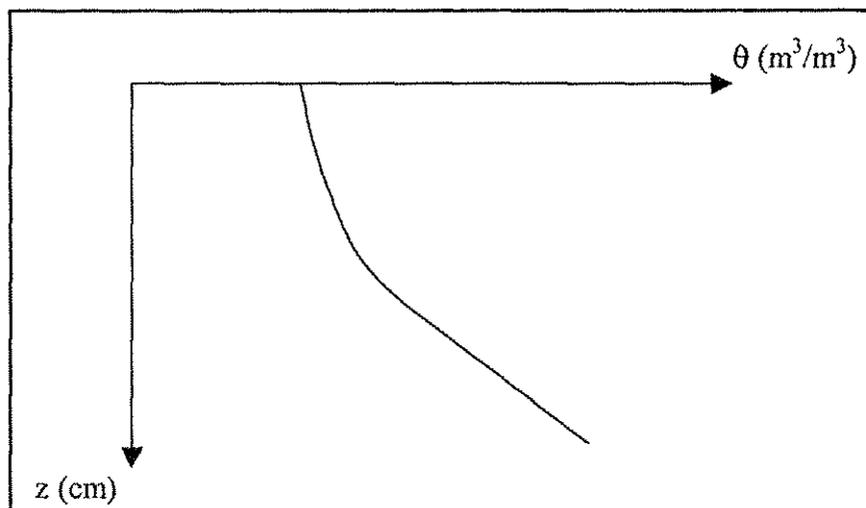


Figura 2.2 – Perfil de umidade do solo após a precipitação.

O fator governante da entrada de água no solo, alterando o seu perfil de umidade, e da geração do escoamento é a sua capacidade de infiltração, que é dependente do estado de umidade do solo e de sua textura. Quanto maior o teor de umidade do solo, menor será seu potencial de absorção de água, ou seja, sua capacidade de infiltração.

Se a precipitação atinge o solo com intensidade maior que a sua capacidade de infiltração num dado instante, a infiltração se processa na taxa da capacidade de infiltração do solo e o excesso é a lâmina do escoamento superficial. Caso a intensidade seja menor, toda água precipitada infiltra (Tucci, 2001).

A definição dos parâmetros da capacidade de infiltração de um solo é feita através de ensaios locais e são adequados a pequenas áreas, não devem ser extrapolados para grandes bacias hidrográficas (Chow *et al.*, 1988).

Existem várias equações que descrevem a variação da infiltração de água no solo em relação ao tempo, dentre elas, têm-se as equações de Green e Ampt (1911), Horton (1933), Phillip (1957, 1969) e Smith e Parlange (1978). Chow *et al.* (1988) fazem uma discussão detalhada de cada uma destas equações.

Uma vez infiltrada no solo, a água tende a percolar para as camadas inferiores do solo (Tucci, 2001). Esse movimento é governado pela condutividade hidráulica do solo, que depende do estado de umidade do mesmo. Quanto maior a umidade do solo, maior será a sua condutividade. Em solos estratificados, a passagem da água de uma camada para a outra é dada na taxa da menor condutividade hidráulica. Segundo Saxton *et al.* (1986), a condutividade hidráulica do solo depende de sua textura.

A ação da evapotranspiração aliada a percolação da água para as camadas mais profundas do solo permite ao solo recuperar sua capacidade de infiltração (Tucci, 2001) entre os eventos de precipitação

## 2.4 Escoamento Superficial

Dos processos do ciclo hidrológico, o escoamento superficial é o de maior interesse para a prática da engenharia de recursos hídricos, pois é, além de complexo, o resultado da interação dos demais processos do ciclo. Ademais, o escoamento superficial é dependente, também, de como os processos interagem com a bacia hidrográfica (Lopes, 2003).

Segundo Figueiredo (1998), existem basicamente dois mecanismos de geração do escoamento superficial: a) escoamento devido ao excesso de precipitação sobre a capacidade de infiltração do solo, também conhecido como fluxo Hortoniano; b) escoamento devido à saturação do solo.

O fluxo Hortoniano é o principal mecanismo de geração do escoamento observado em regiões áridas e semi-áridas, onde o solo é raso, vindo logo em seguida a camada rochosa (Aragão, 2000).

Em regiões úmidas, o principal mecanismo de geração de escoamento ocorre devido à elevação do lençol subterrâneo. Diferencia-se do fluxo Hortoniano pelo fato que neste mecanismo, a saturação do solo ocorre das camadas inferiores para a superfície e no fluxo Hortoniano ocorre de modo inverso (Chow *et al.*, 1988).

O escoamento superficial é diretamente influenciado pelas características da precipitação (intensidade e duração), do solo (textura, profundidade, porosidade, capacidade de infiltração, potencial mátrico e condutividade hidráulica) e pela cobertura vegetal. Precipitações intensas tendem a superar a capacidade de infiltração do solo e gerar mais escoamento. Por outro lado, precipitações com grandes durações tendem a saturar o solo e favorecem o escoamento. Solos mais profundos, com maior teor de areia e mais porosos têm maior capacidade de infiltração e são menos suscetíveis à geração de escoamento (Chow *et al.*, 1988).

A estimativa do escoamento superficial é baseada na resolução de equações diferenciais parciais que descrevem o fluxo e a profundidade do nível de água como funções do tempo e do espaço. Estas equações são conhecidas como equações de Saint-

Venant, as quais são formadas pela equação da continuidade e pela equação de quantidade de movimento.

Quando na modelagem do escoamento superficial consideram-se todos os termos da equação da quantidade de movimento, o modelo é classificado como hidrodinâmico. Quando os termos que representam as acelerações do fluido são desprezados, o modelo é dito de difusão. Os modelos são classificados como cinemáticos quando são desprezados os termos que representam as acelerações do fluido e a pressão, ou seja, assumem que a declividade da linha de energia é igual à declividade do fundo do canal, sendo assim, as forças devido ao cisalhamento no fluido e devido ao peso do fluido estão equilibradas (Lopes, 2003).

As suposições básicas para o desenvolvimento dessas equações são (Chow *et al.*, 1988): (a) o fluxo é unidimensional e gradualmente variado; (b) a declividade do canal é pequena e o seu leito é fixo; (c) os coeficientes de resistência para fluxo permanente e uniforme podem ser utilizados; (d) o fluido é incompressível e a massa específica é constante.

A equação da continuidade possui a seguinte forma:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (2.2)$$

onde  $Q$  é a vazão ( $m^3/s$ ),  $A$  é a área da seção transversal do canal ( $m^2$ ),  $q$  é a entrada de fluxo lateral ( $m^2/s$ ),  $x$  é a coordenada espacial (m) e  $t$  é a coordenada temporal (s).

A equação da quantidade de movimento apresenta a seguinte forma:

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_o - S_f) = q \quad (2.3)$$

onde  $y$  é a profundidade do fluxo (m),  $g$  é a aceleração da gravidade,  $S_o$  é a declividade do fundo do canal e  $S_f$  é a declividade da linha de energia e as outras variáveis já foram descritas anteriormente. Os termos a partir da esquerda na equação da quantidade de movimento representam, respectivamente, a aceleração local do fluido, aceleração convectiva do fluido, a força devido à pressão, a força devido à inércia e ao cisalhamento.

## 2.5 Erosão do Solo e Produção de Sedimentos

A erosão do solo constitui um dos processos naturais que pode degradar o meio ambiente, principalmente quando acelerado pela ação antrópica. Dentre os vários danos causados pela erosão, tem-se: a sedimentação dos rios e reservatórios, o aumento do

risco de desertificação e a remoção da camada fértil de zonas agrícolas (Guerra *et al.*, 1999).

O processo erosivo causado pela água das chuvas tem abrangência em quase toda a superfície terrestre, em especial nas áreas com clima tropical, onde as intensidades são bem mais elevadas do que em outras regiões do planeta. Além disso, em muitas dessas áreas, as chuvas concentram-se em certas estações do ano, o que agrava ainda mais a erosão do solo (Guerra *et al.*, 1999). Em regiões semi-áridas, a camada superficial do solo é fina e susceptível à erosão (Figueiredo, 1998). O processo é, ainda, acelerado pelo desmatamento para a exploração de madeira e/ou para a produção agrícola, uma vez que os solos ficam desprotegidos da cobertura vegetal e, conseqüentemente, as chuvas incidem diretamente sobre a superfície do terreno (Guerra *et al.*, 1999).

Grandes dificuldades têm sido encontradas na avaliação quantitativa da erosão e da produção de sedimentos nas bacias hidrográficas, devido à complexidade do próprio processo erosivo, que envolve grande número de variáveis, caracterizando um fenômeno de alta complexidade e bastante difícil de ser tratado analiticamente (Lopes e Srinivasan, 1981).

A produção de sedimentos compreende os processos de desprendimento, transporte e deposição dos sedimentos. O desprendimento de partículas sólidas da superfície do solo é devido, principalmente, ao impacto das gotas de chuva. O impacto das gotas de chuva é, de fato, o fator natural primário da erosão. O material erodido ficará exposto à ação do vento ou do escoamento superficial, ou mesmo a ação de outras chuvas, disponível para ser transportado. O transporte através da água pode acontecer de várias maneiras, dependendo do fluxo e das características das partículas. Partículas pesadas são transportadas por deslizamento, rolamento ou saltação. Partículas muito leves são transportadas em suspensão no interior do fluxo e constituem a carga de lavagem (Simons e Sentürk, 1992). A concentração de sedimentos em equilíbrio no fluxo superficial é denominada de capacidade de transporte de sedimentos. A deposição acontece quando a quantidade de partículas presente no fluxo é maior que a capacidade de transporte de sedimentos do fluxo. A deposição pode ser notada nas áreas onde a velocidade do fluxo é bastante reduzida. A diferença entre a quantidade do material que foi erodido e a quantidade depositada numa área é denominada perda de solo. Este fator é geralmente expresso em massa de sedimento por unidade de área ( $\text{kg/ha}$  ou  $\text{t/km}^2$ ).

Segundo Foster (1982), os processos de desagregação, transporte e deposição dos sedimentos ocorrem, distintamente, em áreas planas e em canais.

### **2.5.1 Erosão nos Planos**

As gotas de chuva ao caírem atingem uma velocidade, associada a uma energia cinética, que será dissipada quando as gotas atingirem a superfície do solo. Dependendo das condições da cobertura superficial (com ou sem vegetação) este impacto provocará ou não a desagregação das partículas. Essas poderão ser transportadas quando arremessadas após o impacto, a uma curta distância.(Foster, 1982).

Assim como o impacto das gotas de chuva, o fluxo também possui um potencial erosivo, a erosão hídrica. Quando a camada superficial do solo já está saturada, o escoamento desenvolvido produz, através de um desgaste suave e uniforme, erosão. Esse tipo de erosão é chamado laminar ou em lençol (Carvalho, 1994).

Foster (1982) cita três estágios básicos para a erosão hídrica nos planos: erosão laminar ou em camadas, erosão em sulcos e a erosão em ravinas. Na erosão em lâminas, a remoção dos sedimentos acontece através da retirada de uma fina camada do solo que poderá abranger uma grande área. Com a erosão em sulcos e pequenos cursos d'água, dar-se-á o aparecimento de pequenas rugas ou sulcos nos quais se concentra o fluxo. A formação destes sulcos é desordenada, isto devido à variação natural da resistência do solo e a pequenas variações na declividade do terreno. O fluxo, proveniente de vários sulcos, forma a drenagem superficial com canais de maiores dimensões. A erosão em ravinas é o estágio final da erosão do solo. A concentração do fluxo resulta em grande erosão e provoca mudanças permanentes na topografia. A diferença entre a erosão em sulcos e em ravinas se referem às dimensões dos sulcos, que no primeiro caso podem ser encobertos ou desfeitos completamente por práticas normais de cultivo e com as ravinas as dimensões são muito grandes para uma fácil correção.

### **2.5.2 Erosão nos Canais**

A erosão nos canais acontece devido à força de cisalhamento que o fluxo superficial exerce nas laterais e no leito do canal. Parte do material que foi erodido nos planos é transportado juntamente com o fluxo para os canais. Dependendo da quantidade disponível para transporte e das características do solo que compõe o leito e as laterais do canal, poderá haver maior ou menor erosão. Conseqüentemente, a erosão irá resultar no aprofundamento e alargamento do canal (Aragão, 2000).

Segundo Figueiredo (1998), o aprofundamento do canal, em alguns casos, poderá resultar no deslizamento das suas paredes laterais devido à força da gravidade. Isto ocorre devido ao fato de a água infiltrada nos planos causar o aumento de umidade e a diminuição da resistência do solo podendo levar ao deslizamento dos taludes dos canais.

### 2.5.3 Estimativa da Erosão

Atualmente existem diversas fórmulas para a modelagem do processo de erosão do solo, cada uma tendo sido desenvolvida em condições específicas de fluxo e de características dos sedimentos. As taxas de erosão calculadas utilizando essas diferentes fórmulas para prever a produção de sedimentos variam significativamente. Logo, a escolha de uma dessas fórmulas é uma tarefa bastante difícil (Alonso *et al.*, 1981).

## 2.6 Modelos Hidrossedimentológicos

A hidrologia trata dos fenômenos naturais complexos encontrados no ciclo hidrológico, tais como precipitação, evaporação, infiltração, interceptação, escoamento subterrâneo e superficial. Como esses processos dependem de um grande número de fatores e são independentes, sua análise quantitativa e qualitativa se torna bastante complicada. Desta forma, torna-se imprescindível a utilização de modelos hidrológicos computacionais (Abbott *et al.*, 1986a, Abbott *et al.*, 1986b, Tucci, 1998).

Um modelo hidrológico é uma ferramenta que pode ser utilizada para monitorar o comportamento de uma bacia hidrográfica como, por exemplo, prever as conseqüências de modificações no uso do solo; as vazões decorrentes de determinadas chuvas intensas; efeito da construção de açudes; o impacto da urbanização de uma bacia, etc. As limitações básicas desses modelos são a quantidade e a qualidade dos dados hidrológicos, além da dificuldade de formular matematicamente alguns processos e a simplificação do comportamento espacial de variáveis e fenômenos (Tucci, 1998).

Os modelos hidrológicos tentam representar, de forma aproximada, os fenômenos reais encontrados na natureza. Portanto, uma variável hidrológica, como vazão ou produção de sedimentos, provavelmente nunca será prevista com total certeza. Além disso, os fenômenos hidrológicos variam em três dimensões e também no tempo, e a consideração simultânea dessas cinco fontes de variação é bastante complicada. Dessa forma, a maioria dos modelos considera somente uma ou duas dessas fontes de variação (Chow *et al.*, 1988).

### 2.6.1 Classificação dos Modelos

Segundo Tucci (1998), existem diversos critérios para se classificar os modelos utilizados em hidrologia. Os modelos podem ser classificados em: físicos, analógicos e matemáticos. O Modelo Físico é a representação do sistema por um protótipo em escala, obedecendo à teoria da semelhança hidráulica, como no estabelecimento de um modelo reduzido de uma barragem ou canal em escala. O Modelo Analógico vale-se da analogia das equações que regem diferentes fenômenos para a representação do sistema hidráulico por um circuito elétrico, que tem custo reduzido. O Modelo Matemático, também chamado digital, é definido através de um conjunto de equações ou expressões matemáticas, usadas para representar a natureza do sistema e simular o seu comportamento (saída) através de um estímulo (entrada). Sua desvantagem está na dificuldade na representação matemática de alguns processos físicos e na discretização de processos contínuos.

Os modelos podem, também, ser classificados matematicamente, segundo sua linearidade, em: linear e não-linear. O modelo é considerado linear quando existe uma constante de proporcionalidade entre sua saída e entrada, como por exemplo, o hidrograma unitário.

Podem ser do tipo contínuo, quando os fenômenos são contínuos com o tempo, ou discreto, quando as mudanças de estado se dão em intervalos discretos. Um sistema pode modificar-se continuamente, mas para efeito de projetos os registros são efetuados em intervalos de tempo. A escolha deste intervalo de tempo é função da economia desejada e da precisão dos resultados. Os sistemas hidrológicos, em sua maioria, são contínuos, entretanto, são representados por modelos discretos.

Segundo o tratamento da bacia hidrográfica, podem ser do tipo concentrado, quando não leva em conta a variabilidade espacial, ou do tipo distribuído, quando as variáveis e parâmetros dependem do espaço e/ou do tempo. Os modelos concentrados, em geral, utilizam somente o tempo como variável independente. Na prática, não existem modelos puramente distribuídos já que são utilizadas discretizações numéricas, que de alguma forma, tornam o modelo distribuído como sendo um conjunto de modelos concentrados, numa pequena subdivisão, interligados.

São do tipo estocástico, se a chance de ocorrência das variáveis for levada em consideração e o conceito de probabilidade for introduzido na formulação do modelo. Ou determinístico, se a chance de ocorrência das variáveis envolvidas no processo for

ignorada e o modelo seguir uma lei definida que não seja uma lei de probabilidades. Em geral, os modelos estocásticos fornecem resultados razoáveis. Entretanto, limitam-se aos valores compreendidos na faixa em que foram calibrados. Os modelos determinísticos não possuem este problema, mas por outro lado, geralmente, requerem uma maior quantidade de parâmetros a serem fornecidos pelo modelador.

Podem, ainda, ser do tipo conceitual, quando as funções utilizadas na sua elaboração levam em consideração os processos físicos. Podem ser chamados de “caixa branca” (físicos) ou “caixa cinza” (semiconceituais). Ou pode ser do tipo empírico ou de “caixa preta”, que são aqueles em que se ajustam os valores calculados aos dados observados, através de funções que não tenham nenhuma relação com os processos físicos envolvidos, além de serem baseados em análises estatísticas como métodos de correlação e análise de regressão. Os modelos “caixa cinza” (semiconceituais) relacionam características do processo, mas mantêm um razoável empirismo nos parâmetros das equações envolvidas, enquanto “caixa branca” (físicos) utilizam as principais equações diferenciais do sistema físico, para representar os processos e os seus parâmetros são aqueles que mais se aproximam da física do sistema.

É comum classificar um modelo com uma combinação dos diversos tipos de classificação já citados. Por exemplo, um modelo pode ser classificado como sendo distribuído, contínuo e conceitual, ao mesmo tempo. Lal e Russel (1981) afirmam que esse tipo de modelo é ideal para ser aplicados em bacias hidrográficas que não possuam dados observados, ou para avaliar os efeitos de possíveis alterações das características da bacia, como o desmatamento, a urbanização, etc.

Os modelos distribuídos não garantem necessariamente melhor resultado do que os modelos semiconceituais concentrados, mas permitem analisar com melhor embasamento a modificação das características do sistema, o que é difícil através dos modelos semiconceituais, devido à pouca representação dos processos físicos e das características da bacia, as quais são variáveis (Lopes, 2003).

Outro tipo de classificação dos modelos se refere ao sistema simulado. Os modelos podem ser: a) de propagação, que simulam somente rios e utilizam apenas níveis e vazões dentro do rio principal ou afluentes; b) precipitação-vazão, que simulam vazão a partir de dados somente de precipitação; c) precipitação-vazão com propagação.

### 2.6.2 Alguns Exemplos de Modelos Hidrossedimentológicos

Depois do aparecimento dos computadores e o desenvolvimento de máquinas cada vez mais velozes, foram desenvolvidos inúmeros modelos matemáticos de simulação. Atualmente, existem centenas de modelos hidrológicos, cada um com características peculiares ou bastantes comuns. Dentre eles, podem ser citados:

a) **O modelo WESP (*Watershed Erosion Simulation Program*):** desenvolvido por Lopes (1987), é um modelo distribuído, semiconceitual, orientado a evento, desenvolvido para ser utilizado na simulação do escoamento superficial e da produção de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas. A bacia é representada por um conjunto de planos e canais, com os planos contribuindo com fluxo lateral para os canais. A definição dos planos deve ser baseada nas características de solo, declividade e cobertura vegetal. As equações de continuidade para o escoamento superficial e para o transporte de sedimentos são resolvidas numericamente usando um esquema implícito de diferenças finitas definido em quatro pontos. Não considera a evapotranspiração entre os eventos.

b) **O modelo Kineros2 (*Kinematic Runoff Erosion Model*, Woolhiser *et al.*, 1990):** é um modelo semiconceitual, orientado a evento, descreve os processos de interceptação, infiltração, escoamento superficial e erosão em pequenas bacias urbanas e rurais. A bacia é representada por uma cascata de planos e de canais; as equações diferenciais parciais, que descrevem o fluxo nos planos e nos canais, a erosão e o transporte do sedimento, são resolvidas pelo método das diferenças finitas. A variação espacial da precipitação, da infiltração, do escoamento, e dos parâmetros da erosão pode ser considerada. Este modelo pode ser usado para determinar os efeitos, no hidrograma e no sedigrama de uma seção qualquer, de possíveis mudanças nas características da bacia, tais como: urbanização de uma área, construção de reservatórios, desmatamento, etc. Apesar de considerar a recuperação da capacidade de infiltração, pela redistribuição da umidade no solo, o modelo não considera a evapotranspiração entre os eventos. Ademais, segundo estudo desenvolvido por Lopes (2003), a expressão para recuperação da capacidade de infiltração do modelo não obteve sucesso na simulação de chuvas com intervalos sem precipitação.

c) **O modelo SHE (*Système Hydrologique Européen*):** desenvolvido por um consórcio europeu de institutos de hidrologia (Abbott, 1986a; Abbott, 1986b; Bathurst *et al.*, 1995) e consiste de um modelo distribuído, de base física, cujas equações físicas são resolvidas através do método de diferenças finitas. A bacia é discretizada através de

quadriculas. A sua versão mais avançada, SHETRAN (Ewen *et al.*, 2000), considera os processos de erosão, transporte e deposição de sedimento e poluentes. O modelo considera a evapotranspiração entre os eventos. Entretanto, devido à sua concepção, ele requer um grande número de informações, tornando difícil sua utilização.

## 2.7 Efeito de Escala

Segundo (Lopes, 2003), os estudos dos efeitos de escala nos processos de escoamento superficial e erosão do solo são de grande relevância devido ao fato que, geralmente os modelos hidrológicos, juntamente com seus parâmetros, são utilizados na simulação do escoamento superficial e da erosão do solo de uma maneira global, tanto para bacias hidrográficas pequenas quanto para bacias hidrográficas médias. Em bacias maiores, os processos hidrológicos são afetados tanto pelas variações dentro da bacia (clima, solo, vegetação, relevo, hidrografia), quanto pelas não-linearidades destes processos.

O estudo de processos em diferentes escalas pode ser feito através de uma abordagem estocástica ou de uma forma determinística. A abordagem estocástica é mais direta e envolve o uso de funções de distribuição de probabilidades. Já a abordagem determinística é mais complexa, no entanto, possui uma maior capacidade de capturar as variabilidades da bacia hidrográfica. O ideal seria que os processos físicos pudessem ser observados na mesma escala que ocorrem e daí derivar diretamente a melhor relação que descreveria o fenômeno físico. Porém, isso nem sempre é possível para qualquer escala da bacia hidrográfica (Pimentel da Silva e Ewen, 2000).

Alguns estudos realizados demonstraram que a escala da bacia hidrográfica realmente afeta os parâmetros relativos aos processos hidrológicos. Dentre eles, tem-se:

a) Simanton *et al.* (1996), encontraram uma relação entre o parâmetro CN do método Curva Número do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos e a área da bacia, utilizando três diferentes métodos em 18 bacias no Estado do Arizona, Estados Unidos. Chegaram a conclusão que o parâmetro CN diminui com a escala da bacia. A principal razão atribuída a esse comportamento foi a variabilidade espacial da precipitação e as perdas por infiltração nos canais arenosos presentes nas grandes bacias hidrográficas.

b) Figueiredo (1998) realizou um estudo na Bacia Representativa de Sumé, utilizando o modelo SHETRAN (Bathurst e Purnama, 1991) para a simulação do escoamento superficial, e verificou que o coeficiente de Manning varia com a escala da bacia. O aumento do coeficiente de Manning com a escala da bacia pode ser justificado

devido ao fato que para as escalas maiores, naturalmente, a rugosidade da superfície é maior, seja pela presença de vegetação ou até mesmo pelo próprio relevo.

c) Júnior (2002) realizou um estudo investigando o efeito de escala sobre alguns parâmetros do modelo NAVMO (Kleeberg *et al.*, 1989). Neste trabalho, também foram utilizados dados da Bacia Representativa de Sumé e da Bacia Experimental de Sumé. Foi verificado que o parâmetro relacionado ao escoamento superficial, parâmetro ALFA, e o parâmetro CN do Método Curva Número do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos, sofrem efeito de escala, diminuindo com o aumento da área da bacia hidrográfica. Já o coeficiente de rugosidade de Manning também sofreu alterações, aumentando com a escala da bacia.

d) Lopes (2003) analisou o efeito de escala sobre alguns parâmetros dos modelos WESP (Lopes, 1987) e Kineros2 (Woolhiser *et al.*, 1990). Também foram utilizados dados da Bacia Representativa de Sumé e da Bacia Experimental de Sumé. Foi observado que os parâmetros relativos à erosão por impacto das gotas de chuva,  $c_f$ , e ao potencial de capilaridade do modelo do modelo WESP,  $N_s$ , variaram com a escala da bacia. O parâmetro  $c_f$  aumenta com a escala da bacia para áreas inferiores à 140 km<sup>2</sup>. O parâmetro  $N_s$  alcançou valores superiores à 200mm em simulações nas sub-bacias da Bacia Representativa de Sumé, enquanto que Aragão (2000) obteve um valor máximo de 90mm aplicando o mesmo modelo às parcelas e microbacias da Bacia Experimental de Sumé.

## 2.8 Considerações finais

Os modelos hidrológicos têm sido desenvolvidos a partir da necessidade de entender melhor o comportamento dos fenômenos hidrológicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica, buscando dessa forma, uma análise quantitativa e qualitativa dos processos do ciclo hidrológico, bem como, avaliar o comportamento de uma bacia hidrográfica em relação às modificações no uso do solo, as vazões decorrentes de determinadas chuvas intensas, o efeito da construção de açudes; o impacto da urbanização de uma bacia, etc.

Para uma melhor representação e avaliação desses processos, faz-se necessário que o modelo utilizado, ou desenvolvido, considere parâmetros físicos, mensuráveis, que caracterizem a bacia e metodologias adequadas para a simulação dos processos envolvidos da forma mais realista possível.

Além disso, como exposto anteriormente, deve-se ter sempre em mente a possibilidade dos parâmetros do modelo hidrológico sofrerem efeito de escala, ou seja,

## **CAPÍTULO III**

### **3. DESCRIÇÃO DO MODELO**

#### **3.1 Considerações para o Desenvolvimento do Modelo**

Tendo em vista a adequação das metodologias conhecidas, para representação dos processos do ciclo hidrológico, a pequenas escalas e as peculiaridades e interações de cada processo na natureza, conforme discutido anteriormente, o desenvolvimento do MOFIPE buscou acomodar características que possibilitassem uma maior fidelidade na simulação dos processos físicos. As considerações admitidas para cada processo são descritas a seguir.

##### **3.1.1 Precipitação**

Em muitos modelos, a chuva é considerada em intervalos de tempo previamente definidos (ex. 5, 10, 30 minutos). Contudo, este aspecto pode ter implicações tanto na geração do escoamento quanto na erosão do solo. Deve-se seguir, portanto, as mudanças naturais da intensidade da chuva durante os eventos para uma boa representação do processo natural. O MOFIPE considera que intensidades das precipitações variam conforme a altura da precipitação nos seus respectivos intervalos de tempo. A Figura 3.1 mostra a ocorrência de eventos em seqüência.

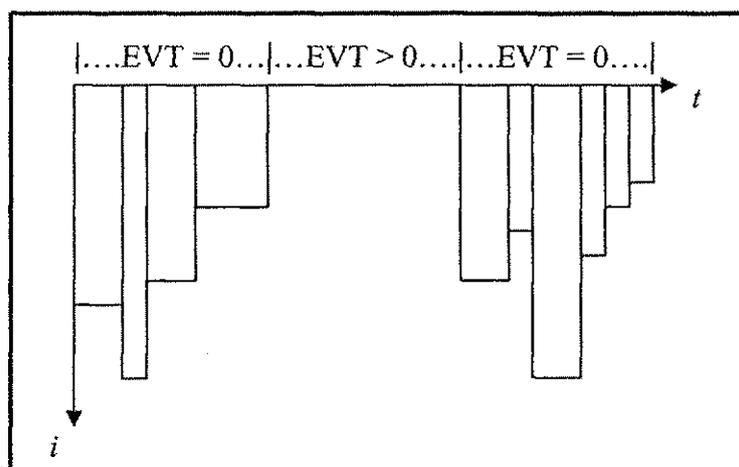


Figura 3.1 – Eventos de chuva no tempo  $t$ .

onde:  $i$  é a intensidade da precipitação;  $t$  é o intervalo de tempo;  $EVT$  é a evapotranspiração.

A simulação de eventos que ocorrem dentro de um certo intervalo de simulação estabelecido pelo usuário, que pode ser de horas, dias, meses ou anos, é feita de maneira contínua no tempo. Isto é, para períodos longos de simulação (dias, meses ou anos), o modelo considera as perdas de umidade do solo por evapotranspiração entre os eventos de chuva, definindo as condições antecedentes de um evento subsequente.

Assim, o MOFIPE se caracteriza como um modelo instantâneo, onde o termo instantâneo se refere a pequenos intervalos de tempo, com a base de tempo variando conforme a mudança da intensidade da chuva, durante os eventos, e em intervalos pré-fixados entre os eventos.

