



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA - UFSC**



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
ENGENHARIA AMBIENTAL**

Leandro Redin Vestena

**ANÁLISE DA RELAÇÃO ENTRE A DINÂMICA DE ÁREAS SATURADAS E O  
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA POR MEIO DE  
MONITORAMENTO E MODELAGEM**

Florianópolis  
2008

Leandro Redin Vestena

ANÁLISE DA RELAÇÃO ENTRE A DINÂMICA DE ÁREAS SATURADAS E O  
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA POR MEIO DE  
MONITORAMENTO E MODELAGEM

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Masato Kobiyama, Dr. - UFSC

Florianópolis

2008

V583a Vestena, Leandro Redin

Análise da relação entre a dinâmica de áreas saturadas e o transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica por meio de monitoramento e modelagem / Leandro Redin Vestena; orientador Masato Kobiyama. – Florianópolis, 2008. xxxiv, 268p.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Santa Catarina, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, 2008.

Inclui bibliografia

1. Bacias hidrográficas – Alfredo Wagner (SC) – Avaliação. 2. Áreas saturadas. 3. Sedimentos fluviais. 4. Transporte de sedimentos. 5. Monitoramento ambiental. 6. Hidrossedimentologia. I. Kobiyama, Masato. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III. Título.

CDU: 628.4

*Catálogo na fonte por: Onélia Silva Guimarães CRB-14/071*

Leandro Redin Vestena

ANÁLISE DA RELAÇÃO ENTRE A DINÂMICA DE ÁREAS SATURADAS E O  
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA POR MEIO DE  
MONITORAMENTO E MODELAGEM

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina, como parte dos requisitos para a candidatura ao Grau de Doutor em Engenharia Ambiental.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Masato Kobiyama - Orientador  
Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental – UFSC

Prof. Dr. Peter Batista Cheung – Membro Interno  
Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental – UFSC

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Cláudia Weber Corseuil – Membro Interno  
Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental – UFSC

Dr. Jean Paolo Gomes Minella – Membro Externo - Relator  
Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes – Membro Externo - Relator  
Departamento de Geografia – UFRJ

Prof. Dr. Rafael Augusto dos Reis Higashi – Membro Externo  
Departamento de Engenharia Civil – UNISUL

Florianópolis, 11 de novembro de 2008.

Ao amigo Adílson Siqueira da Silva (*in memoriam*) pela amizade.

Aos meus antepassados, que idealizaram uma vida nova na América,  
porque “*Le radici sono come una sorgente che tira l'acqua al profondo,  
qualcosa su cui si costruisce l'uomo e la personalità.*”  
(Deliso Villa, 2002)

Tradução: As raízes são como uma fonte que, das profundezas, emana aquilo que constrói o  
homem e sua personalidade.

**Dedico**

## AGRADECIMENTOS

A Deus, por mais esta vitória.

Ao povo brasileiro, que financiou toda a minha educação.

Ao professor Masato Kobiyama, pela orientação, amizade, competência e exemplo de humildade e honestidade.

Ao colega Roberto Valmir da Silva, pelos ensinamentos sobre Linux (sistema operacional tipo Unix), pela implementação do modelo TOPMODEL (*TOPography-based hydrological MODEL*) no GRASS 6.2 (*Geographic Resources Analysis Support System*) e pelas discussões que colaboraram para a realização deste trabalho.

Ao amigo Irani dos Santos, pelas dicas e sugestões de procedimentos nas medições sedimentológicas.

À colega Tatiane Checchia, pela ajuda e colaboração na fase inicial do presente trabalho.

Ao bolsista Henrique Lucini, pelo apoio na instalação e no monitoramento da estação sedimentológica e pluviográfica.

Aos técnicos Edson Roberto de Almeida Torres, João Marmo Kasecker e Leandro Wagner Mascarello, pela ajuda na realização das análises granulométricas.

Aos colegas do Laboratório de Hidrologia – LABHIDRO da Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC, pela amizade e colaboração.

Ao Programa de Pós-Graduação em Educação Ambiental da UFSC, pela oportunidade e confiança no meu trabalho.

Ao Fundo Setorial de Recursos Hídricos - CT-HIDRO do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, pela concessão da bolsa de estudo.

À Universidade Estadual do Centro-Oeste – UNINCENTRO, pelo afastamento nos dois últimos anos.

À Prefeitura Municipal de Alfredo Wagner/SC, em especial, ao secretário municipal de administração, planejamento e gestão, Sérgio Biasi Silvestri, pelo apoio na instalação das estações de monitoramento.

À Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S.A. – EPAGRI, pela disponibilização de dados fluviométricos e meteorológicos, especialmente, ao Engenheiro Eletricista Mauro Silvio Rodrigues e à Sra. Vera Lúcia da Silva do Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina – CIRAM.

Aos pesquisadores João Batista Dias de Paiva, Juliana Scapin e Anderson Braga Mendes, pelos materiais fornecidos.

Aos professores Heinz Dieter Oskar August Fill, Péricles Alves Medeiros e Henrique de Melo Lisboa pelas sugestões no Exame de Qualificação.

A meu filho, Gabriel Blum Vestena, pela compreensão das minhas eventuais ausências.

À minha esposa, Carla Luciane Blum Vestena, pelo carinho, incentivo e compreensão.

Aos meus queridos pais, pelo apoio incondicional na concretização dos meus sonhos.

Enfim, a todas as pessoas que compartilharam minhas dificuldades e me possibilitaram a ampliação da visão sobre o tema, os meus sinceros agradecimentos.

*"Um homem cheio de si é sempre vazio."*

Pégismanet

## SUMÁRIO

|  |       |
|--|-------|
| <b>LISTA DE TABELAS.....</b>   | xi    |
| <b>LISTA DE FIGURAS.....</b>   | xvi   |
| <b>LISTA DE SÍMBOLOS.....</b>  | xxvii |
| <b>RESUMO.....</b>   | xxxii |
| <b>ABSTRACT.....</b>   | xxxiv |
| <b>1. INTRODUÇÃO.....</b>  | 1     |
| <b>2. OBJETIVOS.....</b>   | 4     |
| <b>2.1. Objetivo Geral.....</b>  | 4     |
| <b>2.2. Objetivos Específicos.....</b>   | 4     |
| <b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>   | 5     |
| <b>3.1. Processos hidrológicos.....</b>  | 5     |
| <b>3.2. Processos hidrossedimentológicos.....</b>  | 13    |
| <b>3.3. Transporte fluvial de sedimentos.....</b>  | 19    |
| 3.3.1. Descarga sólida.....  | 25    |
| 3.3.2. Transporte de sedimento e a descarga fluvial.....   | 29    |
| 3.3.3. Taxa de transferência de sedimentos ( <i>SDR</i> ).....   | 33    |
| <b>3.4. Modelos hidrológicos e hidrossedimentológicos.....</b>   | 40    |
| <b>3.5. TOPMODEL.....</b>  | 50    |
| <b>3.6. Uso do GRASS-GIS (<i>Geographic Resources Analysis Support System - Geographic Information System</i>) na modelagem hidrológica.....</b> | 62    |
| <b>4. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>   | 64    |
| <b>4.1. Área de estudo.....</b>  | 64    |
| <b>4.2. Base cartográfica e o geoprocessamento.....</b>  | 70    |
| <b>4.3. Dados utilizados.....</b>  | 71    |
| 4.3.1. Dados fluviométricos.....   | 73    |
| 4.3.2. Dados meteorológicos.....   | 73    |
| 4.3.3. Dados sedimentológicos.....   | 74    |
| 4.3.3.1. Medida de sedimento em suspensão.....   | 74    |
| 4.3.3.2. Medida de sedimento de arraste de fundo.....  | 76    |
| 4.3.3.3. Amostragem de material de leito.....  | 77    |
| 4.3.3.4. Análises laboratoriais.....   | 78    |
| <b>4.4. Aplicação do TOPMODEL.....</b>   | 78    |

|  |            |
|--|------------|
| 4.4.1. Variáveis utilizadas no TOPMODEL.....   | 78         |
| 4.4.2. Parâmetros utilizados no TOPMODEL.....  | 79         |
| 4.4.3. Escolha dos eventos para análise.....   | 80         |
| 4.4.4. Calibração do modelo TOPMODEL.....  | 81         |
| 4.4.5. Validação do modelo TOPMODEL.....   | 82         |
| <b>4.5. Estimativa da descarga de sedimentos.....</b>                                  | <b>84</b>  |
| 4.5.1. Métodos utilizados na determinação da descarga sólida.....                      | 84         |
| 4.5.2. Avaliação dos métodos utilizados na determinação da descarga sólida.....        | 85         |
| 4.5.3. Taxa de transferência de sedimentos ( <i>SDR</i> ).....                         | 85         |
| <b>4.6. Relação entre a descarga sólida e as áreas saturadas.....</b>                  | <b>86</b>  |
| <b>4.7. Etapas metodológicas desenvolvidas.....</b>                                    | <b>87</b>  |
| <b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>   | <b>89</b>  |
| <b>5.1. Análise fluviosedimentológica.....</b>   | <b>89</b>  |
| 5.1.1. Caracterização hidráulica e geométrica da seção transversal.....                | 89         |
| 5.1.2. Curva de descarga.....  | 91         |
| 5.1.3. Calibração e validação do sensor de turbidez.....                               | 92         |
| 5.1.4. Concentração de sedimento em suspensão ( $C_{SS}$ ).....                        | 95         |
| 5.1.5. Caracterização granulométrica dos sedimentos.....                               | 96         |
| <b>5.2. Descarga total de sedimentos.....</b>  | <b>98</b>  |
| <b>5.3. Taxa de transferência de sedimentos (<i>SDR</i>).....</b>                      | <b>105</b> |
| <b>5.4. Modelagem hidrológica.....</b>   | <b>112</b> |
| 5.4.1. Propagação do escoamento ao longo da rede de drenagem ( <i>tc</i> ).....        | 112        |
| 5.4.2. Índice topográfico ( $\ln(a/\tan \beta)$ ).....                                 | 113        |
| 5.4.3. Calibração do TOPMODEL.....   | 115        |
| 5.4.4. Validação do TOPMODEL.....  | 120        |
| <b>5.5. Descarga líquida e a concentração de sedimento em suspensão.....</b>           | <b>122</b> |
| <b>5.6. Áreas saturadas e a descarga de sedimentos.....</b>                            | <b>128</b> |
| 5.6.1. Áreas saturadas.....  | 128        |
| 5.6.2. Concentração de sedimento em suspensão e as áreas saturadas.....                | 133        |
| 5.6.3. Descarga sólida e as áreas saturadas.....                                       | 140        |
| <b>5.7. Fases no transporte de sedimento e as áreas saturadas: modelo teórico.....</b> | <b>147</b> |
| <b>6. CONCLUSÕES.....</b>  | <b>150</b> |
| <b>7. RECOMENDAÇÕES.....</b>   | <b>153</b> |

|  |            |
|--|------------|
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b> | <b>154</b> |
| <b>APÊNDICES.....</b>                  | <b>168</b> |

## LISTA DE TABELAS

|            |   |     |
|------------|---|-----|
| Tabela 3.1 | - Principais impactos ocasionados pelos sedimentos.....   | 18  |
| Tabela 3.2 | - Estimativa da carga do leito a partir da concentração, tipo de material transportado e tipo de material do leito.....   | 21  |
| Tabela 3.3 | - Impactos da mudança de uso da terra na quantidade de sedimento suspenso produzida, a partir de estudos em pequenas bacias experimentais.....                    | 23  |
| Tabela 3.4 | - Coeficiente de correlação entre concentração de sedimento em suspensão e propriedades das bacias hidrográficas/ localidades e seus níveis de significância..... | 24  |
| Tabela 3.5 | - Intervalo e tipo de dados utilizados no desenvolvimento de algumas equações de cálculo da quantidade da descarga sólida.....                                    | 28  |
| Tabela 3.6 | - Alguns métodos para a quantificação da taxa de transferência de sedimentos.....   | 37  |
| Tabela 3.7 | - Classificação de alguns modelos hidrológicos e hidrossedimentológicos.....  | 49  |
| Tabela 4.1 | - Áreas das classes de declividade da bacia hidrográfica do Caeté.....  | 66  |
| Tabela 4.2 | - Tipos de solo na bacia hidrográfica do Caeté.....   | 69  |
| Tabela 4.3 | - Descrição das cartas topográficas utilizadas.....   | 70  |
| Tabela 4.4 | - Estações pluviométricas automáticas utilizadas.....   | 74  |
| Tabela 4.5 | - Coeficientes de ponderação para a evapotranspiração horária.....  | 78  |
| Tabela 4.6 | - Parâmetros de entrada no TOPMODEL.....  | 79  |
| Tabela 4.7 | - Intervalos de parâmetros e unidades validos ao TOPMODEL.....  | 80  |
| Tabela 4.8 | - Perda de solo da bacia hidrográfica do Caeté.....   | 86  |
| Tabela 5.1 | - Resumo de descargas líquidas da Estação da Ponte do Rio Caeté.....  | 91  |
| Tabela 5.2 | - Dados do sinal mV do sensor de sedimentos em suspensão e a concentração de sedimentos em suspensão em mg/L.....   | 92  |
| Tabela 5.3 | - Dados da $C_{SS}$ medida e monitorada.....  | 93  |
| Tabela 5.4 | - Dados de concentração de sedimentos em suspensão.....   | 95  |
| Tabela 5.5 | - Alguns diâmetros característicos das amostras de material de leito.....   | 96  |
| Tabela 5.6 | - Síntese da classificação granulométrica das amostras.....   | 97  |
| Tabela 5.7 | - Descarga sólida de leito e em suspensão medida.....   | 98  |
| Tabela 5.8 | - Descarga sólida estimada por diferentes métodos.....  | 100 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Tabela 5.9  | - Diferença percentual relativa ( <i>DIF</i> ).....  | 101 |
| Tabela 5.10 | - Descarga líquida e sólida média mensal e anual no período de 08/2004 a 01/2008.....  | 102 |
| Tabela 5.11 | - Taxa de Transferência de Sedimentos.....   | 105 |
| Tabela 5.12 | - Função distância-área da bacia hidrográfica do Caeté.....  | 112 |
| Tabela 5.13 | - Eventos selecionados para a calibração do TOPMODEL (100.000 simulações).....   | 115 |
| Tabela 5.14 | - Melhor simulação do TOPMODEL para os eventos selecionados.....   | 116 |
| Tabela 5.15 | - Índice de correlação entre as vazões observadas e calculadas.....  | 118 |
| Tabela 5.16 | - Eventos selecionados para a validação do TOPMODEL.....   | 120 |
| Tabela 5.17 | - Índice de correlação entre as vazões observadas e calculadas.....  | 120 |
| Tabela 5.18 | - Vazão, precipitação e $C_{SS}$ monitorada dos 25 eventos utilizados.....   | 125 |
| Tabela 5.19 | - Índice de correlação entre a descarga líquida e a concentração de sedimento em suspensão de cada evento e da ascensão e da recessão do hidrograma..... | 127 |
| Tabela 5.20 | - Resumo das variáveis pluviométricas, fluviométricas e as áreas saturadas mínimas e máximas obtidas na simulação dos 25 eventos selecionados.....       | 129 |
| Tabela 5.21 | - Índice de correlação entre a área saturada e a concentração de sedimento em suspensão de cada evento e na ascensão e recessão do hidrograma.....       | 136 |
| Tabela 5.22 | - Índice de correlação entre a vazão e a concentração de sedimento em suspensão de cada evento e na ascensão e recessão do hidrograma.....               | 138 |
| Tabela 5.23 | - Índice de correlação entre a área saturada e a descarga sólida total de cada evento e na ascensão e recessão do hidrograma.....                        | 141 |
| Tabela A.1  | - Pressão máxima do vapor, sobre a água em mbar ( $ea(t)$ ).....   | 171 |
| Tabela A.2  | - Valores do fator de ponderação ( $I-W$ ) para os efeitos do vento e da umidade sobre o $ET$ a diferentes temperaturas e altitudes.....                 | 173 |
| Tabela A.3  | - Número máximo de horas de insolação ( $N$ ).....   | 173 |
| Tabela A.4  | - Radiação que chega no topo da atmosfera ( $R_a$ ), em mm/dia.....  | 174 |
| Tabela A.5  | - Relação entre temperatura $f(t)$ e à radiação de ondas curtas ( $R_{ml}$ ).....  | 174 |
| Tabela B.1  | - Valores de $A$ e $B$ para $Cr$ em função da profundidade média.....  | 187 |

|            |  |     |
|------------|--|-----|
| Tabela C.1 | - Propriedades geométricas da seção do Rio Caeté a 50 metros a jusante da estação fluviométrica Ponte do Caeté.....                                    | 203 |
| Tabela C.2 | - Propriedades geométricas da seção do Rio Caeté junto à estação fluviométrica Ponte do Caeté.....   | 204 |
| Tabela D.1 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 01/08/2007, às 13:30 horas..... | 205 |
| Tabela D.2 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 21/09/2007, às 14:30 horas..... | 206 |
| Tabela D.3 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 12/10/2007, às 10:00 horas..... | 207 |
| Tabela D.4 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 13/10/2007, às 09:00 horas..... | 208 |
| Tabela D.5 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 13/10/2007, às 16:30 horas..... | 209 |
| Tabela D.6 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 02/01/2008, às 19:57 horas..... | 210 |
| Tabela D.7 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 03/01/2008, às 10:17 horas..... | 211 |
| Tabela D.8 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 31/01/2008, às 18:20 horas..... | 212 |
| Tabela D.9 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 01/02/2008, às 07:40 horas..... | 213 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Tabela D.10 | - Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão,<br>a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada<br>pelo fundo - 01/02/2008, às 13:30 horas..... | 214 |
| Tabela E.1  | - Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>- 21/09/2007, às 15:30 horas.....                  | 215 |
| Tabela E.2  | - Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>- 13/10/2007, às 10:30 horas.....                  | 216 |
| Tabela E.3  | - Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>- 13/10/2007, às 18:00 horas.....                  | 217 |
| Tabela E.4  | - Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>- 02/01/2008, às 21:15 horas.....                  | 218 |
| Tabela E.5  | - Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>- 03/01/2008, às 10:45 horas.....                  | 219 |
| Tabela F.1  | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem- 01/08/2007, às 15:30 horas.....            | 220 |
| Tabela F.2  | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem – 11/10/2007, às 15:30 horas.....           | 221 |
| Tabela F.3  | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem- 12/10/2007, às 10:30 horas.....            | 222 |
| Tabela F.4  | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem - 13/10/2007, às 09:00 horas.....           | 223 |
| Tabela F.5  | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem - 13/10/2007, às 15:30 horas.....           | 224 |

|            |  |     |
|------------|--|-----|
| Tabela F.6 | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem - 21/11/2007, às 09:00 horas..... | 225 |
| Tabela F.7 | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem - 02/01/2008, às 20:15 horas..... | 226 |
| Tabela F.8 | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem - 03/01/2008, às 10:20 horas..... | 227 |
| Tabela F.9 | - Faixa granulométrica do material de leito,<br>a partir de ensaio granulométrico de peneiramento<br>e pipetagem - 02/02/2008, às 07:30 horas..... | 228 |
| Tabela G.1 | - Classificação do sedimento de acordo com a granulometria pela<br><i>AGU, American Geophysical Union</i> (Classificação de Wentworth)....         | 229 |
| Tabela H.1 | - Resumo dos dados hidráulicos e sedimentológicos<br>utilizados na estimativa da descarga sólida.....  | 230 |
| Tabela I.1 | - Cálculo da descarga sólida total pelo método de Colby (1948).....  | 231 |
| Tabela I.2 | - Cálculo da descarga sólida total pelo método de Shen e Hung (1971).  | 232 |
| Tabela I.3 | - Cálculo da descarga sólida total pelo método<br>de Engelund e Hansen (1997).....   | 232 |
| Tabela I.4 | - Cálculo da descarga sólida total pelo método<br>de Ackers e White (1973).....  | 233 |
| Tabela I.5 | - Cálculo da descarga sólida total pelo método de Karim (1998).....  | 233 |
| Tabela I.6 | - Cálculo da descarga sólida total pelo método de Cheng (2002).....  | 234 |
| Tabela J.1 | - Dados da amostra do dia 01 Fevereiro de 2008 às 7:30 horas.....  | 235 |
| Tabela J.2 | - Cálculo da descarga sólida total pelo método de<br>Yang (1973) do dia 01/02/2008 às 07:30 horas.....   | 235 |