### 3.1.2 Evapotranspiração

No intervalo entre os eventos, a evapotranspiração é computada pelo modelo conforme as condições de umidade do solo, definida pelo potencial mátrico que relaciona a tensão ( $\psi$ ) e umidade ( $\theta$ ), conforme os percentuais de argila e areia (Saxton et al, 1986), e por uma função entre a razão  $E_a/E_p$  ( $E_a$  e  $E_p$  são as evapotranspirações atual e a potencial) e a tensão ( $\psi$ ) do solo (Feddes *et al.*, 1976). Experimentos conduzidos por Denmead e Shaw (1962) mostraram que a relação entre a razão  $E_a/E_p$  pode ser estabelecida em função da tensão do solo.

por Fed  
 poter  
 con  
 solo est  
 evapotranspira  
 murcha não há evap  
 ocorrência de chuva o ar  
 atual nula.

**VAMOS FAZER JUNTOS?**  
 Servidor federal civil, a linha de crédito que faltava para você, agora está no Santander.  
**O Crédito consignado Federal Civil (SIAPE)** é uma opção de crédito com condições exclusivas para servidores ativos e inativos.

gerida  
 (Ea) e a  
 as tensões  
 Quando o  
 mente. Quando o  
 npo, ou maior, a  
 abaixo do ponto de  
 anteriormente, durante a  
 sendo a evapotranspiração

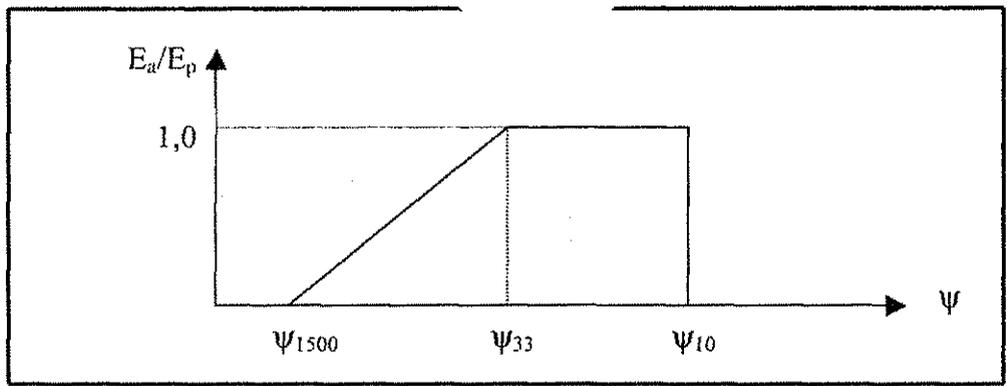


Figura 3.2 - Relação entre a razão  $E_a/E_p$  e a tensão do solo (Feddes et al, 1976).

Na realidade, a relação pode ser não linear conforme estudado por Figueiredo (1998) que modelou essa relação para a BES, por exemplo, obtendo os resultados indicados na Figura 3.3.

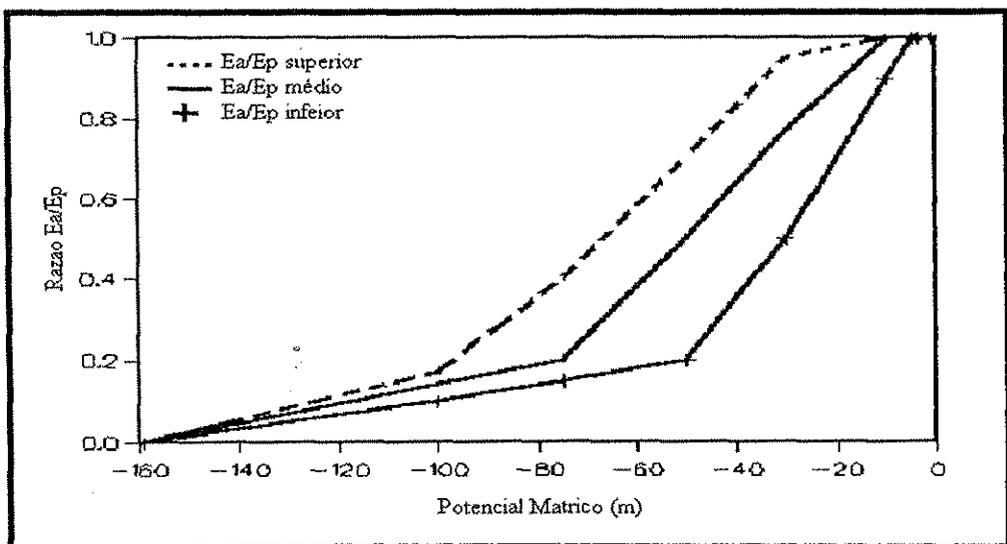


Figura 3.3 - Modelagem da relação  $E_a/E_p$  e tensão do solo (Figueiredo, 1998).

### 3.1.3 Infiltração

Para a infiltração do solo, características como a profundidade das camadas, propriedades hidráulicas (potencial mátrico, porosidade, condutividade hidráulica) e condição de umidade do solo são consideradas. As condições de infiltração são analisadas conforme a umidade atual do solo durante e entre a ocorrência dos eventos de precipitação. A umidade do solo é atualizada ( $\theta_{t+\Delta t}$ ) distintamente durante e entre os eventos de precipitação a partir do momento inicial ( $t$ ) quando a umidade é ( $\theta_i$ ).

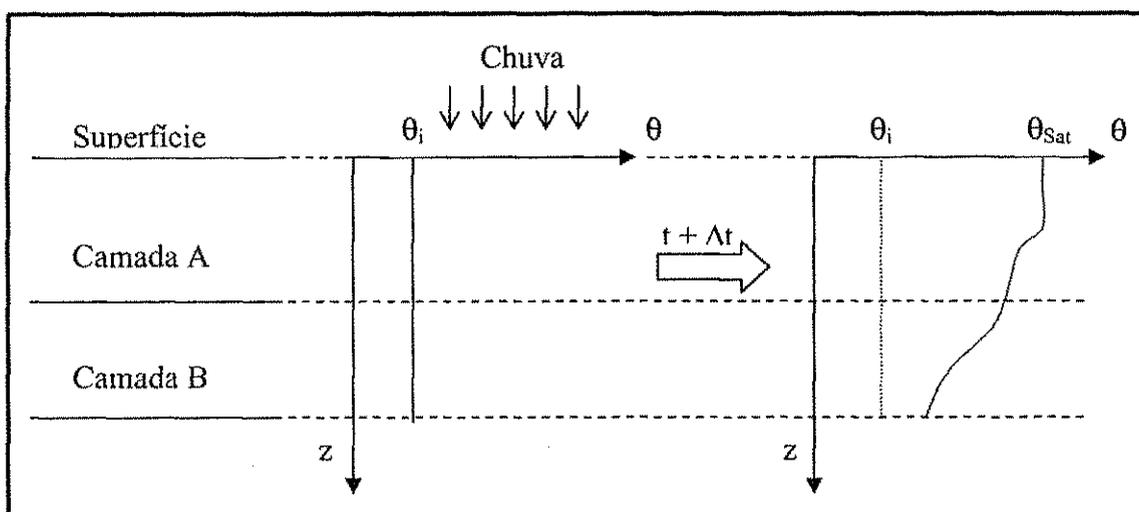


Figura 3.4 – Evolução do perfil de umidade num solo, com duas camadas, durante a precipitação.

Segundo Tucci (2001), durante a precipitação, na medida em que a água infiltra pela superfície, as camadas superiores do solo vão se umedecendo de cima para baixo, alterando gradativamente o perfil de umidade. Enquanto há aporte de água, o perfil de umidade tende à saturação em toda a profundidade, sendo a superfície, naturalmente, o primeiro nível a saturar, conformando um perfil, tal como o mostrado na Figura 3.4, onde o teor de umidade decresce com a profundidade.

Se a precipitação atinge o solo com intensidade maior que a capacidade de infiltração da camada superficial num dado instante, a infiltração se processa na taxa da capacidade de infiltração do solo e o excesso é a lâmina do escoamento superficial. Caso a intensidade seja menor, toda água precipitada infiltra na intensidade da chuva. Esse aspecto, tratado no modelo, é extremamente importante, uma vez que a comparação da intensidade da precipitação e da capacidade de infiltração da camada superficial do solo é um aspecto relevante para a geração do escoamento superficial. Para as camadas

subseqüentes, comparam-se as condutividades das duas camadas em cada instante, por tratar-se do processo de condução (percolação). Quando o aporte de água à superfície cessa, isto é, deixa de haver infiltração, a umidade no interior do solo se redistribui, evoluindo para um perfil de umidade inverso, isto é, com menores teores de umidades nas camadas superiores do solo, devido ao efeito da evaporação, e maiores nas camadas mais profundas (Tucci, 2001), conforme mostrado na Figura 3.5.

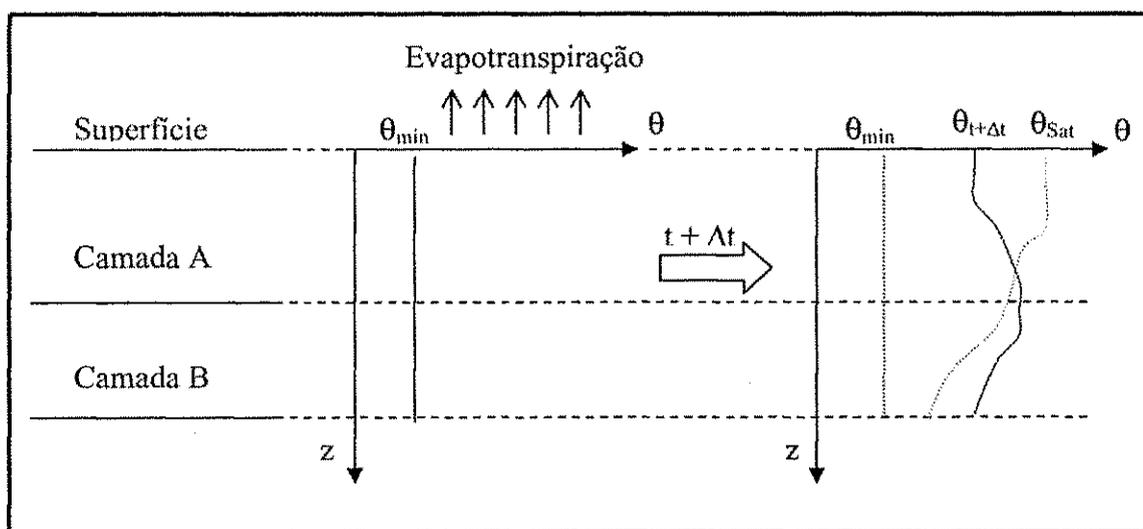


Figura 3.5 – Evolução do perfil de umidade num solo, com duas camadas, cessada a precipitação.

Vale salientar que nem toda água infiltrada é percolada para as camadas mais profundas do solo, uma vez que uma parte dela é transferida para a atmosfera através da evapotranspiração. Esse processo faz com que a camada superficial do solo recupere, gradativamente, sua capacidade de infiltração entre os eventos de precipitação.

A camada superficial do solo perderá umidade tanto para a atmosfera, devido à ação da evapotranspiração, e, quanto para a camada inferior devido à percolação. Dessa forma, a camada inferior do solo somente ganhará umidade e não sofrerá ação da evapotranspiração até que a camada acima tenha atingido uma umidade mínima. A taxa de passagem da água entre as duas camadas é feita segundo a menor condutividade hidráulica observada dentre elas, pois esta será a taxa máxima que a camada superior permite percolar, ou que a camada inferior pode receber. Para simplicidade, a zona saturada não foi tratada no desenvolvimento do modelo, haja vista que a região onde se pretende aplicá-lo é semi-árida e não apresenta lençol subterrâneo.

### 3.1.4 Lâmina do Escoamento

A geração do escoamento tem como base o excesso de precipitação sobre a capacidade de infiltração e à saturação do reservatório do solo. A lâmina do escoamento será computada se a taxa de precipitação superar a capacidade de infiltração da camada superficial do solo ou no caso em que a umidade atual do solo for superior a umidade correspondente à umidade de saturação (tomada em função da porosidade). No último caso, toda água precipitada se converterá em escoamento. Caso não haja excesso de precipitação sobre a capacidade de infiltração e o solo não estiver saturado, toda água precipitada infiltrará e então, não haverá escoamento.

### 3.1.5 Erosão do Solo e Transporte de Sedimentos

Para a erosão do solo, são considerados os processos de desprendimento pelo impacto das gotas de chuva e a erosão e transporte pelo escoamento. A erosão pelo impacto é dependente da intensidade da chuva. Em regiões com ocorrência de chuvas com forte intensidade, como nas regiões semi-áridas, a principal fonte de erosão é o desprendimento (Figueiredo, 1998). Desse modo, uma expressão com base no momento quadrado da intensidade da chuva é mais apropriada (Wicks, 1988) para representar este processo. A diminuição do desprendimento pela chuva devido à geração do escoamento é considerada, devido ao aumento da lâmina d'água sobre a superfície do solo que amortece a queda das gotas de chuva (Wicks, 1988; Wicks e Bathurst, 1996). A erosão pelo escoamento e o transporte (ou deposição) dependem das condições de desprendimento pelo escoamento em relação à resistência do sedimento ao movimento. Para os sedimentos finos (argilas e siltes), essa resistência é devida à coesão entre as partículas. Entretanto, para sedimentos de diâmetros relativamente grandes, a força de resistência é devida ao peso das partículas (Foster, 1982). As condições críticas são estabelecidas conforme a capacidade de transporte de sedimentos pelo fluxo.

## 3.2 Algoritmo e Cálculo dos Processos

O algoritmo do modelo desenvolvido, conforme mostrado na figura 3.6, descreve a seqüência do cálculo dos processos hidrossedimentológicos durante a modelagem.



### 3.2.1 Evapotranspiração Potencial

A evapotranspiração potencial pode ser calculada utilizando-se dados de evaporação medidos (evaporígrafos, evaporímetros, tanques classe A) ou estimados segundo alguma metodologia apropriada à região. No modelo ela é calculada por:

$$E_p = k_c \cdot k_t \cdot E_o \quad (3.1)$$

onde:

$k_c$  é um fator de cultura;

$k_t$  o coeficiente do tanque classe A;

$E_o$  a evaporação medida.

### 3.2.2 Evapotranspiração Atual

A evapotranspiração atual é determinada a partir da razão entre a evapotranspiração atual e a potencial ( $E_a/E_p$ ) para os intervalos entre os eventos de chuva. Durante os eventos de chuva, não há evapotranspiração devido ao ar estar saturado. Também não há evapotranspiração quando a umidade do solo for menor que a umidade do ponto de murcha. Neste último caso, o processo não ocorre por deficiência de água no solo. Assim sendo, a relação abaixo é utilizada.

$$\frac{E_a}{E_p} = 0 \quad \text{quando } \psi \leq \psi_{1500} \text{ e/ou } P > 0 \quad (3.2)$$

Quando a umidade do solo for maior ou igual àquela correspondente à tensão da capacidade de campo, a evapotranspiração real, ou atual, é igual a potencial. Assim sendo, a relação abaixo é utilizada.

$$\frac{E_a}{E_p} = 1 \quad \text{quando } \psi \geq \psi_{33} \quad (3.3)$$

Entre os eventos de chuva e para as tensões do solo entre o ponto de murcha e a capacidade de campo, a relação  $E_a/E_p$  é dependente da tensão do solo, que é associada à umidade. Nestes casos, a seguinte relação é utilizada.

$$\frac{E_a}{E_p} = f(\psi) = e^{\alpha \left( \frac{\psi - \psi_{33}}{\psi_{1500} - \psi_{33}} \right)} \quad \text{quando } \psi_{1500} < \psi \leq \psi_{33} \quad (3.4)$$

onde:

$\psi_{1500}$  = é a tensão do ponto de murcha;

$\psi_{33}$  = a tensão da capacidade de campo;

$\alpha$  = fator local.

A equação (3.4) foi testada com base em dados experimentais da bacia experimental de Sumé.

### 3.2.3 Tensão Capilar do Solo

A tensão capilar do solo é calculada em termos da umidade do solo utilizando a equação de Saxton *et al.* (1986) dada abaixo:

$$\psi = A \cdot \theta^B \quad (3.5)$$

sendo

$$A = \exp \left[ a + b \cdot (\%C) + c \cdot (\%S)^2 + d \cdot (\%S)^2 \cdot (\%C) \right] \quad (3.5a)$$

$$B = e + f \cdot (\%C)^2 + g(\%S)^2 \cdot (\%C) \quad (3.5b)$$

onde:

$A$  = coeficiente dependente dos percentuais de argila e areia;

$B$  = expoente relativo ao tamanho dos poros, associado aos percentuais de argila e areia;

$\%C$  = percentual de argila no solo;

$\%S$  = percentual de areia no solo;

$\theta$  = umidade volumétrica do solo  $m^3/m^3$ ;

$a = -4,396$ ;

$b = -0,0715$ ;

$$c = -4,880 \times 10^{-4};$$

$$d = -4,285 \times 10^{-5};$$

$$e = -3,140;$$

$$f = -2,22 \times 10^{-3};$$

$$g = -3,484 \times 10^{-5};$$

### 3.2.4 Cálculo da Umidade Volumétrica Atual do Solo

A umidade do solo é calculada para dois momentos: durante a chuva e entre os eventos de chuva.

Para o intervalo entre os eventos de chuva, a umidade atual será calculada por camada de solo. Duas camadas (A e B) são consideradas e valem as equações (3.6) e (3.7) abaixo:

$$\Delta\theta = \begin{cases} \text{se } \theta_A \geq \theta_{\min A} & \Rightarrow -\frac{E_a \cdot \Delta t}{h_A} - \frac{1}{h_A} \begin{cases} k_A \cdot \Delta t & \text{se } k_A < k_B \\ k_B \cdot \Delta t & \text{se } k_A > k_B \end{cases} \\ \text{se } \theta_A < \theta_{\min A} & \Rightarrow -\frac{E_a \cdot \Delta t}{h_A} \end{cases} \quad (3.6)$$

$$\Delta\theta = \begin{cases} \text{se } \theta_A \geq \theta_{\min} & \Rightarrow -\frac{E_a \cdot \Delta t}{h_B} + \frac{1}{h_B} \begin{cases} k_{At} \cdot \Delta t & \text{se } k_A < k_B \\ k_{Bt} \cdot \Delta t & \text{se } k_A > k_B \end{cases} \\ \text{se } \theta_A < \theta_{\min} & \Rightarrow -\frac{E_a \cdot \Delta t}{h_B} \end{cases} \quad (3.7)$$

onde:

$\Delta\theta$  = variação da umidade volumétrica do solo no intervalo de tempo;

$\theta_A$  = umidade da camada de solo A;

$\theta_{\min A}$  = umidade mínima para que a camada ceda água para a camada inferior (B);

$E_a$  = taxa de evapotranspiração atual;

$\Delta t$  = intervalo de tempo decorrido;

$h_A$  = profundidade da camada de solo A;

$k_A$  = condutividade hidráulica instantânea da camada de solo A;

$k_B$  = condutividade hidráulica instantânea da camada de solo B;

Todos os termos em unidades coerentes.

Durante a chuva ( $P > 0$ ) não há evapotranspiração e, portanto não há perda de umidade do solo; a umidade do solo é atualizada com as equações (3.8) e (3.9) abaixo:

$$\Delta\theta = \begin{cases} se & i > f \Rightarrow \frac{f \cdot \Delta t}{h_A} \\ se & i < f \Rightarrow \frac{i \cdot \Delta t}{h_A} \end{cases} \quad (3.8)$$

$$\Delta\theta = \begin{cases} se & k_A \geq k_B \Rightarrow \frac{k_B \cdot \Delta t}{h_B} \\ se & k_A < k_B \Rightarrow \frac{k_A \cdot \Delta t}{h_B} \end{cases} \quad (3.9)$$

onde:

$i$  a intensidade da chuva;

$f$  a capacidade de infiltração do solo;

$k_j$  é a condutividade hidráulica da camada de solo  $j$ ;

$h_j$  a profundidade da camada de solo  $j$ ;

Todos os termos em unidades coerentes.

### 3.2.5 Umidade de Saturação do Solo

A umidade de saturação do solo é dada em função da porosidade do solo. Tendo em vista o ar no interior do solo, a umidade de saturação do solo é calculada pela seguinte equação:

$$\theta_{sat} = f_a \eta \quad (3.10)$$

onde:

$f_a$  é um fator que considera aprisionamento de ar no solo ( $0,8 < f_a < 0,95$ );

$\eta$  é a porosidade do solo.

A porosidade do solo é calculada pela equação de Saxton *et al.* (1986).

$$\eta = 0,332 - 7,251 \times 10^{-4} \cdot (\%S) + 0,1276 \cdot \log(\%C) \quad (3.10a)$$

### 3.2.6 Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica é calculada de acordo com a equação de Brooks e Corey (1964).

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} \right)^{3+2/\lambda} \quad (3.11)$$

sendo:

$$K_s = 10 \exp \left[ h + i \cdot (\%S) + \left[ j + l \cdot (\%S) + m \cdot (\%C) + n \cdot (\%C)^2 \right] \cdot \frac{1}{\theta} \right] \quad (3.11a)$$

$$\theta_r = o + p \cdot (\%S) + q \cdot (\%C) + r \cdot (\eta) + s \cdot (\%C)^2 + t \cdot (\%S) \cdot (\eta) + u \cdot (\%C)^2 \cdot (\eta)^2 + v \cdot (\%C)^2 \cdot (\eta) + x \cdot (\%C) \cdot (\eta)^2 \quad (3.11b)$$

onde:

$K_s$  = condutividade hidráulica saturada (Saxton *et al.*, 1986);

$\lambda$  = fator associado ao tamanho dos poros ( $\lambda = -1/B$  onde B é o expoente da equação 3.5);

$\theta_r$  = umidade residual, associada aos percentuais de argila e areia (ver Rawls e Brakensiek, 1989);

$h = 12,012$	$n = 8,7546 \times 10^{-4}$	$s = 1,5395 \times 10^{-4}$
$i = -7,55 \times 10^{-2}$	$o = 1,82482 \times 10^{-2}$	$t = 1,0827 \times 10^{-3}$
$j = -3,895$	$p = 8,7269 \times 10^{-4}$	$u = 1,8233 \times 10^{-4}$
$l = 3,671 \times 10^{-2}$	$q = 5,13488 \times 10^{-3}$	$v = 3,0703 \times 10^{-4}$
$m = -0,1103$	$r = 2,939286 \times 10^{-2}$	$x = 2,3548 \times 10^{-3}$

### 3.2.7 Capacidade de Infiltração do Solo

A capacidade de infiltração do solo é calculada em função da umidade atual do solo, observando-se as seguintes condições:

$$a) f = f_{min} \text{ quando a umidade do solo for máxima, ou seja, } \theta = \theta_{sat};$$

$$b) f = f(\theta) \text{ quando } \theta < \theta_{sat}.$$

A função  $f(\theta)$  pode ser definida a partir do ensaio de capacidade de infiltração do solo, podendo-se ajustar uma função do tipo potencial dada por:

$$f = C \cdot \theta^D \quad (3.12)$$

onde: C e D são parâmetros obtidos a partir do ensaio de capacidade de infiltração.

### 3.2.8 Cálculo da Lâmina do Escoamento Superficial

No cálculo do escoamento superficial, o fluido é considerado incompressível e de viscosidade constante. A lâmina do escoamento ( $q$ ) é calculada pelo excesso da intensidade de precipitação sobre a capacidade de infiltração do solo ou no caso em que a umidade atual do solo for superior a umidade correspondente à umidade de saturação. Nestes casos, calcula-se  $q$  pelas equações:

$$q = (i - f) \cdot \Delta t \quad \text{quando } i > f_i \quad (3.13a)$$

$$q = (\theta - \theta_{sat}) \cdot h_s \quad \text{quando } \theta \geq \theta_{sat} \text{ e } i < f_i \quad (3.13b)$$

### 3.2.9 Erosão pelo Impacto das Gotas de Chuva

Calculada em função do momento quadrado das gotas de chuva pela seguinte expressão (Wicks, 1988):

$$D_r = k_r \cdot F_w \cdot (1 - C_g - C_r) \cdot [M_r - M_d] \quad (3.14)$$

onde:

$D_r$  = erosão pela chuva [ $\text{kg/m}^2\text{s}$ ];

$k_r$  = coeficiente de erosividade [ $s^2/kg.m^2$ ];

$C_g, C_r$  = fatores de cobertura do solo (rochas e vegetação) [-];

$F_w$  = redução da erosão da chuva pelo fluxo [-];

$d_m$  = diâmetro representativo da gota de chuva [m];

$M_r, M_d$  = momentos quadrados da chuva direta e caída da vegetação [ $(kg\ m/s)^2\ m^{-2}\ s^{-1}$ ].

O fator de redução da erosão ( $F_w$ ) na equação (3.14) representa os efeitos de dissipação da energia da gota de chuva pela lâmina do fluxo. Para profundidades de fluxo menores que um certo diâmetro da gota de chuva (crítico) não há efeito de amortecimento e, conseqüentemente redução na erosão pelo impacto. O fator de redução da erosão é calculado pela equação abaixo (Wicks, 1988; Wicks e Bathurst, 1996):

$$F_w = \begin{cases} e^{(1-h/d_m)} & \text{se } h > d_m \\ 1 & \text{se } h < d_m \end{cases} \quad (3.15)$$

onde:

$h$  = profundidade do fluxo [m];

$d_m$  = diâmetro representativo da gota de chuva [m].

O diâmetro representativo,  $d_m$ , é determinado com a equação de Laws e Parsons (1943), em função da intensidade da chuva  $i$  [mm/h], dada por:

$$d_m = 0,00124 \cdot i^{0,182} \quad (3.16)$$

O momento quadrado da chuva é calculado com base na distribuição dos tamanhos das gotas de chuva definido por Marshall e Palmer (1948). A equação é dada por:

$$M_r = (1 - C_c) \cdot \alpha \cdot i^\beta \quad (3.17)$$

onde:

$C_c$  = fração da área protegida pela vegetação;

$\alpha$  e  $\beta$  = coeficientes empíricos relacionados a intensidade da chuva (ver Tabela 3.1).

Tabela 3.1 valores de  $\alpha$  e  $\beta$  para aplicação da equação (3.17).

$i$ (mm/h)	$\alpha \times 10^8$	$\beta$
0-10	2,69	1,6896
10-50	3,75	1,5545
50-100	6,12	1,4242
100-250	11,75	1,2821

Como o modelo foi desenvolvido para áreas desmatadas, o momento quadrado da chuva caída da vegetação é desconsiderado ( $M_d = 0$ ).

### 3.2.10 Erosão Pelo Escoamento

Calculada em função da resistência e capacidade de desprendimento e transporte pelo escoamento.

$$D_f = k_f \cdot (1 - C_r) \cdot \left( \frac{\tau}{\tau_c} - 1 \right) \quad (3.18)$$

onde:  $D_f$  é a erosão pelo escoamento [ $\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ ];  $k_f$  o coeficiente de erosividade do fluxo [ $\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ ];  $C_r$  o fator de cobertura do solo (rochas e vegetação) [-];  $\tau$  a tensão de cisalhamento do fluxo [ $\text{N}/\text{m}^2$ ];  $\tau_c$  a tensão de cisalhamento crítica (Shields) [ $\text{N}/\text{m}^2$ ].

A tensão de cisalhamento do fluxo é dada por:

$$\tau = \rho \cdot g \cdot h \cdot S_w \quad (3.19)$$

onde:

$\rho$  = massa específica da água [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ];

$g$  = aceleração da gravidade [ $\text{m}/\text{s}^2$ ];

$h$  = profundidade de fluxo [m];

$S_w$  = declividade da superfície da água [m/m].

A tensão de cisalhamento crítica pode ser calculada usando a curva de Shields, que pode ser estimada pela seguinte equação (Figueiredo, 1998):

$$\tau_c = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot D_{50} \cdot a \cdot R_*^b \quad (3.20)$$

onde:

$\rho_s$  = massa específica dos sedimentos [ $\text{kg/m}^3$ ];

$D_{50}$  = diâmetro representativo dos sedimentos referente a 50% da distribuição das partículas [m];

$a, b$  = fatores dados na tabela 3.2 em termos do números de Reynolds da partícula dado como:

$$R_* = \max \left[ 0,03; \frac{D_{50} \cdot \sqrt{\tau/\rho}}{\nu} \right] \quad (3.21)$$

onde:  $\nu$  é a viscosidade cinemática da água [ $\text{m}^2/\text{s}$ ].

Tabela 3.2 – Valores de  $a$  e  $b$  para aplicação da equação (3.20).

$R_*$	$a$	$b$
0,03 – 1,0	0,100	-0,30
1,0 – 6,0	0,100	-0,62
6,0 – 30,0	0,033	0,00
30,0 – 135,0	0,013	0,28
135,0 – 400,0	0,030	0,10
> 400,0	0,056	0,00

Fonte: Wicks (1988).

### 3.2.11 Capacidade de Transporte

Os sedimentos desprendidos pelo impacto das gotas de chuva e pelo escoamento, disponíveis para o transporte, serão transportados de acordo com a capacidade de transporte do fluxo. A comparação entre a disponibilidade e a capacidade de transporte dos sedimentos pelo fluxo definirá se todo ou parte do material erodido será transportado.

Segundo Alonso *et al.* (1981), as taxas de erosão, calculadas utilizando diferentes fórmulas para prever a produção de sedimentos, variam significativamente, fazendo com que a escolha correta de uma dessas fórmulas seja uma tarefa bastante difícil.

Dessa forma, o modelo utiliza três diferentes metodologias para o cálculo da capacidade de transporte de sedimentos pelo fluxo. Com isto, pretende-se definir dentre elas as que melhor se aplicam à região, assim como utilizá-las como para definição de uma faixa da possível produção de sedimentos. As equações básicas selecionadas foram a de Laursen (1958), Yalin (1963) e Engelund-Hansen (1967).

**a) Equação de Laursen (1958):** Laursen desenvolveu a relação funcional entre a condição de fluxo e a descarga de sedimentos resultante. Ele preferiu não fazer distinção entre a carga do leito e a carga em suspensão, com a justificativa de que as forças hidrodinâmicas envolvidas tanto na ascensão das partículas como no arrasto são as mesmas, sendo desnecessário definir uma linha de separação. Mesmo assim, os parâmetros

$\left(\frac{\tau}{\tau_c} - 1\right)$  e  $\frac{U_{*b}}{w}$  são importantes para a determinação da carga do leito e da carga

suspensa, respectivamente, pois o movimento dos sedimentos por arrasto inicia-se quando  $\tau$  (tensão de cisalhamento no leito) excede o valor de  $\tau_c$  (tensão de cisalhamento crítica)

e a partir deste ponto a carga do leito seria diretamente proporcional à  $(\tau - \tau_c)$ . O

parâmetro  $\frac{U_{*b}}{w}$ , que expressa a ação da turbulência da mistura, foi utilizado para a

determinação da carga suspensa porque a partir dele foi estabelecido uma função  $f\left(\frac{U_{*b}}{w}\right)$

baseada em dados obtidos de canais e ajustada em função de dados coletados (figura 3.7)

por vários pesquisadores (Siqueira, 1997). A fórmula de Laursen, a seguir apresentada, é

indicada para sedimentos naturais com densidade do sedimento igual a 2,65 e diâmetros

entre 0,011 mm e 4,08 mm (Vanoni, 1975). A equação de Laursen é dada por:

$$C = 0,01 \cdot \gamma \cdot \left(\frac{D}{d}\right)^{7/6} \cdot \left(\frac{\tau}{\tau_c} - 1\right) \cdot f\left(\frac{U_{*b}}{w}\right) \quad (3.22)$$

$$\tau_c = 0,039 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot D_{50} \quad (3.23)$$

$$q_T = Q \cdot C \quad (3.24)$$

onde:

$C$  = capacidade de transporte do fluxo [ $N/m^3$ ];

$\gamma$  = peso específico da água [ $N/m^3$ ];

$\gamma_s$  = peso específico do sedimento [ $N/m^3$ ];

$D$  = diâmetro do sedimento [m];

$D_{50}$  = diâmetro representativo dos sedimentos [m];

$d$  = profundidade do fluxo [m];

$q_T$  = taxa de transporte de sedimentos [ $N/s$ ];

$Q$  = vazão volumétrica [ $m^3/s$ ].

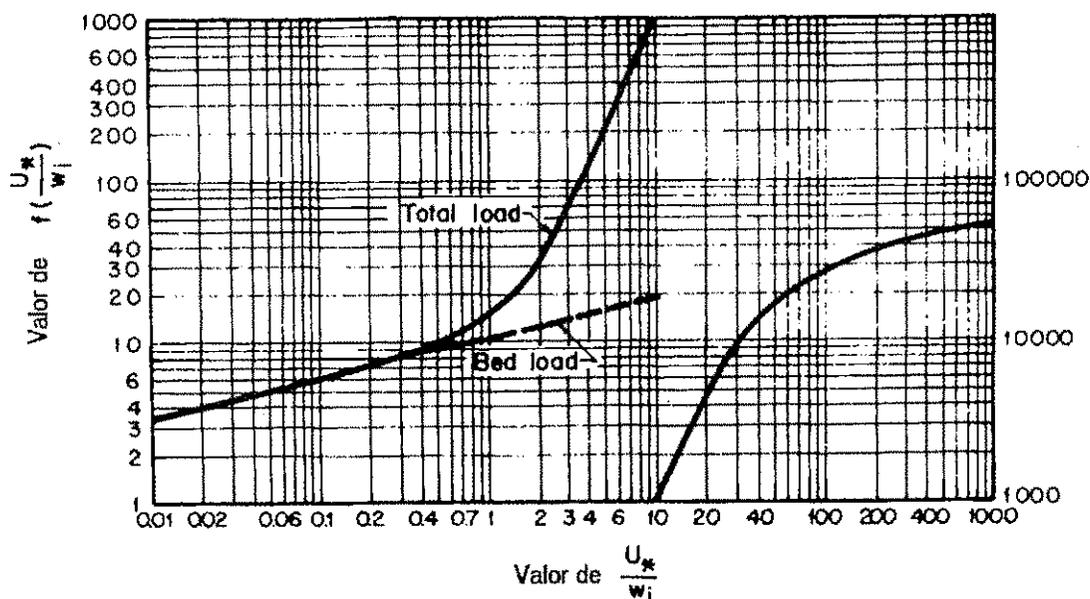


Figura 3.7 – Gráfico para aplicação do método de Laursen (Simons e Sentürk, 1992).

Embora um diâmetro representativo dos grãos seja, usualmente, utilizado, a equação de Laursen permite a utilização da distribuição do tamanho dos sedimentos para o cálculo da capacidade de transporte. Este aspecto não é tratado em muitas outras equações.

**b) Equação de Yalin (1963):** Yalin propôs uma metodologia para cálculo da carga do leito argumentando que a concentração de sedimentos  $e$ , portanto a capacidade de transporte de um fluxo, é diretamente proporcional ao excesso da tensão de cisalhamento do fluxo no leito. Considerando que a velocidade do sedimento é menor que a velocidade do fluido, mas dependente da distribuição das camadas de deslocamento do

leito, que depende da profundidade e velocidade médias, Yalin desenvolveu a seguinte expressão:

$$C_t = \frac{0,635}{Q} \cdot \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \cdot L \cdot d_{50} \cdot \delta \cdot \left[1 - \frac{\ln(1 + \alpha \cdot \delta)}{\alpha \cdot \delta}\right] \quad (3.25)$$

sendo:

$$\alpha = \frac{2,45}{S_s^{0,4}} \cdot \sqrt{\frac{\tau_c}{(S_s - 1) \cdot \rho \cdot g \cdot d_{50}}} \quad (3.26)$$

$$\delta = \max\left[0, \frac{\tau}{\tau_c} - 1\right] \quad (3.27)$$

onde:

$C_t$  = capacidade de transporte dos sedimentos [ $\text{m}^3/\text{m}^3$ ];

$L$  = largura do canal [m];

$d_{50}$  = diâmetro mediano dos sedimentos [m];

$S_s$  = densidade dos sedimentos [-];

$g$  = aceleração da gravidade [ $\text{m}/\text{s}^2$ ].

A equação de Yalin é apropriada para o cálculo da capacidade de transporte quando se trata de sedimentos não coesivos, uma vez que este tipo de sedimento não foi examinado no seu desenvolvimento (Figueiredo, 1998).

**c) Equação de Engelund-Hansen (1967):** A fórmula de capacidade de transporte de Engelund e Hansen tem sido recomendada na literatura (Wicks, 1988; Wicks e Bathurst, 1996; Figueiredo, 1998). Baseia-se em uma equação fundamental da energia para o transporte e a deposição dos sedimentos ao longo de um leito móvel. Supõe-se que o ganho na energia potencial quando uma partícula é levantada pode ser igualado com o trabalho feito pelas forças de arrasto do fluxo (Dawes e Hatton, 1993). Segundo Vanoni (1975), essa metodologia não é apropriada para sedimentos cujo diâmetro médio seja inferior a 0,15 mm e o desvio padrão maior que aproximadamente dois. A equação para o cálculo da concentração de sedimentos na capacidade de transporte é a seguinte:

$$C_m = \frac{0,05}{d \cdot (S_s - 1)^2} \cdot \sqrt{\frac{S \cdot h}{g}} \cdot u \cdot S \quad (3.28)$$

onde:

$C_m$  = Concentração de sedimentos na capacidade de transporte [ $m^3/m^3$ ];

$g$  = a aceleração da gravidade [ $m/s^2$ ];

$S$  = a declividade da linha de energia [ $m/m$ ]

$S_s$  = a densidade relativa do sedimento, igual a 2,65;

$d$  = o diâmetro do sedimento [ $m$ ];

$h$  = a profundidade do fluxo [ $m$ ];

$u$  = velocidade do fluxo [ $m/s$ ].

### 3.3 Entrada e Leitura de Dados

O modelo, desenvolvido em ambiente Windows como planilha eletrônica, para a simulação, requer uma quantidade mínima de dados se comparados com a maioria dos modelos hidrossedimentológicos. Além disso, são utilizados parâmetros físicos mensuráveis, não sendo necessária a calibração, quase sempre exaustiva, de parâmetros sem nenhum sentido físico. Basicamente, os dados requeridos são:

a) Dados de chuva: provenientes de pluviogramas, que devem ser processados respeitando-se a variação natural dos eventos. Mesmo os dias sem ocorrência de chuva devem constar no arquivo de entrada. Os dados devem ser dispostos em ordem cronológica, associados a um tempo inicial, e formatados segundo anexo A;

b) Dados de evaporação: podem ser utilizados dados de evaporação medidos (evaporígrafos, evaporímetros, tanques classe A) ou estimados segundo alguma metodologia apropriada à região em que se deseja aplicar o modelo. Os dados devem ser dispostos em ordem cronológica e formatados segundo anexo B;

c) Dados da bacia: devem ser digitados pelo modelador em espaço destinado no modelo e consistem de:

-tamanho da área ( $A$ );

-declividade ( $S$ );

-profundidade do solo ( $h_s$ );

-percentuais de argila ( $\%C$ ) e areia ( $\%S$ );

-umidade inicial do solo ( $\theta_i$ );

-propriedades dos sedimentos (peso específico; densidade, etc)

-propriedades da água (peso específico, densidade, etc)

### 3.4 Considerações Finais

Dois aspectos fundamentais são ponderados pelo modelo: 1) as equações utilizadas são apropriadas para pequenas escalas; 2) não é considerada a propagação do escoamento. Esses dois aspectos fundamentais tornam o modelo apropriado para a simulação em pequenas áreas, onde as características climáticas e físicas do solo sejam homogêneas. Isto implica que, as intensidades da chuva e as propriedades do solo não variam com o espaço. Em pequenas escalas, o efeito de atenuação no processo de propagação do escoamento é desprezível.

Quanto ao cálculo da erosão do solo, o modelo considera os processos de desprendimento pelo impacto das gotas de chuva e a erosão e transporte pelo escoamento. Além disso, o modelo propõe a verificação de diversas metodologias para o cálculo da produção de sedimentos. Contudo, foi desenvolvido para uma condição específica do uso do solo (sem cobertura vegetal). Outra limitação do modelo diz respeito à discretização da bacia. A fase canal não é tratada.

## CAPÍTULO IV

### 4. TESTE DO MODELO

A estratégia para testar o modelo desenvolvido consistiu na escolha de uma área com dados de escoamento e erosão disponíveis. A Bacia Experimental de Sumé (BES) reúne as condições necessárias para o teste com o modelo, pois conta com várias parcelas de escoamento e erosão com áreas de 100 m<sup>2</sup> (4,5 m x 22,2 m) e micro-bacias variando entre 5000 e 10000 m<sup>2</sup>. As várias unidades experimentais da BES têm diferentes condições de relevo, cobertura e manejo, fornecendo assim as condições básicas para teste e validação. Contudo, para fins de simplicidade, o modelo foi preparado para uma condição específica do uso do solo.

#### 4.1 Área de Estudo

A Bacia Experimental de Sumé (BES), inserida na Bacia Representativa de Sumé (BRS), está localizada próxima à cidade de Sumé, no Estado da Paraíba. Os estudos nessa região foram iniciados pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) no começo da década de 1970 (Cadier e Freitas, 1982). Trata-se de uma área representativa devido ao fato de seu solo, relevo, vegetação e clima serem semelhantes aos que são encontrados numa grande área do Nordeste do Brasil (ver Figura 4.2).

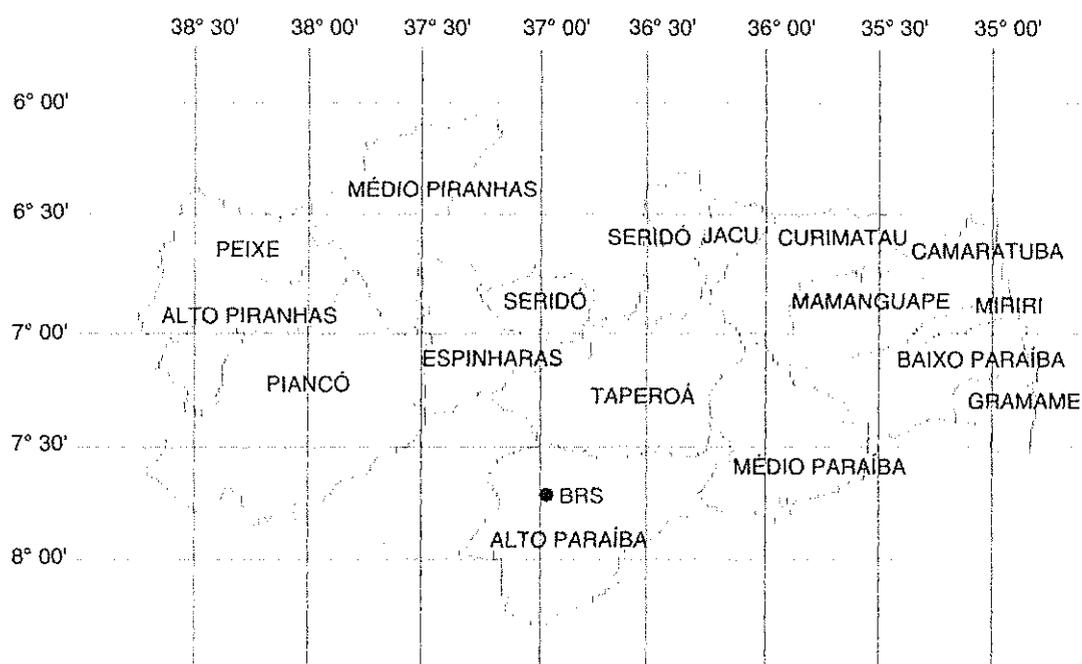


Figura 4.1. Localização da Bacia Representativa de Sumé no Estado da Paraíba (divisão por bacias hidrográficas).

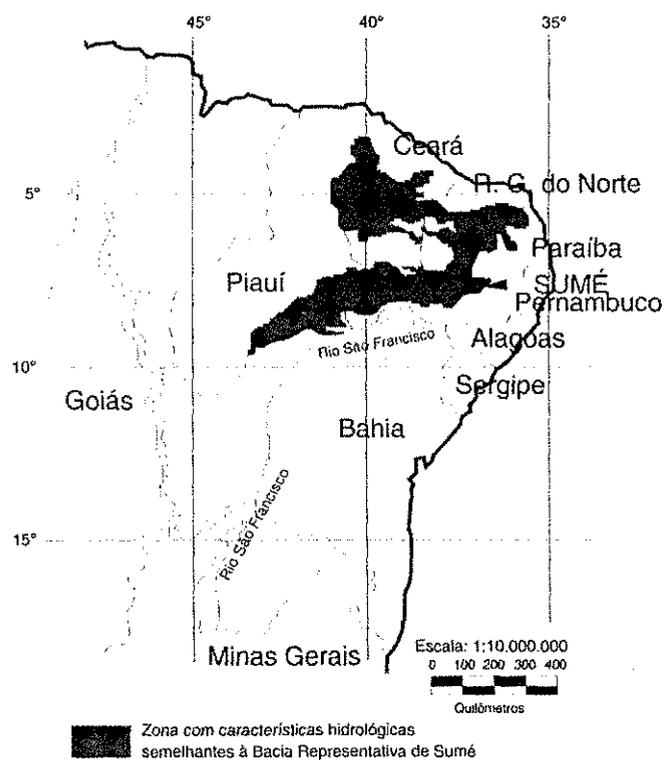


Figura 4.2. Área hidrologicamente semelhante à Bacia Representativa de Sumé (Cadier e Freitas, 1982).

A precipitação média anual varia entre 550 e 600 mm, com decenal seca igual a 300 mm e decenal úmida igual a 900 mm. O período mais chuvoso é centralizado entre 15 de fevereiro e 20 de abril, com período chuvoso entre janeiro e junho. A precipitação em 24 h ultrapassada 5 vezes por ano é igual a 30 mm, 1 vez por ano é igual a 61 mm, 1 vez a cada 10 anos é igual a 107 mm, 1 vez a cada 100 anos é igual a 159 mm (Cadier e Freitas, 1983).

A temperatura média anual varia entre 23 e 27°C com amplitudes térmicas diárias de 10°C. A insolação apresenta uma média anual igual a 2800 horas enquanto que a evapotranspiração média é de 2000 mm/ano. A evaporação anual no Tanque Classe A é igual a 2900 mm.

O solo mais abundante do sertão nordestino é o bruno não-cálcico vértico, constituindo cerca de 15% da superfície do polígono das secas. Este solo representa mais de 85% da superfície da Bacia Experimental de Sumé. Os outros 15% restantes são compostos por manchas de solos bruno não-cálcico modais associados a raros vertissolos. Os solos são rasos, com espessura variando de alguns decímetros a pouco mais de 1 m.

A Bacia Experimental de Sumé é formada por quatro microbacias com áreas entre 0,5 e 1 ha, caracterizando a topografia do terreno e a cobertura vegetal e nove parcelas experimentais de 100 m<sup>2</sup>, operadas sob chuva natural. Duas das microbacias estão localizadas em área com cobertura nativa de caatinga, estando as outras duas microbacias localizadas numa área onde a cobertura nativa foi completamente removida. As microbacias e parcelas experimentais apresentam diversas condições topográficas e de manejo e uso do solo e foram instrumentadas para medição do escoamento e erosão do solo. Uma estação climatológica, uma rede de cinco pluviômetros (P49, P51, P52, P53, P57) e três pluviógrafos (PG49, PG53, PG57) foram instalados para coleta de dados climatológicos (Srinivasan e Galvão, 1990). A Figura 4.3 mostra o croqui das instalações da Bacia Experimental de Sumé.

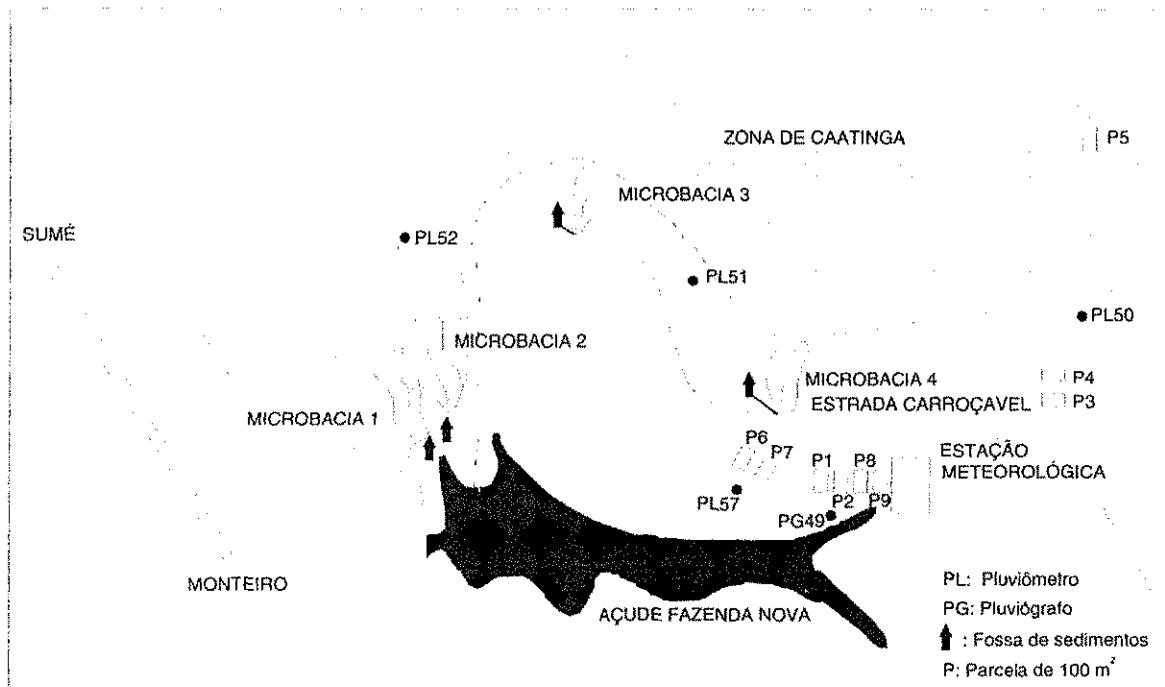


Figura 4.3. Croqui de localização das instalações da Bacia Experimental de Sumé.

#### 4.1.1 Microbacias

As microbacias 1 e 2 (M1 e M2) foram instaladas na área de vegetação nativa enquanto que as microbacias 3 e 4 (M3 e M4) foram instaladas na área onde a vegetação nativa foi retirada. As características relativas a cada microbacia estão apresentadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1. Características das microbacias (Cadier et al., 1983).

Microbacia	Área (ha)	Perímetro (m)	Declividade média (%)	Cobertura Vegetal
01	0,62	398	7,0	Caatinga Nativa
02	1,07	466	6,1	Caatinga Nativa
03	0,52	302	7,1	Desmatada
04	0,48	270	6,8	Desmatada

Em cada microbacia foi instalada uma fossa retangular de 2,3 m<sup>3</sup> de capacidade, equipada com um vertedor triangular de 90°, um linígrafo e um dispositivo de amostragem das águas que sangram. O vertedor foi dimensionado para uma vazão máxima de 270 l/s, o que corresponde à descarga provocada por uma chuva com intensidade de 100

mm/h que se escoaria em sua totalidade sobre uma superfície de 1 ha, com uma velocidade média de 0,2 a 0,3 m/s no canal da fossa (Cadier *et al.* 1983).

#### 4.1.2 Parcelas de Erosão

Na Bacia Experimental de Sumé, foram instaladas nove parcelas de erosão com diferentes declividades e cobertura vegetal, representando, dessa forma, as possíveis combinações de declividade, manejo do solo e cobertura vegetal na região. As parcelas são do tipo Wischmeier (Wischmeier e Smith, 1960) e possuem uma área de 100 m<sup>2</sup> (22,0 m x 4,55 m).

A Tabela 4.2 apresenta as características de cada parcela bem como o período de operação. Nota-se que a parcela 5 tem o mesmo tipo de cobertura vegetal das microbacias 1 e 2. As parcelas 1 e 4 são desmatadas, assim como as microbacias 3 e 4.

Tabela 4.2. Características das parcelas de 100 m<sup>2</sup>.

Parcela	Declividade Média (%)	Cobertura Vegetal	Período de Observação
1	3,8	Desmatada	1982 – 1991
2	3,9	Cobertura morta	1982 – 1991
3	7,2	Cobertura morta	1982 – 1991
4	7,0	Desmatada	1982 – 1991
5	9,5	Caatinga nativa	1982 – 1991
6	4,0	Palma morro abaixo	1983 – 1988
		Milho	1989
		Pousio	1990 – 1991
7	4,0	Palma em contorno	1983 – 1988
		Feijão	1989
		Pousio	1990 – 1991
8	4,0	Tipo Wischmeier	1986 – 1991
9	4,0	Caatinga nova (1981)	1986 – 1991

#### 4.2 Dados Disponíveis

Com base nas informações bibliográficas, referentes a trabalhos anteriores com dados da BES (e.g., Lopes, 2003; Aragão 2000; Figueiredo 1998, etc), foram possibilitadas a formação do banco de dados do modelo e análises necessárias ao estudo hidrológico adequado ao desenvolvimento e aplicação do modelo.

Figueiredo (1998) resumiu as principais características dos solos da região, as quais estão mostradas na Tabela 4.3.

Tabela 4.3. Propriedades dos solos dominantes na Bacia Representativa de Sumé.

Propriedades	Horizonte A	Horizonte B	Referências
a) Faixa do diâmetro do Solo			
>20 mm	4,10%	0,00%	Cadier e Freitas (1982)
2 – 20 mm	8,30%	1,50%	
0,20 – 2 mm	21,90%	29,50%	
0,05 – 0,2 mm	28,30%	20,70%	
0,002 – 0,05 mm	21,90%	15,80%	
<0,002 mm	15,80%	32,50%	
b) Densidade			
	1,74 kg/m	1,80 kg/m	Cadier e Freitas (1982)
	1,38 kg/m	1,34 kg/m	Molinier et al. (1989a)
	1,52 kg/m	1,56 kg/m	Montenegro e Silans (1991)
c) Porosidade	0,48	0,497	Molinier et al. (1989a)
d) Quantidade de água			
Na saturação	0,28 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,375 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Molinier et al. (1989a)
	0,30 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,340 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Montenegro e Silans (1991)
No ponto de murcha	0,058 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,084 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Cadier e Freitas (1982)
	0,133 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,153 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Molinier et al. (1989a)
Na capacidade de campo	0,018 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,190 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Cadier e Freitas (1982)
	0,183 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,198 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Molinier et al. (1989a)
	0,163 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,221 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Montenegro e Silans (1991)
a 10 kPa	0,245 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,326 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Molinier et al. (1989a)
	0,188 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,238 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Montenegro e Silans (1991)
Residual	0,022 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,028 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Molinier et al. (1989a)
	0,014 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,047 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	Montenegro e Silans (1991)
e) Condutividade hidráulica			
	26,0 mm/h	-	Cadier e Freitas (1982)
	0,588 mm/h	0,546 mm/h	Molinier et al. (1988)
	0,500 mm/h	0,500 mm/h	Molinier et al. (1989b)
	25,0 mm/h	3,0 mm/h	Montenegro e Silans (1991)

Fonte: Figueiredo (1998).

Uma estação climatológica instalada no açude de Sumé possui tanque evaporimétrico tipo Classe A, termômetros, anemômetros, conjunto psicrométrico e heliógrafo. Apesar de instalados cinco pluviômetros e três pluviógrafos nas proximidades das parcelas e microbacias. Os dados de precipitação utilizados neste trabalho foram

obtidos do pluviógrafo 49, devido à sua localização central e ao maior período de dados disponíveis.

Cada evento de precipitação que gerou escoamento nas parcelas recebeu um número de identificação e a denominação de “cheia”. Nos dez anos de coleta de dados foram catalogados 284 eventos. Os detalhes dos processos de medição de escoamento superficial e produção de sedimentos nas microbacias e parcelas são encontrados em Cadier *et al.* (1983) e Galvão (1990).

A coleta de dados hidrossedimentológicos na Bacia Experimental de Sumé compreendeu o período 1982 a 1997. Neste trabalho, foram empregados os dados de lâmina escoada e peso total de sedimento produzido em cada um dos experimentos, referentes ao período 1985 a 1987. O motivo desta escolha foi a caracterização pluviométrica destes anos (chuvoso, médio, seco).

### **4.3 Parametrização**

#### **4.3.1 Profundidade do Solo**

A profundidade do solo na BES é variável, entre zero e atingindo cerca de 1 m em alguns locais, e apresenta-se, geralmente, em dois horizontes com diferentes características (ver Tabela 4.3). Portanto, a profundidade do solo foi definida de acordo com as camadas A e B. A primeira camada (horizonte A) foi admitida com espessura de 10 cm (ver Cadier e Freitas, 1982). Para a segunda (horizonte B), a espessura admitida foi de 40 cm. Dessa forma, a profundidade total foi de 50 cm, ou seja, a camada impermeável situar-se-ia a 50 cm abaixo da superfície do solo.

#### **4.3.2 Parâmetros Hidráulicos do Solo**

Todos os parâmetros relacionados ao solo requeridos pelo modelo podem ser medidos, entretanto, também podem ser estimados segundo os percentuais de argila e areia, ou seja, a textura do solo. De acordo com Saxton *et al.* (1986), a textura do solo parece ser o mais relevante fator governante dos parâmetros hidráulicos do solo. Além disso, trata-se de um dos menos dispendiosos dados a ser obtido (Rawls *et al.*, 1982). Portanto, a aplicação da textura do solo é conveniente por ser simples, barato e confiável para a avaliação dos parâmetros hidráulicos. Foram adotados os percentuais de areia (%S) e argila (%C) do solo como sendo 50,2% e 15,77%, respectivamente, para o horizonte A e 50,2% e 22,5% para o horizonte B.

As equações de Saxton *et al.* (1986) e Rawls e Brakensiek, (1982) foram utilizadas para estimativa dos parâmetros utilizados pelo modelo. Os resultados obtidos por Figueiredo (1998) sugerem que ambas as equações são adequadas para aplicação na região de Sumé, conforme mostrado na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 - Parâmetros hidráulicos estimados para os solos de Sumé.

Método	$\theta_{sat}$ (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	$\theta_{cc}$ (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	$\theta_{pm}$ (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	$\theta_{res}$ (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	$\eta$ (-)	$K_s$ (m/dia)
Saxton <sup>a</sup>	0,448	0,235	0,111			0,306
Saxton <sup>b</sup>	0,488	0,289	0,183			0,057
Rawls <sup>a</sup>		0,270	0,117	0,075	0,463	0,320
Rawls <sup>b</sup>		0,255	0,148	0,112	0,398	0,100
Medido <sup>a</sup>	0,290	0,155	0,096	0,018	0,480	0,312
Medido <sup>b</sup>	0,358	0,203	0,119	0,038	0,497	0,032

Fonte: Figueiredo (1998).

Neste trabalho, os parâmetros  $\theta_{cc}$ ,  $\theta_{pm}$  e  $K_s$  foram estimados segundo as equações de Saxton *et al.* (1986), e os parâmetros  $\eta$  e  $\theta_{res}$ , com a equação de Rawls e Brakensiek, (1982).

A definição dos parâmetros, coeficiente e expoente, da equação (3.12) para cálculo da capacidade de infiltração do solo foi feita a partir dos dados do ensaio de capacidade de infiltração. Com as lâminas infiltradas, estimou-se a umidade volumétrica do solo a cada instante e esta foi associada à respectiva capacidade de infiltração. Então se fez uma análise de regressão e definiu-se o valor do coeficiente C como sendo 18 e do expoente D como 0,44.