## LISTA DE FIGURAS

|             |   |    |
|-------------|---|----|
| Figura 3.1  | - Componentes do ciclo hidrológico.....   | 6  |
| Figura 3.2  | - Mecanismos de geração do escoamento concentrado.....  | 9  |
| Figura 3.3  | - Evolução da área variável de afluência no processo de geração do<br>escoamento por saturação durante uma chuva.....                     | 10 |
| Figura 3.4  | - Bloco diagrama da geração de escoamento na vertente.....  | 11 |
| Figura 3.5  | - Processos de escoamento e principais condicionantes.....  | 11 |
| Figura 3.6  | - Perfil do subsolo ilustrando a zona insaturada e saturada.....  | 12 |
| Figura 3.7  | - Classificação dos tipos de transporte de sedimento fluvial.....   | 15 |
| Figura 3.8  | - Sistema fluvial e processos hidrossedimentológicos.....   | 17 |
| Figura 3.9  | - Tipos de transporte de sedimento fluvial e zonas de amostragens.....  | 19 |
| Figura 3.10 | - Distribuições verticais teóricas dos sedimentos no curso<br>fluvial em função da granulometria.....                                     | 21 |
| Figura 3.11 | - Diagrama da distribuição da velocidade, da concentração de sedimento<br>e da descarga sólida na seção transversal no curso de água..... | 22 |
| Figura 3.12 | - Curvas da vazão líquida – descarga de sedimento.....  | 27 |
| Figura 3.13 | - Curva-chave de sedimentos da estação Teresa Cristina,<br>localizada na bacia do Rio Ivaí/PR.....  | 29 |
| Figura 3.14 | - Ilustração dos cinco modelos de relação entre concentração<br>de sedimento e descarga fluvial.....                                      | 32 |
| Figura 3.15 | - Variação da <i>SDR</i> ao longo de uma encosta.....   | 34 |
| Figura 3.16 | - Relação entre a taxa de transferência de sedimentos e área de<br>drenagem.....  | 34 |
| Figura 3.17 | - Taxa de transferência de sedimentos e a área de drenagem<br>para diferentes bacias de drenagem.....                                     | 35 |
| Figura 3.18 | - Relação entre <i>SDR</i> e a área de drenagem.....  | 38 |
| Figura 3.19 | - Diagrama conceitual da geração dos sedimentos em<br>suspensão relacionado a vazão inicial.....  | 39 |
| Figura 3.20 | - Exemplo hipotético da variação das áreas saturadas em uma<br>bacia hidrográfica.....  | 40 |
| Figura 3.21 | - Esquema clássico para o processo de modelagem.....  | 45 |
| Figura 3.22 | - Comparação entre o modelo tradicional e o de área<br>variável de afluência.....   | 48 |

|             |   |     |
|-------------|---|-----|
| Figura 3.23 | - Elementos principais do TOPMODEL.....   | 51  |
| Figura 3.24 | - Balanço hídrico de um segmento de encosta da bacia hidrográfica.....  | 52  |
| Figura 3.25 | - Estrutura de armazenamento no solo do TOPMODEL.....   | 60  |
| Figura 4.1  | - Localização da bacia hidrográfica do Caeté, no município de<br>Alfredo Wagner/SC.....   | 64  |
| Figura 4.2  | - Declividade na bacia hidrográfica do Caeté.....   | 66  |
| Figura 4.3  | - Geologia da bacia do Rio Caeté.....   | 67  |
| Figura 4.4  | - Solos na bacia do Rio Caeté.....  | 68  |
| Figura 4.5  | - Uso da terra.....   | 70  |
| Figura 4.6  | - Localização das estações automáticas de monitoramento.....  | 72  |
| Figura 4.7  | - Croqui das seções transversais utilizadas nas medições<br>(A – B e C – D) e no monitoramento no Rio Caeté.....                | 72  |
| Figura 4.8  | - Amostrador USDH-48 (MAS-1).....   | 75  |
| Figura 4.9  | - Amostrador Helley Smith US BL-84.....   | 76  |
| Figura 4.10 | - Amostrador US-BMH-53 modificado.....  | 77  |
| Figura 4.11 | - Estrutura de integração de atividades para a utilização do TOPMODEL   | 83  |
| Figura 4.12 | - Representação gráfica da viscosidade cinemática em<br>função da temperatura da água.....                                      | 84  |
| Figura 4.13 | - Fluxograma dos procedimentos metodológicos desenvolvidos.....   | 88  |
| Figura 5.1  | - Perfil transversal da seção do Rio Caeté de medição fluviométrica.....  | 89  |
| Figura 5.2  | - Variação com a cota das grandezas geométricas da seção do Rio Caeté.  | 90  |
| Figura 5.3  | - Curva-chave da Estação fluviométrica Ponte do Rio Caeté.....  | 91  |
| Figura 5.4  | - Correlação entre cota e as variáveis hidráulicas da secção área<br>molhada, profundidade, velocidade média e largura.....     | 92  |
| Figura 5.5  | - Curva de calibração do sensor de sedimentos.....  | 93  |
| Figura 5.6  | - Relação entre a $C_{SS}$ medida e monitorada.....   | 94  |
| Figura 5.7  | - Relação entre a $C_{SS}$ pontual e integrada a seção fluvial.....   | 95  |
| Figura 5.8  | - Curva-chave de sedimentos.....  | 102 |
| Figura 5.9  | - Relação entre a descarga sólida total e líquida média mensal.....   | 103 |
| Figura 5.10 | - Descarga sólida total, vazão e o número de horas com vazão > 100<br>$m^3/s$ média mensal no período de 08/2004 a 01/2008..... | 104 |
| Figura 5.11 | - Variação mensal erosão, transporte e $SDR$ .....  | 106 |
| Figura 5.12 | - Pluviosidade média na região e no período de 08/2004 a 01/2008.....   | 107 |

|             |   |   |     |
|-------------|---|---|-----|
| Figura 5.13 | - | Relação entre a erosão, o transporte e a <i>SDR</i> média mensal.....   | 108 |
| Figura 5.14 | - | Unidades do relevo: visão parcial do vale do Rio Perito próximo a sua<br>foz com o Rio Santo Anjo, porção central da bacia do Rio Caeté.....  | 109 |
| Figura 5.15 | - | Balanço sedimentológico da bacia hidrográfica do Caeté.....   | 110 |
| Figura 5.16 | - | Função distância-área para a bacia do Rio Caeté.....  | 112 |
| Figura 5.17 | - | Índice topográfico da bacia do Rio Caeté.....   | 113 |
| Figura 5.18 | - | Distribuição do índice topográfico ( $\ln(a/\tan \beta)$ ).....   | 114 |
| Figura 5.19 | - | Gráficos de dispersão para a sensibilidade: (A) $\ln T_D$ , (B) $m$ e (C) $S_{RMAX}$<br>do Evento 3.....  | 117 |
| Figura 5.20 | - | Relação entre vazões observadas e calculadas dos<br>quinze eventos utilizados na calibração.....  | 119 |
| Figura 5.21 | - | Relação entre vazões observadas e calculadas dos<br>10 eventos utilizados na validação.....   | 121 |
| Figura 5.22 | - | Hidrograma e sedimentograma (A) e hidrossedimentograma - relação<br>entre vazão observada e concentração de sedimento em suspensão<br>monitorada (B) em intervalo de tempo horários do Evento 4.....                | 122 |
| Figura 5.23 | - | Relação entre a $C_{SS}$ máxima e a pluviosidade total (A), a $C_{SS}$ máxima e<br>a pluviosidade máxima (B) e a $C_{SS}$ máxima e a vazão máxima (C).....  | 126 |
| Figura 5.24 | - | Relação entre a vazão inicial e as áreas saturadas inicial (A) e entre a<br>vazão inicial e as áreas saturadas mínimas (B).....   | 130 |
| Figura 5.25 | - | Índice de correlação entre áreas saturadas máximas e pluviosidade<br>total (A), áreas saturadas máximas e vazão total (B) e áreas saturadas<br>máximas e vazão máxima (C) ocorridas nos 25 eventos selecionados.... | 131 |
| Figura 5.26 | - | Relação entre as áreas saturadas mínimas e máximas.....   | 132 |
| Figura 5.27 | - | Área saturada mínina (10,1%) (A) e máxima (26,9%) (B) na bacia do<br>Rio Caeté, estimadas pelo TOPMODEL no Evento 14 e 20.....  | 133 |
| Figura 5.28 | - | $C_{SS}$ , vazão e as áreas saturadas na bacia hidrográfica do Caeté,<br>no evento 12.....  | 134 |
| Figura 5.29 | - | Índice de correlação entre AS e a $C_{SS}$ (A) e AS e a descarga sólida<br>em suspensão (B).....  | 135 |
| Figura 5.30 | - | Coefficiente de correlação entre a área saturada (%) e a $C_{SS}$ (mg/L)<br>no período, na ascensão e na recessão da vazão.....   | 137 |

|             |   |     |
|-------------|---|-----|
| Figura 5.31 | - Coeficiente de correlação entre a área saturada (%) e $C_{SS}$ (mg/L) e a vazão ( $m^3/s$ ) e $C_{SS}$ (mg/L) no período (A), na ascensão (B) e na recessão (C) da vazão..... | 139 |
| Figura 5.32 | - Índice do coeficiente de correlação entre a área saturada (%) e a descarga sólida total (t/hora) do período, na ascensão e na recessão da vazão.....                          | 142 |
| Figura 5.33 | - Índice de correlação entre os dados horários da área saturada e da descarga sólida total nos 15 primeiros eventos selecionados.....   | 143 |
| Figura 5.34 | - Índice de correlação entre os dados horários da área saturada e da descarga sólida total nos 25 eventos selecionados.....   | 143 |
| Figura 5.35 | - $Q_{ST}$ obtida pela curva-chave de sedimentos e a estimada por meio das áreas saturadas – equação 5.1 (A) e 5.2 (B), para os eventos 16 a 25.....                            | 144 |
| Figura 5.36 | - Descargas sólidas totais acumuladas.....  | 145 |
| Figura 5.37 | - Relação entre as descargas sólidas obtidas pela curva-chave de sedimentos e a descarga sólida calculada por meio das áreas saturadas dos eventos 16 a 25.....                 | 146 |
| Figura 5.38 | - Hidrograma conceitual da descarga sólida e líquida, área saturada e pluviosidade, elaborado a partir dos dados do Evento 6.....   | 148 |
| Figura 5.39 | - Diagrama conceitual das principais áreas fontes de sedimento e da descarga líquida.....   | 148 |
| Figura 5.40 | - Dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas e o transporte de sedimentos.....   | 149 |
| Figura B.1  | - Ábaco para a obtenção da descarga sólida não medida por metro de largura do rio a partir da velocidade média.....   | 186 |
| Figura B.2  | - Fator de correção da distribuição logarítmica da velocidade segundo Einstein (1950).....  | 190 |
| Figura B.3  | - Ábaco da função de carga do fundo segundo Einstein (1950).....  | 191 |
| Figura B.4  | - Valores de $I_1$ , em termos de $E_1$ , para vários valores de $z$ segundo Einstein (1950).....   | 194 |
| Figura B.5a | - Integral de $J_1$ em termos de $E_1$ e $Z'$ segundo Colby e Hembree (1955).....   | 195 |
| Figura B.5b | - Integral de $J_1$ em termos de $E_1$ e $Z'$ segundo Colby e Hembree (1955).....   | 196 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Figura B.6a | - Integral de $j_2$ em termos de $E_1$ e $Z'$ segundo Colby e Hembree (1955).....                    | 197 |
| Figura B.6b | - Integral de $j_2$ em termos de $E_1$ e $z'$ segundo Colby e Hembree (1955).....                    | 198 |
| Figura B.7  | - Valores de $Z'$ em função de $Q's/lf.Qf$ , para o grão dominante segundo Colby e Hubel (1964)..... | 200 |
| Figura B.8  | - Valores de $I_2$ , em termos de $E_1$ , para vários valores de $Z$ segundo Einstein (1950).....    | 201 |
| Figura D.1  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 01/08/2007, às 13:30 horas.....              | 205 |
| Figura D.2  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 21/09/2007, às 14:30 horas.....              | 206 |
| Figura D.3  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 12/10/2007, às 10:00 horas.....              | 207 |
| Figura D.4  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 13/10/2007, às 09:00 horas.....              | 208 |
| Figura D.5  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 13/10/2007, às 16:30 horas.....              | 209 |
| Figura D.6  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 02/01/2008, às 19:57 horas.....              | 210 |
| Figura D.7  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 03/01/2008, às 10:17 horas.....              | 211 |
| Figura D.8  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 31/01/2008, às 18:20 horas.....              | 212 |
| Figura D.9  | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 01/02/2008, às 07:40 horas.....              | 213 |
| Figura D.10 | - Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão<br>- 01/02/2008, às 13:30 horas.....              | 214 |
| Figura E.1  | - Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto<br>- 21/09/2007, às 15:30 horas.....                | 215 |
| Figura E.2  | - Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto<br>- 13/10/2007, às 10:30 horas.....                | 216 |

|            |   |     |
|------------|---|-----|
| Figura E.3 | - Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto<br>- 13/10/2007, às 18:00 horas.....   | 217 |
| Figura E.4 | - Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto<br>- 02/01/2008, às 21:15 horas.....   | 218 |
| Figura E.5 | - Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto<br>- 03/01/2008, às 10:45 horas.....   | 219 |
| Figura F.1 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>01/08/2007, às 15:30 horas.....   | 220 |
| Figura F.2 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>11/10/2007, às 15:30 horas.....   | 221 |
| Figura F.3 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>12/10/2007, às 10:30 horas.....   | 222 |
| Figura F.4 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>13/10/2007, às 09:00 horas.....   | 223 |
| Figura F.5 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>13/10/2007, às 15:30 horas.....   | 224 |
| Figura F.6 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>21/11/2007, às 09:00 horas.....   | 225 |
| Figura F.7 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>02/01/2008, às 20:15 horas.....   | 226 |
| Figura F.8 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>03/01/2008, às 10:20 horas.....   | 227 |
| Figura F.9 | - Curva granulométrica dos sedimentos do material do leito -<br>02/02/2008, às 07:30 horas.....   | 228 |
| Figura K.1 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de<br>calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 1<br>(04/10/2006 – 18:00 horas a 09/10/2006 – 23:00 horas)..... | 236 |
| Figura K.2 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de<br>calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 2<br>(08/10/2006 – 00:00 horas a 15/10/2006 – 21:00 horas)..... | 236 |
| Figura K.3 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de<br>calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 3<br>(01/11/2006 – 01:00 horas a 06/11/2006 – 09:00 horas)..... | 237 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Figura K.4  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 4 (06/11/2006 – 01:00 horas a 10/11/2006 – 07:00 horas).....  | 237 |
| Figura K.5  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 5 (15/12/2006 – 17:00 horas a 19/12/2006 – 15:00 horas).....  | 238 |
| Figura K.6  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 6 (11/01/2007 – 12:00 horas a 18/01/2007 – 01:00 horas).....  | 238 |
| Figura K.7  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 7 (19/01/2007 – 00:00 horas a 24/01/2007 – 14:00 horas).....  | 239 |
| Figura K.8  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 8 (28/02/2007 – 00:00 horas a 03/03/2007 – 15:00 horas).....  | 239 |
| Figura K.9  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 9 (11/03/2007 – 07:00 horas a 16/03/2007 – 08:00 horas).....  | 240 |
| Figura K.10 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 10 (03/04/2007 – 02:00 horas a 06/04/2007 – 22:00 horas)..... | 240 |
| Figura K.11 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 11 (15/05/2007 – 13:00 horas a 19/05/2007 – 19:00 horas)..... | 241 |
| Figura K.12 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 12 (19/05/2007 – 20:00 horas a 26/05/2007 – 23:00 horas)..... | 241 |
| Figura K.13 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 13 (12/07/2007 – 01:00 horas a 17/07/2007 – 03:00 horas)..... | 242 |
| Figura K.14 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 14 (01/08/2007 – 21:00 horas a 19/08/2007 – 19:00 horas)..... | 242 |

|             |  |     |
|-------------|--|-----|
| Figura K.15 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 15<br>(29/08/2007 – 11:00 horas a 02/09/2007 – 12:00 horas).....          | 243 |
| Figura L.1  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 16<br>(02/09/2007 – 00:00 horas a 05/09/2007 – 03:00 horas)..... | 244 |
| Figura L.2  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 17<br>(20/09/2007 – 09:00 horas a 25/09/2007 – 23:00 horas)..... | 244 |
| Figura L.3  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 18<br>(26/09/2007 – 00:00 horas a 30/09/2007 – 23:00 horas)..... | 245 |
| Figura L.4  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 19<br>(10/10/2007 – 14:00 horas a 14/10/2007 – 19:00 horas)..... | 245 |
| Figura L.5  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 20<br>(14/10/2007 – 20:00 horas a 21/10/2007 – 13:00 horas)..... | 246 |
| Figura L.6  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 21<br>(10/11/2007 – 02:00 horas a 16/11/2007 – 10:00 horas)..... | 246 |
| Figura L.7  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 22<br>(25/12/2006 – 00:00 horas a 28/12/2006 – 02:00 horas)..... | 247 |
| Figura L.8  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 23<br>(20/02/2007 – 00:00 horas a 23/02/2007 – 18:00 horas)..... | 247 |
| Figura L.9  | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 24<br>(23/02/2007 – 00:00 horas a 26/02/2007 – 19:00 horas)..... | 248 |
| Figura L.10 | - Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 25<br>(11/05/2007 – 22:00 horas a 15/05/2007 – 12:00 horas)..... | 248 |

|             |   |                 |
|-------------|---|-----------------|
| Figura M.1  | - Hidrossedimentogramas e a relação entre vazão observada e $C_{SS}$ monitorada horária dos 25 eventos empregados na calibração e validação do TOPMODEL.....  | 249<br>a<br>255 |
| Figura N.1  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 1 (04/10/2006 – 18:00 horas a 09/10/2006 – 23:00 horas).....  | 256             |
| Figura N.2  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 2 (08/10/2006 – 00:00 horas a 15/10/2006 – 21:00 horas).....  | 257             |
| Figura N.3  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 3 (01/11/2006 – 01:00 horas a 06/11/2006 – 09:00 horas).....  | 257             |
| Figura N.4  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 4 (06/11/2006 – 01:00 horas a 10/11/2006 – 07:00 horas).....  | 258             |
| Figura N.5  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 5 (15/12/2006 – 17:00 horas a 19/12/2006 – 15:00 horas).....  | 258             |
| Figura N.6  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 6 (11/01/2007 – 12:00 horas a 18/01/2007 – 01:00 horas).....  | 259             |
| Figura N.7  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 7 (19/01/2007 – 00:00 horas a 24/01/2007 – 14:00 horas).....  | 259             |
| Figura L.8  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 8 (28/02/2007 – 00:00 horas a 03/03/2007 – 15:00 horas).....  | 260             |
| Figura N.9  | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 9 (11/03/2007 – 07:00 horas a 16/03/2007 – 08:00 horas).....  | 260             |
| Figura N.10 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 10 (03/04/2007 – 02:00 horas a 06/04/2007 – 22:00 horas)..... | 261             |

|             |   |     |
|-------------|---|-----|
| Figura N.11 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 11 (15/05/2007 – 13:00 horas a 19/05/2007 – 19:00 horas)..... | 261 |
| Figura N.12 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 12 (19/05/2007 – 20:00 horas a 26/05/2007 – 23:00 horas)..... | 262 |
| Figura N.13 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 13 (12/07/2007 – 01:00 horas a 17/07/2007 – 03:00 horas)..... | 262 |
| Figura N.14 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 14 (01/08/2007 – 21:00 horas a 19/08/2007 – 19:00 horas)..... | 263 |
| Figura N.15 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 15 (29/08/2007 – 11:00 horas a 02/09/2007 – 12:00 horas)..... | 263 |
| Figura N.16 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 16 (02/09/2007 – 00:00 horas a 05/09/2007 – 03:00 horas)..... | 264 |
| Figura N.17 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 17 (20/09/2007 – 09:00 horas a 25/09/2007 – 23:00 horas)..... | 264 |
| Figura N.18 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 18 (26/09/2007 – 00:00 horas a 30/09/2007 – 23:00 horas)..... | 265 |
| Figura N.19 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 19 (10/10/2007 – 14:00 horas a 14/10/2007 – 19:00 horas)..... | 265 |
| Figura N.20 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 20 (14/10/2007 – 20:00 horas a 21/10/2007 – 13:00 horas)..... | 266 |
| Figura N.21 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 21 (10/11/2007 – 02:00 horas a 16/11/2007 – 10:00 horas)..... | 266 |

|             |   |     |
|-------------|---|-----|
| Figura N.22 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 22 (25/12/2006 – 00:00 horas a 28/12/2006 – 02:00 horas)..... | 267 |
| Figura N.23 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 23 (20/02/2007 – 00:00 horas a 23/02/2007 – 18:00 horas)..... | 267 |
| Figura N.24 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 24 (23/02/2007 – 00:00 horas a 26/02/2007 – 19:00 horas)..... | 268 |
| Figura N.25 | - Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 25 (11/05/2007 – 22:00 horas a 15/05/2007 – 12:00 horas)..... | 268 |