### 4.3.3 Evapotranspiração

Embora experimentos conduzidos por Denmead e Shaw (1962) sugiram que a relação entre a razão  $E_a/E_p$  e a tensão do solo seja linear, Figueiredo (1998) modelou essa relação para a BES obtendo os resultados indicados na Figura 3.3. A equação (3.4) foi ajustada com base nos resultados da modelagem realizada por Figueiredo (1998), para a bacia experimental de Sumé.

#### 4.3.4 Parâmetros de Erosão do Solo

Para a simulação do transporte de sedimentos, os parâmetros do solo requeridos pelo modelo são: o diâmetro representativo dos grãos (m), a densidade dos grãos dos sedimentos, o coeficiente de erosividade da chuva  $k_r$  ( $J^{-1}$ ), o coeficiente de erosividade do escoamento  $k_f$  ( $mg/m^2/s$ ).

O diâmetro representativo adotado foi o diâmetro mediano,  $D_{50}$ , definido a partir da distribuição granulométrica do solo para cada área. Segundo Figueiredo (1998), os diâmetros  $D_{50}$  para as microbacias M3 e M4 e parcelas P1 e P4 são 0,38mm; 0,40 mm e 0,70mm; 1,0mm, respectivamente. A densidade dos grãos dos sedimentos foi tomada como sendo a densidade do quartzo 2,65.

Os coeficientes de erosividade do solo, pela chuva  $k_r$  e pelo escoamento  $k_f$ , foram definidos conforme informações da literatura (ver Wicks, 1998; Wicks *et al.* 1992; Bathurst *et al.* 1996; Figueiredo, 1998). A faixa de valores adotada para  $k_r$  varia de 0,45 a 17,8  $J^{-1}$ . Para o valor de  $k_f$ , foi adotada a sugestão de Wicks (1992) onde a relação  $k_r:k_f$  é assumida como 2:1, resultando numa faixa de valores de 0,23 a 8,90  $mg/m^2/s$ . O valor de  $k_f$  adotado, neste trabalho, foi de 6,0  $mg/m^2/s$ .

#### 4.3.5 Umidade Inicial do Solo

Para fins de praticidade, o início do período de simulação foi escolhido como sendo posterior ao período seco do ano antecedente e anterior à primeira chuva do ano corrente. Dessa forma, há uma garantia de que a umidade do solo neste instante seja extremamente baixa, em torno da umidade relativa ao ponto de murcha. A umidade inicial do solo foi definida como 0,110  $m^3/m^3$ .

#### 4.3.6 Outros Parâmetros

Além daqueles já mencionados, outros parâmetros definidos referem-se às características físicas da bacia como área, declividade e largura da saída da bacia, à massa específica e viscosidade da água e ao fator de aprisionamento do ar no interior do solo devido à infiltração.

Os parâmetros relativos à área e declividade de cada bacia, que foram utilizados, encontram-se expostos nas Tabelas 4.1 e 4.2. As larguras das seções de saída, das microbacias e parcelas, foram fixadas em 1,0m e 4,5m, respectivamente, baseando-se no trabalho de Júnior (2002).

Quanto à massa específica e viscosidade da água, foram tomadas referentes à temperatura média de 25°C na BES (Cadier *et al.* 1983), sendo, portanto, 9779 N/m<sup>3</sup> e 8,94 x 10<sup>-7</sup> m<sup>2</sup>/s. O fator de aprisionamento do ar  $f_a$  foi tomado como igual a 0,91.

#### 4.4 Módulo de Fluxo - Resultados

O módulo de fluxo do modelo desenvolvido é aquele onde são feitos os cálculos e simulações do estado do solo, a cada instante, para geração do escoamento superficial. Isto permite ao modelador, dentre outras coisas, a verificar o desenvolvimento do perfil de umidade do solo durante e entre os eventos de chuva, verificar o comportamento da condutividade hidráulica e tensão capilar do solo, além do escoamento superficial, o qual pode ser comparado com valores observados.

Foram simulados os eventos observados no período compreendido entre os anos de 1985 e 1987. A simulação do escoamento foi feita ano a ano para a microbacia 3. As lâminas calculadas, mostradas na Figura 4.4, referem-se aos eventos observados no ano de 1986.

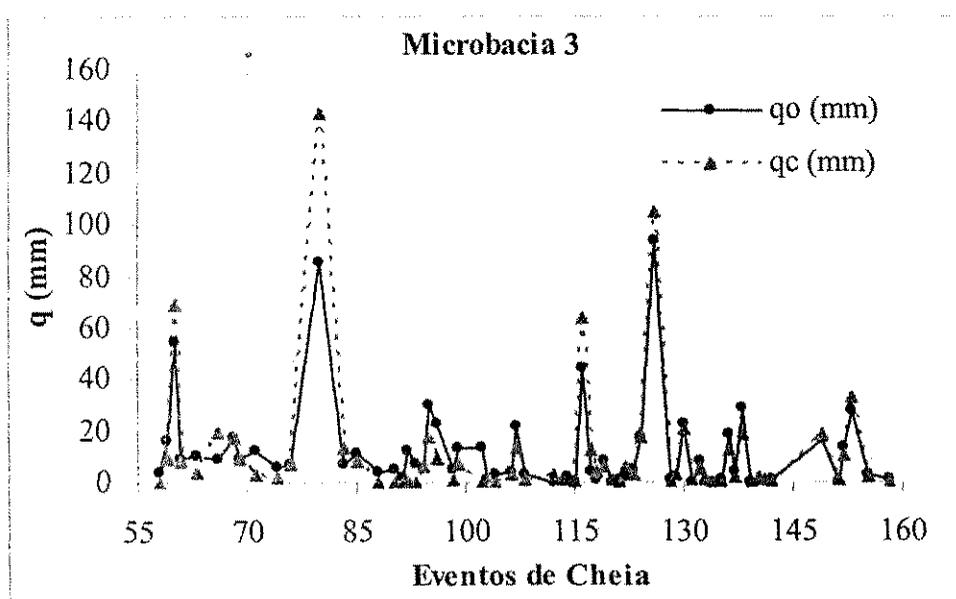


Figura 4.4 – Lâminas calculadas e observadas na Microbacia 3.

A Tabela 4.5 mostra os valores das lâminas simuladas e observadas que compõem o gráfico da Figura 4.4.

Tabela 4.5 -- Lâminas observadas e simuladas na microbacia 3.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>c</sub> (mm)
112	1986	1	2	M3	0,16	3,22
113	1986	2	5	M3	0,09	1,18
114	1986	2	6	M3	1,68	1,09
115	1986	2	7	M3	0,09	0,41
116	1986	2	12	M3	44,88	63,53
117	1986	2	13	M3	4,58	12,13
118	1986	2	26	M3	1,06	4,51
119	1986	2	28	M3	7,84	6,34
120	1986	3	2	M3	0,31	1,13
121	1986	3	3	M3	1,14	0,00
122	1986	3	4	M3	2,49	6,08
123	1986	3	5	M3	4,97	3,55
124	1986	3	8	M3	17,45	17,05
126	1986	3	21	M3	94,24	105,70
128	1986	3	24	M3	0,59	0,00
129	1986	3	30	M3	2,16	3,24
130	1986	4	7	M3	22,64	20,90
131	1986	4	8	M3	0,03	0,64
132	1986	4	9	M3	8,60	4,87
133	1986	4	13	M3	0,18	0,89
134	1986	4	14	M3	0,41	0,00
135	1986	4	15	M3	1,35	0,00
136	1986	4	21	M3	18,35	12,05
137	1986	4	22	M3	4,22	1,58
138	1986	4	30	M3	28,81	18,46
139	1986	5	6	M3	0,18	0,15
140	1986	6	12	M3	0,01	1,84
141	1986	7	16	M3	0,47	0,94
142	1986	7	20	M3	1,25	0,12
<b>Total</b>					270,2	291,6

A simulação foi feita de forma contínua, considerando os instantes onde não há ocorrência de chuva, para o período desejado.

Os valores das lâminas calculadas puderam, ainda, ser comparados através de hidrogramas, conforme mostrado nas Figuras 4.5 a 4.7 para os eventos 116, 124 e 126, respectivamente.

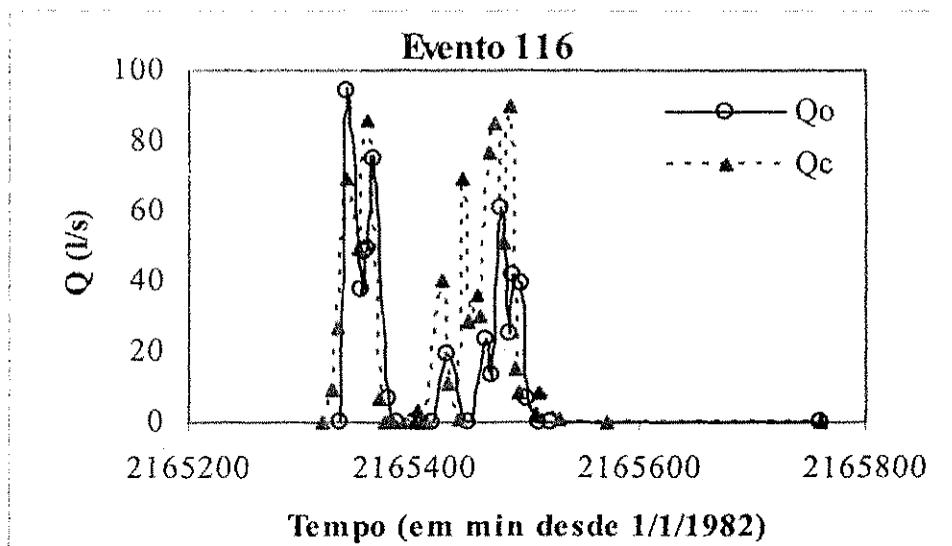


Figura 4.5 – Hidrogramas observado e simulado para o evento 116.

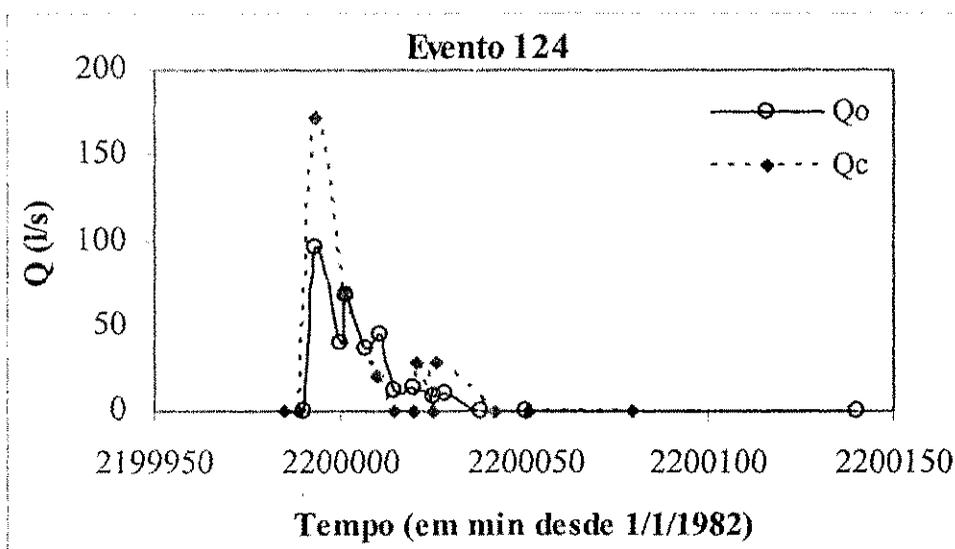


Figura 4.6 – Hidrogramas observado e simulado para o evento 124.

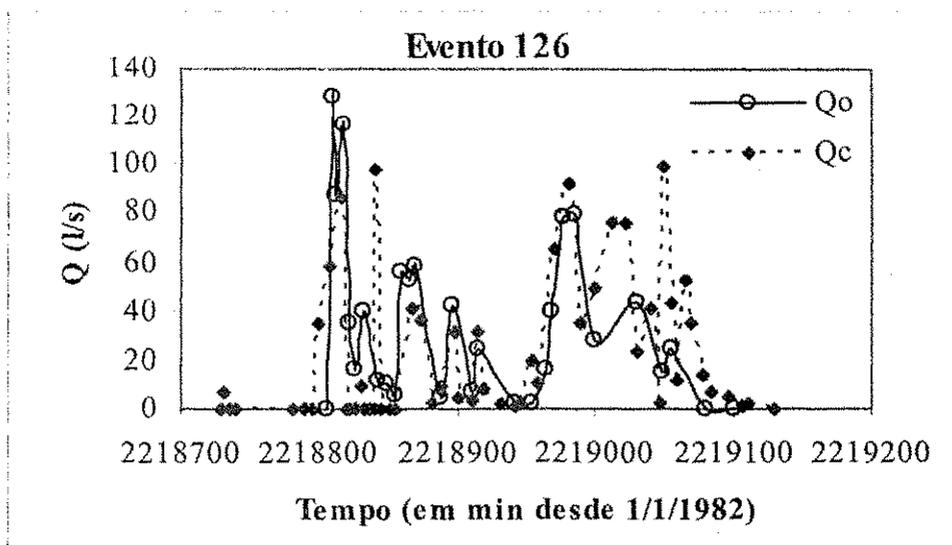


Figura 4.7 – Hidrogramas observado e simulado para o evento 126.

O comportamento do perfil de umidade do solo está intimamente associado ao hidrograma, influenciando nas condições de geração do escoamento. O desenvolvimento do perfil de umidade do solo anterior e durante o evento 124 é mostrado pelas Figuras 4.8 e 4.9, onde  $t_i$  representa o instante de tempo.

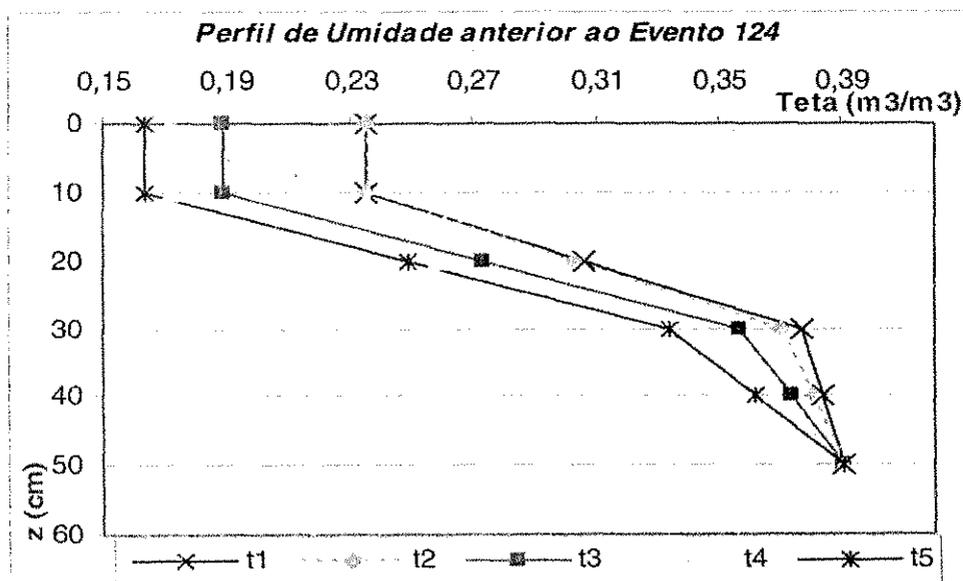


Figura 4.8 – Desenvolvimento do perfil de umidade do solo.

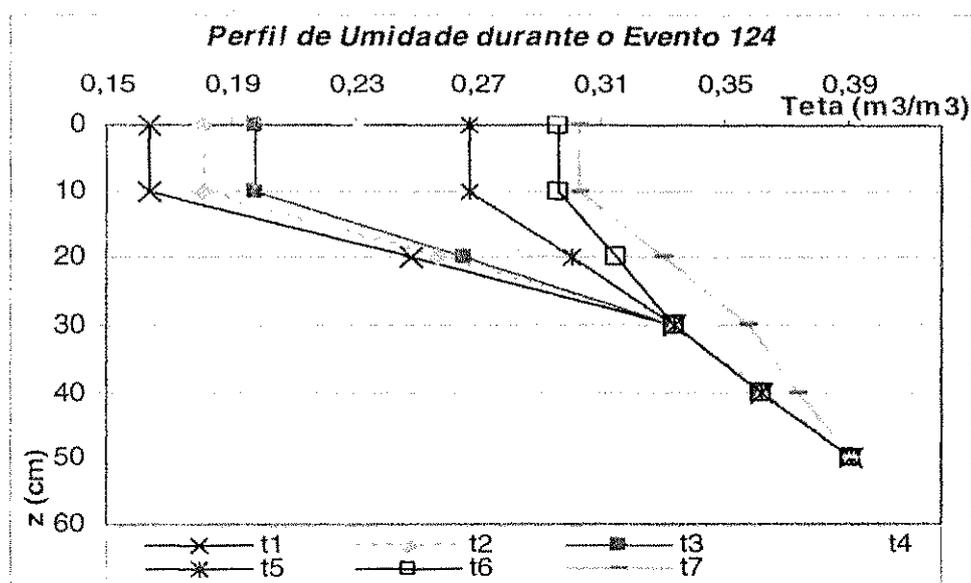


Figura 4.9 – Desenvolvimento do perfil de umidade do solo.

A condição de umidade do solo é a variável que governa as demais variáveis de estado do solo, como a condutividade hidráulica, a capacidade de infiltração e a tensão capilar, além de definir a taxa real de evapotranspiração do solo. O MOFIPE fornece a o cálculo destas variáveis instantaneamente, conforme mostrado nas Figuras 4.10 a 4.13 para o horizonte A do solo na simulação do escoamento na microbacia 3 no ano de 1986.

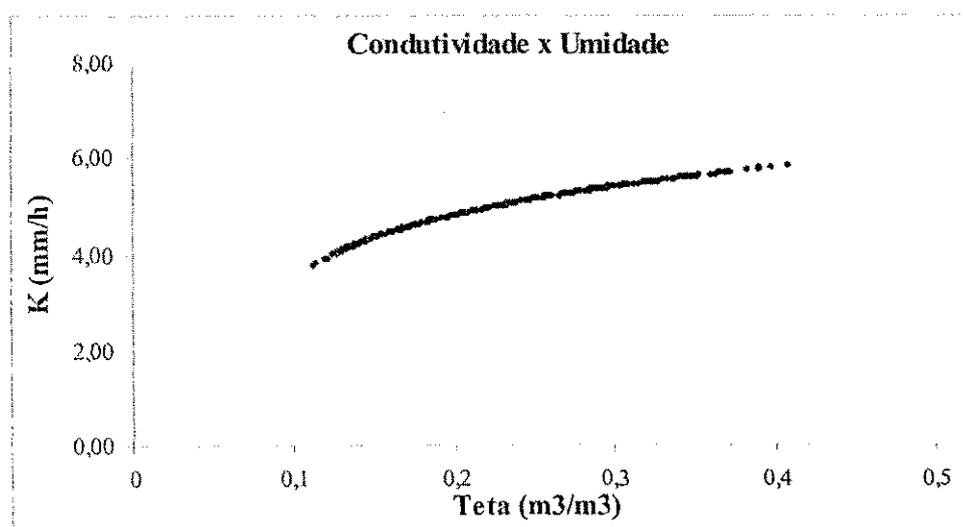


Figura 4.10 – Condutividade hidráulica x umidade do solo.

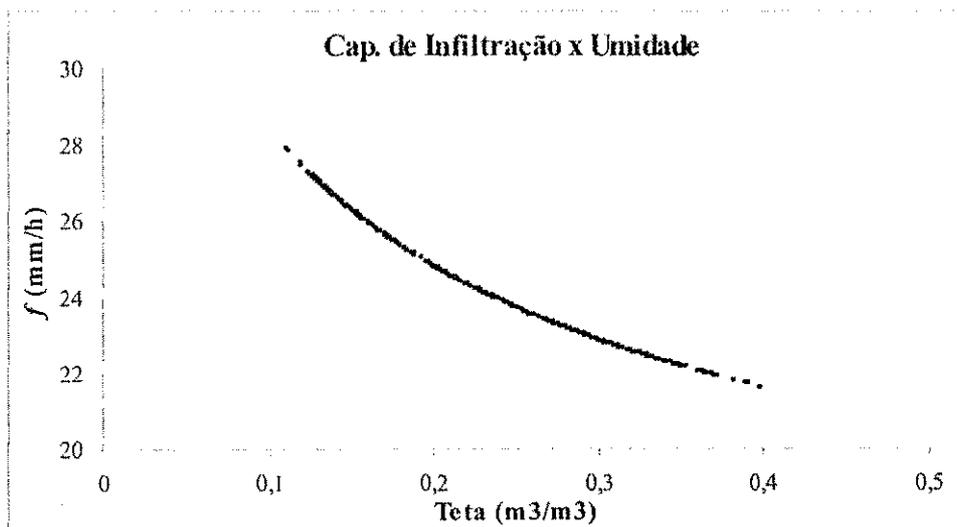


Figura 4.11 – Capacidade de infiltração x umidade do solo.

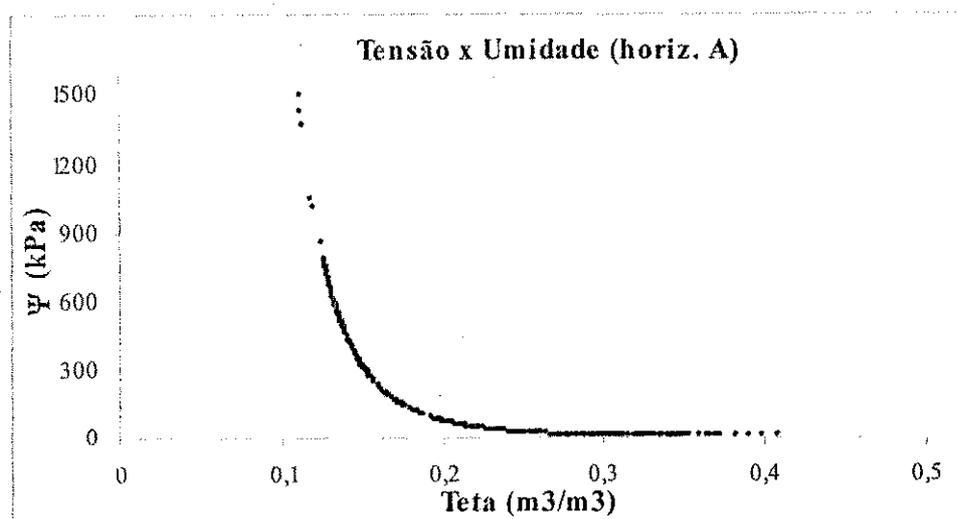


Figura 4.12 – Tensão capilar x umidade do solo.

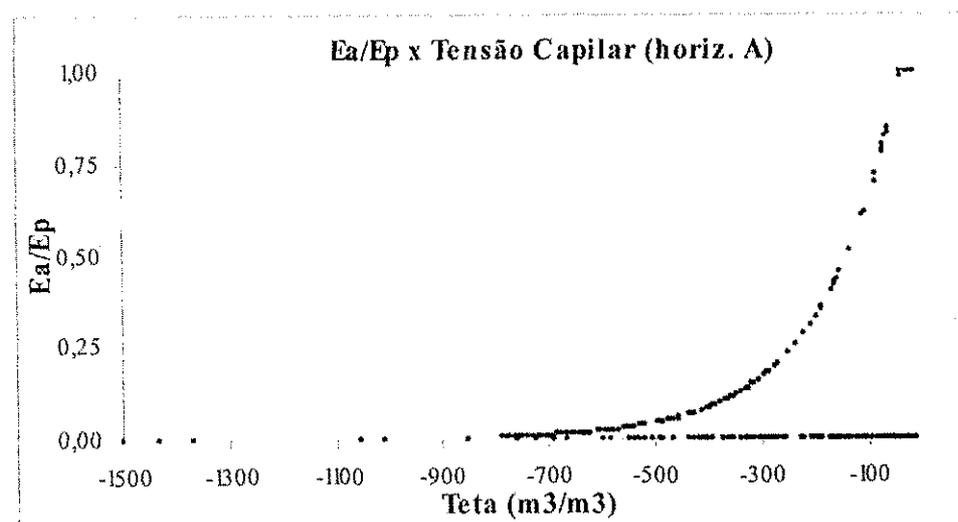


Figura 4.13 – Relação  $E_a/E_p$  x tensão capilar do solo.

#### 4.5 Módulo de Erosão - Resultados

O módulo de erosão do modelo desenvolvido é aquele onde são feitos os cálculos e simulações dos efeitos da ação erosiva das gotas de chuva e do fluxo sobre a superfície do solo.

A base de tempo da simulação da erosão é definida pelo modelo de fluxo, ou seja, pela variação da intensidade de precipitação. Dessa forma, a cada instante, é atualizada a quantidade de sedimentos desprendidos disponíveis para o transporte pelo fluxo. Com o incremento ou redução do escoamento superficial, a concentração de sedimentos desprendidos e a capacidade de transporte do fluxo são atualizadas. Isto permite ao modelo, dentre outras coisas, a verificar os totais de sedimentos disponíveis, transportados e depositados.

Além disso, como o modelo utiliza três metodologias distintas para o transporte de sedimentos, a saber, Engelund-Hansen (1967), Yalin (1963) e Laursen (1958), o comportamento destas entre si e sua aplicabilidade à região simulada podem ser verificados.

A simulação é feita de forma contínua, considerando os instantes onde não há ocorrência de chuva, para o período desejado.

Foram simulados os eventos observados no período compreendido entre os anos de 1985 e 1987. A simulação da produção de sedimentos foi feita ano a ano para a microbacia 3, conservando-se os mesmos valores para todos os parâmetros do modelo de fluxo definidos anteriormente (ver item 4.3), resultando nos valores apresentados na Tabela 4.6 para o ano de 1986.

Na simbologia adotada na Tabela 4.6 tem-se que:  $E_o$  é a erosão observada na microbacia;  $E_{disp}$  é o total de sedimentos disponível para o transporte pelo fluxo (equações 3.14 e 3.18);  $E_c^1$  é a erosão calculada usando a equação de transporte de Engelund-Hansen;  $E_c^2$  é a erosão calculada usando a equação de transporte de Yalin;  $E_c^3$  é a erosão calculada usando a equação de transporte de Laursen.

Tabela 4.6 – Erosão observada e simulada na microbacia 3.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	E <sub>o</sub> (kg/ha)	E <sub>disp</sub> (kg/ha)	E <sub>c</sub> <sup>1</sup> (kg/ha)	E <sub>c</sub> <sup>2</sup> (kg/ha)	E <sub>c</sub> <sup>3</sup> (kg/ha)
113	1986	2	5	M3	279	2.338	1.682	15	765
114	1986	2	6	M3	210	388	289	1	289
115	1986	2	7	M3	57	305	80	0	80
116	1986	2	12	M3	6.557	6.407	6.180	2.268	6.188
117	1986	2	13	M3	1.317	2.385	1.708	438	1.708
118	1986	2	26	M3	279	2.338	1.682	15	765
119	1986	2	28	M3	1.102	1.743	1.272	66	1.272
120	1986	3	2	M3	64	605	267	1	267
121	1986	3	3	M3	132	177	0	0	0
122	1986	3	4	M3	309	1.304	1.113	73	148
123	1986	3	5	M3	420	957	798	49	798
124	1986	3	8	M3	1.118	2.354	2.105	606	1.716
126	1986	3	21	M3	12.501	10.649	9.913	5.852	9.745
131	1986	4	8	M3	11	245	98	0	98
132	1986	4	9	M3	2.479	1.495	1.096	13	1.096
133	1986	4	13	M3	257	454	219	0	367
134	1986	4	14	M3	51	0	0	0	0
135	1986	4	15	M3	126	260	0	0	0
136	1986	4	21	M3	6.003	2.218	1.963	367	2.087
137	1986	4	22	M3	660	500	487	8	487
139	1986	5	6	M3	29	910	63	0	63
141	1986	7	16	M3	42	637	411	0	411
142	1986	7	20	M3	126	372	44	0	167
<b>Total</b>					33.872	37.183	30.026	9.755	27.990

Comparando-se os eventos expostos nas tabelas 4.5 e 4.6, percebe-se a ausência de alguns eventos na segunda tabela. Isto é devido à inexistência de dados observados de erosão para tais eventos.

Durante o período de operação da BES não houve observação de sedigramas, isto é registros de erosão variando com o tempo. Portanto, devido à indisponibilidade de tais diagramas, os valores calculados e observados puderam ser comparados somente quanto aos totais produzidos. Entretanto, a construção de sedigramas, com as diferentes metodologias de cálculo da capacidade de transporte, permitiu compará-los entre si. As Figuras 4.14, 4.15 e 4.16 mostram os resultados obtidos para os eventos 116, 124 e 126 respectivamente.

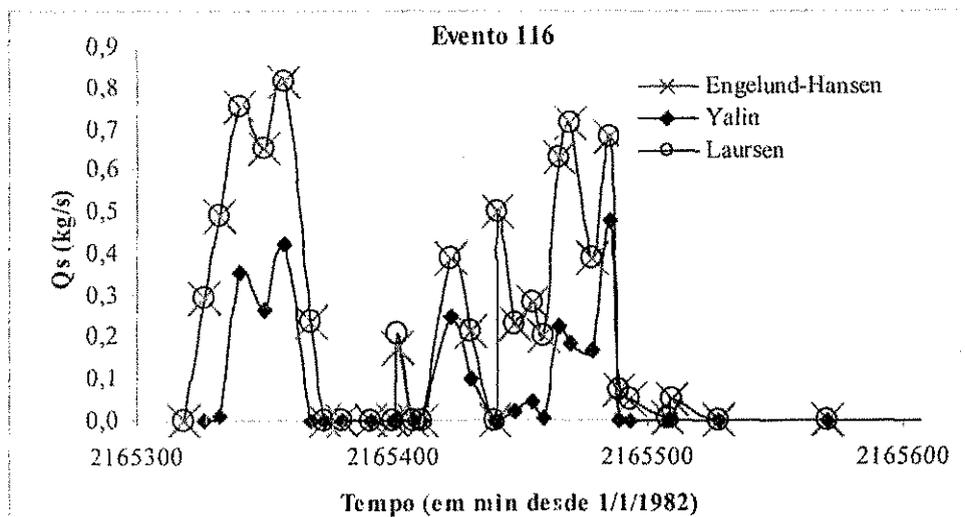


Figura 4.14 – Sedigramas comparativo do evento 116.

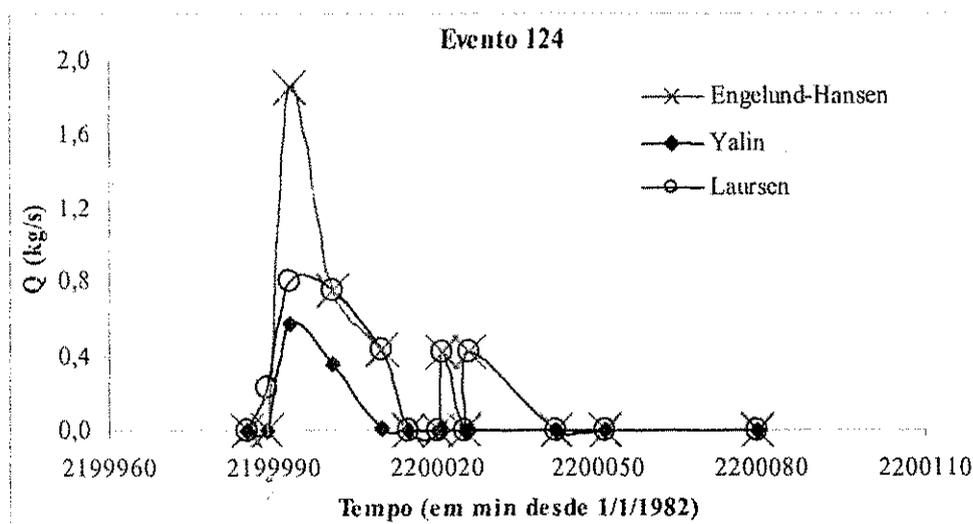


Figura 4.15 – Sedigramas comparativo do evento 124.

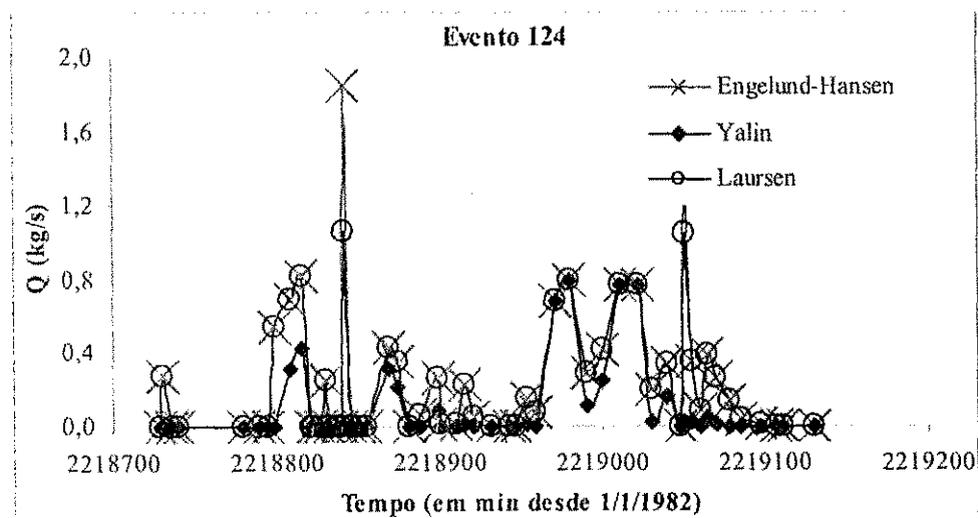


Figura 4.16 – Sedigramas comparativo do evento 126.

## CAPÍTULO V

### 5. VALIDAÇÃO

Validação é o processo de verificar se os parâmetros do modelo representam bem o sistema da bacia hidrográfica e se o modelo é capaz de representar os processos considerados.

A literatura refere-se a diferentes métodos de validação, tais como a divisão de dados, uso de duas ou mais bacias, *etc.* (Klemeš, 1986; Ewen e Parkin, 1996; Figueiredo, 1999; Braga, 2001).

Ewen e Parkin (1996) fazem uma discussão sobre alguns métodos existentes, dando ênfase àqueles propostos por Klèmes (1986), dentre os quais estão:

**a) Teste da divisão da amostra:** baseia-se na divisão da amostra disponível em duas partes: uma para a calibração e outra para validação;

**b) Teste de divisão da amostra diferenciada:** nele os dados são divididos de acordo com a razão de alguma variável envolvida, para se fazer a validação em condição oposta aquela da calibração. Por exemplo, com a variável precipitação, pode-se calibrar para um período seco e validar-se para um chuvoso (úmido);

**c) Teste da bacia homogênea ou vizinha:** são usados dados de duas bacias. Calibra-se com os dados de uma bacia e faz-se a validação com os da outra;

**d) Teste da bacia homogênea ou vizinha diferenciada:** este teste é semelhante ao teste de divisão da amostra diferenciada, sendo que são dados de bacias

diferentes. Ou seja, calibra-se com o período seco de uma bacia e se valida com o período úmido de outra.

Neste trabalho, visando uma melhor análise do modelo desenvolvido e dos parâmetros utilizados na simulação dos processos na microbacia 3, optou-se por validar o modelo desenvolvido através de sua aplicação em diferentes anos (seco, úmido e chuvoso) e áreas (microbacias e parcelas). Finalmente, os parâmetros foram variados dentro de faixas realistas para uma análise comparativa com os valores observados haja vista que não houve calibração. Ou seja, foram utilizados, os testes: **i)** de divisão da amostra diferenciada; **ii)** da bacia homogênea ou vizinha; **iii)** da bacia homogênea ou vizinha diferenciada. Além disso, os resultados obtidos com o MOFIPE foram comparados com os resultados obtidos por outros modelos calibrados.

As simulações foram feitas conservando-se os mesmos parâmetros, exceto a declividade média, área da bacia e diâmetro representativo ( $D_{50}$ ), para todas estas unidades, e simulações com a variação dos principais parâmetros dentro de sua respectiva faixa de variação. Uma comparação dos resultados foi feita com aqueles simulados com os modelos WESP e Kineros2. A validação foi feita para os módulos de fluxo e erosão.

### 5.1 Módulo de Fluxo

Com os parâmetros utilizados para a simulação do escoamento na microbacia 3 no ano de 1986, foram simuladas as lâminas escoadas no período 1985-1987 (anos chuvoso, médio e seco), nas microbacias 3 e 4 e nas parcelas 1 e 4 (áreas desmatadas). A Figura 5.1 e a Tabela 5.1 mostram os resultados para o ano de 1985 na microbacia 4.

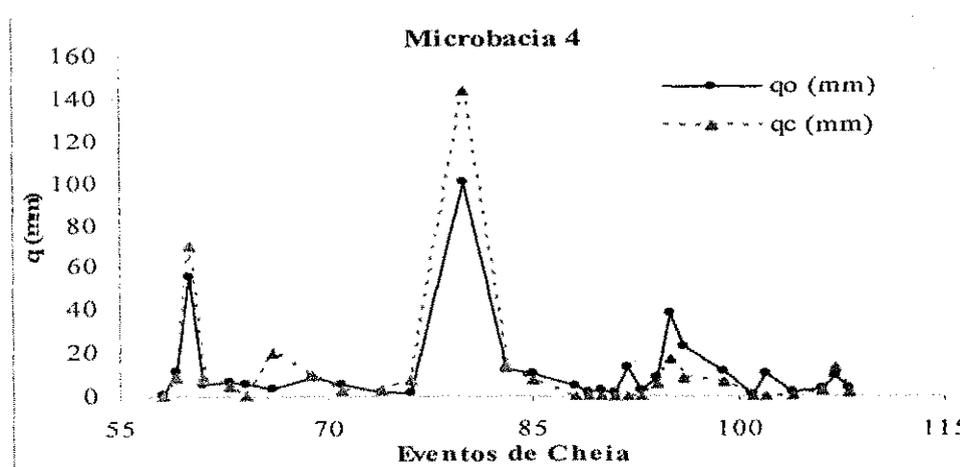


Figura 5.1 – Lâminas observadas e simuladas na microbacia 4.

Tabela 5.1 – Lâminas observadas e simuladas na microbacia 4.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>c</sub> (mm)
58	1985	2	4	M4	0,88	0,02
59	1985	2	5	M4	11,40	8,90
60	1985	2	10	M4	55,40	69,61
61	1985	2	11	M4	5,34	8,28
63	1985	2	13	M4	6,96	4,62
64	1985	2	14	M4	5,35	0,00
66	1985	2	17	M4	4,03	19,90
69	1985	2	20	M4	8,60	9,66
71	1985	2	27	M4	6,09	2,87
74	1985	3	4	M4	1,54	2,42
76	1985	3	19	M4	1,99	7,42
80	1985	3	26	M4	101,00	144,00
83	1985	3	30	M4	12,10	13,80
85	1985	4	1	M4	10,90	8,08
88	1985	4	4	M4	4,43	0,00
89	1985	4	5	M4	1,45	0,00
90	1985	4	6	M4	2,86	0,00
91	1985	4	7	M4	2,26	0,00
92	1985	4	8	M4	13,00	0,30
93	1985	4	10	M4	3,18	0,28
94	1985	4	11	M4	8,52	6,08
95	1985	4	12	M4	38,50	17,32
96	1985	4	14	M4	22,70	9,01
99	1985	4	24	M4	11,90	6,86
101	1985	4	27	M4	1,24	0,00
102	1985	4	29	M4	11,00	0,00
104	1985	5	3	M4	1,44	0,00
106	1985	6	5	M4	3,50	3,29
107	1985	6	11	M4	9,79	13,11
108	1985	6	12	M4	4,21	1,50
<b>Total</b>					371,6	357,3

Os resultados das simulações em todas as áreas, anos e modelos de simulação empregados, são apresentados nas Tabelas C1 a C4 no anexo.

Fazendo-se variar a profundidade do solo e os percentuais de argila (%C) e areia (%S) nos valores limites de suas respectivas faixas de variação do grupo do solo, novos parâmetros foram determinados e introduzidos no modelo para novas simulações. Os valores da profundidade do solo foram definidos pelo relatório da SUDENE sobre a

BES (Cadier *et al.*, 1983) e os percentuais de argila através do gráfico de classificação textural do solo (ver Saxton *et al.*, 1986).

Como a profundidade do solo na BES pode chegar a cerca de 1 m e é, geralmente, dividido em dois horizontes bem definidos, A e B, foram utilizados os valores de 5 cm e 20 cm como profundidades mínima e máxima para a camada A do solo e 25 cm e 80 cm para a camada B.

Segundo os dados dos solos da área do estudo descritos em Cadier e Freitas (1982), os percentuais de argila e areia do solo são 15,77% e 50,2% respectivamente para o horizonte A (*Loam*) e 32,5% e 50,2% para o horizonte B (*Sandy Clay Loam*). Os valores limites utilizados para estes horizontes, classificados nos mesmos grupos são: 10% e 22% de argila para A e 25% e 40% de argila para B. A influência destas variações pode ser percebida na condutividade hidráulica e tensão capilar do solo na Figura 5.1, bem como, analisada nos resultados apresentados na Figura 5.3, para a parcela 1.

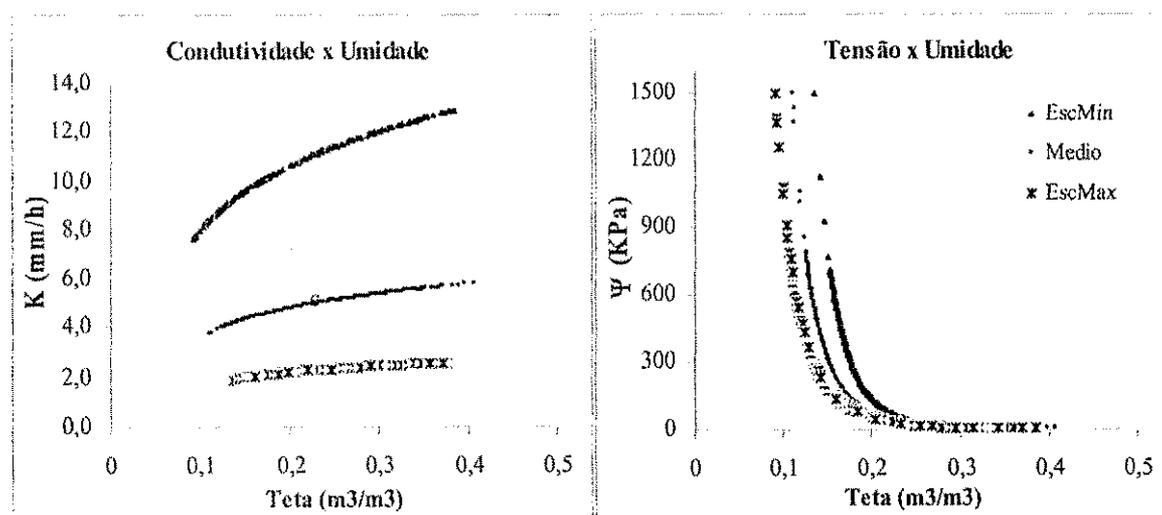


Figura 5.2 – Efeito da variação dos parâmetros na condutividade e tensão do solo.

A Figura 5.3 mostra a influência das variações dos parâmetros sobre as lâminas calculadas na parcela 1.

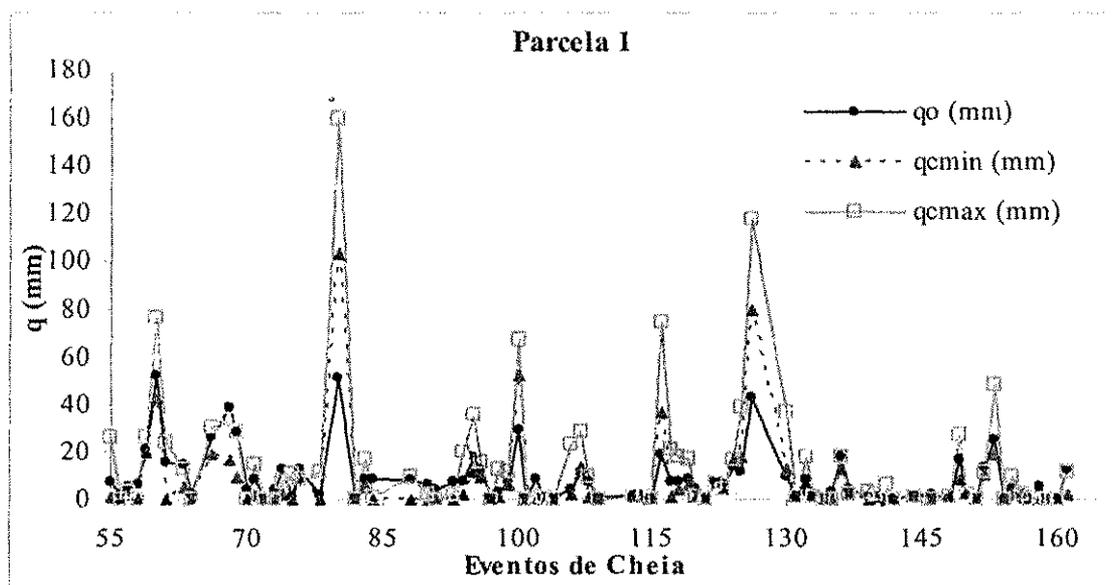


Figura 5.3 – Lâminas máximas e mínimas calculadas pelo ajuste.

As Tabelas C5 a C8, no anexo, mostram os resultados das simulações do escoamento em todas as áreas estudadas.

## 5.2 Módulo de Erosão

A validação do módulo de erosão do modelo desenvolvido foi feita pela simulação do escoamento utilizando os parâmetros definidos no item 5.1.1 e variação dos parâmetros de erosividade do solo pelo impacto das gotas de chuva ( $k_r$ ) e pelo escoamento ( $k_f$ ) dentro da faixa de variação recomendada na literatura (ver Wicks, 1998; Wicks *et al.* 1992; Bathurst *et al.* 1996; Figueiredo, 1998). Os valores limites de  $k_r$  adotados foram 0,45 e 17,8  $J^{-1}$ , enquanto que para  $k_f$  foram 0,23 e 8,9  $mg/m^2/s$ . Associou-se, então, as situações mínimas de escoamento e desprendimento de sedimentos para a condição de menor produção e as situações máximas de escoamento e desprendimento dos sedimentos para a condição máxima de produção. A Tabela 5.2 mostra os resultados calculados pelo modelo utilizando os três métodos de determinação da capacidade de transporte, os quais poder ser comparados com os valores observados. As Tabelas C9 a C12, do anexo, mostram todos os resultados.

Tabela 5.2 – Erosão máxima e mínima calculadas na parcela 1.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	E <sub>o</sub> (kg/ha)	Ec <sub>1min</sub> (kg/ha)	Ec <sub>1max</sub> (kg/ha)	Ec <sub>2min</sub> (kg/ha)	Ec <sub>2max</sub> (kg/ha)	Ec <sub>3min</sub> (kg/ha)	Ec <sub>3max</sub> (kg/ha)
144	1987	2	7	P1	237	6	40	0	0	11	428
146	1987	2	12	P1	347	0	0	0	0	6	0
148	1987	3	2	P1	6	5	5	0	0	5	207
149	1987	3	3	P1	1.445	29	587	19	1.158	29	1.324
150	1987	3	10	P1	79	13	58	1	0	13	514
151	1987	3	12	P1	68	3	2	0	0	3	135
152	1987	3	15	P1	388	38	308	26	1.057	38	1.552
153	1987	3	28	P1	3.870	59	1.186	48	1.889	61	2.664
154	1987	4	4	P1	16	0	0	0	0	1	0
155	1987	5	2	P1	1.082	16	105	16	701	16	865
156	1987	6	1	P1	53	13	69	0	0	13	513
157	1987	6	6	P1	2	1	0	0	0	1	32
158	1987	6	28	P1	614	2	4	0	0	2	72
159	1987	6	29	P1	132	2	0	0	0	4	111
160	1987	7	4	P1	4	0	0	0	0	0	0
161	1987	7	9	P1	1.463	6	159	0	140	9	1.094
<b>Total</b>					9.806	192	2.524	110	4.944	212	9.511

1, 2 e 3 referem-se às metodologias de Englund-Hansen, Yalin e Laursen respectivamente.

### 5.3 Comparação com Outros Modelos

Os resultados obtidos na simulação do escoamento e erosão foram comparados com os resultados simulados com os modelos WESP e Kineros2 na BES obtidos por Aragão (2000) e Lopes (2003), respectivamente. As Tabelas 5.3 e 5.4 mostram os resultados comparativos entre os resultados dos modelos e os dados observados das lâminas e erosões, respectivamente, na microbacia 4 no ano de 1986.

Vale salientar que os dados obtidos por Lopes (2003) foram calibrados e os obtidos por Aragão (2000) por validação aplicando-se os valores médios dos parâmetros calibrados na microbacia 3.

No anexo, as Tabelas C9 a C12 mostram os resultados para a erosão em todas as áreas, anos e modelos de simulação empregados.

Tabela 5.3 – Comparação das lâminas calculadas pelos os modelos.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	$q_o$ (mm)	$q_c$ (mm)	$q_w$ (mm)	$q_K$ (mm)
114	1986	2	6	M4	1,03	1,08	1,71	1,03
116	1986	2	12	M4	53,80	63,39		53,90
117	1986	2	13	M4	3,47	14,58	4,58	3,42
118	1986	2	26	M4	5,31	4,51	–	5,32
119	1986	3	1	M4	9,71	6,34	–	9,76
122	1986	3	4	M4	5,58	6,08	–	5,59
123	1986	3	5	M4	4,01	3,54	5,05	4,02
124	1986	3	8	M4	17,60	17,01	–	17,70
125	1986	3	13	M4	19,70	22,40	–	19,50
126	1986	3	21	M4	76,60	105,53	–	76,20
127	1986	3	22	M4	0,73	0,00	–	–
130	1986	4	7	M4	13,40	18,63	–	13,70
132	1986	4	9	M4	5,64	11,74	8,69	5,65
135	1986	4	15	M4	0,94	0,00	1,36	–
136	1986	4	21	M4	15,80	12,52	18,54	15,90
137	1986	4	22	M4	3,45	1,70	0,09	3,46
138	1986	4	30	M4	31,91	19,23		4,37
<b>Total</b>					268,7	308,3	40,0	23,7

$q_w$  e  $q_K$  são as lâminas calculadas pelos modelos WESP e Kineros2 respectivamente.

Tabela 5.4 – Comparação da erosão calculada pelos modelos.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	$E_o$ (kg/ha)	$E_{disp}$ (kg/ha)	$Ec_1$ (kg/ha)	$Ec_2$ (kg/ha)	$Ec_3$ (kg/ha)	$Ec_w$ (kg/ha)	$Ec_K$ (kg/ha)
114	1986	2	6	M4	275	385	286	0	286	190	274
116	1986	2	12	M4	7.168	6.160	5.927	2.249	5.942	–	7.150
117	1986	2	13	M4	1.077	2.420	1.718	497	1.719	1.113	1.085
118	1986	2	26	M4	286	2.329	1.673	14	781	–	285
119	1986	3	1	M4	909	1.724	1.254	63	1.254	–	909
122	1986	3	4	M4	338	1.297	1.106	72	164	46	339
123	1986	3	5	M4	295	949	790	47	790	–	292
124	1986	3	8	M4	1.127	2.299	2.048	603	1.719	–	1.131
125	1986	3	13	M4	4.417	3.971	2.835	497	2.119	–	4.417
126	1986	3	21	M4	2.780	9.698	9.359	5.563	9.232	–	2.776
130	1986	4	7	M4	263	2.810	2.417	293	2.505	–	263
132	1986	4	9	M4	559	1.741	1.494	68	1.494	2.089	560
136	1986	4	21	M4	2.678	2.152	1.970	382	2.021	3.500	2.692
137	1986	4	22	M4	302	502	489	10	489	–	302
<b>Total</b>					22.474	38.436	33.366	10.359	30.515	6.938	22.475

## CAPÍTULO VI

### 6. ANÁLISE E DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Neste capítulo são apresentadas as análises e discussões referentes aos resultados obtidos no teste e validação do modelo, os quais foram apresentados anteriormente.

Os resultados foram analisados com base na comparação do escoamento superficial e da erosão do solo, com dados observados bem como na comparação com as simulações pelos modelos WESP e Kineros2. Os parâmetros hidráulicos do solo também foram analisados.

#### 6.1 Escoamento Superficial

Pela aplicação do MOFIPE às parcelas 1 e 4 e às microbacias 3 e 4 da Bacia Experimental de Sumé, pode-se observar uma representação satisfatória quanto a simulação do escoamento superficial. As Figuras 6.1 e 6.2 apresentam uma comparação geral entre as lâminas calculadas e as observadas nas parcelas e microbacias, respectivamente, para o período de 1985 a 1987. Através de uma análise visual, percebe-se que as lâminas calculadas se aproximam bem das observadas.

A qualidade dos ajustes das lâminas calculadas em relação às observadas pode ser verificada, também, com base nos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) obtidos para cada unidade experimental, ano a ano, e para todo o período, conforme apresentado na tabela 6.1. De um modo geral, o modelo representou melhor o escoamento nas microbacias ( $r^2$  médio = 0,90) que nas parcelas ( $r^2$  médio = 0,72).

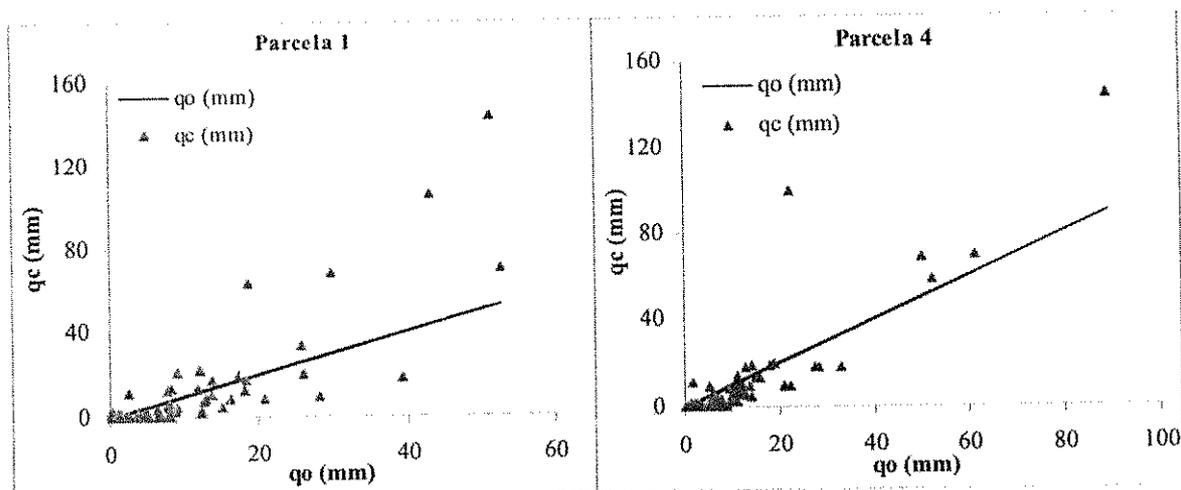


Figura 6.1 – Comportamento das lâminas nas parcelas de 1985 a 1987.

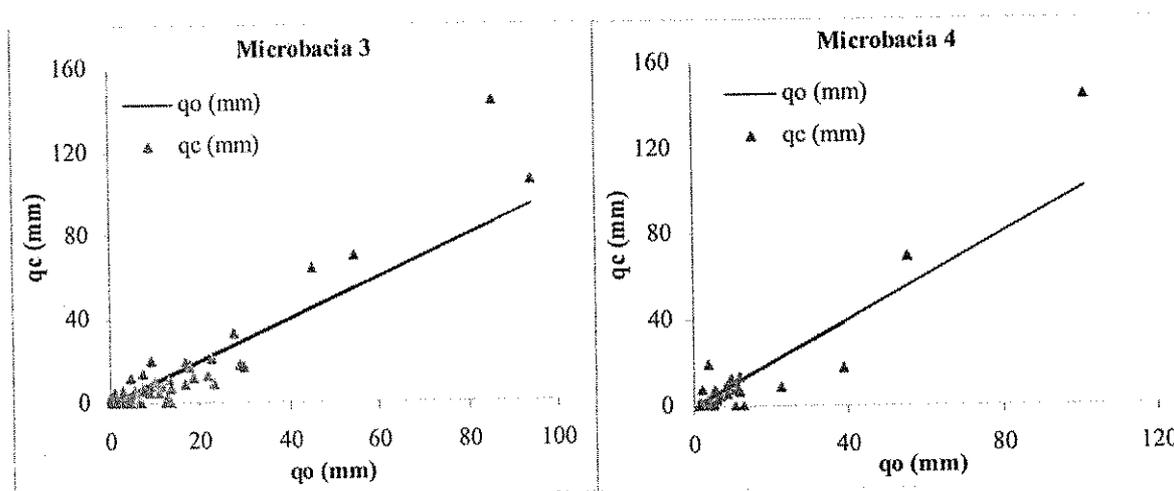


Figura 6.2 – Comportamento das lâminas nas microbacias de 1985 a 1987.

Tabela 6.1 – Coeficientes de determinação  $r^2$  para as lâminas.

Local	1985	1986	1987	Tudo
P1	0,6547	0,8505	0,8361	0,6753
P4	0,9026	0,4861	0,8913	0,7718
M3	0,8961	0,9467	0,9166	0,8917
M4	0,9033	0,9355	0,9404	0,9102

A comparação com os resultados obtidos pela aplicação dos modelos WESP e Kineros2 é mostrada na Figura 6.3.

Percebe-se que o MOFIPE superestima os maiores eventos, o que deve ser devido a não consideração da fase canal na simulação do escoamento nas microbacias. Pode-se notar, também, que os resultados fornecidos pelo MOFIPE, sem calibração, comparam-se bem com aqueles simulados pelos outros modelos, os quais foram obtidos por calibração.

Em termos de coeficiente de determinação ( $r^2$ ), a tabela 6.2 compara o ajuste às lâminas observadas pelas calculadas por cada modelo. De um modo geral, os modelos calibrados apresentam os melhores resultados ( $r^2 > 0,56$  para WESP e  $r^2 > 0,85$  para Kineros2). Entretanto, os valores de  $r^2$  obtidos com os resultados do MOFIPE são bastante razoáveis ( $r^2 > 0,67$ ).

Tabela 6.2 – Coeficientes de determinação  $r^2$  obtidos pelos modelos para as lâminas.

Local	1985			1986			1987			Tudo		
	M	W	K	M	W	K	M	W	K	M	W	K
P1	0,65	0,48	0,85	0,85	0,97	0,92	0,83	1	1	0,67	0,56	0,85
P4	0,90	0,98	0,99	0,48	0,97	0,99	0,89	0,86	0,99	0,77	0,97	0,99
M3	0,89	0,99	0,98	0,95	1	0,99	0,91	0,93	0,99	0,89	0,99	0,99
M4	0,90	0,96	0,99	0,93	0,91	0,89	0,94	0,99	0,99	0,91	0,88	0,95

Pode-se, ainda, comparar-se os resultados obtidos pelos modelos, conforme tabela 6.3, no que se refere às lâminas totais calculadas no período 1985 a 1987.