## LISTA DE SÍMBOLOS

|                  |   |
|------------------|---|
| $a$              | - Coeficiente de regressão  |
| $\lambda$        | - Índice topográfico média da bacia hidrográfica  |
| $\bar{s}$        | - Déficit de armazenamento médio  |
| $\bar{S}_0$      | - Déficit inicial médio na zona saturada da bacia hidrográfica  |
| $\Delta\phi$     | - Parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo  |
| $\Delta\theta_2$ | - Soma da umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo e no ponto de murcha permanente |
| $\theta_{cc}$    | - Umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo   |
| $\theta_{mp}$    | - Umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente   |
| $\lambda$        | - Índice topográfico médio para a bacia   |
| $\varphi$        | - Porosidade do solo  |
| $o$              | - Variável observada  |
| $\hat{o}$        | - Variável estimada   |
| $U_*$            | - Velocidade de atrito  |
| $\nu$            | - Viscosidade cinemática da água  |
| $\gamma_s$       | - Peso específico do sedimento  |
| $\gamma$         | - Peso específico da água   |
| $g$              | - Aceleração da gravidade   |
| $D_i$            | - Diâmetro médio da faixa considerada   |
| $D_s$            | - Diâmetro médio das partículas em suspensão  |
| $D_{gr}$         | - Diâmetro adimensional do grão   |
| $F_{gr}$         | - Grandeza adimensional de mobilidade   |
| $G_{gr}$         | - Descarga sólida adimensional  |
| $\Phi$           | - Descarga total de sedimentos por unidade de largura   |
| $\Theta$         | - Parâmetro adimensional da tensão de atrito  |
| $Q_{sm}$         | - Descarga sólida medida  |
| $C'_s$           | - Concentração de sedimento em suspensão medida   |
| $q'_{nm}$        | - Descarga sólida não medida por unidade de largura   |
| $B$              | - Largura da superfície do canal  |
| $D_{35}$         | - Diâmetro do sedimento maior que 35% do material de fundo  |

|            |   |
|------------|---|
| $R'S$      | - Produto do raio hidráulico pela declividade da linha de energia |
| $u^*$      | - Velocidade de atrito relativa aos grãos                         |
| $D_{65}$   | - Diâmetro do sedimento maior que 65% do material de fundo        |
| $a'$       | - Profundidade não amostrada                                      |
| $dv$       | - Profundidade média nas verticais de amostragem                  |
| $i_s$      | - Fração do material em suspensão de diâmetro $D_i$               |
| $w_i$      | - Velocidade de sedimentação da partícula de diâmetro $D_i$       |
| $D_{50}$   | - Diâmetro do sedimento maior que 50% do material de fundo        |
| $D_{90}$   | - Diâmetro do sedimento maior que 90% do material de fundo        |
| $v$        | - Velocidade da propagação superficial                            |
| $v$        | - Velocidade no canal da sub-bacia                                |
| $\beta$    | - Coeficiente de reflectância                                     |
| $A$        | - Área de drenagem  |
| $A_i$      | - Área de um segmento   |
| $A_S$      | - Área da zona saturada   |
| $AVA$      | - Área variável de afluência                                      |
| $AS$       | - Áreas saturadas   |
| $B$        | - Média ponderada da razão de bifurcação                          |
| $b$        | - Coeficiente de regressão  |
| $BR$       | - Taxa de bifurcação  |
| $C$        | - Fator de correção   |
| $c$        | - Comprimento do contorno   |
| $C$        | - Fator uso e manejo das culturas                                 |
| $CH_V$     | - Velocidade da propagação superficial no canal principal         |
| $CN$       | - Número da curva S.C.S.  |
| $C_{sed}$  | - Argila no sedimento   |
| $C_{solo}$ | - Argila no solo  |
| $C_{SS}$   | - Concentração de sedimento em suspensão                          |
| $CT$       | - Concentração total em ppm por peso por unidade de volume        |
| $D$        | - Profundidade  |
| $D$        | - Diâmetro médio do sedimento                                     |
| $d$        | - Profundidade hidráulica   |

|             |   |
|-------------|---|
| $d_i$       | - Profundidade na vertical $i$  |
| $DIF$       | - Diferença percentual relativa   |
| $dv$        | - Profundidade média nas verticais de amostragem  |
| $E$         | - Erosão ou perda de solo total   |
| $ea$        | - Pressão de saturação do vapor d'água em função da temperatura do ar                             |
| $ed$        | - Pressão real de vapor de água em relação ao ponto de saturação do ar                            |
| $E_{DES}$   | - Erosão de deslizamentos   |
| $E_{LAN}$   | - Erosão laminar  |
| $E_r$       | - Eficiência de retenção ou de amostragem do equipamento de medição da descarga sólida de arrasto |
| $Er$        | - Quantidade total de material que foi removido pela erosão                                       |
| $E_{RAV}$   | - Erosão de ravinas   |
| $E_{RIO}$   | - Erosão fluvial  |
| $E_t$       | - Erosão total  |
| $ETP$       | - Evapotranspiração potencial   |
| $ETR$       | - Evapotranspiração real  |
| $E_{VOÇ}$   | - Erosão de voçorocas   |
| $f$         | - Parâmetro que governa a taxa de diminuição de $K$ na profundidade                               |
| $f(e_d)$    | - Função da pressão real de vapor   |
| $f(n / Ni)$ | - Função da relação $n / N$   |
| $f(t)$      | - Função da temperatura média do ar   |
| $f(u)$      | - Função relacionada com o vento  |
| $H$         | - Nível de água ou altura do nível de água  |
| $I$         | - Água infiltrada   |
| $I1$ e $I2$ | - Parâmetros definidos no método de Einstein (1950)   |
| $iB$        | - Fração da carga de fundo de diâmetro $Di$   |
| $ib$        | - Fração do material do leito de diâmetro $Di$  |
| $K$         | - Fator de erodibilidade do solo  |
| $K(\zeta)$  | - Condutividade hidráulica saturada na profundidade $\zeta$                                       |
| $K_0$       | - Condutividade hidráulica saturada à superfície  |
| $L$         | - Comprimento da bacia  |
| $Li$        | - Distância na vertical   |
| $l_i$       | - Fração da largura do rio admitida como tendo uma descarga por unidade de                        |

|                     |  |
|---------------------|--|
|                     | largura $q_i$  |
| $\ln(a/\tan \beta)$ | - Índice topográfico   |
| $LS$                | - Fator topográfico (declividade e comprimento de vertente)                        |
| $L_t$               | - Comprimento total dos cursos fluviais  |
| $m$                 | - Parâmetro de solo em função de transmissividade exponencial ou curva de recessão |
| $N$                 | - Número de passo, intervalo ou de amostragem                                      |
| $n$                 | Número de horas diárias de insolação   |
| $N_i$               | - Número máximo possível de horas de insolação                                     |
| $np$                | - Número total de <i>pixels</i> da bacia   |
| $N_{pe}$            | - Número de segmento entre o ponto e a exutória                                    |
| $NASH$              | - Função-objetivo de NASH-SUTCLIFE (1970)  |
| $NASH_{log}$        | - Função-objetivo de NASH-SUTCLIFE (1970) do <i>log</i> das variáveis              |
| $P$                 | Pluviosidade   |
| $p$                 | - Precipitação líquida ou água não interceptada que chega até o solo               |
| $P$                 | - Fator práticas conservacionistas.  |
| $P.S.$              | - Produção sólida total  |
| $Pl$                | - Produção líquida de sedimento  |
| $Ps$                | - Produção específica líquida de sedimento ou produção de sedimento                |
| $Q_b$               | - Vazão subsuperficial   |
| $Q_R$               | - Vazão que atravessa pelo comprimento do contorno                                 |
| $q_v$               | - Recarga da zona saturada   |
| $q_b$               | - Escoamento subsuperficial  |
| $q_v$               | - Escoamento de percolação   |
| $q_i$               | - Escoamento afluyente no canal  |
| $Q$ ou $Q_L$        | - Vazão, descarga líquida ou débito fluvial  |
| $Q_0$               | - Vazão inicial  |
| $qB$                | - Taxa de transporte de fundo em peso por unidade de largura e tempo               |
| $q_p$               | - Pico de escoamento ( <i>peak runoff rate</i> )                                   |
| $q_s$               | - Escoamento superficial decorrente das áreas saturadas                            |
| $q_{sa}$            | Descarga de arrasto parcial  |
| $Q_{sa}$            | - Descarga sólida de arrasto.  |

|                |   |
|----------------|---|
| $Q_{sb}$       | - Descarga de sedimento transportada em suspensão proveniente da bacia hidrográfica ( <i>wash load</i> ou <i>depluvio</i> ) |
| $Q_{sf}$       | - Descarga de sedimentos transportada por arrasto de fundo ( <i>bed load</i> )  |
| $Q_{SS}$       | - Descarga sólida em suspensão  |
| $Q_{ssf}$      | - Descarga de sedimentos proveniente do fundo, transportada em suspensão ( <i>suspended load</i> )                          |
| $Q_{ST}$       | - Descarga total de sedimentos ( <i>total load</i> )  |
| $Q_{st_{cal}}$ | - Carga total de sedimento calculada  |
| $Q_{st_{med}}$ | - Carga total de sedimento medida   |
| $R$            | - Coeficiente de correlação   |
| $R^2$          | - Coeficiente de determinação   |
| $R$            | - Fator de erosividade da chuva   |
| $R_r$          | - Taxa de recarga   |
| $R_v$          | - Volume precipitado  |
| $R_n$          | - Radiação líquida  |
| $R_{nl}$       | - Radiação solar líquida de ondas longas  |
| $R_{ns}$       | - Radiação solar líquida de ondas curtas  |
| $R_a$          | - Radiação solar recebida na parte superior da atmosfera  |
| $R_b$          | - Relevo da bacia   |
| $R_c$          | - Densidade <i>gully</i>  |
| $rep$          | - Pico de precipitação em excesso ( <i>peak rainfall excess rate</i> )  |
| $Rh$           | - Raio hidráulico   |
| $RO$           | - Escoamento anual  |
| $R_s$          | - Radiação solar  |
| $R_V$          | - Velocidade da propagação superficial nos canais secundários   |
| $s$            | - Déficit de armazenamento  |
| $S$            | - Declividade da linha d'água   |
| $s$            | - Densidade do sedimento  |
| $S_{uz}$       | - Armazenagem na drenagem vertical  |
| $SDR$          | - Taxa de transferência de sedimentos ( <i>Sediment Delivery Ratio</i> )  |
| $SLP$          | - Declividade do rio principal  |
| $S_{R0}$       | - Déficit de armazenamento inicial na zona de raízes  |

|             |  |
|-------------|--|
| $S_{RMAX}$  | - Capacidade de água na zona de raízes   |
| $SS$        | - Sedimento em suspensão   |
| $\beta$     | - Declividade do local ao ponto de saída   |
| $S_{ZR}$    | - Zona de armazenagem das raízes   |
| $S_{ZR}$    | - Déficit de armazenamento na zona de raízes   |
| $T$         | - Transmissividade do solo   |
| $T_0$       | - Transmissividade efetiva do solo saturado  |
| $\tan\beta$ | - Gradiente subterrâneo  |
| $tc$        | - Propagação do escoamento ao longo da rede de drenagem  |
| $T_D$       | - Tempo de permanência da água na zona não-saturada, fator de retardo da frente de umidade     |
| $U$         | - Velocidade média do escoamento   |
| $U$         | - Velocidade média do escoamento   |
| $U_{10}$    | - Velocidade média diária do vento km/dia, obtida a 10 m acima da superfície do solo           |
| $U_2$       | - Velocidade média diária do vento em km/dia, obtida a dois metros acima da superfície do solo |
| $Uc$        | - Velocidade crítica do escoamento, no movimento incipiente                                    |
| $Ur$        | - Umidade relativa do ar   |
| $W$         | - Fator de ponderação relacionado com a temperatura e altitude                                 |
| $W$         | - Velocidade termina de queda;   |
| $W$         | - Velocidade de sedimentação   |
| $W_S$       | - Área da bacia acima do ponto em que o fluxo de sedimento é computado                         |
| $x_i$       | - Comprimento do <i>i-ésimo</i> segmento de um caminho de fluxo                                |
| $Y$         | - Quantidade de sedimento transferido por unidade de área                                      |
| $Y_w$       | - Produção de sedimento da bacia   |
| $z_{zr}$    | - Profundidade efetiva na zona de raízes   |
| $z_i$       | - Profundidade da lâmina de água   |
| $Z'$        | - Parâmetro em suspensão   |
| $Z_{10}$    | - Altura de 10 metros acima da superfície do solo  |
| $Z_2$       | - Altura de 2 metros acima da superfície do solo   |
| $\zeta$     | - Profundidade do solo, medida positivamente a partir da superfície                            |

## RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo analisar a influência da dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas no transporte de sedimento fluvial na bacia do Rio Caeté, Alfredo Wagner/SC. A partir de dados hidrossedimentológicos horários monitorados por estações automáticas e de medições, avaliou-se métodos de cálculo da descarga sólida fluvial, relacionou-se o regime fluviométricos com a concentração de sedimento em suspensão e a descarga sólida fluvial, aplicou-se o TOPMODEL (*TOPography-based hydrological MODEL*), estimou-se a taxa de transferência de sedimento da bacia e comparou-se a descarga sólida fluvial e as áreas saturadas. O método de Einstein modificado por Colby e Hembree (1955) apresentou melhores resultados na estimativa da descarga sólida total quando comparado com dados medidos em campo. A descarga sólida total média e a taxa de transferência de sedimentos anual calculada no período de agosto de 2004 a janeiro de 2008 foram de 54.257,9 t/ano e 4,23%, respectivamente, com significativas variações anuais. Os meses que apresentaram maior taxa de transferência de sedimentos não coincidiram com os que apresentaram maiores valores de perda de solo. Na bacia hidrográfica do Caeté constatou-se intensa dinâmica hidrossedimentológica, caracterizada por uma área potencialmente frágil à ação dos processos erosivos, elevada mobilidade de sedimentos (transporte) e consideráveis quantidades deposicionais nos fundos dos vales e nas rupturas de declives. O modelo hidrológico TOPMODEL apresentou índices de calibração e validação satisfatórios. A relação entre descarga líquida e concentração de sedimento em suspensão apresentou comportamento do tipo *figura oito*, com pico de concentração de sedimento em suspensão que antecede o da vazão, com a presença de mais de um pico por evento. As áreas saturadas simuladas em relação à área total da bacia variaram de 10,1 % a 26,9%. Elas, especialmente, margearam os cursos fluviais e suas cabeceiras, as depressões do terreno e as áreas planas, para as quais convergem as linhas de fluxo. As áreas saturadas quando comparadas com a concentração de sedimento em suspensão apresentaram índice de correlação moderado, enquanto que, quando confrontadas com a descarga sólida em suspensão e total, apresentaram bons índices de correlação. Assim, pode-se afirmar que a dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas influencia na quantidade de sedimento transportada pelo curso fluvial, constituindo-se em importante área fonte de sedimento, por estarem diretamente conectada ao curso fluvial.

**Palavras-chave:** áreas saturadas; áreas fontes de sedimentos; transporte de sedimentos; monitoramento e modelagem hidrossedimentológica.

## ABSTRACT

The objective of the present work was to analyze the expansion and retraction dynamics of the saturated areas and the fluvial sediment transport in the Caeté River catchment in Alfredo Wagner city, Santa Catarina State, Brazil. With the hourly hydrosedimentological data obtained at the automatic stations and by field measurements, some calculation methods of the fluvial solid discharge were evaluated. The relation between the water discharge and the suspended sediment (SS) concentration were analyzed. By applying the TOPMODEL the sediment delivery ratio of the catchment was estimated and the fluvial solid discharge was related with the saturated areas. The Einstein's method modified by Colby and Hembree (1955) showed the better results of the total solid discharge estimation. The mean values of the total solid discharge and the sediment delivery ratio (SDR), calculated from August 2004 to January of 2008 were 54,257.9 t/year and 4.23%, respectively, with significant annual variations. The months that presented larger SDR were not equal to those presented larger values of soil loss. In the Caeté River catchment, it was verified an intense hydrosedimentological dynamics characterized with a potentially fragile area to the action of the erosive processes, with high mobility of sediments, and with significant deposition amounts on the valleys bottoms and on the slopes ruptures. The TOPMODEL presented satisfactory performance of calibration and validation. The relationship between discharge and SS concentration has the behavior type “eight figure” where the SS concentration peak precedes the discharge peak with the presence of more than one peak for event. The simulated saturated-areas in relation to the total catchment area varied from 3.30% to 13.63%. Those spatially bordered the fluvial courses, their fountain, the land depressions and the plane areas, for which the flow lines converge. The correlation of saturated areas with SS discharge and with total solid discharge is stronger than that with SS concentration. It is therefore concluded that the expansion and retraction dynamics of the saturated areas influences on the amount of transported sediment along the river, being constituted in important sediment-source area, because they are directly connected to the river course.

**Key-words:** Saturated area; sediment source area; sediment transport; hydrosedimentological monitoring and modeling.

## 1. INTRODUÇÃO

A água é um dos principais elementos do sistema ambiental, essencial à existência humana e grande modeladora das paisagens tropicais e subtropicais. Os processos de desagregação das rochas e o transporte de materiais pela água são influenciados por atividades bióticas e antrópicas, que podem aumentar ou diminuir a quantidade desses processos e os materiais na água, bem como o regime do fluxo de água que afeta diversos *habitats*. A água pode ser considerada o elemento mais dinâmico da paisagem, sendo o que permeia os demais elementos do meio natural, de modo a regular o ritmo dos processos no sistema ambiental.

O entendimento científico do ciclo hidrológico em seus diferentes sistemas ambientais está longe de ser satisfatório. No Brasil, seu conhecimento é ainda mais importante, devido à extensão e heterogeneidade dos ambientes, conforme destacam Kobiyama et al. (1998).

A intervenção humana, através da agricultura em áreas com grande declividade, e o desmatamento de encostas e margens de rios, reduz a infiltração de água no solo e, por conseguinte, aumenta o fluxo superficial, desencadeando fluxo torrencial sob fortes chuvas. Esses fatores acabam favorecendo a instalação de processos de erosão do solo, que desestabilizam encostas e conferem uma maior carga sedimentar ao fluxo de água no canal.

A água escoada acaba tornando-se um dos principais agentes responsáveis pelos processos de *erosão* do solo (erosão hídrica); de *transporte*, por trazer consigo substâncias e organismos de onde passou; e de *deposição* dos materiais transportados.

Os prejuízos ocasionados pelos processos erosivos, sob o ponto de vista da perda de solo, são amplamente discutidos e de suma importância em termos de degradação ambiental. Entretanto, a perda de solo é apenas o primeiro dos impactos, vindo em seguida outros, notadamente nos cursos fluviais, destino das partículas de solo removido (sedimentos), alterando o canal de drenagem fisicamente e também as características físicas e químicas das águas.

Um dos principais problemas relacionados à deterioração da qualidade da água dos rios vincula-se ao desequilíbrio no aporte de sedimentos finos nos canais, que produzem turbidez. O sedimento é uma significativa fonte de poluição, por sua concentração na água, seus impactos no uso da água e seus efeitos no transporte de outros poluentes (WARD e ELLIOT, 1995). Assim, o conhecimento da dinâmica dos processos hidrossedimentológicos na bacia hidrográfica, fornece informações que fundamentem a tomada de decisões e subsidiem um planejamento de manejo de uso racional dos recursos naturais.

A quantidade de sedimento fluvial está diretamente relacionada ao fluxo fluvial. Este, em regiões úmidas e com elevado índice de vegetação, está associado na maioria das vezes à água proveniente das áreas saturadas, decorrentes da associação dos processos hídricos superficiais e subsuperficiais.

Uma vez que as áreas saturadas exercem consideráveis expansões e retrações na bacia hidrográfica, em razão do regime pluviométrico, e determinam o fluxo fluvial, a presente tese investiga a relação existente entre áreas saturadas e quantidade de sedimento fluvial.

A bacia hidrográfica do Rio Caeté, localizada no município de Alfredo Wagner-SC, foi escolhida com área de estudo, por possuir uma rede de monitoramento fluviométrico e pluviográfico, resultado de pesquisas que integraram o projeto “Planejamento participativo de recursos hídricos na região de nascentes do Rio Itajaí do Sul”, chamado de Projeto Trilha, desenvolvido pelo Núcleo de Estudos da Água – NEA, do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, da Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC, com a finalidade de promover a redução do passivo ambiental relacionado à qualidade da água e a ocorrência de enchentes.

No município de Alfredo Wagner-SC, a demanda de água tem aumentado em função, principalmente, do crescimento populacional e da elevação do consumo *per capita*, somados ao aumento da poluição hídrica, que vem deteriorando a qualidade dos recursos hídricos da bacia hidrográfica do Caeté, importante manancial deste município, principalmente devido ao descarte de resíduos sólidos, lançamento de efluentes em locais impróprios e a um uso acelerado, muitas vezes desordenado, do solo.

Checchia et al. (2004) apontam que o uso inadequado da terra na bacia hidrográfica do Caeté e uma paisagem de relevo fortemente dissecado com encostas íngremes, tornam mais suscetível a ocorrência dos processos erosivos. Por conseguinte, os processos de transporte e deposição de sedimentos.

O homem, a partir da complexidade dos sistemas ambientais, acaba por abstraír um quadro simplificado e inteligível dos mesmos. As afirmações simplificadas desta interdependência estrutural são denominadas ‘modelos’. Um modelo é, assim, uma estruturação simplificada da realidade, uma aproximação, que apresenta supostamente características ou relações sob forma generalizada. Modelo é uma combinação de expressões lógicas, procedimentos analíticos e critérios que são aplicados a um conjunto de dados, com o propósito de simular um processo, predizer um evento ou caracterizar um fenômeno.

Os modelos, ao passo que se constituem em ponte entre os níveis de observação e os conceitos teóricos, possibilitam precisamente ao processo o uso da experiência anterior como base para a previsão e compreensão do sistema ambiental. Apesar de todos os modelos necessitarem de alguma forma de ajuste nos parâmetros, mesmo medidos no campo, a modelagem hidrossedimentológica torna-se uma ferramenta fundamental e de extrema importância. Ela permite avaliar de forma mais precisa os efeitos das alterações antrópicas nos processos hidrossedimentológicos e, conseqüentemente, seus reflexos nos demais elementos físicos e nos bióticos, além de possibilitar a predição de impactos diante de possíveis ações no ambiente.

Assim sendo, o presente trabalho utiliza-se do monitoramento e da modelagem. O modelo hidrológico utilizado foi o TOPMODEL (*TOPography-based hydrological MODEL*), que pressupõe a dinâmica da água resultante das características do solo e do relevo de toda a bacia contribuinte, ou seja, que fornece como resultado, além da vazão do rio, a distribuição espacial da umidade no sistema (zonas saturadas e não saturadas) ao longo do tempo, por meio de métodos de cálculo da descarga sólida e de monitoramento hidrossedimentológico, como um processo contínuo de medição das características de determinado fenômeno (precipitação, vazão, concentração de sedimento em suspensão).

A importância da presente tese está na verificação das relações existentes entre a quantidade de sedimento fluvial e a dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas. O conhecimento desta subsidia ações que venham prevenir e/ou minimizar os efeitos negativos dos sedimentos na paisagem, principalmente, na qualidade da água. Além da possibilidade de associação desta relação aos conceitos do TOPMODEL, para a determinação da descarga sólida.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. Objetivo geral**

Analisar a relação entre a dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas e o transporte de sedimento fluvial na bacia do Rio Caeté, Alfredo Wagner/SC, por meio de monitoramento e modelagem.

### **2.2. Objetivos específicos**

1. Avaliar métodos de cálculo da descarga sólida fluvial.
2. Relacionar o regime fluviométrico com a descarga sólida fluvial.
3. Determinar a descarga sólida fluvial e as áreas saturadas.
4. Estimar a taxa de transferência de sedimento (*SDR*).
5. Relacionar a descarga sólida fluvial e as áreas saturadas.