Tabela 6.3 – Lâminas totais calculadas pelos modelos entre 1985 e 1987.

Local	Observada (mm)			MOFIPE (mm)			WESP (mm)			Kineros2 (mm)		
	1985	1986	1987	1985	1986	1987	1985	1986	1987	1985	1986	1987
P1	481,5	180,8	87,3	457,2	289,6	74,5	191,5	114,5	47,2	471,2	235,5	87,5
P4	522,7	212,4	50,2	459,1	267,1	36,3	234,0	153,5	43,3	513,9	217,7	50,9
M3	415,2	270,2	72,6	378,1	291,6	67,9	105,3	205,9	25,7	382,8	105,9	55,2
M4	371,5	268,6	47,3	357,3	308,2	67,0	28,5	40,02	13,6	350,4	239,5	33,5

Embora o modelo Kineros2 forneça resultados mais próximos dos valores observados, exceto para micro bacia 3, vale salientar que estes resultados são provenientes

de calibração. Ou seja, para cada lâmina calculada Lopes (2003) utilizou diferentes valores do parâmetro *Sat* referente ao cálculo do escoamento pelo Kineros2.

Os valores fornecidos pelo modelo WESP, para as parcelas 1 e 4 e microbacia 3, também são provenientes de um processo de calibração do modelo. Neste caso, Aragão (2000) variou o parâmetro *Ns* referente ao cálculo do escoamento pelo WESP. Entretanto, para a microbacia 4, os valores fornecidos pelo modelo WESP foram obtidos sem calibração.

No caso dos modelos WESP e Kineros2, os parâmetros *Ns* (WESP) e *Sat* (Kineros2) definem uma condição de umidade do solo no início do evento, podendo levar a valores irreais.

Embora não seja desejável, é possível um melhor ajuste das lâminas calculadas pelo MOFIPE por ajustamento de um ou mais parâmetros do modelo. Porém, isso pode ser feito dentro de sua faixa de variação real. A tabela 6.4 mostra as lâminas obtidas, variando-se os parâmetros dependentes do percentual de argila %C e a profundidade das camadas do solo. Os resultados mostram que os valores observados se inserem entre os limites considerados.

Tabela 6.4 – Lâminas totais mínimas e máximas ajustadas pelo MOFIPE.

Local	1985			1986			1987			Tudo		
	I	O	S	I	O	S	I	O	S	I	O	S
P1	339,5	481,5	731,4	211,0	180,8	406,7	49,3	87,3	115,4	599,9	749,6	1.253,5
P4	337,9	422,7	722,6	207,2	212,4	357,4	23,8	50,2	60,2	569,0	785,3	1.140,2
M3	283,5	415,2	646,5	217,3	270,2	374,1	44,1	72,6	108,6	544,9	758,0	1.129,2
M4	263,7	371,6	599,4	220,1	268,7	388,5	40,0	47,3	108,5	523,7	687,6	1.096,5

onde: **I** é a lâmina total mínima calculada; **O** é a observada; **S** é a lâmina máxima total calculada.

Vale salientar que os resultados foram obtidos com os valores dos parâmetros nos seus limites permissíveis e certamente deve existir uma combinação que leve a resultados ótimos em relação aos valores observados.

## 6.2 Erosão do Solo

Para a simulação da erosão do solo nas parcelas 1 e 4 e nas microbacias 3 e 4, a aplicação do MOFIPE forneceu uma representação satisfatória do processo. As Figuras

6.4 e 6.5 apresentam as erosões calculadas considerando os métodos de cálculo da capacidade de transporte utilizados e as erosões observadas nas unidades experimentais.

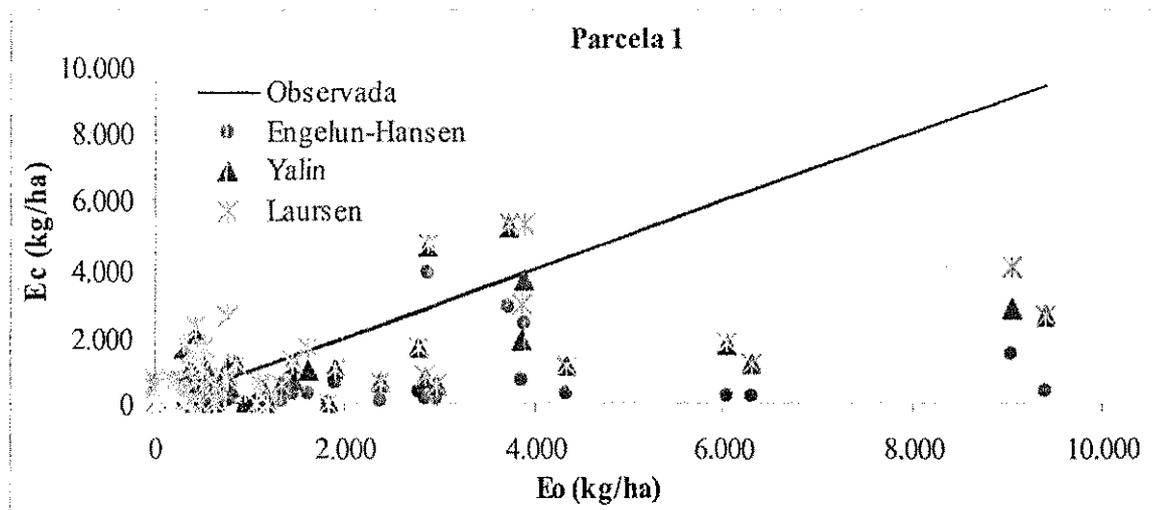


Figura 6.4 – Comportamento das erosões calculada e observadas na parcela 1.

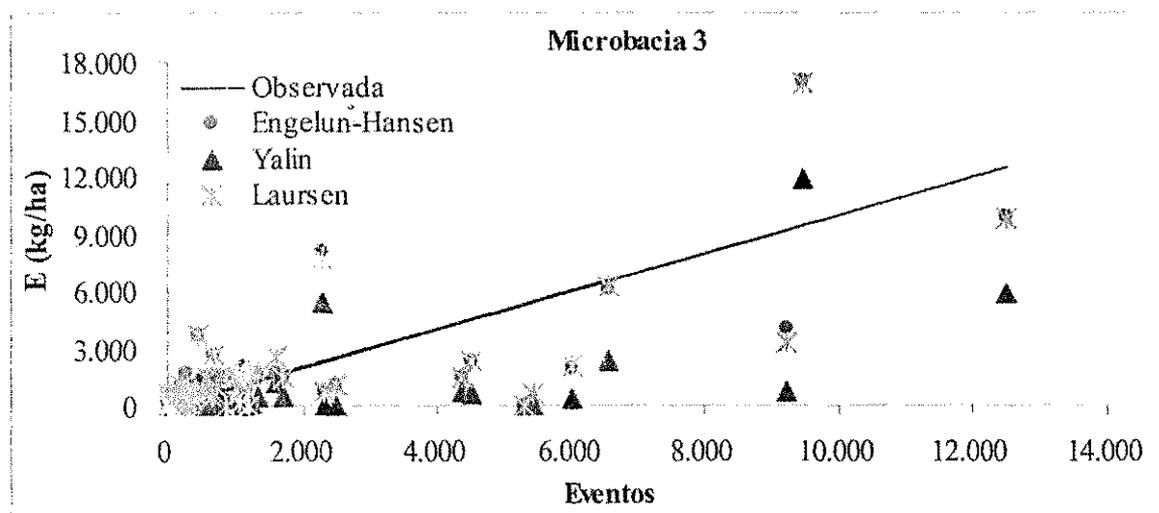


Figura 6.5 – Comportamento das erosões calculada e observadas na microbacia 3.

Pode-se ver que os valores calculados se aproximaram bem dos valores observados, independentemente do método de cálculo da capacidade de transporte utilizado. A comparação das erosões calculadas com as observadas pode ser verificada também quanto aos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) obtidos para cada local ano a ano, para todo o período e conforme a equação de capacidade de transporte. A tabela 6.5 mostra os resultados.

Tabela 6.5 – Coeficientes de determinação  $r^2$  para as erosões.

Local	1985			1986			1987			Tudo		
	E	Y	L	E	Y	L	E	Y	L	E	Y	L
P1	0,51	0,73	0,74	0,57	0,57	0,57	0,70	0,69	0,75	0,52	0,71	0,67
P4	0,48	0,69	0,70	0,45	0,39	0,37	0,01	0,01	0,01	0,43	0,57	0,51
M3	0,53	0,53	0,55	0,85	0,86	0,84	0,77	0,588	0,66	0,50	0,41	0,51
M4	0,60	0,63	0,61	0,40	0,24	0,39	0,72	0,50	0,65	0,53	0,48	0,53

onde: E refere-se à equação de Engelund-Hansen; Y refere-se à equação de Yalin; L à equação de Laursen.

Os coeficientes de determinação, de maneira geral, apresentam-se inferiores aos obtidos para o módulo de fluxo, entretanto ainda assim são satisfatórios, visto que o processo de desprendimento, transporte e deposição dos sedimentos é altamente complexo e difícil de ser modelado. Percebe-se, ainda, que os coeficientes de correlação obtidos para o ano de 1987, na parcela 4, apresentam-se muito inferiores aos demais anos para todas as três metodologias utilizadas. Isso se deve ao fato de se ter um pequeno número de eventos observados neste ano.

Dentre as equações para cálculo da capacidade de transporte de sedimentos pelo fluxo testadas, em termos de  $r^2$ , a equação de Yalin (1963) apresentou, de um modo geral, melhores resultados que as equações de Laursen (1958) e Engelund-Hansen (1967) para as parcelas. Entretanto, quando se refere à ordem de grandeza das erosões calculadas, a equação de Laursen (1958) foi a que forneceu resultados mais próximos dos resultados observados, seguida da equação de Yalin (1963) e Engelund-Hansen (1967).

Para a simulação nas microbacias, as equações de Laursen (1958) e Engelund-Hansen (1967) apresentaram melhores resultados, quanto ao coeficiente de determinação e à ordem de grandeza da erosão calculada. Quanto ao comportamento, estas são bastante semelhantes, conforme mostrado na Figura 6.5. A equação de Yalin (1963) apresentou desempenho satisfatório se analisado o coeficiente de determinação. Entretanto, a ordem de grandeza da erosão calculada apresentou-se destoante da observada.

Os resultados referentes às erosões calculadas, pelo MOFIPE, WESP e Kíneros2, para cada unidade experimental da BES nos eventos observados entre 1985 e 1987 são mostrados na Tabela 6.6.

Tabela 6.6 – Erosão total calculada entre 1985 e 1987 por cada equação utilizada.

Local	Observada (kg/ha)			WESP (kg/ha)			Kineros2 (kg/ha)		
	1985	1986	1987	1985	1986	1987	1985	1986	1987
P1	95.838	19.770	9.806	17.759	16.470	4.675	49.238	5.632	9.830
P4	192.001	16.556	17.610	80.515	15.374	11.572	192.594	16.549	17.619
M3	41.253	34.128	19.587	10.505	39.280	13.302	34.809	19.119	19.592
M4	43.796	22.474	7.469	5.829	6.938	8.799	39.591	22.475	7.438
<b>MOFIPE</b>									
Local	Engelund-Hansen (kg/ha)			Yalin (kg/ha)			Laursen (kg/ha)		
	1985	1986	1987	1985	1986	1987	1985	1986	1987
P1	15.569	6.645	1.566	40.882	14.535	3.935	42.854	26.809	8.954
P4	15.600	7.050	1.352	41.107	17.895	3.627	43.069	26.218	5.132
M3	50.705	31.472	6.837	24.701	9.769	948	51.354	28.519	6.445
M4	44.467	33.366	8.570	23.261	10.359	1.495	45.336	30.515	8.302

Os resultados obtidos pelos modelos WESP, para todas as unidades e Kineros2, para as microbacias, diferem devido à inexistência de dados calculados para todos os eventos. Ou seja, alguns eventos não foram simulados por Aragão (2000) e Lopes (2003), respectivamente. Assim como para o módulo de fluxo, o modelo Kineros2 forneceu resultados, evento a evento, mais próximos dos valores observados, sendo provenientes de calibração. Ou seja, para cada erosão calculada Lopes (2003) utilizou diferentes valores do parâmetro referente ao cálculo da produção de sedimentos. Os valores fornecidos pelo modelo WESP, para as parcelas 1 e 4, também são provenientes de um processo de calibração do parâmetro de calibração do modelo (Aragão, 2000).

No modelo MOFIPE, os coeficientes de erosividade do solo pela chuva  $k_r$  e pelo fluxo  $k_f$  foram definidos conforme literatura e mantidos constantes para todos os eventos.

### 6.3 Parâmetros do Solo

Além da simulação das lâminas, o módulo de fluxo permite analisar o perfil de umidade do solo ao longo do tempo, antecedente e durante a ocorrência de chuva, conforme mostrado nas Figuras 4.8 e 4.9. O comportamento de tais perfis está em

concordância com o comportamento descrito na literatura (ver Tucci, 2001), além de consistente com a geração do escoamento.

Ocorrendo precipitação, enquanto há aporte de água, o perfil de umidade tende à saturação em toda a profundidade, sendo a superfície, naturalmente, o primeiro nível a saturar, conformando, calculado pelo modelo e mostrado na Figura 4.8, onde o teor de umidade decresce com a profundidade.

Quando o aporte de água à superfície cessa, isto é, deixa de haver infiltração, a ação da evapotranspiração e a redistribuição de umidade no interior do solo, favorecem a evolução para um perfil de umidade inverso, isto é, com menores teores de umidades nas camadas superiores do solo e maiores nas camadas mais profundas, conforme mostrado na Figura 4.9.

A desconsideração deste processo, pela maioria dos modelos, resulta na necessidade de atribuir-se uma umidade inicial a cada evento de cheia simulado. Esta umidade atribuída é, muitas vezes, muito alta e não corresponde à realidade física do evento, caracterizando-se apenas como uma variável para o ajuste matemático.

Em termos da condutividade hidráulica, capacidade de infiltração do solo e potencial mátrico, os resultados também se apresentaram consistentes conforme mostrado nas Figuras 4.10, 4.11, 4.12, respectivamente. Ademais, a avaliação dos parâmetros do solo com base na textura diminui a dificuldade de obtenção, por medição, de parâmetros complexos associados ao potencial mátrico do solo.

Além disso, a consideração do processo de infiltração conforme feita pelo MOFIPE permite a continuidade do cálculo dos processos e, conseqüentemente, anula a necessidade de simulação evento a evento. Isso se reflete, ainda, em extrema praticidade na avaliação hidrossedimentológica pelo modelador.

#### **6.4 Discussão Final**

A consideração da continuidade no cálculo dos processos hidrológicos, geralmente desprezada nos modelos orientados a eventos (*e.g.*, Lopes, 1987) mostrou-se de grande praticidade na simulação hidrossedimentológica além de fisicamente adequada, visto que, a maioria dos modelos dessa natureza, direta ou indiretamente, define uma umidade inicial para cada evento de cheia que geralmente é elevada para satisfazer as condições de melhor comparação entre os resultados do modelo e os observados.

A representação dos processos é feita de maneira simplificada, matematicamente, e com parâmetros físicos de fácil avaliação (*e.g.*, potencial mátrico, porosidade, condutividade, etc.) com base nas características do solo. Apesar da simplicidade, destaca-se o fato de se considerar aspectos fundamentais como a evapotranspiração entre os eventos e a condutividade hidráulica como variável de infiltração, ambas associadas à condição de umidade do solo associada ao potencial mátrico.

Dados reais observados de evaporação potencial ou medidos em tanques podem ser utilizados no modelo. Estimativas da evapotranspiração potencial são possíveis de serem incorporadas, mas aumentaria o número de variáveis e parâmetros envolvidos.

Quanto à produção de sedimentos, o modelo considera dois processos distintos: a erosão pelo impacto das gotas de chuva no solo e a erosão hidráulica. Dessa forma, são combinados os processos de desprendimento e transporte das partículas do solo, buscando uma melhor representação do processo. A erosão do solo pode ser calculada por três diferentes metodologias de cálculo da capacidade de transporte de sedimentos.

A escala do modelo, adequada para pequenas bacias, nas quais as equações apropriadas para pequenas escalas (*e.g.*, Saxton *et al.*, 1986; Brooks e Corey, 1964) são utilizadas, além da uniformidade da intensidade da chuva sobre a área. Além do mais, por ser apropriado para pequenas escalas, dispensa, a priori, uma rotina para o cálculo da propagação do escoamento o que ficou evidenciado pelo comportamento dos hidrogramas.

## CAPÍTULO VII

### 7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

#### 7.1 Conclusões

No presente trabalho, apresentou-se uma proposta de modelo de base física para pequenas escalas, o MOFIPE, para o cálculo do escoamento e erosão do solo levando em consideração alguns aspectos fundamentais, tais como o processo de evapotranspiração que ocorre na bacia, permitindo, desse modo, considerar as condições antecedentes aos eventos e simular os processos de maneira contínua. O modelo utiliza equações apropriadas para pequenas escalas e foi testado nas áreas experimentais de Sumé. Com base nos resultados, foi possível concluir que:

a) Os processos do ciclo hidrológico, envolvidos na geração do escoamento (precipitação, evapotranspiração e infiltração), foram simulados continuamente permitindo se avaliar a razão entre a evapotranspiração real e a potencial e as condições de umidade, tensão capilar e condutividade hidráulica do solo consistentemente.

b) O modelo foi, portanto, capaz de reproduzir os processos de escoamento e erosão do solo continuamente sem necessidade de calibração dos parâmetros, os quais foram avaliados com base na textura do solo e dados da região.

c) Os resultados obtidos para as lâminas escoadas e erosões nas quatro unidades experimentais onde o modelo foi aplicado mostram-se satisfatórios.

d) O escoamento foi melhor reproduzido, de um modo geral, que a erosão do solo ( $r^2 > 0,67$  para as lâminas escoadas e  $r^2 > 0,41$  para erosão do solo).

e) Os melhores resultados para a erosão do solo foram os obtidos com as equações de Engelund-Hansen e Laursen.

f) Os resultados do escoamento e erosão do solo simulados também se mostraram satisfatórios quando comparados com os obtidos com outros modelos calibrados.

g) O fato de o modelo calcular a condição de umidade do solo ao longo de sua profundidade em cada instante permite uma nova maneira de investigação científica da simulação caso os dados de perfil de umidade observados sejam disponíveis.

Em suma, considerando que a simulação do escoamento superficial e erosão do solo foi feita de maneira contínua, utilizando-se parâmetros físicos representativos do solo e da bacia e sem a necessidade de uso de um processo de calibração, que é muitas vezes exaustivo e a complexidade da modelagem do processo de erosão do solo, a metodologia proposta pelo MOFIPE comportou-se bem à simulação nas unidades experimentais.

## 7.2 Recomendações

Entretanto, algumas recomendações para novas pesquisas também podem ser extraídas deste trabalho.

a) Investigação mais profunda para o desenvolvimento de uma metodologia para o cálculo da capacidade de infiltração do solo em função de sua respectiva umidade.

b) Consideração de outros usos do solo.

c) Implementação da fase canal e de um modelo hidrodinâmico adequado que possibilita a discretização e a extensão da aplicabilidade do modelo a bacias maiores.

d) Verificação e implementação de novas metodologias de cálculo da produção de sedimentos visando a possibilidade de aplicação a diversas áreas.

e) Desenvolver uma forma de cálculo da evapotranspiração real a partir da taxa potencial real de cada hora do dia.

f) Desenvolver o modelo numa interface mais amigável e prática ao usuário sem, contudo, comprometer a transparência do mesmo ao modelador.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. e Rasmussen, J. (1986a). An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and Philosophy of a Physically-Based, Distributed Modelling System. *J. Hydrol.*, 87: 45-59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. e Rasmussen, J. (1986b). An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modelling System. *J. Hydrol.*, 87: 61-77.
- Alonso, C. V., Neibling, W. H., e Foster, G. R. (1981). Estimating Sediment Transport Capacity in Watershed Modeling. *Trans. Am. Soc. Agric. Engrs*
- Aragão, R. (2000). Estimativa dos Parâmetros do Modelo Distribuído WESP com os Dados da Bacia Experimental de Sumé - PB. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, UFPB, Campina Grande.
- Bathurst, J.C. e Purnama, A. (1991). Design and Application of a Sediment and Contaminant Transport Modelling System. IAHS, Proceedings of the Vienna Symposium, Publ. 203, 305-313.
- Bathurst, J.C., Wicks, J.M., e O'Connell, P.E. (1995). The SHE/SHESED Basin Scale Water Flow and Sediment Transport Modelling System. In: V.P.Singh (editor).

Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, United States, pp. 563-594.

Bertoni, J. & Lombardi Neto, F. Conservação do solo. 4. ed., Ícone, 1999. 355p

Beven, K. (1989). Changing Ideas in Hydrology - The Case of Physically Based Models. *J. Hydrol.*, 105: 157-172.

Beven, K. (1995). Linking Parameters Across Scales: Subgrid Parameterizations and Scale Dependent Hydrological Models. *Hydrological Processes*, 9: 507-525.

Beven, K. (1996). A Discussion of Distributed Hydrological Modelling. In: M.B.Abbott and J.C.Refsgaard (editors). *Distributed Hydrological Modelling*, Kluwer Academic Publishers, London. pp. 255-278.

Blöschl, G. e Sivapalan, M. (1995). Scale Issues in Hydrological Modelling: A Review. *Hydrological Processes*, 9: 251-290.

Braga, A. C. F. M. (2001). Efeitos de Fatores Climáticos e do Uso do Solo sobre o Escoamento em uma Região Semi-Árida da Paraíba. Dissertação de mestrado, Depto. Enga. Civil, CCT/UFPB, Campina Grande- PB.

Brooks, R.H. e Corey, A.T. (1964). Hydraulic Properties of Porous Media. *Hydrol. Paper No.3*, Colorado State Univ., Fort Collins.

Cadier, E. e Freitas, B. J. (1982). Bacia Representativa de Sumé. Primeira Estimativa dos Recursos de Água. *Série Hidrologia No. 14*, SUDENE, Recife-Pe, Brazil. p. 195.

Cadier, E. Freitas, B.J., e Leprun, J.C. (1983). Bacia Experimental de Sumé - Instalação e Primeiros Resultados. *Série Hidrologia No. 16*, SUDENE, Recife-Pe, Brazil. p. 89.

- Calbete, N.O. de, Calbete, S.R., Rozante, J.R., Lemos, C.F. (1996). Precipitações Intensas Ocorridas no Período de 1986 a 1996 no Brasil. Disponível em <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/11.html>.
- Carvalho, N. O. (1994) Hidrossedimentologia Prática. Rio de Janeiro, CPRM, 372p.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1988). Applied Hydrology. McGraw-Hill International Editions Civil Engineers Series. Singapore.
- Dawes, W. e Hatton, T.J. (1993): TOPOG\_IRM. 1. Model Description. CSIRO Division of Water Resources, Tech. Memo. 93/5, 33 pp. Disponível em <http://www.per.clw.csiro.au/topog/user/user.html>
- Denmead, O.T. e Shaw, R.H. (1962). Availability of Soil Water to Plants as Affected by Soil Moisture content and Meteorological Conditions. Agronomy Journal, pp. 385-390.
- Engelund, F., e Hansen, E. (1967). A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. Teknisk Forlag, Copenhagen.
- Ewen, J., Parkin, G. (1996). Validation of Catchment Models for Predicting Land Use and Climate Change Impacts – 1. Method. Journal of Hydrology, v. 175, p. 583-594.
- Ewen, J., Parkin, G. e O'Connell, P. E. (2000). SHETRAN: Distributed River Basin Flow and Transport Modeling System. J. Hydrologic Engineering, vol. 5, No. 3, ASCE.
- Feddes, R.A., Kowalik, P., Neuman, S.P e Bresler, E. (1976). Finite Difference and Finite Element Simulation of Field Water Uptake by Plants. Hydrol. Sci. Bull.,21, 81-98.
- Figueiredo, E.E. (1998). Scale Effects and Land Use Change Impacts in Sediment Yield Modelling in a Semi-Arid Region of Brazil. PhD Thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Newcastle upon Tyne, England. p. 264.

- Figueiredo, E.E., Lopes, P.L e Srinivasan, V.S. (1999). Calibração e Validação de um Modelo Distribuído para a Bacia do Rio Piancó - PB. CDROM do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte - MG.
- Foster, G.R. (1982). Modeling the Erosion Process. In: Haan, C.T.; Johnson, H. P. e Brakensiek, D.L., Ed. Hydrologic Modeling os Small Watersheds, St. Joseph, American Society Agricultural Engineers, p. 297-380.
- Galvão, C. de O. (1990). Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão do Solo em Microbacias. Campina Grande. 185p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, UFPB, Campina Grande.
- Grayson, R.B., Moore, I.D. e McMahon, T.A. (1992a). Physically Based Hydrologic Modeling, 1: A Terrain-Based Model for Investigative Purposes. Water Res. Res., 28(10): 2639-2658.
- Grayson, R.B., Moore, I.D. e McMahon, T.A. (1992b). Physically Based Hydrologic Modeling, 2: Is the Concept Realistic? Water Res. Res., 28(10): 2659-2666.
- Green, W.H. e Ampt, G.A. (1911). Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. Journal Agr. Sci., 4(1): 1-24. Apud Lopes (2003).
- Guerra, A.J.T., Silva, A.S., Botelho, R.G.M. (1999). Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- Gupta, V.K., Iturbe, I.R. e Wood, E.F. (1986). Scale Problems in Hydrology. Water Science and Technology Library. D. Reidel Publishing Company. p. 246.

- Lukey, B.T., Sheffield, J., Bathurst, J.C., Lavabre, J., Mathys, N., e Martin, C. (1995). Simulating the Effect of Vegetation Cover on the Sediment Yield of Mediterranean Catchments Using SHETRAN. *Phys.Chem.Earth*, Vol.20,No.3-4, pp. 427-432.
- Meyer, L.D. e Wischmeier, W. H. (1969). Mathematical Simulation of the process of Soil Erosion by Water. *Trans. of the ASAE* 12(6):754-758, 762.
- Pereira, J. A. (1997). Modelagem do Escoamento Superficial e da Erosão do Solo em Microbacias na Bacia Experimental de Sumé-PB. Campina Grande. 165p. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, UFPB, Campina Grande.
- Philip, J.R. (1957). The Theory of Infiltration: 1. The Infiltration Equation and its Solution, *Soil Science*: vol. 83, Nº 5, pp. 345-357.
- Philip, J.R. (1969). The Theory of Infiltration. *Advances in Hydrosience*, edited by V.T. Chow, 5: 215-296.
- Pimentel da Silva, L. e Ewen, J. (2000). Modelagem hidrológica para grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 5, n. 4, 81-92.
- Pinto, N.L. de S., Holtz, A.C.T., Martins, J.A. e Gomide, F.L.S. (1976). *Hidrologia Básica*. Editora Edgard Blücher, São Paulo.
- Rawls, W.J. e Brakensiek, D.L. (1982). Estimating soil water retention from soil properties. *Amer. Soc. of Civil Engin., J. of Irrig. and Drain.* 108(IR2): 166-171.
- Rawls, W.J. e Brakensiek, D.L. (1989). Estimation of soil retention and hydraulic properties. Book chapter in *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, edited by Morel-Seytoux. p275-300.

- Rawls, W.J., Gish, T.J e Brakensiek, D.L. (1991). Estimating Soil Water Retention from Soil Physical Properties and Characteristics. In: *Advances in Soil Science*, Vol. 16, Springer-Verlag New York Inc. pp 213-234.
- Refsgaard, J.C., Seth, S.M., Bathurst, J.C., Erlich, M., Storm, B., Jorgensen, G.H., e Chandra, S. (1992). Application of the SHE to Catchments in India. Part 1. General Results. *J. Hydrol.*, 140: 1-23.
- Santos, C.A.G. (1997). Application of Runoff-Erosion Model for a Semiarid Área in Brasil. Ph.D Thesis, Department of Civil Engineering, Ehime University, Japan.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Rosemberger, J.S. e Papendick, R.I. (1986). Estimating Generalized Soil-water Characteristics from Texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 50, 1031-1036.
- Simanton, J.R., Hawkins, R. H., Saravi, M.M. e Renard, K. G. (1996). Runoff Curve Number Variation with Drainage Área, Walnut Gulch, Arizona. *Transactions of the ASAE*, Vol. 39(4)1391-1394.
- Simons, D.B., Sentürk, F. (1992). *Sediment Transport Technology*. Foprt Collins, Water Resources Publications, 807p.
- Siqueira, M.T. de (1997). Estudo da Influência da Distribuição Granulométrica Sobre o Transporte e Resistência em Canais Erodíveis. Campina Grande. 215p. Dissertação de Mestrado.
- Smith, R.E. e Parlange, J.Y. (1978). A Parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model. *Water Res. Res.*, 14(3):533-538.
- Song, Z., e James, L.D. (1992). An Objective Test for Hydrologic Scale. *Water Res. Bulletin, Am. Water Res. Ass. (AWRA)*, Vol. 28, No. 5, pp. 833-843.

- Tucci, C. E. M. (1998). Modelos Hidrológicos. Ed. Universidade/UFRGS/ABRH, Porto Alegre-RS, 668p.
- Tucci, C. E. M. (2001). Hidrologia: ciência e aplicação. Organizado por Carlos M. E. Tucci. 2 ed., Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS: ABRH.
- Vanoni, V.A. (1975). Sedimentation Engineering. ASCE-Manuals and Reports on Engineering Practice. N.º 54. New York.
- Vilela, S. M., Mattos, A. (1975). Hidrologia aplicada. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 250p.
- Wicks, J.M. (1988). Physically-Based Mathematical Modelling of Catchment Sediment Yield. PhD Thesis. Department of Civil Engineering, Univ. of Newcastle upon Tyne, England, UK., 238p.
- Wicks, J.M. e Bathurst, J.C. (1996). SHESED: A Physically-Based, Distributed Erosion and Sediment Yield Component for the SHE Hydrological Modelling System. J.Hydrol., 175: 213-238.
- Williams, J. R. (1975). Sediment Routing for Agricultural Watersheds. Water Res. Bulletin, Am. Water Res. Ass. (AWRA), 11, No. 5, pp. 965-974.
- Wischmeier, W. H. (1960). A Universal Soil-Loss Estimating Equation to Guide Conserv. Farm Planning. Trans. of the 7th Cong. Int. Soil Sci. Soc., 1:418-425.
- Woolhiser, D.A. (1975). Simulation of Unsteady Overland Flow. In: K.Mahmood and V. Yevjevich (editors). Unsteady Flow in Open Channels. Water Res. Publ., Fort Collins, United States.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., e Goodrich, D.C. (1990). KINEROS, *A kinematic runoff and erosion model: Documentation and User Manual*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77, 130 pp.

Woolhiser, D.A., Smith, R.E., e Giraldez, J.V. (1996). Effects of Spatial Variability of Saturated Hydraulic Conductivity on Hortonian Overland Flow. *Water Res. Res.*, Vol. 32, N° 3, pp 671-678.

Yalin, M.S. (1963). An Expression for Bedload Transportation. *J. Hydr. Div., Proc. ASCE*, 89(HY3):221-250.

## **ANEXOS**

ANEXO A: Formato do Arquivo de Dados de Precipitação.

ANEXO B: Formato do Arquivo de Dados de Evaporação.

ANEXO C: Resultados das Simulações

## ANEXO A

## \* Dados de Precipitação

\*

* t(min)	Ano	Mês	Dia	hora	min	P(mm)
2682363	1987	2	6	18	3	0
2683803	1987	2	7	18	3	0
2683810	1987	2	7	18	10	3,2
2683811	1987	2	7	18	11	1,6
2683820	1987	2	7	18	20	2,5
2683829	1987	2	7	18	29	1,6
2683835	1987	2	7	18	35	1,8
2683840	1987	2	7	18	40	0,2
2683852	1987	2	7	18	52	0,2
2684160	1987	2	8	0	0	0
2685600	1987	2	9	0	0	0
2687040	1987	2	10	0	0	0
2688480	1987	2	11	0	0	0
2690976	1987	2	12	17	36	0
2690980	1987	2	12	17	40	0,4
2690990	1987	2	12	17	50	4,2
2691000	1987	2	12	18	0	2,8
2691005	1987	2	12	18	5	0,2
2691009	1987	2	12	18	9	0,2
2691010	1987	2	12	18	10	0,3
2691022	1987	2	12	18	22	0,2
2691037	1987	2	12	18	37	0,3
2691052	1987	2	12	18	52	0,2
2691068	1987	2	12	19	8	0,2
2691079	1987	2	12	19	19	0,2
2691120	1987	2	12	20	0	0,1
2692340	1987	2	13	16	20	0
2692341	1987	2	13	16	21	0,1

**ANEXO B****\* Dados de Evaporação**

\*

*Ano	Mês	Dia	Ep(mm/h)
1985	12	31	0,1755
1986	1	1	0,2187
1986	1	2	0,1166
1986	1	3	0,175
1986	1	4	0,2362
1986	1	5	0,2315
1986	1	6	0,2479
1986	1	7	0,2129
1986	1	8	0,2269
1986	1	9	0,1324
1986	1	10	0,2117
1986	1	11	0,2315
1986	1	12	0,2549
1986	1	13	0,228
1986	1	14	0,2514
1986	1	15	0,2444
1986	1	16	0,2485
1986	1	17	0,2228
1986	1	18	0,2269
1986	1	19	0,2257
1986	1	20	0,2508
1986	1	21	0,249
1986	1	22	0,1166
1986	1	23	0,2193
1986	1	24	0,2555
1986	1	25	0,2695
1986	1	26	0,1919
1986	1	27	0,1015

## ANEXO C

Tabela C.1 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 1.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>M</sub> (mm)	q <sub>w</sub> (mm)	q <sub>K</sub> (mm)
55	1985	1	25	P1	7,74	5,51	7,68	7,66
56	1985	1	28	P1	2,16	0,00	-	0,00
57	1985	2	3	P1	4,86	2,20	4,86	4,90
58	1985	2	4	P1	6,83	0,02	6,30	6,80
59	1985	2	5	P1	20,70	8,90	20,70	20,63
60	1985	2	10	P1	52,50	69,61	52,80	55,98
61	1985	2	11	P1	16,00	8,28	12,41	16,24
63	1985	2	13	P1	15,10	4,62	15,10	15,24
64	1985	2	14	P1	2,00	0,00	-	0,30
66	1985	2	17	P1	26,00	19,90	1,54	24,25
68	1985	2	19	P1	39,30	17,96	1,00	16,70
69	1985	2	20	P1	28,20	9,66	17,57	19,82
70	1985	2	21	P1	4,46	0,00	3,80	3,92
71	1985	2	27	P1	8,82	2,87	8,88	8,53
72	1985	3	2	P1	1,12	0,00	1,14	1,23
73	1985	3	3	P1	4,18	0,00	-	4,22
74	1985	3	4	P1	12,30	2,42	11,00	12,24
75	1985	3	18	P1	1,54	0,00	1,54	1,52
76	1985	3	19	P1	12,50	7,42	12,50	12,38
78	1985	3	24	P1	2,46	11,42	0,98	2,47
80	1985	3	26	P1	51,39	144,00	-	79,04
82	1985	3	29	P1	1,56	0,00	-	1,54
83	1985	3	30	P1	8,05	13,80	-	8,13
84	1985	3	31	P1	7,91	0,00	-	7,79
88	1985	4	4	P1	8,14	0,00	-	4,99
90	1985	4	6	P1	6,31	0,00	-	3,35
91	1985	4	7	P1	4,49	0,00	-	3,68
93	1985	4	10	P1	7,77	0,28	-	7,98
94	1985	4	11	P1	7,79	6,08	-	6,15
95	1985	4	12	P1	18,24	17,32	-	18,10
96	1985	4	14	P1	12,80	9,01	-	12,84
97	1985	4	15	P1	1,20	0,00	-	0,37
98	1985	4	22	P1	3,56	1,19	-	3,70
99	1985	4	24	P1	7,86	6,86	-	7,95

Tabela C.1 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	Qo (mm)	Qm (mm)	Qw (mm)	Qκ (mm)
100	1985	4	26	P1	29,70	68,37	-	38,57
101	1985	4	27	P1	1,52	0,00	-	1,45
102	1985	4	29	P1	7,90	0,00	-	3,94
103	1985	4	29	P1	1,06	1,59	-	1,04
104	1985	5	3	P1	1,29	0,00	-	1,25
106	1985	6	5	P1	3,89	3,29	3,89	3,96
107	1985	6	11	P1	11,70	13,11	-	11,62
108	1985	6	12	P1	7,78	1,50	7,78	7,65
109	1985	7	13	P1	0,77	0,00	-	1,03
113	1986	2	5	P1	0,77	1,18	-	0,76
114	1986	2	6	P1	1,73	1,09	1,73	1,71
115	1986	2	7	P1	0,27	0,41	-	0,05
116	1986	2	12	P1	18,65	63,53	18,65	41,83
117	1986	2	13	P1	7,75	12,13	4,91	7,64
118	1986	2	26	P1	7,78	4,51	7,78	7,73
119	1986	2	28	P1	7,99	6,34	7,91	7,91
120	1986	3	2	P1	4,20	1,13	4,25	4,19
121	1986	3	3	P1	1,27	0,00	-	1,28
122	1986	3	4	P1	7,74	6,08	7,72	7,79
123	1986	3	5	P1	6,31	3,55	6,32	6,34
124	1986	3	8	P1	13,58	17,05	13,53	13,49
125	1986	3	13	P1	12,02	22,41	-	14,62
126	1986	3	21	P1	43,11	105,70	-	67,81
130	1986	4	7	P1	8,98	20,90	8,98	13,50
131	1986	4	8	P1	0,87	0,64	-	0,86
132	1986	4	9	P1	8,94	4,87	8,90	9,02
133	1986	4	13	P1	0,30	0,89	-	0,31
134	1986	4	14	P1	0,86	0,00	-	0,89
135	1986	4	15	P1	3,58	0,00	-	3,55
136	1986	4	21	P1	17,93	12,05	17,90	17,95
137	1986	4	22	P1	4,62	1,58	4,60	4,64
139	1986	5	6	P1	1,27	0,15	1,30	1,27
140	1986	6	12	P1	0,10	1,84	-	0,12
141	1986	7	16	P1	0,04	0,94	-	0,14
142	1986	7	20	P1	0,15	0,12	-	0,14
144	1987	2	7	P1	2,59	1,26	2,58	2,57
146	1987	2	12	P1	1,75	0,00	1,75	1,72

Tabela C.1 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>M</sub> (mm)	q <sub>w</sub> (mm)	q <sub>K</sub> (mm)
148	1987	3	2	P1	0,14	0,59	-	0,14
149	1987	3	3	P1	17,07	19,00	17,02	17,09
150	1987	3	10	P1	1,34	2,20	1,34	1,37
151	1987	3	12	P1	1,30	0,55	-	1,30
152	1987	3	15	P1	13,62	10,64	13,65	13,66
153	1987	3	28	P1	25,73	33,38	-	25,64
154	1987	4	4	P1	0,26	0,00	-	0,27
155	1987	5	2	P1	4,50	2,36	4,50	4,53
156	1987	6	1	P1	0,22	2,46	-	0,21
157	1987	6	6	P1	0,02	0,06	-	0,03
158	1987	6	28	P1	5,08	0,28	5,09	5,23
159	1987	6	29	P1	1,27	0,04	1,27	1,28
160	1987	7	4	P1	0,09	0,00	-	0,08
161	1987	7	9	P1	12,36	1,68	-	12,42

Tabela C.2 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 4.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	Qo (mm)	Qm (mm)	Qw (mm)	Qk (mm)
55	1985	1	25	P4	6,16	5,51	6,00	6,23
57	1985	2	3	P4	2,56	2,20	2,86	2,84
58	1985	2	4	P4	7,21	0,02	6,40	7,23
59	1985	2	5	P4	20,90	8,90	20,90	21,10
60	1985	2	10	P4	60,90	69,61	60,84	60,60
61	1985	2	11	P4	10,80	8,28	10,82	11,30
62	1985	2	12	P4	1,02	0,00	0,14	1,00
63	1985	2	13	P4	14,10	4,62	14,13	14,20
65	1985	2	16	P4	2,47	0,00	-	2,51
66	1985	2	17	P4	18,80	19,90	18,84	18,90
68	1985	2	19	P4	27,40	17,96	21,12	25,00
69	1985	2	20	P4	22,30	9,66	17,58	19,80
70	1985	2	21	P4	1,66	0,00	1,70	1,71
71	1985	2	27	P4	11,20	2,87	11,20	11,10
72	1985	3	2	P4	3,67	0,00	3,67	3,69
74	1985	3	4	P4	9,19	2,42	9,19	9,25
75	1985	3	18	P4	2,43	0,00	2,43	2,50
76	1985	3	19	P4	12,50	7,42	12,41	12,40
78	1985	3	24	P4	1,61	11,42	0,98	1,62
80	1985	3	26	P4	88,70	144,00	-	89,30
82	1985	3	29	P4	1,08	0,00	-	1,02
83	1985	3	30	P4	10,90	13,80	-	11,00
84	1985	3	31	P4	9,18	0,00	-	9,15
85	1985	4	1	P4	9,42	8,08	-	9,42
88	1985	4	4	P4	4,47	0,00	-	4,51
90	1985	4	6	P4	1,13	0,00	-	1,13
91	1985	4	7	P4	3,24	0,00	-	3,25
93	1985	4	10	P4	8,20	0,28	-	2,82
95	1985	4	12	P4	33,00	17,32	-	33,40
96	1985	4	14	P4	13,60	9,01	-	13,50
98	1985	4	22	P4	4,95	1,19	-	4,94
99	1985	4	24	P4	10,10	6,86	-	10,00
100	1985	4	26	P4	49,90	68,37	-	49,80
101	1985	4	27	P4	1,48	0,00	-	1,50
103	1985	4	29	P4	2,35	1,59	-	2,36
104	1985	5	3	P4	2,69	0,00	-	2,71
106	1985	6	5	P4	7,83	3,29	7,80	7,87

Tabela C.2 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>M</sub> (mm)	q <sub>w</sub> (mm)	q <sub>K</sub> (mm)
107	1985	6	11	P4	16,00	13,11	-	16,00
108	1985	6	12	P4	5,05	1,50	5,00	4,91
109	1985	7	13	P4	2,52	0,00	-	2,40
113	1986	2	5	P4	1,28	1,30	-	1,27
114	1986	2	6	P4	2,63	1,27	2,58	2,61
115	1986	2	7	P4	0,17	0,45	-	0,17
116	1986	2	12	P4	52,10	57,58	52,00	52,40
117	1986	2	13	P4	4,99	9,21	4,90	5,22
118	1986	2	26	P4	10,60	4,95	10,50	10,50
119	1986	2	28	P4	11,60	6,87	11,80	11,60
120	1986	3	2	P4	1,07	1,29	4,53	1,05
121	1986	3	3	P4	0,50	0,00	-	0,50
122	1986	3	4	P4	6,14	6,14	6,14	6,16
123	1986	3	5	P4	6,68	3,79	6,68	6,63
124	1986	3	8	P4	12,80	17,66	6,17	18,30
126	1986	3	21	P4	22,20	99,29	-	22,20
130	1986	4	7	P4	14,30	18,84	14,31	14,00
131	1986	4	8	P4	0,27	0,68	-	0,28
132	1986	4	9	P4	12,70	5,43	12,73	12,60
134	1986	4	14	P4	0,36	0,00	-	0,36
135	1986	4	15	P4	2,56	0,20	-	2,55
136	1986	4	21	P4	14,80	12,81	14,73	14,70
137	1986	4	22	P4	3,15	1,85	3,15	3,11
138	1986	4	30	P4	28,20	17,36	-	28,30
139	1986	5	6	P4	3,29	0,20	3,29	3,26
144	1987	2	7	P1	2,84	1,26	2,85	2,85
146	1987	2	12	P1	1,34	0,00	1,35	1,34
149	1987	3	3	P1	18,10	19,00	18,11	18,30
150	1987	3	10	P1	1,30	2,20	1,40	1,32
151	1987	3	12	P1	0,64	0,55	-	0,64
152	1987	3	15	P1	11,80	10,64	5,57	11,90
154	1987	4	4	P1	0,59	0,00	-	0,55
155	1987	5	2	P1	6,43	2,36	6,80	6,45
158	1987	6	28	P1	5,97	0,28	5,97	6,42
159	1987	6	29	P1	1,20	0,04	1,30	1,19

Tabela C.3 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 3.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>M</sub> (mm)	q <sub>w</sub> (mm)	q <sub>K</sub> (mm)
58	1985	2	4	M3	3,79	0,02	3,90	3,74
59	1985	2	5	M3	16,80	8,90	16,73	16,70
60	1985	2	10	M3	54,60	69,61	-	54,50
61	1985	2	11	M3	9,22	8,28	-	9,13
63	1985	2	13	M3	10,70	4,62	10,59	10,60
66	1985	2	17	M3	8,97	19,90	9,00	8,89
68	1985	2	19	M4	17,41	17,96	-	-
69	1985	2	20	M3	9,76	9,66	9,75	9,78
71	1985	2	27	M3	12,70	2,87	12,70	12,60
74	1985	3	4	M3	6,00	2,42	6,06	6,01
76	1985	3	19	M3	7,13	7,42	7,18	7,16
80	1985	3	26	M3	85,50	144,00	-	85,70
83	1985	3	30	M3	7,14	13,80	-	7,08
85	1985	4	1	M3	11,80	8,08	-	11,90
88	1985	4	4	M3	3,71	0,00	-	3,85
90	1985	4	6	M3	5,34	0,00	-	3,31
91	1985	4	7	M3	2,07	0,00	-	2,04
92	1985	4	8	M3	12,20	0,30	-	12,20
93	1985	4	10	M3	6,80	0,28	-	3,28
94	1985	4	11	M3	5,52	6,08	-	5,52
95	1985	4	12	M3	29,70	17,32	-	29,90
96	1985	4	14	M3	23,10	9,01	-	23,10
98	1985	4	22	M3	5,14	1,19	-	5,14
99	1985	4	24	M3	13,30	6,86	-	13,40
102	1985	4	29	M3	13,50	0,00	-	3,92
103	1985	4	29	M3	1,11	1,59	-	1,10
104	1985	5	3	M3	2,67	0,00	-	2,67
106	1985	6	5	M3	4,60	3,29	4,48	4,59
107	1985	6	11	M3	21,70	13,11	21,73	21,80
108	1985	6	12	M3	3,24	1,50	3,24	3,24
112	1986	1	2	M3	0,16	3,22	-	-
113	1986	2	5	M3	0,09	1,18	-	-
114	1986	2	6	M3	1,68	1,09	1,69	1,66
115	1986	2	7	M3	0,09	0,41	-	-
116	1986	2	12	M3	44,88	63,53	44,81	45,00
117	1986	2	13	M3	4,58	12,13	4,52	4,62
118	1986	2	26	M3	1,06	4,51	-	2,80
119	1986	2	28	M3	7,84	6,34	-	7,85
120	1986	3	2	M3	0,31	1,13	-	-

Tabela C.3 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>M</sub> (mm)	q <sub>w</sub> (mm)	q <sub>K</sub> (mm)
121	1986	3	3	M3	1,14	0,00	1,14	1,15
122	1986	3	4	M3	2,49	6,08	2,49	3,71
123	1986	3	5	M3	4,97	3,55	4,97	5,00
124	1986	3	8	M3	17,45	17,05	17,45	-
126	1986	3	21	M3	94,24	105,70	94,24	-
128	1986	3	24	M3	0,59	0,00	-	-
129	1986	3	30	M3	2,16	3,24	-	-
130	1986	4	7	M3	22,64	20,90	-	-
131	1986	4	8	M3	0,03	0,64	-	-
132	1986	4	9	M3	8,60	4,87	8,60	8,63
133	1986	4	13	M3	0,18	0,89	-	-
134	1986	4	14	M3	0,41	0,00	0,41	-
135	1986	4	15	M3	1,35	0,00	1,35	1,35
136	1986	4	21	M3	18,35	12,05	18,35	18,50
137	1986	4	22	M3	4,22	1,58	4,22	4,37
138	1986	4	30	M3	28,81	18,46	-	-
139	1986	5	6	M3	0,18	0,15	-	-
140	1986	6	12	M3	0,01	1,84	-	-
141	1986	7	16	M3	0,47	0,94	0,47	-
142	1986	7	20	M3	1,25	0,12	1,25	1,24
149	1987	3	3	M3	16,49	19,00	-	-
151	1987	3	12	M3	0,41	0,55	0,41	-
152	1987	3	15	M3	12,97	10,64	12,97	13,00
153	1987	3	28	M3	27,65	33,38	-	27,60
155	1987	5	2	M3	2,70	2,36	2,31	2,29
158	1987	6	28	M3	1,21	0,28	1,21	1,20
159	1987	6	29	M3	1,37	0,04	2,17	1,37
161	1987	7	9	M3	9,79	1,68	6,67	9,79
Total					758,0	737,6	337,1	544,0

Tabela C.4 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 4.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>M</sub> (mm)	q <sub>w</sub> (mm)	q <sub>K</sub> (mm)
58	1985	2	4	M4	0,88	0,02	3,82	-
59	1985	2	5	M4	11,40	8,90	16,91	11,40
60	1985	2	10	M4	55,40	69,61	-	55,40
61	1985	2	11	M4	5,34	8,28	-	5,32
63	1985	2	13	M4	6,96	4,62	-	6,98
64	1985	2	14	M4	5,35	0,00	-	0,27
66	1985	2	17	M4	4,03	19,90	-	4,02
69	1985	2	20	M4	8,60	9,66	-	8,61
71	1985	2	27	M4	6,09	2,87	-	6,10
74	1985	3	4	M4	1,54	2,42	-	1,55
76	1985	3	19	M4	1,99	7,42	-	3,47
80	1985	3	26	M4	101,00	144,00	-	100,00
83	1985	3	30	M4	12,10	13,80	-	12,00
85	1985	4	1	M4	10,90	8,08	-	11,00
88	1985	4	4	M4	4,43	0,00	-	4,43
89	1985	4	5	M4	1,45	0,00	-	1,46
90	1985	4	6	M4	2,86	0,00	-	2,87
91	1985	4	7	M4	2,26	0,00	-	2,27
92	1985	4	8	M4	13,00	0,30	-	12,10
93	1985	4	10	M4	3,18	0,28	-	3,17
94	1985	4	11	M4	8,52	6,08	-	6,11
95	1985	4	12	M4	38,50	17,32	-	33,30
96	1985	4	14	M4	22,70	9,01	-	22,70
99	1985	4	24	M4	11,90	6,86	-	11,80
101	1985	4	27	M4	1,24	0,00	-	1,27
102	1985	4	29	M4	11,00	0,00	-	3,85
104	1985	5	3	M4	1,44	0,00	-	1,44
106	1985	6	5	M4	3,50	3,29	4,4	3,51
107	1985	6	11	M4	9,79	13,11	-	9,78
108	1985	6	12	M4	4,21	1,50	3,27	4,21
114	1986	2	6	M4	1,03	1,08	1,71	1,03
116	1986	2	12	M4	53,80	63,39	-	53,90
117	1986	2	13	M4	3,47	14,58	4,58	3,42
118	1986	2	26	M4	5,31	4,51	-	5,32
119	1986	3	1	M4	9,71	6,34	-	9,76
122	1986	3	4	M4	5,58	6,08	-	5,59
123	1986	3	5	M4	4,01	3,54	5,05	4,02

Tabela C.4 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>o</sub> (mm)	q <sub>M</sub> (mm)	q <sub>w</sub> (mm)	q <sub>K</sub> (mm)
124	1986	3	8	M4	17,60	17,01	–	17,70
125	1986	3	13	M4	19,70	22,40	–	19,50
126	1986	3	21	M4	76,60	105,53	–	76,20
127	1986	3	22	M4	0,73	0,00	–	–
130	1986	4	7	M4	13,40	18,63	–	13,70
132	1986	4	9	M4	5,64	11,74	8,69	5,65
135	1986	4	15	M4	0,94	0,00	1,36	–
136	1986	4	21	M4	15,80	12,52	18,54	15,90
137	1986	4	22	M4	3,45	1,70	0,09	3,46
138	1986	4	30	M4	31,91	19,23	–	4,37
149	1987	3	3	M4	13,16	19,00	–	–
152	1987	3	15	M4	8,19	10,64	–	8,18
153	1987	3	28	M4	19,16	33,38	–	19,20
155	1987	5	2	M4	1,07	2,36	2,33	1,06
159	1987	6	29	M4	0,30	0,04	1,39	–
161	1987	7	9	M4	5,44	1,68	9,88	5,07

Tabela C.5 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na parcela 1.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>cmin</sub> (mm)	q <sub>cmax</sub> (mm)
55	1985	1	25	P1	7,74	1,32	26,39
56	1985	1	28	P1	2,16	0,00	0,00
57	1985	2	3	P1	4,86	2,03	2,73
58	1985	2	4	P1	6,83	0,00	0,00
59	1985	2	5	P1	20,70	20,47	26,31
60	1985	2	10	P1	52,50	43,65	76,47
61	1985	2	11	P1	16,00	0,00	24,45
63	1985	2	13	P1	15,10	4,84	12,19
64	1985	2	14	P1	2,00	0,00	0,00
66	1985	2	17	P1	26,00	19,42	30,82
68	1985	2	19	P1	39,30	16,88	33,45
69	1985	2	20	P1	28,20	9,05	27,93
70	1985	2	21	P1	4,46	0,00	0,00
71	1985	2	27	P1	8,82	2,58	15,17
72	1985	3	2	P1	1,12	0,00	0,38
73	1985	3	3	P1	4,18	0,00	0,00
74	1985	3	4	P1	12,30	2,50	7,17
75	1985	3	18	P1	1,54	0,00	10,09
76	1985	3	19	P1	12,50	8,12	8,47
78	1985	3	24	P1	2,46	0,00	11,68
80	1985	3	26	P1	51,39	102,85	160,49
82	1985	3	29	P1	1,56	0,00	0,00
83	1985	3	30	P1	8,05	4,94	16,69
84	1985	3	31	P1	7,91	0,00	0,54
88	1985	4	4	P1	8,14	0,00	9,36
90	1985	4	6	P1	6,31	0,00	1,73
91	1985	4	7	P1	4,49	0,00	0,39
93	1985	4	10	P1	7,77	0,00	2,03
94	1985	4	11	P1	7,79	1,59	19,77
95	1985	4	12	P1	18,24	11,91	35,86
96	1985	4	14	P1	12,80	9,85	16,13
97	1985	4	15	P1	1,20	0,00	0,00
98	1985	4	22	P1	3,56	1,48	12,47
99	1985	4	24	P1	7,86	5,84	11,12
100	1985	4	26	P1	29,70	52,63	67,83
101	1985	4	27	P1	1,52	0,00	0,38
102	1985	4	29	P1	7,90	0,00	0,00

Tabela C.5 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>cmin</sub> (mm)	q <sub>cmax</sub> (mm)
103	1985	4	29	P1	1,06	1,37	1,53
104	1985	5	3	P1	1,29	0,00	0,00
106	1985	6	5	P1	3,89	1,91	22,99
107	1985	6	11	P1	11,70	13,59	28,70
108	1985	6	12	P1	7,78	0,71	9,64
109	1985	7	13	P1	0,77	0,00	0,00
113	1986	2	5	P1	0,77	1,06	1,31
114	1986	2	6	P1	1,73	0,87	1,34
115	1986	2	7	P1	0,27	0,35	0,33
116	1986	2	12	P1	18,65	36,82	74,25
117	1986	2	13	P1	7,75	1,08	21,30
118	1986	2	26	P1	7,78	3,88	18,20
119	1986	2	28	P1	7,99	6,50	16,95
120	1986	3	2	P1	4,20	0,98	1,29
121	1986	3	3	P1	1,27	0,00	0,00
122	1986	3	4	P1	7,74	6,18	6,13
123	1986	3	5	P1	6,31	3,72	3,84
124	1986	3	8	P1	13,58	17,21	17,36
125	1986	3	13	P1	12,02	17,62	38,81
126	1986	3	21	P1	43,11	80,32	117,57
130	1986	4	7	P1	8,98	12,57	36,38
131	1986	4	8	P1	0,87	0,64	0,61
132	1986	4	9	P1	8,94	4,14	17,67
133	1986	4	13	P1	0,30	1,01	1,21
134	1986	4	14	P1	0,86	0,00	0,00
135	1986	4	15	P1	3,58	0,00	0,14
136	1986	4	21	P1	17,93	12,13	18,06
137	1986	4	22	P1	4,62	1,72	1,71
139	1986	5	6	P1	1,27	0,19	3,14
140	1986	6	12	P1	0,10	1,53	2,23
141	1986	7	16	P1	0,04	0,46	6,76
142	1986	7	20	P1	0,15	0,02	0,13
144	1987	2	7	P1	2,59	1,30	1,38
146	1987	2	12	P1	1,75	0,02	0,00
148	1987	3	2	P1	0,14	0,64	0,58
149	1987	3	3	P1	17,07	8,30	27,20
150	1987	3	10	P1	1,34	2,31	2,17

Tabela C.5 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>Cmin</sub> (mm)	q <sub>Cmax</sub> (mm)
151	1987	3	12	P1	1,30	0,52	0,30
152	1987	3	15	P1	13,62	10,55	11,47
153	1987	3	28	P1	25,73	18,69	48,23
154	1987	4	4	P1	0,26	0,02	0,00
155	1987	5	2	P1	4,50	2,14	9,53
156	1987	6	1	P1	0,22	2,51	2,46
157	1987	6	6	P1	0,02	0,07	0,06
158	1987	6	28	P1	5,08	0,27	0,32
159	1987	6	29	P1	1,27	0,30	0,07
160	1987	7	4	P1	0,09	0,00	0,00
161	1987	7	9	P1	12,36	1,69	11,68

Tabela C.6 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na parcela 4.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>c</sub> <sub>min</sub> (mm)	q <sub>c</sub> <sub>max</sub> (mm)
55	1985	1	25	P4	6,16	1,32	26,39
57	1985	2	3	P4	2,56	2,03	2,73
58	1985	2	4	P4	7,21	0,00	0,00
59	1985	2	5	P4	20,90	20,47	26,31
60	1985	2	10	P4	60,90	43,65	76,47
61	1985	2	11	P4	10,80	0,00	24,45
62	1985	2	12	P4	1,02	0,00	0,00
63	1985	2	13	P4	14,10	4,84	12,19
65	1985	2	16	P4	2,47	0,00	0,00
66	1985	2	17	P4	18,80	19,42	30,82
68	1985	2	19	P4	27,40	16,88	33,45
69	1985	2	20	P4	22,30	9,05	27,93
70	1985	2	21	P4	1,66	0,00	0,00
71	1985	2	27	P4	11,20	2,58	15,17
72	1985	3	2	P4	3,67	0,00	0,38
74	1985	3	4	P4	9,19	2,50	7,17
75	1985	3	18	P4	2,43	0,00	10,09
76	1985	3	19	P4	12,50	8,12	8,47
78	1985	3	24	P4	1,61	0,00	11,68
80	1985	3	26	P4	88,70	102,85	160,49
82	1985	3	29	P4	1,08	0,00	0,00
83	1985	3	30	P4	10,90	4,94	16,69
84	1985	3	31	P4	9,18	0,00	0,54
85	1985	4	1	P4	9,42	0,00	11,03
88	1985	4	4	P4	4,47	0,00	9,36
90	1985	4	6	P4	1,13	0,00	1,73
91	1985	4	7	P4	3,24	0,00	0,39
93	1985	4	10	P4	8,20	0,00	2,03
95	1985	4	12	P4	33,00	11,91	35,86
96	1985	4	14	P4	13,60	9,85	16,13
98	1985	4	22	P4	4,95	1,48	12,47
99	1985	4	24	P4	10,10	5,84	11,12
100	1985	4	26	P4	49,90	52,63	67,83
101	1985	4	27	P4	1,48	0,00	0,38
103	1985	4	29	P4	2,35	1,37	1,53
104	1985	5	3	P4	2,69	0,00	0,00
106	1985	6	5	P4	7,83	1,91	22,99