### **3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### **3.1. Processos hidrológicos**

Os processos hidrológicos referem-se ao movimento da água na, sob e sobre a superfície da Terra, mantidos pela energia radiante de origem solar e pela atração da força da gravidade. A seqüência fechada dos processos hidrológicos na escala global por onde a água circula é denominada ciclo hidrológico.

A bacia hidrográfica, além de ser a unidade territorial básica para o planejamento e o gerenciamento dos recursos hídricos, definida pela Lei Federal N.º 9.433, de 8 de janeiro de 1997, que instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos (BRASIL, 1997), é uma unidade hidrossedimentológica. Isto é, um sistema aberto onde ocorrem os processos hidrossedimentológicos, tornando-se o recorte espacial ideal para estudos ambientais, evidenciam entre outros, Silveira (2000), e Coelho Netto (1995).

A bacia hidrográfica é definida como uma região sobre a Terra na qual o escoamento superficial converge para um único ponto fixo chamado exutória. O fluxo de matéria (nutrientes e poluentes) e energia, na unidade bacia hidrográfica, é coordenado principalmente pela dinâmica da água. Esta dinâmica depende da combinação, no tempo e no espaço, de vários fatores que interagem no sistema bacia hidrográfica, como rochas, solos, relevo, clima, flora, fauna, uso do solo, entre outros.

Os principais processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica são: precipitação, evapotranspiração (evaporação + transpiração), interceptação, infiltração, deflúvio, percolação e o armazenamento de água no solo e subsolo (Figura 3.1).

A evapotranspiração é um dos principais processos hidrológicos. A transferência de água para a atmosfera, no estado de vapor, seja pela evaporação de superfícies líquidas, pela evaporação da água do solo, pela transpiração vegetal ou pela respiração animal, constitui importante elo do ciclo hidrológico. Esta mudança de fase da água na forma líquida para vapor ou vice-versa consome ou libera energia, constituindo-se em um mecanismo de redistribuição de energia em todo mundo.

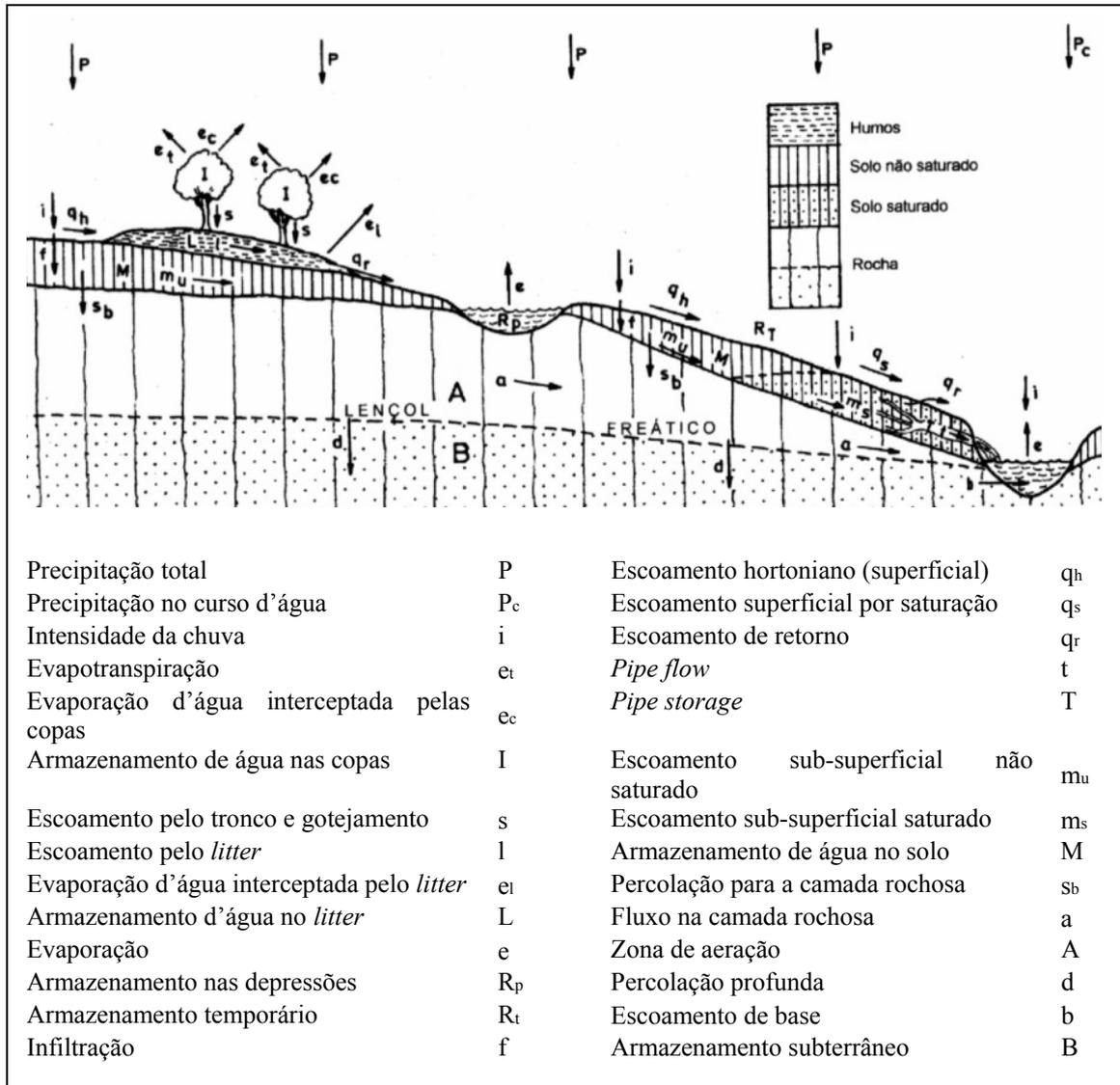


Figura 3.1 - Componentes do ciclo hidrológico  
Fonte: CHORLEY (1978)

A evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo e das plantas. A quantidade de energia depende da latitude (ângulo de incidência dos raios solares) e da topografia (altitude e orientação da vertente) (PEREIRA et al., 1997).

A evapotranspiração pode ser classificada em dois tipos: a evapotranspiração real (*ETR*) e a evapotranspiração potencial (*ETP*). A primeira é a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições reais de fatores atmosféricos e umidade do solo (TUCCI e BELTRAME, 2000), enquanto a segunda é a quantidade de água transferida à atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo de uma superfície

extensa e completamente coberta por vegetação de porte baixo e bem suprida de água, ou seja, que possui condições ideais para a mesma (PENMAN, 1956).

Porém, informações confiáveis sobre a *ETR* são escassas e de difícil obtenção, como expõem vários autores, dentre eles Pereira et al. (1997) e Tucci e Beltrame (2000), pois sua medida direta é extremamente onerosa e exige um longo tempo de observação. Todavia, a *ETP* pode ser obtida por modelos fundamentados em leis físicas e relações empíricas de forma rápida e suficientemente precisas.

Dentre os métodos indiretos para estimar a *ETP*, o método de Penman (1948) foi o primeiro que combinou os efeitos do balanço de energia com o poder evaporante do ar e é denominado, por essa razão, de método combinado. Pereira et al. (1997) dizem que ele é baseado em princípios físicos corretos. Apesar de não ser operacionalmente perfeito e correto, ele é considerado, por muitos, como modelo padrão, ou seja, é a melhor opção para estimar a *ETP* (TUCCI e BELTRAME, 2000).

O método de Penman apresenta boa precisão, porém exige uma grande quantidade de dados meteorológicos e o seu cálculo é bastante trabalhoso (BERNARDO, 2002). Estas desvantagens têm levado vários pesquisadores a sugerirem modificações, almejando aperfeiçoar e simplificar o método de Penman. Entre eles destacam-se Monteith (1965) e Doorenbos e Pruitt (1977).

No Estado do Paraná, Müller (1995) estimou a *ETP* para 24 estações meteorológicas usando cinco diferentes métodos: Penman modificado por Monteith (1965); Thomthwaite (1948); Blaney e Criddle (1960); Hargreaves e Samani (1982); e CRAE (*Complementary Relationship Areal Evapotranspiration*) desenvolvido por Morton (1976, 1978, 1983). A autora destacou que o método de Penman modificado por Monteith (1965) foi o que apresentou os melhores resultados.

Oliveira (1999) comparou os métodos de Penman modificado por Doorenbos e Pruitt (1977), Hamon (1961), Blaney e Criddle modificado por Camargo (1961), Thomthwaite (1948), na determinação da *ETP* para a região leste paranaense, concluindo que, dentre os métodos, o de Penman modificado por Doorenbos e Pruitt (1977) foi o que apresentou os melhores resultados. Este método requer menos parâmetros que o de Penman modificado por Monteith (1965), o que justifica sua utilização.

O vapor de água é transportado pela circulação atmosférica e condensa-se. A água condensada dá lugar à formação de nevoeiros e nuvens e à precipitação (SILVEIRA, 2000). A precipitação pode ocorrer na fase líquida (chuva ou chuveiro) ou na fase sólida (neve, granizo ou saraiva), assim como a água que passa da atmosfera para o globo terrestre por condensação

do vapor de água (orvalho) ou por congelação daquele vapor (geada) e por intercepção das gotas de água dos nevoeiros (nuvens que tocam no solo ou mar) (AYOADE, 1991).

De acordo com Bertoni e Tucci (2000), a precipitação na hidrologia é entendida como toda a água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre, sendo a mais comum a chuva. Ela varia localmente e temporalmente e suas características são: quantidade, intensidade, duração e distribuição espacial e temporal.

Ward e Trimble (1995) destacam que existem três principais tipos de chuvas: 1) convectivas (ascensão vertical do ar); 2) ciclônicas ou frontais (encontro de uma massa de ar frio com uma de ar quente); e 3) orográficas ou de relevo (deslocamento horizontal do ar, que, ao entrar em contato com regiões elevadas, serras e montanhas, sofre condensação e conseqüente precipitação).

A cobertura vegetal intercepta parte da precipitação pelo armazenamento de água nas copas arbóreas e/ou arbustivas, que é perdida para a atmosfera por evaporação durante e após as chuvas. Excedendo a capacidade de armazenar água na superfície dos vegetais, ou por ação dos ventos, a água interceptada pode precipitar-se sobre o solo (SILVEIRA, 2000; COELHO NETTO, 1995).

“A natureza da cobertura vegetal (tipo, forma, densidade e declividade da superfície), assim como as características físicas das chuvas, constitui importante variável-controle do processo de intercepção”, salienta Coelho Netto (1995).

A infiltração “é a passagem de água da superfície para o interior do solo. Portanto, é um processo que depende fundamentalmente da água disponível para infiltrar, da natureza do solo, do estado da sua superfície e das quantidades de água e ar, inicialmente presentes no seu interior” (SILVEIRA, 2000).

Segundo Hornberger et al. (1998), o escoamento de uma bacia hidrográfica pode resultar de quatro caminhos de fluxos diferentes: 1) precipitação direta sobre canais de escoamento; 2) escoamento superficial; 3) escoamento subsuperficial; e 4) escoamento subterrâneo.

O escoamento superficial, definido como a água excedente do processo de infiltração, foi introduzido por Horton (1933). Este mecanismo de geração de escoamento superficial ocorre em todas as partes da bacia hidrográfica e é atualmente denominado de escoamento hortoniano. Porém, novos estudos observaram que em regiões florestadas e de clima úmido, principalmente, o escoamento superficial está relacionado ao acúmulo de água, pela saturação do solo até a superfície. O escoamento por saturação do solo é designado

também de escoamento dunniano (HEWLETT e HIBBERT, 1967; DUNNE, 1978; 1983) (Figura 3.2).

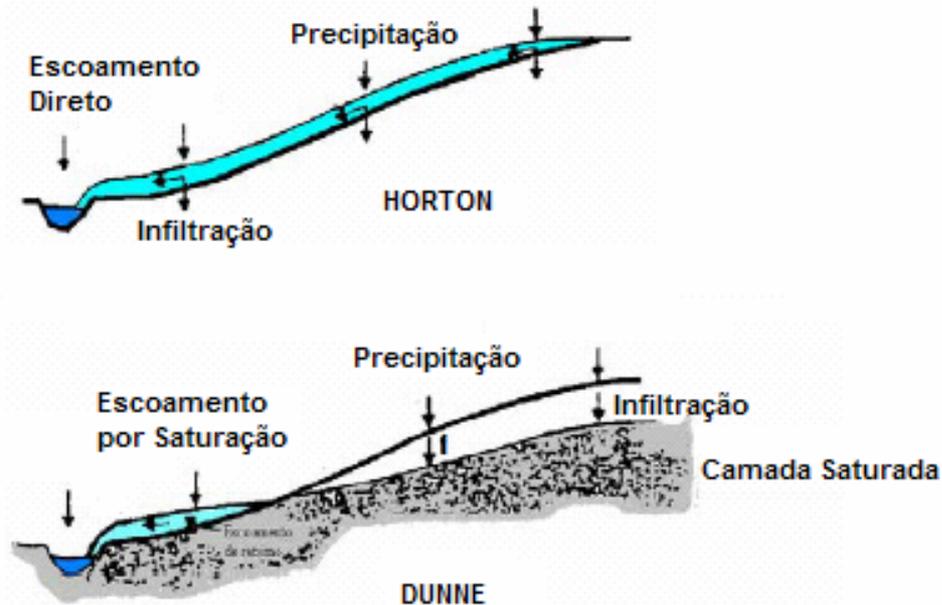


Figura 3.2 - Mecanismos de geração do escoamento concentrado  
Fonte: BEVEN (1986)

Hornberger et al. (1998) afirmam que o escoamento hortoniano, geralmente, predomina em sistemas onde o perfil do solo ou a superfície da terra foram radicalmente alterados. Este é o caso de regiões áridas ou semi-áridas, onde a densidade de vegetação é baixa, e em áreas urbanas, onde a superfície do solo é pouco permeável. O escoamento por saturação é, por sua vez, mais significativo em áreas úmidas com vegetação densa, em determinadas condições topográficas que favorecem o posicionamento do lençol freático relativamente próximo da superfície.

O escoamento por saturação do solo, de acordo Hewlett e Hibbert (1967), não é produzido ao longo de toda a superfície da bacia hidrográfica, mas sim sob a influência de uma área de origem dinâmica, uma vez que sofre expansões e contrações de saturação, ou seja, 'área variável de afluência' (AVA) (Figura 3.3).

Zakia (1998) destaca que, de modo geral, as áreas variáveis de afluência podem ser identificadas como: (a) zonas saturadas que margeiam os cursos d'água e suas cabeceiras; e (b) concavidades do terreno, para as quais convergem as linhas de fluxo. Ela evidencia que as áreas variáveis de afluência constituem uma fração média de 10% da área da bacia hidrográfica, podendo variar de 1% a 50%, dependendo da quantidade e intensidade da chuva.

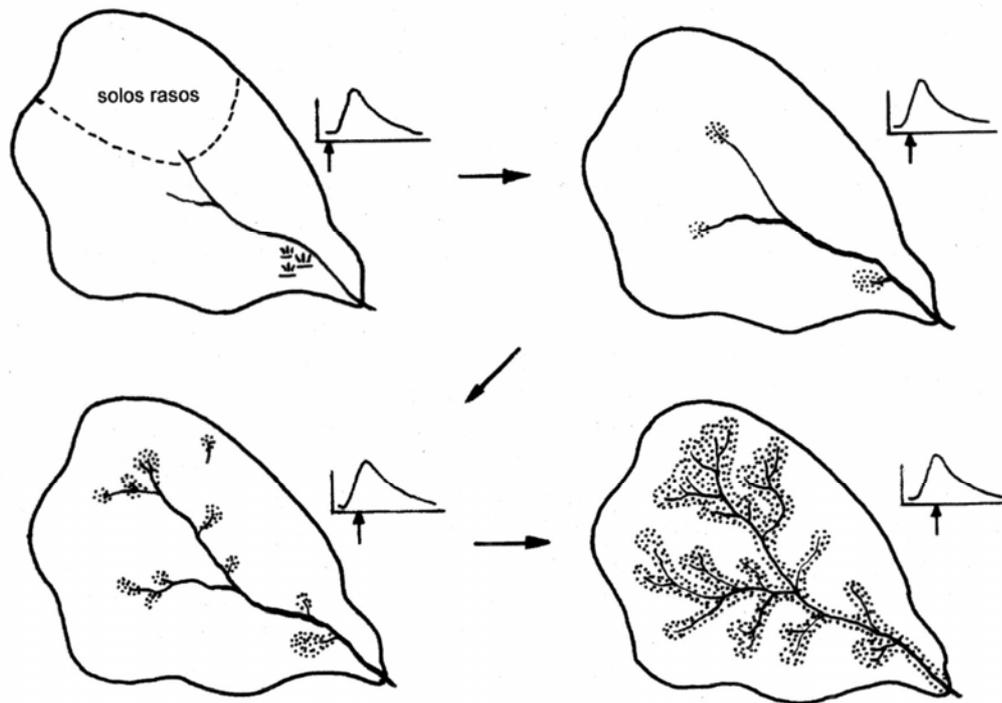


Figura 3.3 - Evolução da área variável de afluência no processo de geração do escoamento por saturação durante uma chuva

Fonte: HEWLETT (1982)

Neste contexto, a topografia da bacia é a característica mais importante no controle do fluxo de água, por exercer uma grande influência, não só no movimento de água subterrânea, mas também na água de superfície, como destaca Santos (2001).

Nas vertentes, os processos de escoamento são diversos e dependem da natureza multivariada dos fenômenos físicos, químicos, biológicos e antrópicos. De acordo com Mendiondo e Tucci (1997), os processos de escoamento numa bacia vertente são: 1) escoamento superficial excedente da infiltração; 2) escoamentos internos; 3) escoamento superficial por saturação do solo; e 4) escoamento pela integração de processos.

Kobiyama et al. (1998) referenciam aprofundamentos na localização das áreas saturadas e nos mecanismos 'internos' das vertentes, evidenciando os seguintes mecanismos internos: 1) fluxo através de macroporos; 2) macroporos longitudinais interligados ou 'piping'; 3) escoamento de retorno ou 'efeito pistão'; e 4) intumescência da camada saturada. Um esquema geral desses fluxos é esboçado por Atkinson (1978) (Figura 3.4).

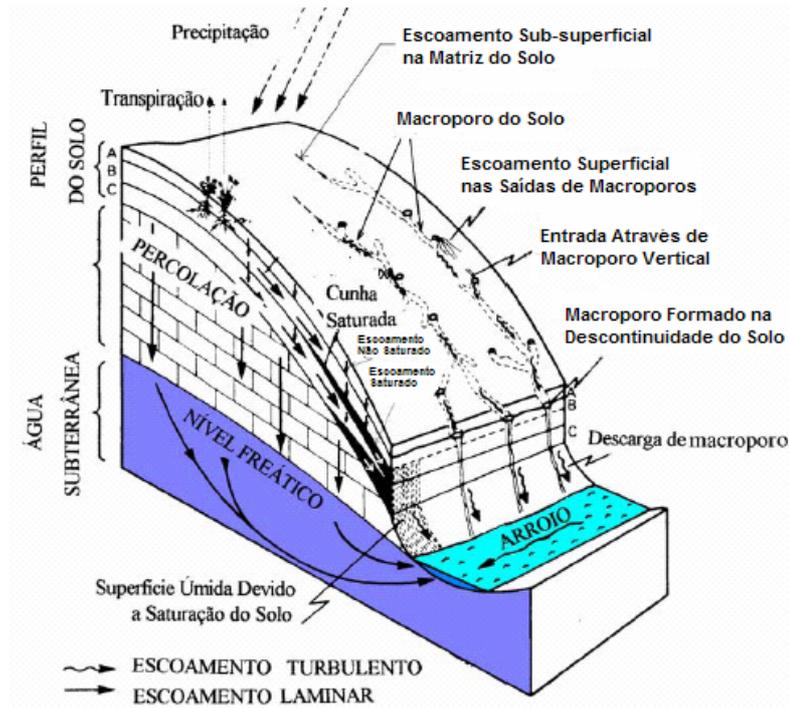


Figura 3.4 – Bloco diagrama da geração de escoamento na vertente  
 Fonte: ATKINSON (1978)

Dunne (1983), combinando os mecanismos de geração do escoamento, esboça os componentes dominantes na geração dos mesmos, o clima, vegetação e uso do solo, sendo a topografia e o tipo de solos, os principais controladores e determinantes dos escoamentos (Figura 3.5).

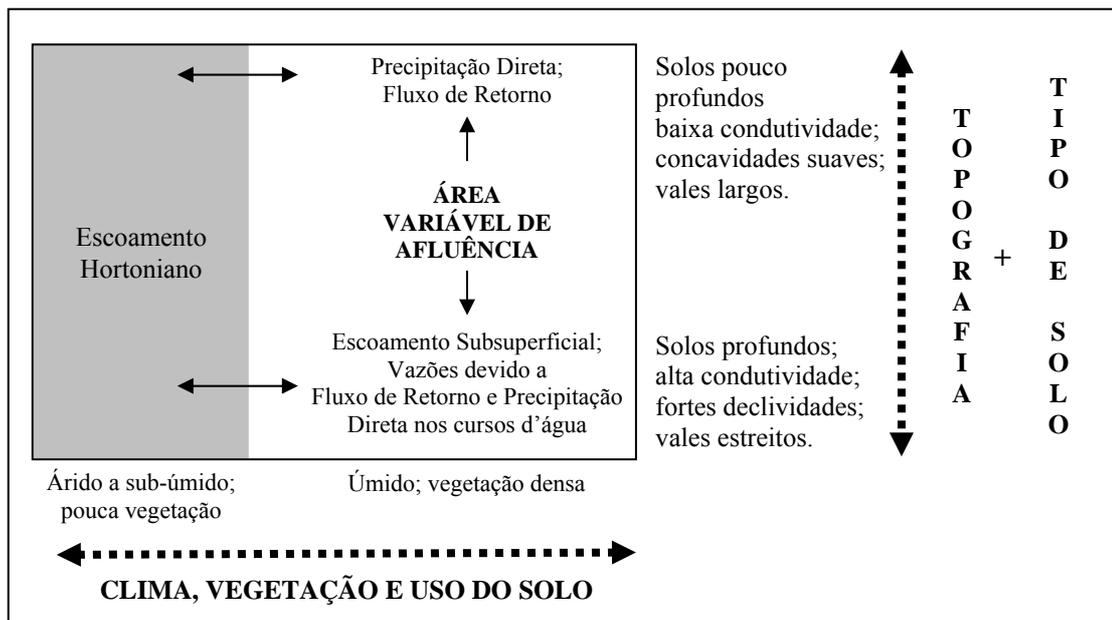


Figura 3.5 – Processos de escoamento e principais condicionantes  
 Fonte: Modificado de DUNNE (1978)

O movimento vertical da água sob a superfície terrestre, após a mesma se infiltrar está condicionada à condutividade hidráulica e ao gradiente de potencial formado pela gravidade e pela tensão de umidade, sendo este movimento denominado de percolação.

De acordo com Heath (1983), toda a água sob a superfície da terra é referida como água do subsolo (ou água subsuperficial) e ocorre em duas zonas diferentes: a zona insaturada ou de aeração e a saturada (Figura 3.6).

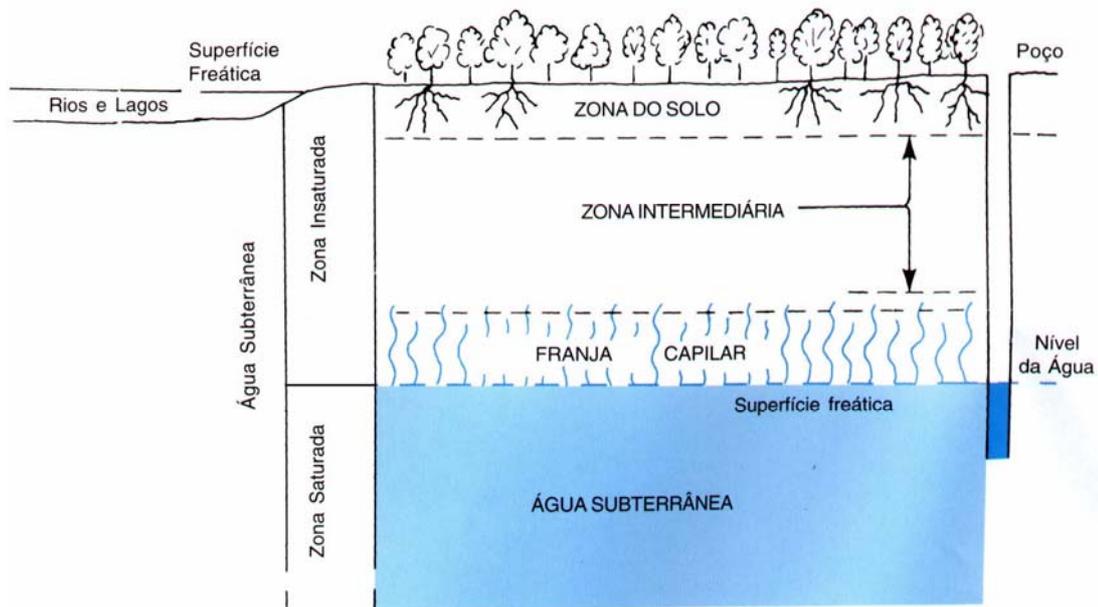


Figura 3.6 – Perfil do subsolo ilustrando a zona insaturada e saturada  
Fonte: Modificado de HEATH (1983)

A zona insaturada ocorre na maioria das áreas imediatamente sob a superfície terrestre e contém água e ar (ou vapor de água). Esta zona é dividida em três partes: a zona do solo, a zona intermediária e a parte superior da franja capilar.

Na zona saturada todos os espaços vazios encontram-se completamente ocupados pela água. As fontes, os poços e as correntes efluentes têm origem na zona saturada. A água presente na zona saturada é designada de água subterrânea. A recarga da zona saturada ocorre por percolação da água de superfície através da zona insaturada.

Desta forma, o ciclo hidrológico, "embora possa parecer um mecanismo contínuo, com a água se movendo de uma forma permanente e com uma taxa constante, é, na realidade, bastante diferente, pois o movimento da água em cada uma das fases do ciclo é feito de um modo bastante aleatório, variando tanto no espaço como no tempo" (VILLELA e MATTOS, 1975). É um agente modelador da crosta terrestre, condiciona a cobertura vegetal e, de modo

mais genérico, a vida na Terra por meio da erosão, transporte e deposição de sedimentos por via hidráulica.

Os aspectos evidenciados restringiram-se aos principais processos hidrológicos. Destaca-se que os mesmos são dinâmicos e complexos e que maiores detalhes podem ser obtidos principalmente nos trabalhos de Chorley (1978), Hewlett (1982), Ward e Trimble (1995), Mendiondo e Tucci (1997), Silveira (2000) e Anderson e Burt (1990).

### **3.2. Processos hidrossedimentológicos**

Na bacia hidrográfica, os obstáculos acabam determinando o caminho e a velocidade com que a água se desloca e dissipa parte de sua energia, ao propiciar que partículas sólidas sejam removidas e transportadas vertentes abaixo, pelo fluxo líquido. O deslocamento dos sedimentos carregados pelo escoamento superficial e outros processos, embora esporádicos, “acabam provocando o remanejo e a redistribuição pela bacia de ponderáveis massas de partículas sólidas, a ponto de poderem eventualmente alterar o ciclo hidrológico e, certamente, afetar o uso, a conservação e a gestão dos recursos hídricos” (BORDAS e SEMMELMANN, 2000).

Os processos hidrossedimentológicos estão intimamente vinculados ao ciclo hidrológico e compreendem o deslocamento, o transporte e o depósito de partículas sólidas presentes na superfície da bacia hidrográfica. No entanto, nem todo o material destacado de seu local é transportado para fora da bacia, dado o grau de seletividade de grãos que cada modalidade de erosão apresenta no processo de remoção e transporte e a dinâmica hidrológica dos canais de drenagem da bacia (SILVA et al., 2003). O sedimento transportado para fora da área da bacia é denominado de *produção de sedimentos* e a razão entre a produção de sedimentos e a erosão de *taxa de transferência de sedimentos (Sediment Delivery Ratio)*.

Os estudos hidrossedimentológicos se processam com lentidão, muitas vezes decorrentes de coletas regulares de dados e amostras, trabalhos de laboratório, processamento de dados e estimativas de parâmetros que são onerosos do ponto de vista de tempo e recursos, além de exigirem muito esforço. Contudo, a importância dos mesmos na gestão integrada dos recursos hídricos, os riscos de degradação do solo, dos leitos dos rios e dos ecossistemas fluviais e estuarinos ou de contaminação dos sedimentos por produtos químicos estão impulsionando estudos que venham considerar os problemas que podem decorrer das

alterações nos processos hidrossedimentológicos (CARVALHO, 1994; BORDAS e SEMMELMANN, 2000; e SILVA et al., 2003).

Os processos hidrossedimentológicos são complexos e compreendem a desagregação, separação ou erosão, o transporte, decantação ou sedimentação, deposição e consolidação ou compactação de sedimentos.

A *desagregação* é o desprendimento de partículas sólidas do meio do qual fazem parte, por meio de reações químicas, flutuações de temperatura, ações mecânicas ou outros fatores naturais.

A *erosão* pode ser entendida como o processo de desgaste e arrastamento da superfície da terra pela ação da água, vento, gelo, atividades humanas ou outros agentes naturais (SILVA et al., 2003). A erosão implica na relação de fragmentação mecânica e decomposição química das rochas, bem como na remoção superficial e subsuperficial dos produtos do intemperismo (BIGARELLA, 2003). Os principais fatores condicionantes do processo erosivo são os tipos de solo, a natureza das rochas formadoras do solo, o clima, a topografia e a cobertura do solo.

A erosão pode processar-se segundo quatro grandes tipos: (1) erosão eólica – provocada pelo vento; (2) erosão hídrica superficial – ocasionada pela chuva, pelo escoamento difuso, difuso interno, laminar ou por escoamento concentrado; (3) erosão por remoção em massa – ocasionada pela influência mútua da gravidade e de saturação do solo, pode se processar de acordo com a forma do fluxo de material lento (rastejo e solifluxão) ou rápido (ruptura do talude, deslizamento e escorregamento profundo); e (4) erosão fluvial – ocorre de modo contínuo e espontâneo pela ação das correntes dos rios (CARVALHO, 1994; BERTONI e LOMBARDI NETO, 1999).

Os sedimentos resultantes do processo de erosão acabam sendo transportados principalmente pela ação do escoamento da águas influenciado pelas condições locais e granulometria dos sedimentos (*transporte*).

O transporte de sedimento se processa nas vertentes e nos cursos d'água, sendo que a maior quantidade ocorre na época chuvosa. De acordo com Carvalho (1994), de 70 a 90% de todo sedimento transportado pelos cursos d'água ocorrem no período de chuvas, principalmente durante as fortes precipitações.

A carga de sedimento em um curso d'água é proveniente da ação erosiva que o movimento da água exerce sobre as margens e o fundo do leito (*bed load*) e dos sedimentos erodidos das vertentes da bacia hidrográfica, chamado de *deplúvio* (*wash load*) (Figura 3.7).

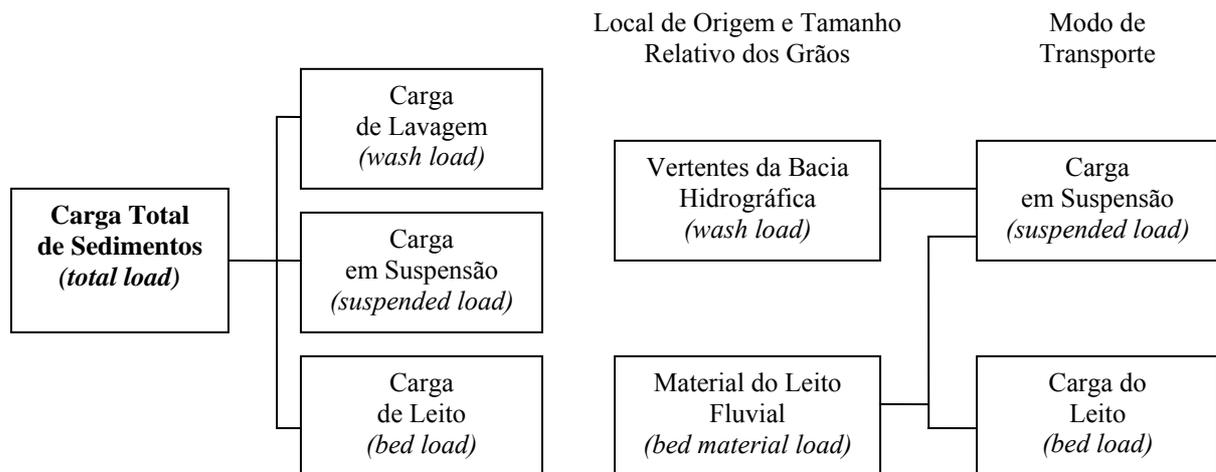


Figura 3.7 – Classificação dos tipos de transporte de sedimento fluvial  
 Fonte: Elaborado a partir de MORRIS e FAN (1997)

O material proveniente do leito fluvial, de modo geral, consiste em partículas do tamanho de grãos de areia ( $> 0,063$  mm), enquanto que as transportadas para o rio das vertentes da bacia são mais finas ( $< 0,063$  mm) (REID et al., 1997). Ao contrário de Nakamura et al. (1997) que classificaram os sedimentos com granulometria menores que 0,106 mm como sedimentos ‘*wash load*’ e os maiores ou igual a 0,106 mm em sedimentos ‘*suspended bed material load*’.

Vale dizer que não existe um consenso na literatura sobre a granulometria adotada para classificar os sedimentos em ‘*wash load*’ e ‘*suspended bed*’, até mesmo porque a classificação é uma generalização decorrente de que eventualmente são encontrados sedimentos ‘*wash load*’ no leito fluvial.

A *decantação* ou *sedimentação* refere-se ao processo pelo qual as partículas mais finas, transportadas em suspensão, tendem a restabelecer contato com o fundo do leito sob efeito da gravidade. A decantação é muitas vezes confundida com o depósito, porém difere por poder continuar movimentando-se após entrar em contato com o fundo, de acordo com as forças hidrodinâmicas existentes, rentes ao fundo. A *deposição* designa a parada total da partícula em suspensão recém decantada sobre o fundo, ou daquela transportada por arraste (BORDAS e SEMMELMANN, 2000).

De modo geral, os processos hidrossedimentológicos em uma bacia hidrográfica se compõem em três sistemas naturais: (A) no alto curso do rio e da bacia ocorre forte degradação (erosão), área de maior fonte de sedimentos, elevadas quantidades de material grosseiro transportado pelo rio, com a predominância do transporte de arraste – área dos interflúvios ou vertentes que constituem a área da bacia de captação e produção de

sedimentos; (B) o médio curso é uma área de maior estabilidade, onde não há elevados acréscimos e perdas do volume transportado, que apresenta granulometria média – leitos ou calhas em que se concentra o escoamento que tem por papel principal a propagação até a saída da bacia do complexo água/sedimento produzido pelos interflúvios; e (C) o baixo curso é uma região de forte gradação (colúvios), onde predomina a deposição dos sedimentos e o rio acaba transportando somente partículas finas – planícies aluviais ou várzeas que circulam as calhas e que funcionam como receptores dos sedimentos produzidos mais a montante, quando os rios transbordam, ou como áreas fornecedoras de sedimentos no resto do tempo (Figura 3.8) (BORDAS e SEMMELMANN, 2000).

O gradiente granulométrico dos sedimentos nos cursos d'água de uma bacia hidrográfica são, nas cabeceiras, compostos por pedras, pedregulhos e seixos, ou seja, por sedimentos de maiores tamanho. À medida em que são transportados, acabam se fracionando, transformando-se em materiais de granulometria menor, passando a areia grossa, média e fina gradativamente à jusante, destaca Carvalho (1994).

A *consolidação* ou *compactação* é o acúmulo de partículas sobre o fundo e a compactação do depósito resultante sob efeito do próprio peso dos sedimentos, da pressão hidrostática ou outro fenômeno que venha aumentar a densidade dos depósitos (BORDAS e SEMMELMANN, 2000).

De acordo com Morgan (1986) e Bordas e Semmelmann (2000), as atividades antrópicas podem alterar os processos hidrossedimentológico, por meio de atividades que acabam acelerando a erosão natural dos interflúvios, os depósitos e a instabilidade dos leitos fluviais. “Entre as atividades que mais afetam os processos hidrossedimentológicos destacam-se o desmatamento, a agricultura, a urbanização, a mineração, a construção de estradas, a retificação e o barramento dos cursos fluviais.”

Silva et al. (2003) destacam que fatores como estado de conservação das matas ciliares dos cursos d'água são de extrema importância à questão hidrossedimentológica, por atuarem como barreira ao aporte de sedimento aos cursos d'água, além de filtrarem a massa d'água em situações em que a mata invade o rio.

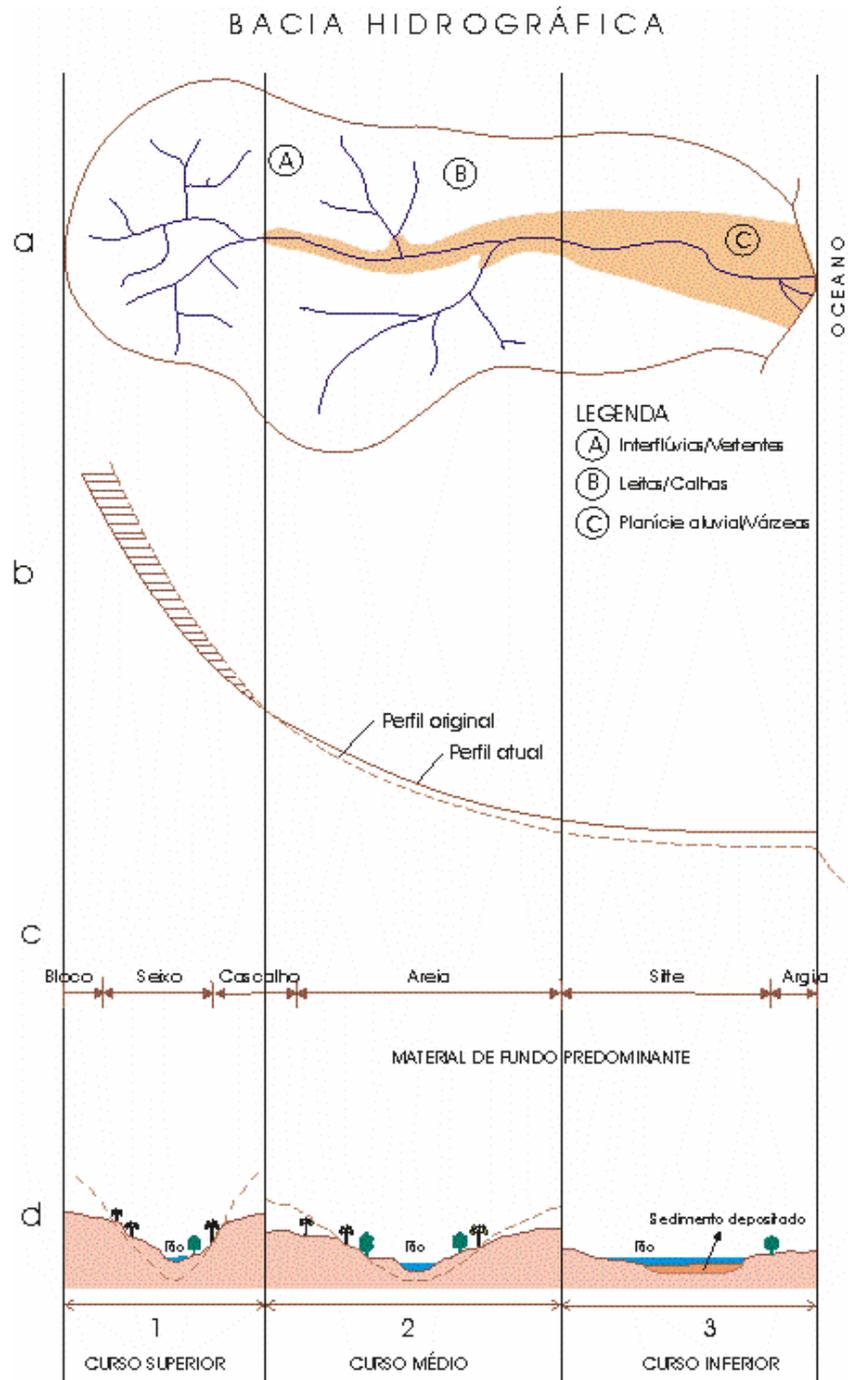


Figura 3.8 – Sistema fluvial e processos hidrossedimentológicos  
 Fonte: Adaptada de BORDAS e SEMMELMANN (2000)

Diante da importância de estudar os processos hidrossedimentológicos e com base principalmente no trabalho de Carvalho (1994), elaborou-se a Tabela 3.1 que mostra os problemas ocasionados pelos sedimentos.

Tabela 3.1 – Principais impactos ocasionados pelos sedimentos

| <b>PRINCIPAIS IMPACTOS OCACIONADOS PELOS SEDIMENTOS</b> |   |
|---|---|
|   | 1. Destruição das nascentes.  |
| E   | 2. Aumenta o risco de desertificação.   |
| R   | 3. Remoção da camada fértil do solo.  |
| O   | 4. Desprendimento e escorregamentos de terra e taludes.   |
| S   | 5. Altera as condições de escoamento da água na superfície e na calha dos rios.   |
| Ã   | 6. Desbarrancamentos em rios modificam a calha e provocam depósitos no leito.   |
| O   | 7. Produção de sulcos em áreas indesejáveis.  |
|   | 8. Comprometimento de estruturas.   |
|   | 1. As partículas em suspensão degradam o uso <i>consumptivo</i> da água, aumentando o custo de tratamento.  |
|   | 2. O sedimento degrada a água especificamente para abastecimento, recreação, consumo industrial, resfriamento, em hidroelétricas e vida aquática.   |
| T   | 3. O aumento da turbidez na água reduz a qualidade estética do curso d'água.  |
| R   | 4. O sedimento em suspensão impede a penetração da luz e calor, reduzindo a atividade da fotossíntese necessária à salubridade dos corpos d'água.   |
| A   | 5. Quando aumenta o sedimento fino em suspensão, diminui a população de peixes nos rios.  |
| N   | 6. O sedimento atua como portador de poluentes, tais como nutrientes químicos, inseticidas, herbicidas, metais pesados, bactérias e vírus.  |
| O   | 7. A carga sólida provoca perturbação na forma do canal.  |
| E   | 8. O sedimento do leito dos rios, mesmo ainda em movimento, mas com redução das profundidades, pode prejudicar a navegação ou elevar o nível de água, provocando enchentes locais mais frequentes.  |
| R   | 9. Colisão de areia em suspensão produz abrasão em turbinas, comportas e máquinas diversas, quando as partículas se movem em alta velocidade, produzindo redução de eficiência ou inutilizando a peça.  |
| G   | 10. Durante enchentes, as pedras e seixos rolados danificam encontros e pilares de ponte, suporte de fundações de cais e canais pavimentados e outros objetos em sua passagem.  |
| A   | 1. Assoreamento de reservatórios, reduzindo o volume d'água, a regularização do curso d'água, a vida útil do lago e prejudicam a navegação pela redução da profundidade ou aumentam os riscos de enchentes pela redução da capacidade do canal.                                 |
| T   | 2. Em cursos d'água assoreados, a água em nível mais elevado provoca erosão de margens.   |
| I   | 3. Reduzir em alguns locais a drenagem superficial.   |
| V   | 4. Sedimentos depositados em canais de irrigação e de drenagem, em canais de navegação e de escoamento de enchentes, em reservatórios e portos, em ruas, estradas e edificações não somente criam transtornos mas também impõem altos custos públicos de serviço de manutenção. |
| O   | 5. Quando o sedimento se deposita em áreas produtivas, diminui ou paralisa o crescimento das plantas.   |
| S   | 6. O sedimento fino depositado com lama e sem nutrientes afasta peixes e microorganismo.  |
|   | 7. Os sedimentos depositados em diques de drenagem acabam tirando a permeabilidade do solo, além de permitir o crescimento de plantas, prejudicando o escoamento.   |
|   | 8. Inundações com sedimento grosso e/ou coloidal reduzem a fertilidade dos solos.   |
|   | 1. O sedimento em suspensão reduz a ação erosiva da água no escoamento de rios.   |
| P   | 2. O sedimento atua como redutor de outros poluentes, melhorando dessa forma a purificação da água.   |
| O   | 3. Permite que seja um meio no qual as relações químicas podem ocorrer e um meio condutor de microorganismos ou matéria orgânica diversa que melhora a fauna fluvial.   |
| S   | 4. Os depósitos formados nos campos podem constituir camada superior de solo fértil se tiver nutrientes. Assim como sedimentos com matéria fértil natural podem ser recuperados e utilizados benéficamente em jardins, canteiros e outras pequenas áreas de plantação.          |
| I   | 5. Sedimentos podem ser utilizados em aterros de áreas alagadas ou terrenos baixos.   |
| T   | 6. Sedimentos de granulometria adequada são usados em construção, as argilas são usadas como impermeabilizantes; silte, areias e pedregulho, para a construção geral.   |
| I   |   |
| V   |   |
| O   |   |
| S   |   |

FONTE: Elaborado a partir de CARVALHO (1994)

### 3.3. Transporte fluvial de sedimentos

O transporte de sedimento pelos cursos fluviais é um fenômeno complexo que depende de processos erosivos que ocorrem nas vertentes da bacia e no leito e margens dos rios, que fornecem material que, por sua vez, dependem da energia do fluxo para serem transportados (SANTOS et al., 2001).