Tabela C.6 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>C<sub>min</sub></sub> (mm)	q <sub>C<sub>max</sub></sub> (mm)
107	1985	6	11	P4	16,00	13,59	28,70
108	1985	6	12	P4	5,05	0,71	9,64
109	1985	7	13	P4	2,52	0,00	0,00
113	1986	2	5	P4	1,28	1,15	1,43
114	1986	2	6	P4	2,63	1,04	1,48
115	1986	2	7	P4	0,17	0,39	0,48
116	1986	2	12	P4	52,10	37,89	70,96
117	1986	2	13	P4	4,99	1,18	18,43
118	1986	2	26	P4	10,60	4,24	16,11
119	1986	2	28	P4	11,60	7,09	11,80
120	1986	3	2	P4	1,07	1,07	1,47
121	1986	3	3	P4	0,50	0,00	0,10
122	1986	3	4	P4	6,14	6,23	6,20
123	1986	3	5	P4	6,68	3,96	4,07
124	1986	3	8	P4	12,80	17,85	17,98
126	1986	3	21	P4	22,20	76,14	113,41
130	1986	4	7	P4	14,30	13,43	30,60
131	1986	4	8	P4	0,27	0,67	0,66
132	1986	4	9	P4	12,70	6,38	12,78
134	1986	4	14	P4	0,36	0,00	0,00
135	1986	4	15	P4	2,56	0,00	0,34
136	1986	4	21	P4	14,80	12,57	14,66
137	1986	4	22	P4	3,15	1,95	1,99
138	1986	4	30	P4	28,20	13,67	29,63
139	1986	5	6	P4	3,29	0,30	2,84
144	1987	2	7	P4	2,84	1,14	1,49
146	1987	2	12	P4	1,34	0,00	0,17
149	1987	3	3	P4	18,10	7,95	26,70
150	1987	3	10	P4	1,30	1,98	2,31
151	1987	3	12	P4	0,64	0,38	0,39
152	1987	3	15	P4	11,80	10,12	11,37
154	1987	4	4	P4	0,59	0,00	0,03
155	1987	5	2	P4	6,43	1,80	9,56
158	1987	6	28	P4	5,97	0,23	8,03
159	1987	6	29	P4	1,20	0,22	0,15

Tabela C.7 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na microbacia 3.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>Cmin</sub> (mm)	q <sub>Cmax</sub> (mm)
58	1985	2	4	M3	3,79	0,00	0,00
59	1985	2	5	M3	16,80	20,47	26,31
60	1985	2	10	M3	54,60	43,65	76,47
61	1985	2	11	M3	9,22	0,00	24,45
63	1985	2	13	M3	10,70	4,84	12,19
66	1985	2	17	M3	8,97	19,42	30,82
68	1985	2	19	M4	17,41	16,88	33,45
69	1985	2	20	M3	9,76	9,05	27,93
71	1985	2	27	M3	12,70	2,58	15,17
74	1985	3	4	M3	6,00	2,50	7,17
76	1985	3	19	M3	7,13	8,12	8,47
80	1985	3	26	M3	85,50	102,85	160,49
83	1985	3	30	M3	7,14	4,94	16,69
85	1985	4	1	M3	11,80	0,00	11,03
88	1985	4	4	M3	3,71	0,00	9,36
90	1985	4	6	M3	5,34	0,00	1,73
91	1985	4	7	M3	2,07	0,00	0,39
92	1985	4	8	M3	12,20	0,00	24,23
93	1985	4	10	M3	6,80	0,00	2,03
94	1985	4	11	M3	5,52	1,49	19,67
95	1985	4	12	M3	29,70	11,91	35,86
96	1985	4	14	M3	23,10	9,85	16,13
98	1985	4	22	M3	5,14	1,48	12,47
99	1985	4	24	M3	13,30	5,84	11,12
102	1985	4	29	M3	13,50	0,00	0,00
103	1985	4	29	M3	1,11	1,37	1,53
104	1985	5	3	M3	2,67	0,00	0,00
106	1985	6	5	M3	4,60	1,91	22,99
107	1985	6	11	M3	21,70	13,59	28,70
108	1985	6	12	M3	3,24	0,71	9,64
112	1986	1	2	M3	0,16	3,22	3,34
113	1986	2	5	M3	0,09	1,15	1,43
114	1986	2	6	M3	1,68	1,04	1,48
115	1986	2	7	M3	0,09	0,39	0,48
116	1986	2	12	M3	44,88	37,89	70,96
117	1986	2	13	M3	4,58	1,18	18,43
118	1986	2	26	M3	1,06	4,24	16,11

Tabela C.7 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>c</sub> <sub>min</sub> (mm)	q <sub>c</sub> <sub>max</sub> (mm)
119	1986	2	28	M3	7,84	7,09	11,80
120	1986	3	2	M3	0,31	1,07	1,47
121	1986	3	3	M3	1,14	0,00	0,10
122	1986	3	4	M3	2,49	6,23	6,20
123	1986	3	5	M3	4,97	3,96	4,07
124	1986	3	8	M3	17,45	17,85	17,98
126	1986	3	21	M3	94,24	76,14	113,41
128	1986	3	24	M3	0,59	0,00	0,00
129	1986	3	30	M3	2,16	3,34	3,62
130	1986	4	7	M3	22,64	13,43	30,60
131	1986	4	8	M3	0,03	0,67	0,66
132	1986	4	9	M3	8,60	6,38	12,78
133	1986	4	13	M3	0,18	0,77	1,53
134	1986	4	14	M3	0,41	0,00	0,00
135	1986	4	15	M3	1,35	0,00	0,34
136	1986	4	21	M3	18,35	12,57	14,66
137	1986	4	22	M3	4,22	1,95	1,99
138	1986	4	30	M3	28,81	13,67	29,63
139	1986	5	6	M3	0,18	0,30	2,84
140	1986	6	12	M3	0,01	1,79	2,60
141	1986	7	16	M3	0,47	0,80	5,32
142	1986	7	20	M3	1,25	0,19	0,28
149	1987	3	3	M3	16,49	8,63	27,30
151	1987	3	12	M3	0,41	0,60	0,52
152	1987	3	15	M3	12,97	10,89	11,11
153	1987	3	28	M3	27,65	19,16	44,66
155	1987	5	2	M3	2,70	2,17	6,57
158	1987	6	28	M3	1,21	0,27	6,99
159	1987	6	29	M3	1,37	0,37	0,28
161	1987	7	9	M3	9,79	2,01	11,16

Tabela C.8 – Lâminas simuladas pelo MOFIPE, para ajuste, na microbacia 4.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	q <sub>0</sub> (mm)	q <sub>cmin</sub> (mm)	q <sub>cmax</sub> (mm)
58	1985	2	4	M4	0,88	0,00	0,00
59	1985	2	5	M4	11,40	20,47	26,31
60	1985	2	10	M4	55,40	43,65	76,47
61	1985	2	11	M4	5,34	0,00	24,45
63	1985	2	13	M4	6,96	4,84	12,19
64	1985	2	14	M4	5,35	0,00	0,00
66	1985	2	17	M4	4,03	19,42	30,82
69	1985	2	20	M4	8,60	9,05	27,93
71	1985	2	27	M4	6,09	2,58	15,17
74	1985	3	4	M4	1,54	2,50	7,17
76	1985	3	19	M4	1,99	8,12	8,47
80	1985	3	26	M4	101,00	102,85	160,49
83	1985	3	30	M4	12,10	4,94	16,69
85	1985	4	1	M4	10,90	0,00	11,03
88	1985	4	4	M4	4,43	0,00	9,36
89	1985	4	5	M4	1,45	0,00	0,00
90	1985	4	6	M4	2,86	0,00	1,73
91	1985	4	7	M4	2,26	0,00	0,39
92	1985	4	8	M4	13,00	0,00	24,23
93	1985	4	10	M4	3,18	0,00	2,03
94	1985	4	11	M4	8,52	1,49	19,67
95	1985	4	12	M4	38,50	11,91	35,86
96	1985	4	14	M4	22,70	9,85	16,13
99	1985	4	24	M4	11,90	5,84	11,12
101	1985	4	27	M4	1,24	0,00	0,38
102	1985	4	29	M4	11,00	0,00	0,00
104	1985	5	3	M4	1,44	0,00	0,00
106	1985	6	5	M4	3,50	1,91	22,99
107	1985	6	11	M4	9,79	13,59	28,70
108	1985	6	12	M4	4,21	0,71	9,64
114	1986	2	6	M4	1,03	1,04	1,48
116	1986	2	12	M4	53,80	37,89	70,96
117	1986	2	13	M4	3,47	1,18	18,43
118	1986	2	26	M4	5,31	4,24	16,11
119	1986	3	1	M4	9,71	7,09	11,80
122	1986	3	4	M4	5,58	6,23	6,20
123	1986	3	5	M4	4,01	3,96	4,07

Tabela C.9 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 1.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	Eo (kg/ha)	Ec <sub>1</sub> (kg/ha)	Ec <sub>2</sub> (kg/ha)	Ec <sub>3</sub> (kg/ha)	Ec <sub>w</sub> (kg/ha)	Ec <sub>K</sub> (kg/ha)
55	1985	1	25	P1	734	63	700	791	740	734
56	1985	1	28	P1	244	0	0	0	–	–
57	1985	2	3	P1	747	39	727	727	747	745
58	1985	2	4	P1	942	0	0	375	–	943
59	1985	2	5	P1	4.334	257	1.118	1.118	4.350	4.344
60	1985	2	10	P1	3.731	2.880	5.283	5.286	3.800	3.731
61	1985	2	11	P1	632	93	469	489	632	631
63	1985	2	13	P1	2.962	140	544	544	2.962	2.967
64	1985	2	14	P1	5	0	0	0	–	–
66	1985	2	17	P1	9.403	345	2.619	2.652	177	9.413
68	1985	2	19	P1	6.048	231	1.747	1.862	–	–
69	1985	2	20	P1	2.843	173	799	874	–	–
70	1985	2	21	P1	1.190	0	0	0	–	1.195
71	1985	2	27	P1	2.373	61	635	635	2.368	2.389
72	1985	3	2	P1	181	0	0	0	181	182
73	1985	3	3	P1	617	0	0	0	–	620
74	1985	3	4	P1	1.325	55	591	591	–	1.314
75	1985	3	18	P1	177	0	0	0	177	175
76	1985	3	19	P1	6.309	193	1.211	1.211	320	6.350
78	1985	3	24	P1	8	139	633	704	–	8
80	1985	3	26	P1	31.500	4.854	10.161	10.661	–	–
82	1985	3	29	P1	485	0	0	0	–	484
83	1985	3	30	P1	2.776	326	1.683	1.689	–	2.772
84	1985	3	31	P1	1.827	0	0	0	–	1.831
88	1985	4	4	P1	640	0	0	0	–	–
90	1985	4	6	P1	298	0	0	0	–	–
91	1985	4	7	P1	1.062	0	0	0	–	1.066
93	1985	4	10	P1	82	0	0	0	–	–
94	1985	4	11	P1	32	71	389	399	–	–
95	1985	4	12	P1	298	561	1.728	1.848	–	301
96	1985	4	14	P1	1.442	291	1.237	1.239	–	1.453
97	1985	4	15	P1	44	0	0	0	–	–
98	1985	4	22	P1	492	18	11	479	–	493
99	1985	4	24	P1	857	175	1.220	1.220	–	857
100	1985	4	26	P1	2.856	3.866	4.647	4.721	–	–
101	1985	4	27	P1	316	0	0	0	–	314
102	1985	4	29	P1	1.936	0	0	0	–	–

Tabela C.9 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	Eo (kg/ha)	Ec <sub>1</sub> (kg/ha)	Ec <sub>2</sub> (kg/ha)	Ec <sub>3</sub> (kg/ha)	Ec <sub>w</sub> (kg/ha)	Ec <sub>K</sub> (kg/ha)
103	1985	4	29	P1	321	37	336	336	—	322
104	1985	5	3	P1	379	0	0	0	—	378
106	1985	6	5	P1	187	49	722	731	188	187
107	1985	6	11	P1	1.904	628	1.082	1.082	—	1.911
108	1985	6	12	P1	1.118	22	591	591	1.118	1.128
109	1985	7	13	P1	182	0	0	0	—	—
113	1986	2	5	P1	220	17	0	226	—	221
114	1986	2	6	P1	201	12	0	278	201	200
115	1986	2	7	P1	21	6	0	80	—	—
116	1986	2	12	P1	9.051	1.469	2.871	4.046	9.051	—
117	1986	2	13	P1	423	87	324	691	123	423
118	1986	2	26	P1	392	127	253	1.625	392	392
119	1986	2	28	P1	472	109	405	1.113	471	475
120	1986	3	2	P1	118	15	0	258	118	117
121	1986	3	3	P1	78	0	0	0	—	79
122	1986	3	4	P1	383	320	1.051	1.051	1.965	385
123	1986	3	5	P1	156	68	604	707	156	156
124	1986	3	8	P1	520	551	1.146	1.703	889	521
125	1986	3	13	P1	416	621	2.109	2.319	—	—
126	1986	3	21	P1	3.898	2.441	3.697	5.315	—	—
130	1986	4	7	P1	754	392	1.052	2.616	754	—
131	1986	4	8	P1	62	11	0	98	—	62
132	1986	4	9	P1	489	70	0	1.007	488	490
133	1986	4	13	P1	32	11	0	367	—	31
134	1986	4	14	P1	52	0	0	0	—	52
135	1986	4	15	P1	145	0	0	0	—	146
136	1986	4	21	P1	1.622	264	1.024	1.704	1.622	1.633
137	1986	4	22	P1	211	17	0	429	210	211
139	1986	5	6	P1	31	1	0	63	30	31
140	1986	6	12	P1	14	29	0	540	—	—
141	1986	7	16	P1	3	7	0	404	—	—
142	1986	7	20	P1	7	0	0	167	—	7
144	1987	2	7	P1	237	38	0	428	236	237
146	1987	2	12	P1	347	0	0	0	347	348
148	1987	2	2	P1	6	6	0	207	—	6
149	1987	3	3	P1	1.445	334	712	1.259	1.445	1.454
150	1987	3	10	P1	79	59	0	514	49	79

Tabela C.9 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	E <sub>0</sub> (kg/ha)	E <sub>c1</sub> (kg/ha)	E <sub>c2</sub> (kg/ha)	E <sub>c3</sub> (kg/ha)	E <sub>cw</sub> (kg/ha)	E <sub>κ</sub> (kg/ha)
151	1987	3	12	P1	68	6	0	135	–	68
152	1987	3	15	P1	388	307	1.015	1.491	771	386
153	1987	3	28	P1	3.870	689	1.882	2.970	–	3.882
154	1987	4	4	P1	16	0	0	0	–	16
155	1987	5	2	P1	1.082	26	325	625	1.082	1.084
156	1987	6	1	P1	53	68	0	513	–	52
157	1987	6	6	P1	2	0	0	32	–	–
158	1987	6	28	P1	614	3	0	72	614	615
159	1987	6	29	P1	132	0	0	111	132	132
160	1987	7	4	P1	4	0	0	0	–	4
161	1987	7	9	P1	1.463	30	0	597	–	1.467

Tabela C.10 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na parcela 4.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	E <sub>o</sub> (kg/ha)	E <sub>c1</sub> (kg/ha)	E <sub>c2</sub> (kg/ha)	E <sub>c3</sub> (kg/ha)	E <sub>w</sub> (kg/ha)	E <sub>k</sub> (kg/ha)
55	1985	1	25	P4	1.122	63	700	791	1.100	1.121
57	1985	2	3	P4	856	39	727	727	856	857
58	1985	2	4	P4	1.820	0	0	375	–	1.817
59	1985	2	5	P4	11.980	257	1.118	1.118	12.000	11.940
60	1985	2	10	P4	9.544	2.880	5.283	5.286	9.544	9.605
61	1985	2	11	P4	11.193	93	469	489	11.193	11.297
62	1985	2	12	P4	491	0	0	0	–	495
63	1985	2	13	P4	6.231	140	544	544	6.231	6.187
65	1985	2	16	P4	703	0	0	0	–	702
66	1985	2	17	P4	14.100	345	2.619	2.652	14.100	14.241
68	1985	2	19	P4	15.566	231	1.747	1.862	–	15.580
69	1985	2	20	P4	6.014	173	799	874	6.014	6.001
70	1985	2	21	P4	1.596	0	0	0	1.400	1.587
71	1985	2	27	P4	5.183	61	635	635	5.183	5.183
72	1985	3	2	P4	1.317	0	0	0	1.317	1.326
74	1985	3	4	P4	4.003	55	591	591	4.000	3.986
75	1985	3	18	P4	468	0	0	0	468	472
76	1985	3	19	P4	4.493	193	1.211	1.211	4.490	4.513
78	1985	3	24	P4	44	139	633	704	–	44
80	1985	3	26	P4	60.590	4.854	10.161	10.661	–	60.982
82	1985	3	29	P4	273	0	0	0	–	272
83	1985	3	30	P4	1.956	326	1.683	1.689	–	1.965
84	1985	3	31	P4	1.822	0	0	0	–	1.830
85	1985	4	1	P4	1.197	102	613	614	–	1.193
88	1985	4	4	P4	166	0	0	0	–	166
90	1985	4	6	P4	5	0	0	0	–	5
91	1985	4	7	P4	12	0	0	0	–	12
93	1985	4	10	P4	8	0	0	0	–	8
95	1985	4	12	P4	3.757	561	1.728	1.848	–	3.755
96	1985	4	14	P4	2.775	291	1.237	1.239	–	2.773
98	1985	4	22	P4	59	18	11	479	–	60
99	1985	4	24	P4	1.514	175	1.220	1.220	–	1.516
100	1985	4	25	P4	1.889	3.866	4.647	4.721	–	1.894
101	1985	4	27	P4	32	0	0	0	–	32
103	1985	4	29	P4	125	37	336	336	–	124
104	1985	5	3	P4	596	0	0	0	–	599
106	1985	6	5	P4	1.445	49	722	731	1.440	1.451

Tabela C.10 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	E <sub>o</sub> (kg/ha)	E <sub>c1</sub> (kg/ha)	E <sub>c2</sub> (kg/ha)	E <sub>c3</sub> (kg/ha)	E <sub>w</sub> (kg/ha)	E <sub>K</sub> (kg/ha)
107	1985	6	11	P4	15.591	628	1.082	1.082	—	15.538
108	1985	6	12	P4	1.142	22	591	591	1.180	1.146
109	1985	7	13	P4	323	0	0	0	—	320
113	1986	2	5	P4	94	35	38	230	—	95
114	1986	2	6	P4	195	27	41	283	200	196
115	1986	2	7	P4	12	11	0	80	—	12
116	1986	2	12	P4	7.403	1.399	3.331	4.010	7.400	7.394
117	1986	2	13	P4	195	37	0	253	191	194
118	1986	2	26	P4	505	237	1.549	1.644	500	507
119	1986	2	28	P4	631	212	776	1.178	650	630
120	1986	3	2	P4	93	31	37	261	—	93
121	1986	3	3	P4	29	0	0	0	—	29
122	1986	3	4	P4	281	569	1.058	1.058	1.261	279
123	1986	3	5	P4	150	131	620	723	151	150
124	1986	3	8	P4	819	998	1.664	1.865	1.071	817
126	1986	3	21	P4	1.111	1.506	4.145	5.488	—	1.110
130	1986	4	7	P4	967	556	2.040	2420,9	967,1	973
131	1986	4	8	P4	16	21	0	97,6	—	15,6
132	1986	4	9	P4	699	143	829	1060,5	697,8	701
134	1986	4	14	P4	32				—	32,3
135	1986	4	15	P4	105	1	0	247	—	104
136	1986	4	21	P4	2.035	495	1.189	1.825	2.033	2.033
137	1986	4	22	P4	195	37	470	470	195	195
138	1986	4	30	P4	933	601	109	2.961	—	932
139	1986	5	6	P4	56	3	0	63	56	56
144	1987	2	7	P1	244	67	0	428	243	243
146	1987	2	12	P1	292	0	0	0	292	295
149	1987	3	3	P1	3.018	584	1.431	1.589	3.016	3.020
150	1987	3	10	P1	228	103	394	521	230	227
151	1987	3	12	P1	49	11	0	135	—	48
152	1987	3	15	P1	558	537	1.095	1.571	1.188	559
154	1987	4	4	P1	78	0	0	0	—	78
155	1987	5	2	P1	1.583	45	706	706	1.600	1.587
158	1987	6	28	P1	11.432	6	0	72	4.872	11.433
159	1987	6	29	P1	129	0	0	111	130	129

Tabela C.11 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 3.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	E <sub>o</sub> (kg/ha)	E <sub>c1</sub> (kg/ha)	E <sub>c2</sub> (kg/ha)	E <sub>c3</sub> (kg/ha)	E <sub>w</sub> (kg/ha)	E <sub>k</sub> (kg/ha)
58	1985	2	4	M3	376	2	0	375	377	373
59	1985	2	5	M3	784	1.441	521	1.441	784	785
60	1985	2	10	M3	2.299	8.131	5.409	7.739	–	2.385
61	1985	2	11	M3	500	764	92	764	–	651
63	1985	2	13	M3	372	706	264	706	423	370
66	1985	2	17	M3	428	3.673	1.255	3.674	481	425
68	1985	2	19	M3	669	2.667	636	2.667	–	–
69	1985	2	20	M3	198	1.128	227	1.128	673	263
71	1985	2	27	M3	292	737	95	737	569	294
74	1985	3	4	M3	113	649	41	649	115	120
76	1985	3	19	M3	581	1.456	334	1.456	649	581
80	1985	3	26	M3	9.474	16.981	11.829	16.851	–	9.478
83	1985	3	30	M3	1.607	1.730	1.281	2.526	–	1.615
85	1985	4	1	M3	706	942	484	943	–	971
88	1985	4	4	M3	165	0	0	0	–	166
90	1985	4	6	M3	851	0	0	0	–	–
91	1985	4	7	M3	209	0	0	0	–	208
92	1985	4	8	M3	1.200	3	0	3	–	1.189
93	1985	4	10	M3	222	0	0	0	–	–
94	1985	4	11	M3	19	656	92	656	–	57
95	1985	4	12	M3	4.501	2.346	667	2.346	–	4.507
96	1985	4	14	M3	1.713	1.509	435	1.509	–	1.723
98	1985	4	22	M3	181	506	2	506	–	181
99	1985	4	24	M3	850	1.438	273	1.438	–	854
102	1985	4	29	M3	5.285	0	0	0	–	–
103	1985	4	29	M3	367	357	5	357	–	364
104	1985	5	3	M3	1.196	0	0	0	–	1.197
106	1985	6	5	M3	1.166	817	60	817	1.160	1.163
107	1985	6	11	M3	4.383	1.430	690	1.430	4.728	4.343
108	1985	6	12	M3	546	637	10	637	547	546
113	1986	2	5	M3	279	1.682	15	765	–	–
114	1986	2	6	M3	210	289	1	289	210	211
115	1986	2	7	M3	57	80	0	80	–	–
116	1986	2	12	M3	6.557	6.180	2.268	6.188	7.615	6.522
117	1986	2	13	M3	1.317	1.708	438	1.708	1.320	1.307
118	1986	2	26	M3	279	1.682	15	765	–	–
119	1986	2	28	M3	1.102	1.272	66	1.272	–	1.106

Tabela C.11 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	E <sub>o</sub> (kg/ha)	E <sub>c1</sub> (kg/ha)	E <sub>c2</sub> (kg/ha)	E <sub>c3</sub> (kg/ha)	E <sub>w</sub> (kg/ha)	E <sub>K</sub> (kg/ha)
120	1986	3	2	M3	64	267	1	267	–	–
121	1986	3	3	M3	132	0	0	0	132	132
122	1986	3	4	M3	309	1.113	73	148	528	–
123	1986	3	5	M3	420	798	49	798	420	422
124	1986	3	8	M3	1.118	2.105	606	1.716	5.698	–
126	1986	3	21	M3	12.501	9.913	5.852	9.745	13.921	–
131	1986	4	8	M3	11	98	0	98	–	–
132	1986	4	9	M3	2.479	1.096	13	1.096	2.477	2.466
133	1986	4	13	M3	257	219	0	367	–	–
134	1986	4	14	M3	51	0	0	0	–	–
135	1986	4	15	M3	126	0	0	0	126	126
136	1986	4	21	M3	6.003	1.963	367	2.087	6.006	6.043
137	1986	4	22	M3	660	487	8	487	659	659
139	1986	5	6	M3	29	63	0	63	–	–
141	1986	7	16	M3	42	411	0	411	42	–
142	1986	7	20	M3	126	44	0	167	126	125
152	1987	3	15	M3	1.219	1.663	141	1.533	3.585	1.217
153	1987	3	28	M3	9.232	4.032	755	3.349	–	9.271
155	1987	5	2	M3	2.336	784	52	784	2.915	2.338
158	1987	6	28	M3	1.047	72	0	72	1.000	1.046
159	1987	6	29	M3	323	10	0	111	323	325
161	1987	7	9	M3	5.430	276	0	597	5.479	5.395

Tabela C.12 – Erosões simuladas pelo MOFIPE, WESP e Kineros2 na microbacia 4.

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	Eo (kg/ha)	Ec1 (kg/ha)	Ec2 (kg/ha)	Ec3 (kg/ha)	Ec4 (kg/ha)	Ec5 (kg/ha)
58	1985	2	4	M4	40	1	0	375	334	–
59	1985	2	5	M4	493	1.372	514	1.372	4.979	494
60	1985	2	10	M4	935	7.678	5.143	7.443	–	1.029
61	1985	2	11	M4	58	701	82	701	–	58
63	1985	2	13	M4	110	672	260	672	–	110
64	1985	2	14	M4	58	0	0	0	–	–
66	1985	2	17	M4	35	3.441	1.223	3.441	–	35
69	1985	2	20	M4	18	1.068	219	1.068	–	321
71	1985	2	27	M4	178	714	91	714	–	178
74	1985	3	4	M4	118	636	38	636	–	118
76	1985	3	19	M4	291	1.400	326	1.400	–	–
80	1985	3	26	M4	12.260	15.813	11.436	15.813	–	12.263
83	1985	3	30	M4	2.662	1.622	1.263	2.352	–	2.684
85	1985	4	1	M4	2.375	870	475	871	–	2.376
88	1985	4	4	M4	267	0	0	0	–	267
89	1985	4	5	M4	296	0	0	0	–	295
90	1985	4	6	M4	380	0	0	0	–	379
91	1985	4	7	M4	476	0	0	0	–	477
92	1985	4	8	M4	2.085	3	0	3	–	2.086
93	1985	4	10	M4	139	0	0	0	–	140
94	1985	4	11	M4	443	597	84	597	–	–
95	1985	4	12	M4	3.044	2.245	659	2.245	–	3.052
96	1985	4	14	M4	3.223	1.452	429	1.452	–	3.234
99	1985	4	24	M4	3.478	1.389	265	1.389	–	3.447
101	1985	4	27	M4	1.863	0	0	0	–	1.861
102	1985	4	29	M4	3.796	0	0	0	–	–
104	1985	5	3	M4	860	0	0	0	–	860
106	1985	6	5	M4	1.313	797	56	797	–	1.310
107	1985	6	11	M4	2.303	1.369	690	1.369	–	2.318
108	1985	6	12	M4	199	627	8	627	516	199
114	1986	2	6	M4	275	286	0	286	190	274
116	1986	2	12	M4	7.168	5.927	2.249	5.942	–	7.150
117	1986	2	13	M4	1.077	1.718	497	1.719	1.113	1.085
118	1986	2	26	M4	286	1.673	14	781	–	285
119	1986	3	1	M4	909	1.254	63	1.254	–	909
122	1986	3	4	M4	338	1.106	72	164	46	339
123	1986	3	5	M4	295	790	47	790	–	292

Tabela C.12 (continuação)

Cheia	Ano	Mês	Dia	Local	Eo (kg/ha)	Ec1 (kg/ha)	Ec2 (kg/ha)	Ec3 (kg/ha)	Ec4 (kg/ha)	Ec5 (kg/ha)
124	1986	3	8	M4	1.127	2.048	603	1.719	—	1.131
125	1986	3	13	M4	4.417	2.835	497	2.119	—	4.417
126	1986	3	21	M4	2.780	9.359	5.563	9.232	—	2.776
130	1986	4	7	M4	263	2.417	293	2.505	—	263
132	1986	4	9	M4	559	1.494	68	1.494	2.089	560
136	1986	4	21	M4	2.678	1.970	382	2.021	3.500	2.692
137	1986	4	22	M4	302	489	10	489	—	302
149	1987	3	3	M4	0	1.948	576	1.948	—	—
152	1987	3	15	M4	527	1.648	137	1.596	—	527
153	1987	3	28	M4	6.228	3.923	733	3.279	—	6.221
155	1987	5	2	M4	322	771	49	771	2.634	323
159	1987	6	29	M4	25	9	0	111	326	—
161	1987	7	9	M4	367	272	0	597	5.839	367