O transporte de sedimento fluvial é realizado de diferentes formas compondo a carga dissolvida e a carga sólida. As formas de transporte sólidas são: (1) carga sólida de arrasto; (2) carga sólida em suspensão; e (3) carga do leito ou saltante (CARVALHO, 1994) (Figura 3.9).

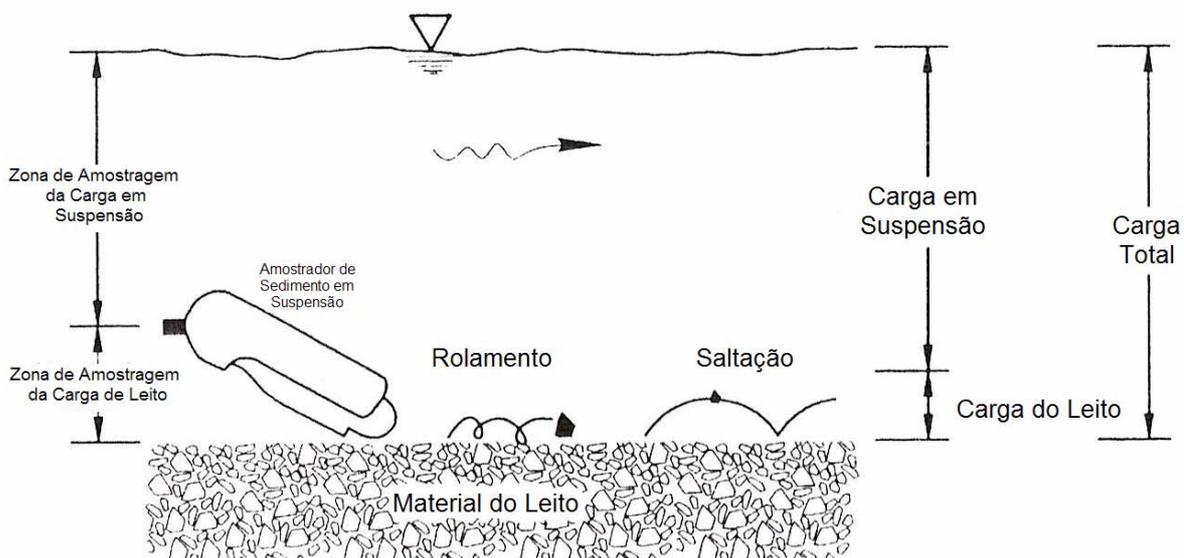


Figura 3.9 – Tipos de transporte de sedimento fluvial e zonas de amostragens  
Fonte: MORRIS e FAN (1997)

“A carga dissolvida compreende os constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução química pelas águas fluviais e subterrâneas” (CHRISTOFOLETTI, 2002). Silva et al. (2003) destacam que a composição química das águas fluviais varia de acordo com a litologia, a vegetação e a utilização do solo de uma bacia hidrográfica. Christofolletti (1981) cita que, para os rios brasileiros, a carga sólida, geralmente, é bem maior que a dissolvida, e que, grosso modo, a carga em suspensão dissolvida é considerada pequena.

As forças que atuam no sedimento podem mantê-lo em suspensão ou no fundo do rio, saltando ao longo do leito. “Essa situação é função do tamanho da partícula, do peso e forma; e também função da forma do escoamento, se laminar ou turbulento, da velocidade da corrente, dos obstáculos no leito e de diversas outras funções que estão inter-relacionadas,

como declividade do leito, forma do canal, temperatura da água e outras” (CARVALHO, 1994).

A carga sólida em suspensão compreende as partículas de granulometria reduzida (principalmente silte e argila) que, por serem pequenas, se conservam em suspensão pelo fluxo turbulento. Ward e Trimble (1995) afirmam que a carga em suspensão pode representar mais de 90% do material total transportado. As partículas de granulometria maior, como as areias e cascalhos, são roladas, deslizadas ou saltam ao longo do leito dos rios.

Os processos hidrossedimentológicos no leito fluvial alternam-se no tempo e no espaço, e são definidos pela variação da turbulência do fluxo e distribuição da velocidade no canal (CUNHA, 1994). Por sua vez, turbulência e velocidade dependem da geometria do canal, sendo isso amplamente discutido no clássico trabalho de Leopold et al. (1964) e em trabalhos posteriores que vieram a divulgar os conceitos da geometria hidráulica.

A carga sólida saltante e de arrasto assume maior significância em relação com a geometria hidráulica do canal fluvial, ocorrendo interação entre as características do fluxo, transporte dos sedimentos e forma do canal (CHRISTOFOLETTI, 2002).

Suguio e Bigarella (1990) afirmam que as cargas em suspensão e dissolvida são transportadas na mesma velocidade em que a água flui. Assim, a carga sólida saltante e de arrasto representam entre 10 e 20% da carga em suspensão, enquanto que em rios anastomosados a carga de leito pode exceder 50% da carga total.

A relação entre a quantidade de material transportado como carga de leito e a descarga sólida em suspensão varia em função das condições locais, tanto do fluxo como da quantidade e natureza dos sedimentos. De modo geral, pode-se afirmar que quanto maior a carga transportada pelo curso fluvial e maior a granulometria do material, maior será o volume transportado junto ao leito (Tabela 3.2).

De acordo com Santos et al. (2001), a distribuição dos sedimentos ao longo dos cursos fluviais pode ser caracterizada pelo volume produzido de sedimento e pela granulometria dos sedimentos transportados.

A distribuição vertical dos sedimentos nos cursos de água está diretamente relacionada à velocidade da corrente horizontal e do peso das partículas. A concentração de sedimentos apresenta um mínimo na superfície e um máximo perto do leito, variando de acordo com a granulometria. As partículas mais finas, como silte e argila apresentam uma distribuição aproximadamente mais uniforme na vertical, enquanto as partículas mais grossas apresentam uma variação crescente da superfície para o leito (Figura 3.10) (CARVALHO, 1994).

Tabela 3.2 – Estimativa da carga do leito a partir da concentração, tipo de material transportado e tipo de material do leito

| Concentração de sedimento em suspensão (ppm) | Tipo de material do leito               | Textura do material em suspensão | Carga do leito em relação à carga em suspensão (%) |
|--|---|----------------------------------|--|
| < 1000                                       | Areia                                   | 20 – 50% de areia                | 25 - 150   |
| < 1000                                       | Pedregulho, rocha ou argila consolidada | Pequena quantidade de areia      | 5 – 12   |
| 1000 – 7500                                  | Areia                                   | 20 – 50% de areia                | 10 – 35  |
| 1000 – 7500                                  | Pedregulho, rocha ou argila consolidada | < 25% de areia                   | 5 – 12   |
| > 7500                                       | Areia                                   | Similar ao material do leito     | 5 – 15   |
| > 7500                                       | Pedregulho, rocha ou argila consolidada | 25% de areia ou menos            | 2 – 8  |
|  | Argila e silte                          | Sem areia                        | < 2  |

FONTE: SANTOS et al. (2001)

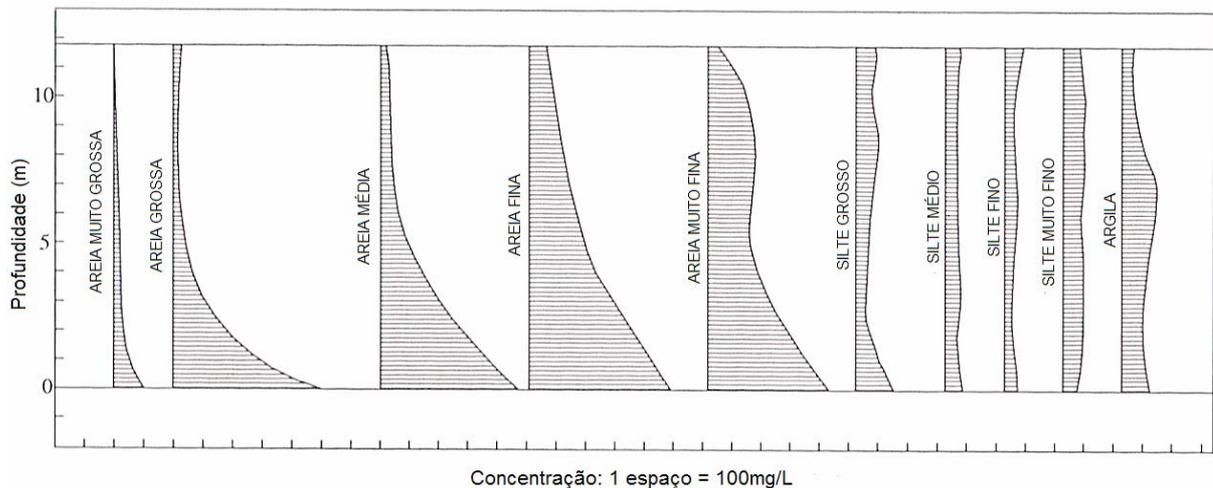


Figura 3.10 – Distribuições verticais teóricas dos sedimentos no curso fluvial em função da granulometria

Fonte: MORRIS e FAN (1997)

A distribuição de sedimento transversalmente varia segundo a velocidade da corrente de água, a disponibilidade e a granulometria do sedimento (CARVALHO, 1994). Deste modo, as concentrações de sedimento geralmente são menores próximas às margens (Figura 3.11).

Diante dos fatores que afetam o transporte de sedimento, vale dizer que as condições locais, como natureza geológica, dissecação do relevo, tipo de solo e o clima exercem significativa importância no regime hidrossedimentológico, como destacam Hasnain e Thayyen (1999).

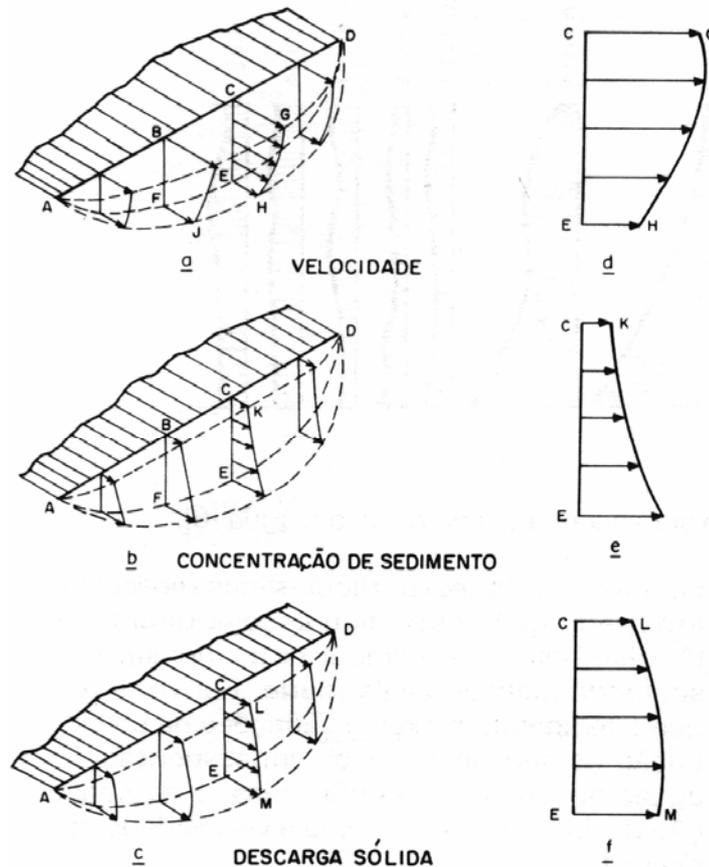


Figura 3.11 – Diagrama da distribuição da velocidade, da concentração de sedimento e da descarga sólida na seção transversal no curso de água

Fonte: CARVALHO (1994)

A carga de sedimento em suspensão nos rios é extremamente sensível às mudanças de uso da terra na bacia de drenagem, independente destas ocasionarem ou não modificação no regime fluvial (REID et al., 1997). A Tabela 3.3 mostra exemplos da magnitude do impacto da mudança de uso da terra na produção de sedimento baseados em pequenas bacias hidrográficas experimentais.

Tabela 3.3 – Impactos da mudança de uso da terra na quantidade de sedimento suspenso produzida, a partir de estudos em pequenas bacias experimentais

| Região                  | Mudança no uso da terra        | Incremento na produção de sedimento | Fonte                    |
|-------------------------|--------------------------------|-------------------------------------|--------------------------|
| Westland, Nova Zelândia | Desmatamento                   | x 8                                 | O'Loughlin et al. (1980) |
| Oregon, EUA             | Desmatamento                   | x 39                                | Frederiksen (1970)       |
| Texas, EUA              | Retirada da Floresta e cultivo | x 310                               | Chang et al. (1982)      |
| Maryland, EUA           | Construção de edificações      | x 126 - 375                         | Wolman e Schick (1987)   |

FONTE: REID et al. (1997)

Gregory e Walling (1973) destacaram que a carga sólida em suspensão pode apresentar significativas variações temporais, como as observadas no Rio Paria, Arizona, Estados Unidos, que apresentaram variações anuais superior a 1000%.

O acréscimo da quantidade de sedimentos em suspensão associado à prática de atividade agrícola é destacado nos trabalhos de Nagasawa (1992) e Nagasawa et al. (1995), no Japão, e por Cooper et al. (1995), nos EUA, asseveram Nakamura et al. (1997).

Luce e Black (1999), a partir de 68 pontos de coleta de amostra de sedimento instalados nas estradas florestadas da região ocidental de Oregon – EUA, enfatizam a contribuição das vias de acesso (estradas) na produção de sedimento, assim como examinam a relação entre produção de sedimento e diferentes aspectos das estradas como comprimento, declividade, distância entre bueiros, textura do solo, entre outros. Os autores apontaram que: 1) existe elevada variação na quantidade de sedimento produzida entre segmentos de estradas; 2) a produção de sedimento é proporcional ao produto do comprimento do segmento da estrada e da declividade ao quadrado ( $LS^2$ ); 3) a textura do solo influi consideravelmente na quantidade de sedimento cedido para o transporte; e 4) a quantidade de sedimento produzida pelas estradas mais antigas com acostamentos e margens inalteradas é muito menor que as das estradas mais recentes e com o acostamento e as margens alteradas.

Reid e Dunne (1984) também apresentaram estudo realizado sobre estradas florestadas na região noroeste do Estado de Washington, EUA, no que se refere à influência da frequência de trafegabilidade na produção de sedimento. Os autores constataram que a frequência de uso das estradas influencia na quantidade de sedimento produzida, assim como as condições de conservação e as formas de revestimento.

Siakeu et al. (2004) analisaram o comportamento da concentração de sedimento em suspensão, a partir de dados monitorados de um período de 20 anos em 57 estações na região central do Japão, em detrimento dos aspectos físicos das bacias de drenagens (área de drenagem, declividade média, vazão) e, principalmente, dos impactos ocasionados pelas atividades humanas (porcentagem de agricultura, porcentagem de floresta, densidade populacional e porcentagem de colonos). A Tabela 3.4 apresenta os resultados obtidos das relações.

Tabela 3.4 – Coeficiente de correlação entre concentração de sedimento em suspensão e propriedades das bacias hidrográficas/localidades e seus níveis de significância

| Unidade            | Propriedade     | 57 Estações |               |
|--------------------|-----------------|-------------|---------------|
|                    |                 | R           | Significância |
| Bacia hidrográfica | Área            | 0,505       | +++           |
|                    | Altitude máxima | -0,057      |               |
|                    | Declividade     | -0,335      | --            |
|                    | Agricultura     | 0,303       | ++            |
|                    | Floresta        | -0,412      | ---           |
|                    | Colonos         | 0,364       | +++           |
|                    | População       | 0,218       | +++           |
| Localidade         | Agricultura     | 0,402       | +++           |
|                    | Floresta        | -0,405      | ---           |
|                    | Colonos         | 0,239       | +++           |
|                    | População       | 0,037       | ++            |

FONTE: SIAKEU et al. (2004)

NOTA: +++ correlação positiva com mais de 99% de confiança; ++ correlação positiva com confiança entre 95 e 99%; --- correlação negativa com mais de 99% de confiança; e -- correlação negativa com confiança entre 95 e 99%.

Nakamura et al. (1997) examinaram as influências da canalização nas descargas de sedimento em suspensão e na vegetação inundada e/ou pântano (*wetland*) em Kushiro Marsh, norte do Japão. Os autores concluíram que 95% da quantidade de sedimento suspenso, proveniente da bacia hidrográfica (*wash load*), é retida pela vegetação de inundação e/ou pântano (*wetland*) favorecendo, conseqüentemente, a ocorrência de eventos de inundação, além de frisarem que a canalização acaba favorecendo o escoamento fluvial e o transporte de sedimento (aumento da capacidade de transporte).

Dessa forma, pode-se afirmar que, de modo geral, as atividades agrícolas, as malhas de acesso (estradas, caminhos, vias de acesso - sem pavimentação), os distúrbios nos canais fluviais, contribuem significativamente para o incremento da quantidade de sedimento transportada nos cursos fluviais.

### 3.3.1. Descarga sólida

A descarga total de sedimentos (*total load*) ( $Q_{st}$ ) transportada por um curso d'água pode ser expressa pela soma da descarga de sedimentos transportada por arrasto de fundo (*bed load*) ( $Q_{sf}$ ) e da descarga de sedimentos proveniente do fundo, transportada em suspensão (*suspended load*) ( $Q_{ss}$ ).

A obtenção da descarga sólida é realizada geralmente por meio da utilização de técnicas de amostragem e análises granulométricas do sedimento em suspensão e do leito que

permitem, a partir de sua análise, o cálculo do volume transportado. Assim como não se pode fixar, *a priori*, as percentagens da descarga total que são transportadas em suspensão e no leito, ou seja, deve-se estimar uma e outra e somá-las para encontrar a descarga total.

Vários são os métodos para o cálculo da descarga sólida nos cursos fluviais (CARVALHO, 1994; YANG, 1996; MORIS e FAN, 1997; JULIEN, 1998; e PAIVA, 2003). Alguns métodos estimam apenas a descarga sólida de arrasto ou de material de leito ou em suspensão, enquanto outros todas as descargas sólidas.

Essa revisão separa os métodos de cálculo em métodos de estimativa indireta da descarga sólida de fundo e métodos da descarga de sedimento total, a partir de medições em rios.

Os métodos de cálculo do transporte de sedimento de fundo, de acordo com Paiva (2003), até meados de 1950, podiam ser enquadrados em um dos três enfoques: (1) equações do tipo Du-Boys, considerando uma relação de tensão de cisalhamento, e seus sucessores Straub, 1935; O'Brien, 1934; Shields, 1936; Chang, 1939; Kalinske, 1947, atualmente em desuso; (2) equações tipo Schoklistsch, considerando uma relação de descarga, destacando-se a de Meyer-Peter e Muller (1948) que ainda é utilizada em países da Europa; e (3) equações do tipo Einstein (1942, 1952), baseadas em considerações estatísticas das forças de sustentação.

Uma avaliação detalhada das equações é encontrada em Yang (1997). Este autor aponta os métodos mais indicados para determinar a quantidade de sedimento fluvial a partir das características hidrossedimentológicas de cada local. Destes, destaca-se o método de: 1) Meyer-Peter e Müller - quando o material de leito apresentar granulometria superior a 0,4 mm; 2) Einstein - quando a carga de arrasto for significativa na carga total de sedimento; 3) Toffaleti - para grandes rios com leitos de areia; 4) Colby - para rios com profundidade inferiores a 3 metros e granulometria média inferior a 0,8 mm; 5) Yang (areais) - para rios com leitos de areia; 6) Ackers-White - para rios com escoamento subcrítico; e 7) Laursen - para rios rasos com areia fina ou silte mais grosso.

No Brasil, Paiva (1988), a partir de 23 experimentos no Rio Mogi-Guaçu, São Carlos/SP e 328 séries de dados obtidos pelo ACOP (*Alluvial Channels Observation Project*), do Canal do Pasquistão, avaliou os métodos de cálculo do transporte de sedimentos de Meyer-Peter e Muller (1948), Einstein (1950), Einstein e Brown (1950), Einstein Modificado por Colby e Hembree (1955), Colby (1957), Laursen (1958), Colby (1964), Bishop (1965), Engelund e Hansen (1967), Toffaleti (1969), Shen e Hung (1971), Einstein e Abdel Aal (1972), Yang (1973), Ackers e White (1973), Ranga Raju (1983) e Van Rijn (1984).

O autor afirma que os métodos de Einstein Modificado por Colby e Hembree (1955) e de Toffaleti (1969) foram os que apresentaram melhores resultados entre aos dados medidos e estimados para a descarga de fundo. O método de Einstein (1950) mostrou inviável sua aplicação em rios e grandes canais. O método de Toffaleti Simplificado (1969), que incorpora dados medidos de sedimentos em suspensão, mostrou os melhores resultados. Os métodos de Van Rijn (1984) e Toffaleti (1969) apresentaram os melhores resultados para estimativa indireta da descarga em suspensão. Para estimativa indireta da descarga total de material de fundo, os métodos de Ackers e White (1973) e Yang (1973) apresentaram os melhores resultados.

Os métodos de Meyer-Peter e Muller (1948), Einstein (1950), Einstein-Brown (1950), Einstein Modificado por Colby e Hembree (1955), Yalin (1963), Bagnold (1966), Toffaleti (1969), Einstein e Abdel Aal (1972) e Van Rijn (1984) foram aplicados por Ponce (1990) para estimar a quantidade de sedimento por arraste de fundo no Rio Mogi-Guaçú, São Carlos/SP e no Posto Bairro Rio Comprido, no Rio Paraíba do Sul, utilizando-se de 57 e 111 medições de campo, respectivamente. Os resultados obtidos mostraram que, tanto para o Rio Mogi-Guaçú quanto para o Rio Paraíba do Sul, nenhum dos métodos de estimativa indireta do transporte de sedimentos por arraste de fundo apresentou bons resultados.

No Rio Atibaia, Estado de São Paulo, Paiva (1995), a partir de 24 experimentos em campo, comparou os métodos de cálculo da carga sólida total de Laursen (1958), Garde e Dattatri (1963), Bagnold (1963), Bishop-Simons e Richardson (1965), Shen e Hungs (1972), Maddock (1976), Karim-Kennedy (1985), Ackers-White (1973), Engelund-Hansen (1967) e Yang (1973, 1976, 1979). Destes, os métodos de Engelund e Hansen e Bagnold foram os que apresentaram os melhores resultados.

Scapin (2005), avaliando o transporte de sedimentos em um pequeno rio urbano na cidade de Santa Maria/RS, por meio da medição da descarga líquida e sólida em 13 eventos chuvosos e emprego dos métodos de Einstein Modificado por Colby e Hembree (1955), Colby (1957), Engelund e Hansen (1967), Yang (1973), Ackers e White (1973), Van Rijn (1984), Karim (1998) e Cheng (2002), inferiu que: 1) os dois métodos que incorporam dados medidos de concentração de sedimentos em suspensão, Einstein Modificado por Colby e Hembree (1955) e Colby (1957), obtiveram os melhores resultados, com relações entre a descarga calculada e a descarga medida; 2) os métodos de Karim (1998) e Ackers e White (1973) apresentaram bons resultados; 3) dos métodos da estimativa indireta da descarga total de sedimentos, o método de Yang foi o que apresentou os melhores resultados; e 4) os piores

resultados foram apresentados pelos métodos de Engelund e Hansen (1967) e pelo método de Cheng (2002).

De modo geral, verifica-se que nenhum dos métodos de cálculo da quantidade de sedimento transportada em cursos fluviais pode ser aplicado com confiança em todos os casos. Uma prova disso é o que mostra a Figura 3.12.

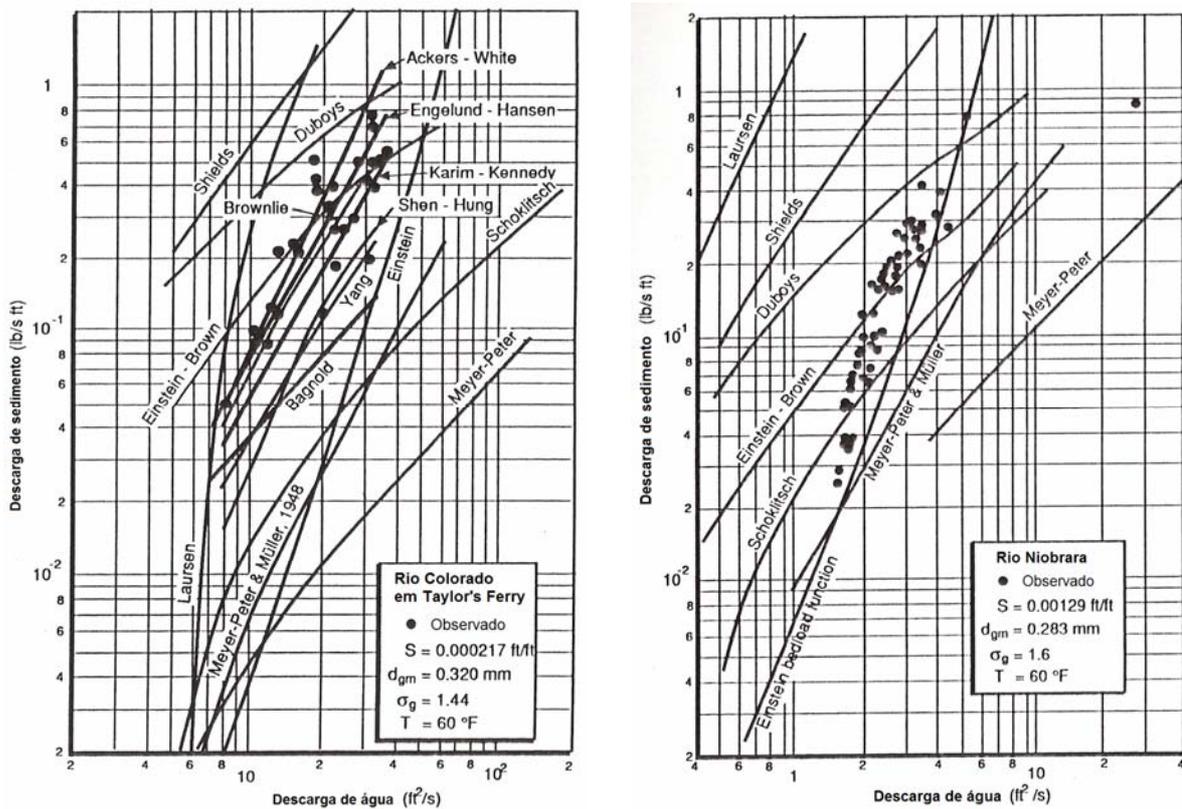


Figura 3.12 – Curvas da vazão líquida – descarga de sedimento

Fonte: Depois de Vanoni et al., 1960 citado por JULIEN (1998)

A escolha de uma das equações deve levar em conta a necessidade de dados medidos em campo, as características hidrodinâmicas e sedimentológicas em que foram deduzidas e a facilidade de aplicação. Na Tabela 3.5 apresenta-se em que condições algumas dessas equações foram desenvolvidas.

Julien (1998) assevera que é essencial uma comparação entre a descarga sólida estimada e a medida diretamente em campo, em virtude de que a taxa de transporte de sedimento obtida por meio de equações pode variar consideravelmente. Em muitos casos, é virtualmente impossível determinar qual é o melhor método de cálculo da descarga sólida sem dados de campo.

Tabela 3.5 – Intervalo e tipo de dados utilizados no desenvolvimento de algumas equações de cálculo da quantidade da descarga sólida

| Equação              | Data | Tipo de fórmula | Tipo | Textura uniforme | Tamanho do material (mm) | Condições da pesquisa               |
|----------------------|------|-----------------|------|------------------|--------------------------|-------------------------------------|
| Meyer-Peter e Muller | 1973 | DE              | CL   | Sim              | 0,4 – 30                 | Canais, $P < 1,2$                   |
| Laursen              | 1958 | DE              | ML   | Não              | 0,011 – 4,08             | Canais e rios                       |
| Toffaleti            | 1968 | DE              | ML   | Não              | Areia fina<br>0,1 – 1,3  | Canais e rios<br>$0,03 < P < 15,24$ |
| Ackers-White         | 1973 | DE              | ML   | Sim              | 1 – 3                    | Canais e rios de planícies          |
| Yang (areia)         | 1973 | DE              | ML   | Sim              | 0,152 – 1,35             | Canais e rios<br>$0,03 < P < 15,24$ |
| Colby                | 1964 | DE              | ML   | Sim              | 0,1 – 0,8                | Canais e rios<br>$0,03 < P < 30,48$ |
| Einstein Modificado  | 1955 | PR              | CT   | Não              | 0,28                     | Canais e rios                       |
| Einstein             | 1950 | PR              | ML   | Não              | 0,785 – 28,65            |                                     |

FONTES: SANTOS et al. (2001); CARVALHO (2000)

NOTA: CL – Carga do Leito; DE – Determinística; PR – Probabilística; ML – Material do Leito; CT – Carga Total; e P – Profundidade (m).

Neste contexto, quando existem apenas medições da descarga sólida em suspensão é mais adequado, segundo Shen (1971), utilizar a equação modificada de Einstein (1955) para calcular a carga de sedimentos transportados junto ao fundo, com base nos dados existentes, analisar separadamente material transportado junto ao fundo e em suspensão e verificar quais as equações de cálculo de transporte sólido que melhor se ajustam aos dados existentes, utilizando-as para estimar cargas de sedimentos transportados nos dias que não existam medições.

Por fim, salienta-se que a realização de medições de sedimentos em suspensão é mais fácil e precisa quando comparada à realização de medições de sedimentos por arraste de fundo. Em consequência disso, os modelos usados para estimar os sedimentos em suspensão apresentam melhores resultados que os modelos usados para estimar os sedimentos por arraste de fundo.

### 3.3.2. Transporte de sedimento e a descarga fluvial

A quantidade de sedimento transportado no curso fluvial está diretamente relacionada à quantidade do fluxo fluvial (vazão). Segundo Leopold e Maddock (1953), existe razoável correlação entre a carga do material em suspensão e o débito fluvial, podendo ser expressa por  $C_{SS} = a \cdot Q^b$ , onde:  $C_{SS}$  é a carga de sedimentos em suspensão,  $Q$  é o débito

fluvial, e  $a$  e  $b$  são constantes numéricas. Quanto maior o valor do coeficiente “ $b$ ”, mais rápida será a resposta do fluxo de sedimentos em relação às variações de vazão.

Para a bacia do Rio Nhundiaquara, região serrana do Estado do Paraná, e com características semelhantes à bacia hidrográfica do Caeté, Hilu (2003), obteve a seguinte equação entre a descarga sólida total e a descarga líquida,  $Q_{ST} = 1,21155 \cdot Q^{1,407}$  ( $R = 0,775$ ). Na Figura 3.13, mostra-se um exemplo de curva-chave de sedimentos para o Rio Ivaí, estação Tereza Cristina, Estado do Paraná, por meio da relação entre descarga sólida e a líquida, onde também se pode verificar a dispersão dos pontos.

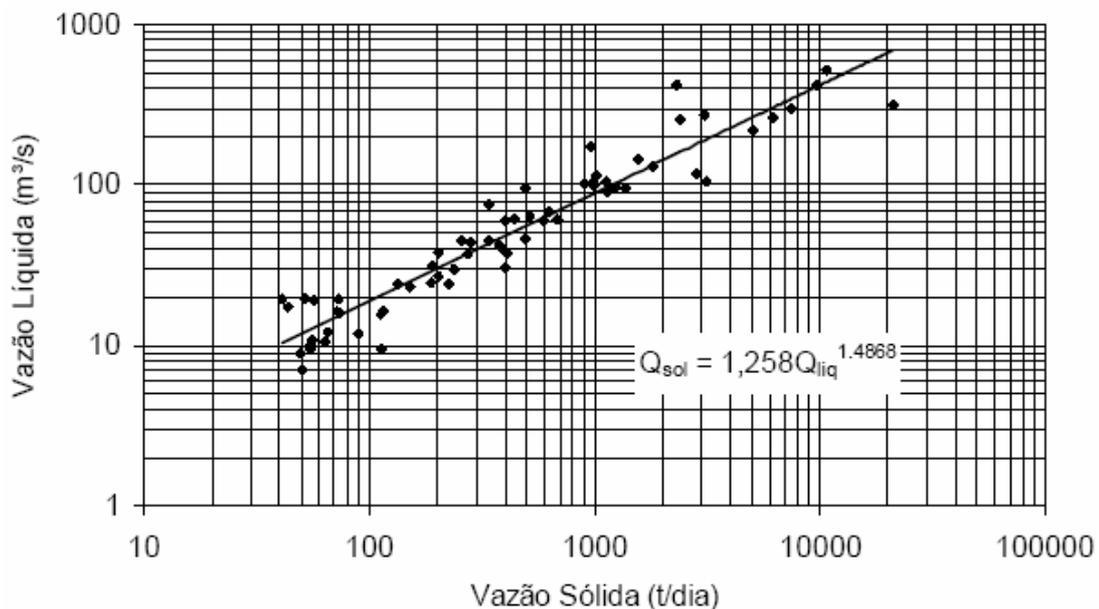


Figura 3.13 – Curva-chave de sedimentos da estação Teresa Cristina, localizada na bacia do Rio Ivaí/PR

Fonte: SANTOS et al. (2001)

A utilização da curva-chave de sedimentos decorre do fato de que a realização diária de coleta e análise de amostras é economicamente inviável, além de que deve ser executada por pessoal qualificado. Porém, em determinados casos, o método da curva-chave de sedimentos tem se mostrado pouco preciso com um grau de dispersão bastante acentuado (HICKS et al., 2004). Isso decorre dos fatores que influem no processo de transporte de sedimentos serem altamente variáveis no tempo e no espaço.

Reid et al. (1997) destacam que vários são os fatores que influenciam a relação  $C_{SS}$  e  $Q$ , e, dentre eles, apontam: 1) a intensidade da chuva; 2) a variação temporal e da forma do hidrograma - diante dos diferentes tipos de uso da terra que podem beneficiar ou dificultar a ocorrência dos processos erosivos; 3) a declividade da bacia hidrográfica; 4) a temperatura

anterior; e 5) as condições de umidade e descarga que influem na quantidade de sedimento a ser fornecida por erosão das vertentes e do canal.

Diante disso, Leopold e Maddock (1953), Paiva (1988), Carvalho (1994), Yang (1996), Julien (1997), Santos et al. (2001), Scapin (2005), entre outros, indicam que a curva de transporte de sedimento também pode ser estabelecida por meio da relação da concentração, descarga sólida ou valores derivados de estudos sedimentológicos, em geral, com grandezas como: nível d'água, profundidade, velocidade, declividade da linha d'água, tensão de cisalhamento, potência da corrente e potência unitária da corrente, entre outras, adotando-se o melhor resultado.

Alguns estudos demonstram a complexidade destas relações. Xu (2002), em estudo das relações entre o diâmetro dos sedimentos em suspensão e a descarga líquida, no Rio Amarelo, China, verificou que o aumento da descarga fluvial e da concentração de sedimento em suspensão ocasionam, num primeiro momento, uma diminuição abrupta na quantidade de sedimentos suspensos  $> 0,05$  mm, passando posteriormente a aumentar gradualmente, enquanto a porcentagem de sedimento suspenso  $< 0,01$  mm apresenta padrão de variação inverso.

O regime pluviométrico também afeta a relação entre  $C_{SS}$  e  $Q$  como demonstraram os estudos realizados por Steegen et al. (2000), Gregory e Walling (1973) e Van Dijk e Kwaad (1996), que verificaram consideráveis diferenças sazonais na relação entre  $C_{SS}$  e  $Q$ , principalmente entre o inverno e o verão.

Chikita (1996) avaliou as relações existentes entre  $C_{SS}$  e  $Q$  no Rio Ikushunbetsu, Hokkaido, Japão, para diferentes condições pluviométricas. Os resultados obtidos mostraram não haver diferenças significativas na relação  $C_{SS}$  e  $Q$  estabelecida para condições pluviométricas efetivas ( $C_{SS} = 2,613 \cdot Q^{2,322}$ ,  $R=0,978$ ) e de estiagem ( $C_{SS} = 2,884 \cdot Q^{2,246}$ ,  $R= 0,941$ ).

Carvalho (1994) aponta que o pico de vazão e o da concentração de sedimento podem ocorrer de três formas distintas. O pico da concentração de sedimento pode ocorrer antes do pico de vazão, durante e depois, sendo mais comum o pico de sedimento antecipar-se ao pico da vazão.

De acordo com Williams (1989), o estudo e a compreensão de como variam as concentrações de sedimento com relação à variação das vazões de um curso de água possibilitam esboçar seu regime hidrossedimentológico. O autor, com base em estudos realizados no Rio Creedy (Devon), nos Estados Unidos, define cinco modelos de relações

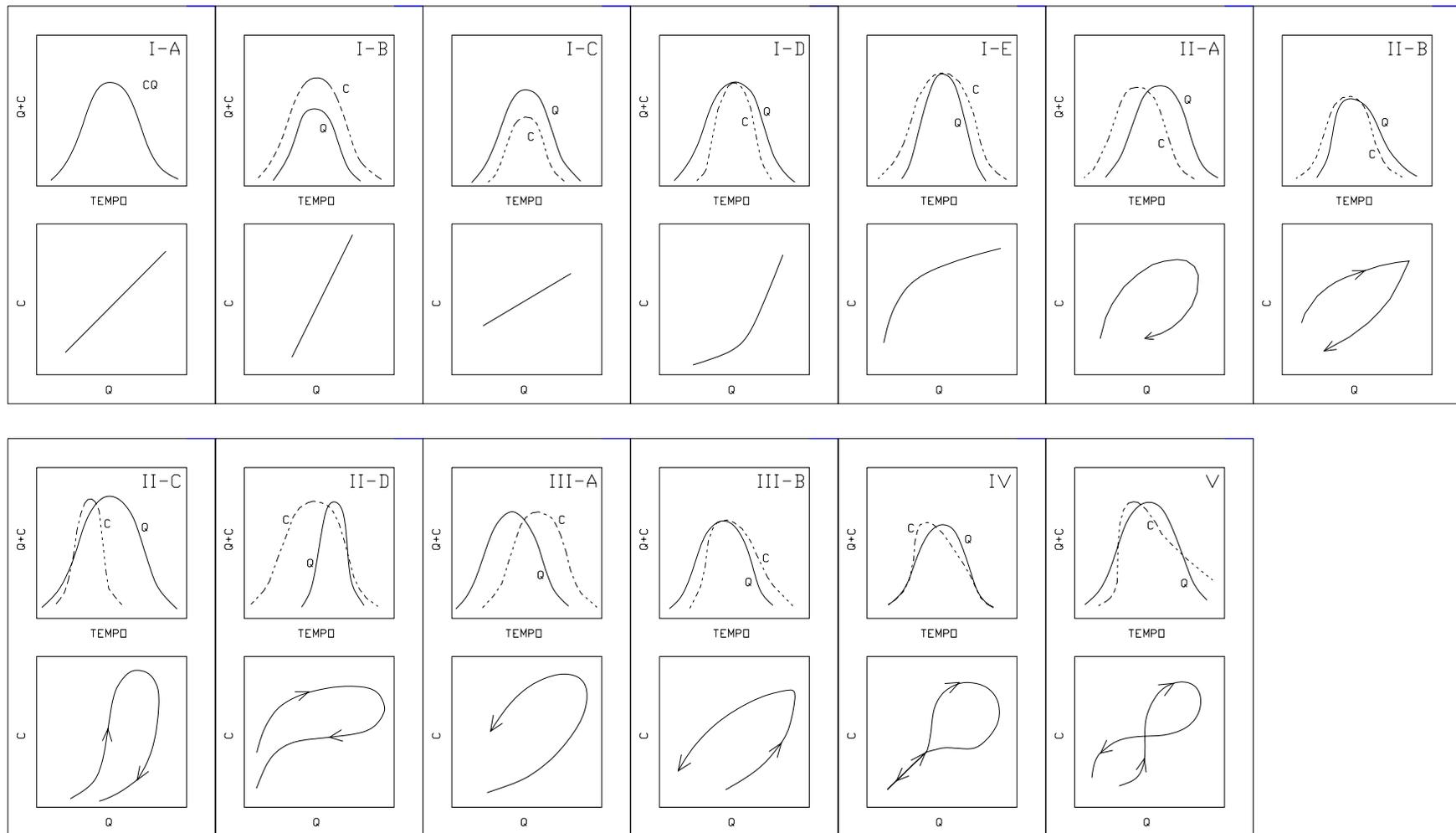
entre concentração de sedimento em suspensão e vazão em: (1) única linha (reta ou curva) (*single-valued line*); (2) curva no sentido horário (*clockwise loop*); (3) curva no sentido anti-horário (*counterclockwise loop*); (4) linha única acrescida de uma volta (*single line plus loop*); e (5) figura oito (*figure eight*) (Figura 3.14).

As concentrações de sedimentos e as vazões são influenciadas pela intensidade das precipitações e por sua distribuição; pela taxa de escoamento superficial; pelas distâncias percorridas; pelo armazenamento/mobilização dos sedimentos disponíveis e pela taxa de sedimentação (WILLIAMS, 1989).

Dessa forma, fica evidente a importância e a influência das características físicas locais na dinâmica do transporte de sedimento.

Segundo Sammori et al. (2004), quando a fonte de sedimento está relacionada à intensidade da chuva, a relação entre concentração de sedimento e vazão apresenta uma curva para a direita, classe II, curva no sentido horário. Assim, o pico de  $C_{SS}$  geralmente ocorre antes do pico de vazão, nas pequenas bacias hidrográficas situadas em regiões úmidas.

Destaque-se ainda que vários são os estudos sobre transporte de sedimento em suspensão nos cursos fluviais, principalmente no que se refere à quantidade transportada e concentração, porém, que pesquisas sobre o transporte de nutrientes e contaminantes associados aos sedimentos somente passaram a merecer atenção nas últimas décadas. Alguns exemplos são apresentados por Reid et al. (1997).



NOTA: (1) C é a concentração de sedimentos, e Q é a vazão ou descarga fluvial. (2) Classe I - única linha (reta ou curva) (*single-valued line*): (Ia) linha reta de 45°; (Ib) linha reta com inclinação > 1; (Ic) linha reta com inclinação < 1; (Id) ângulo voltando-se para cima; (Ie) ângulo voltando-se para baixo. Classe II - curva no sentido horário (*clockwise loop*): (IIa) concentração chegando ao pico antes da vazão; (IIb) picos simultâneos de água e sedimento; (IIc) curvas assimétricas - expansão da concentração menor que a vazão, com a concentração chegando ao pico primeiro; (IId) curvas assimétricas - expansão da concentração e maior que a vazão, com a concentração chegando ao pico primeiro. Classe III - curva no sentido anti-horário (*counterclockwise loop*): (IIIa) vazão chegando ao pico antes da concentração de sedimento; (IIIb) picos de vazão e concentração são simultâneos. Classe IV - linha única acrescida de uma volta (*single line plus loop*). Classe V - figura oito (*figure eight*).

Figura 3.14 – Ilustração dos cinco modelos de relação entre concentração de sedimento e descarga fluvial

Fonte: Elaborado a partir de WILLIAMS (1989)

### 3.3.3. Taxa de transferência de sedimentos (*SDR*)

A quantidade de sedimentos transportada pelos rios (*Sediment yield*) é relativamente pequena quando comparada à quantidade de sedimentos produzidos pela bacia hidrográfica (*Gross erosion*). A esta relação é dado o nome de coeficiente de remoção de sedimento, ou razão de transferência, ou, ainda, taxa de transferência de sedimento (*Sediment Delivery Ratio*).

A *SDR* e a quantidade de sedimento transportada pelos rios são importantes para a determinação do assoreamento na calha do rio e em reservatórios, assim como no entendimento da dinâmica dos processos hidrossedimentológicos na bacia hidrográfica.

A *SDR* pode ser definida como a relação entre a quantidade de carga sólida medida na seção transversal do curso d'água ou em um determinado ponto da paisagem e a quantidade total de erosão da bacia contribuinte (KINNELL, 2004; SILVA et al., 2003).

A *SDR* depende da área, declividade do terreno, vegetação, geometria do canal e rugosidade, assim como das características pluviométricas, como destaca Chow (1964). Para Walling (1983), a magnitude da taxa de transferência de sedimento de uma bacia hidrográfica é influenciada por um conjunto de fatores geomorfológicos e ambientais como natureza, extensão e localização da origem do sedimento, declividade e forma do terreno, rede de drenagem, condições do canal, cobertura vegetal, uso da terra e textura do solo.

Nas vertentes, a *SDR* tende ser menor a jusante, destaca Kinnell (2004), com o incremento da deposição, ou seja, de parte dos sedimentos transportados, em decorrência do aumento da carga de sedimento erodido passar a ser maior que a capacidade de transporte do fluxo (Figura 3.15). Na bacia hidrográfica, LU et al. (2006) estudaram a distribuição espacial da *SDR* e verificaram que os maiores índices ocorreram junto aos interflúvios e também que quanto maior a granulometria dos sedimentos menor é a *SDR* deles.

Clark et al. (1985) afirmam que, quanto mais próximas as partículas desagregadas estiverem dos cursos fluviais e mais intensas as redes de drenagem, maior é a probabilidade de transporte dos sedimentos. Também que, quanto maior o tamanho da área da bacia hidrográfica, menor é a taxa de transferência de sedimentos, devido à probabilidade de deposição da partícula sólida na própria bacia de origem aumentar (Figura 3.16) (MAIDMENT, 1993; JULIEN, 1998).

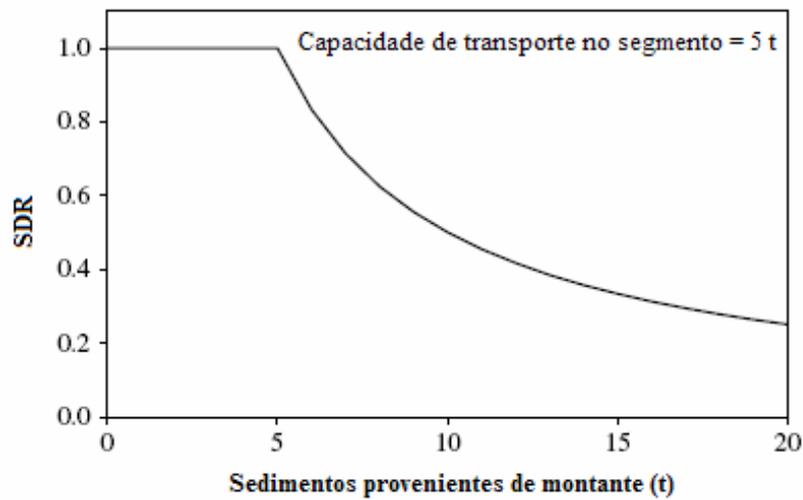


Figura 3.15 – Variação da *SDR* ao longo de uma encosta  
 Fonte: KINNELL (2004)

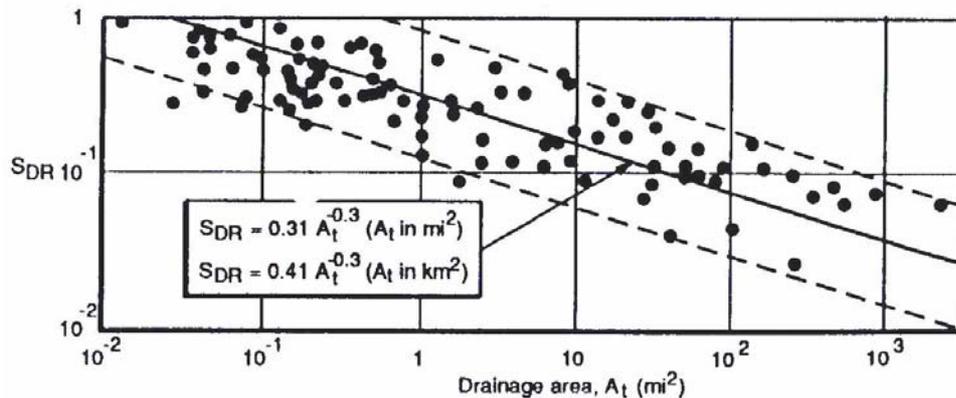
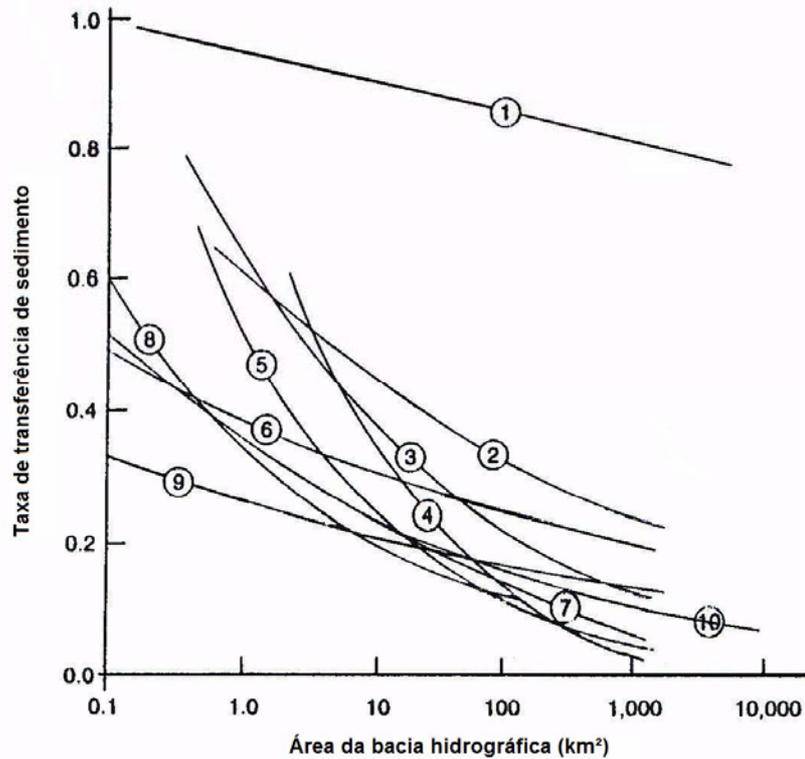


Figura 3.16 – Relação entre a taxa de transferência de sedimentos e área de drenagem  
 Fonte: JULIEN (1998)

Walling (1983), a partir de dados de diferentes regiões, principalmente dos Estados Unidos, relacionou a taxa de transferência de sedimento e a área de drenagem (Figura 3.17). Pode, com isso, verificar a presença de relações bem diferentes, justificadas pela complexidade e especificidades locais dos diferentes fatores que influem nos processos de erosão, transporte, deposição e remobilização nas bacias hidrográficas.

O valor da taxa de transferência de sedimento, conforme Carvalho (1994) e Wischmeier e Smith (1978), para quaisquer bacias diminui de montante para jusante. Assim, o valor varia de 100%, para bacias muito pequenas (até 0,002  $km^2$ ) até menos de 10% para grandes bacias.



LEGENDA

- |                                     |   |
|-------------------------------------|---|
| 1 - Norte Shaanxi (China)           | 6 - Oeste de Iowa: Milho (EUA)                        |
| 2 - Blackland Prairie (Texas - EUA) | 7 - Centro e leste dos EUA                            |
| 3 - Texas (EUA)                     | 8 - Missouri (EUA)                                    |
| 4 - Ex-URSS                         | 9 Oeste Iowa: Pastagem                                |
| 5 - Southern Piedmont (EUA)         | 10 - Relação simplificada de Roehl's - Abernethy 1987 |

Figura 3.17 – Taxa de transferência de sedimentos e a área de drenagem para diferentes bacias de drenagem

Fonte: WALLING (1983)

Schumm (1977) apontou também que para bacias pequenas, em torno de  $0,059 \text{ km}^2$ , a taxa de transferência de sedimento fica em torno de 20 a 90% do total de sedimentos produzidos na bacia, enquanto nas maiores, acima de  $776 \text{ km}^2$ , fica entre 3 e 20%.

Segundo Dickinson e Collins (1998), a quantidade de sedimento exportado pela bacia é geralmente pequena se comparada à quantidade de solo erodida na bacia, haja vista, que a grande parte dos sedimentos erodidos acaba depositada na própria bacia, nas bases dos declives, nos fundos de vales, nos canais de drenagem e nas áreas de inundações. Porém, Walling (1983), Lu et al. (2005) e Vente et al. (2007) destacam que a SDR pode exceder 100% em determinados eventos, decorrente da remobilização de sedimentos erodidos e armazenados na bacia, geralmente ocasionados pelo impacto de atividades humanas.

Walling (1983) evidencia a importância do sistema rede de drenagem – encostas (*hillslope-stream network system*) no entendimento da SDR. Ele destaca estudo realizado por

Golubev (1982) na bacia Oka, região central europeia da antiga URSS, que indicou que somente 10% do solo erodido foi transportado pelo rio principal, enquanto 60% foi depositado nas partes baixas das encostas, 20% nos canais efêmeros e 10% nos canais secundários.

O autor, assim como outros, destaca que os processos de erosão, transporte, deposição, armazenamento e remobilização de sedimentos na bacia hidrográfica apresentam descontinuidades temporais e espaciais que devem ser consideradas e avaliadas, principalmente como resultado de mudanças na prática de uso da terra.

A *SDR*, segundo Lu et al. (2005), pode ser um indicador da contribuição relativa de sedimento que é proveniente do canal fluvial *versus* a contribuição de sedimento proveniente da erosão das encostas.

No Brasil, Aquino et al. (2003) estimaram uma produção média anual de transporte de sedimentos em suspensão para a bacia do Rio Itapicuru (com uma área de 36.440 km<sup>2</sup>), Estado da Bahia, de 16.704,9 t/ano no período de 1994 a 2001, com uma produção média anual específica de sedimento em suspensão de 0,458 t/km<sup>2</sup>/ano. A pequena quantidade de *SDR*, segundo os autores, é decorrente da estação considerada estar localizada à jusante dos barramentos existentes na bacia, os quais retêm os sedimentos em seus reservatórios.

Para a bacia do Rio Nhundiaquara, com uma área de 79,23 km<sup>2</sup>, situada na região serrana do Estado do Paraná, a taxa de transferência de sedimento mensal estimada por Hilu (2003) variou de 3 a 6%, ou seja, apenas cerca de 1/20 dos sedimentos erodidos é removido da bacia hidrográfica, ficando o resto depositado na mesma.

Os modelos para estimar a taxa de transferência de sedimento são vários. Uns se fundamentam em dados observados (estatísticos ou empíricos) e outros em processos hidrológicos e sedimentológicos (paramétricos, distribuídos ou fisicamente baseados) (Tabela 3.6).

A diversidade de equações propostas para estimar a *SDR*, deve-se à elevada variabilidade temporal e espacial, uma vez que as especificidades locais da bacia hidrográfica, como diversidade topográfica, uso da terra e condições de uso do solo, principalmente, acabam por influenciá-la. Dessa forma, os métodos que se utilizam de parâmetros, como área, relevo, comprimento da bacia, entre outros, podem apresentar erros significativos e devem ser evitados, por não considerarem as especificidades locais da bacia hidrográfica, como pode-se perceber na Figura 3.18, métodos que associam a *SDR* com a área da bacia. Logo, a relação

entre a quantidade total de material erodido na bacia hidrografia e descarga sólida total parece ser o melhor método para se determinar a *SDR*.

Tabela 3.6 – Alguns métodos para a quantificação da taxa de transferência de sedimentos

| AUTOR                              | REGIÃO   | EQUAÇÃO  |
|------------------------------------|--|--|
| MANER (1958)                       | Kansas (EUA)                                     | $\log SDR = 2,962 + 0,869 \log Rb - 0,854 \log L$  |
| ROEHL (1962)                       | Sudeste (EUA)                                    | $\log SDR = 4,5 - 0,23 \log 10 A - 0,510 \log Rb/L - 2,786 \log BR$  |
| WILLIAMS e BERNDT (1972)           | Brushy Creek, Texas, (EUA)                       | $SDR = 0,627SLP^{0,403}$   |
| MUTCHLER e BOWIE (1975)            | Pigeon Roost Creek, Mississippi (EUA)            | $SDR = 0,488 - 0,006 A + 0,010 RO$   |
| VANONI (1975)                      | 300 bacias hidrográficas distribuídas pelo mundo | $SDR = 0,4724A^{-0,125}$   |
| RENFRO (1975)                      | Texas, EUA ( $A < 259 \text{Km}^2$ )             | $\log SDR = 1,8768 - 0,14191 \log 10A$   |
| RENFRO (1975)                      |  | $\log SDR = 2,94259 + 0,82362 \log (Rb/L)$   |
| BOYCE (1975)                       | EUA  | $SDR = 0,3750A^{-0,2382}$  |
| WILLIAMS (1977)                    | Texas (EUA)                                      | $SDR = 1,366.10^{-11} A^{-0,100} Rb/L^{0,363} CN^{5,444}$  |
| WISCHMEIER e SMITH (1978)          | EUA  | $Y = Er (SDR)/Ws$  |
| USDA SCS (1979)                    | Dados de Blackland Prairie, Texas, EUA           | $SDR = 0,5656A^{-0,11}$  |
| Serviço Florestal Americano (1980) | EUA  | <i>Diagrama que relaciona: 1) distância de transporte de uma encosta para um canal, 2) forma da encosta, 3) porcentagem de cobertura do solo, 4) granulometria do material erodido e transportado, 5) fator escoamento superficial, 6) declividade da encosta, e 7) fator rugosidade da encosta.</i> |
| MOU e MENG (1980)                  | Bacia do Rio Dali, Shaanxi (China)               | $SDR = 1,29 + 1,37 \ln Rc - 0,025 \ln A$   |
| WALLING (1983)                     | EUA  | $SDR (\%) = C_{solo} (\%) / C_{sed} (\%)$  |
| CARVALHO (1994)                    | Para grandes bacias de drenagem                  | $SDR = a/A^b$  |
| ROEL in CARVALHO (1994)            | Sudeste de Piedmont (EUA)                        | $\log SDR = 4,50047 - 0,23043 \log 10 A - 0,51022 \log Rb - 2,78594 \log B$  |
| CARVALHO (1994)                    |  | $SDR = (P.S./Er).100$  |
| HAAN et al. (1994)                 |  | $SDR = Yw/Et.A$  |
| ARNOLD, et al. (1996)              | Soil and Water Assessment Tool (SWAT), EUA       | $SDR = (qp/rep)^{0,56} e$<br>$SDR = ((qp/rep)/0,782845 + 0,217155Q/Rv)^{0,56}$   |
| SILVA (1999)                       |  | $SDR = (Pl/Elam + Erio + Erav + Evoç + Edes).100$  |

FONTES: Elaborado a partir de CARVALHO (1994); SILVA et. al (2003); DA OUYANG (2004); MORIS e FAN (1997); WALLING (1983); WARD e TRIMBLE (1995); e LIM et al (2005).

NOTAS: (1) *SDR* = taxa de transferência de sedimento; *Rb* = relevo da bacia; *L* = comprimento da bacia; *A* = área da bacia; *BR* = taxa de bifurcação; *SLP* = declividade do rio principal em %; *CN* = número da curva S.C.S.; *RO* = escoamento anual; *Rc* = densidade *gully*; *P.S.* = produção sólida total; *Er* = quantidade total de material que foi removido pela erosão; *a* = constante; *b* = expoente; *B* = média ponderada da razão de bifurcação; *D.A.* = diferença altimétrica do curso d'água principal; *C* = comprimento do rio principal; *Y* = quantidade de sedimento transferido por unidade de área; *qp* = pico de escoamento (*peak runoff rate*); *rep* = pico de precipitação em excesso (*peak rainfall excess rate*), igual ao pico de precipitação menos a taxa média de infiltração; *Ws* = área da bacia acima do ponto em que o fluxo de sedimento é computado; *Q* = volume de escoamento; *Rv* = volume precipitado; *Yw* = produção de sedimento da bacia; *Et* = erosão total; *Csolo* (%) = porcentagem de argila no solo; *Csed* (%) = porcentagem de argila no sedimento; *Elam*, *Erio*, *Erav*, *Evoç*, e *Edes* = erosão laminar, de rio, de ravinas, de voçorocas, e de deslizamentos, respectivamente; e *Pl* = produção líquida de sedimento.

(2) As unidades variam entre as equações.

A identificação das áreas fonte de sedimento na bacia hidrográfica é essencial para o entendimento dos processos hidrossedimentológicos e na prevenção e mitigação dos impactos ocasionados pela presença dos sedimentos nos cursos fluviais. Estas, de acordo com Vente et al. (2007), não estão distribuídas uniformemente na bacia hidrográfica.

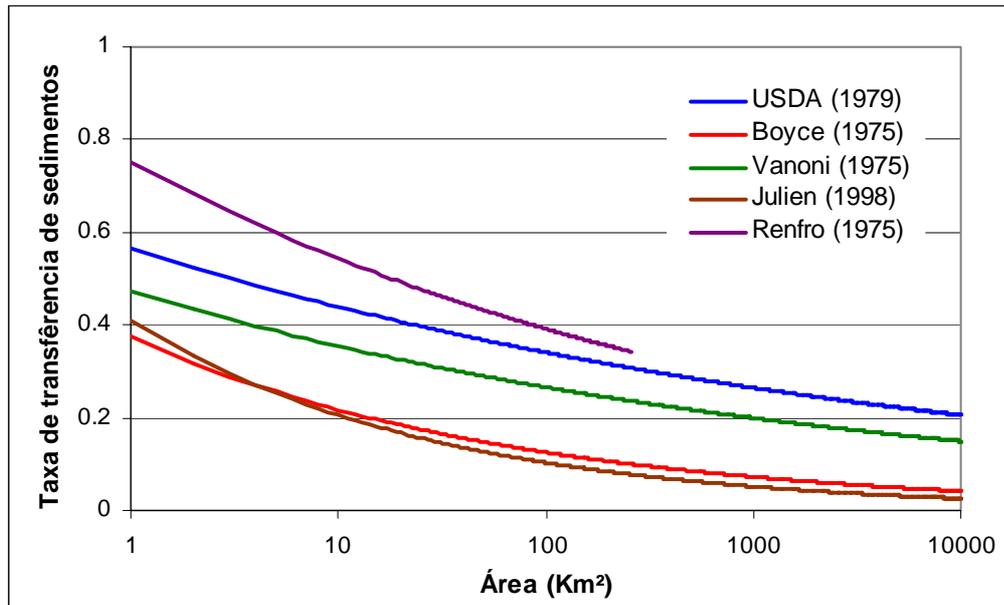


Figura 3.18 – Relação entre *SDR* e a área de drenagem

Nas regiões úmidas, o escoamento é essencialmente por saturação e as áreas saturadas se contraem e se expandem, variando no espaço com o tempo. Elas estão localizadas junto aos cursos fluviais, nas porções inferiores das vertentes, onde a maior parte dos sedimentos erodidos à montante é depositada. A dinâmica da área ativa torna-se importante fonte de sedimento aos cursos fluviais.

Estudos realizados por Sammori et al. (2004) demonstraram a existência de correlação entre intensidade da chuva e a concentração de sedimento em suspensão, assim como das condições de umidade (vazão inicial) e a  $C_{SS}$ . Os mencionados autores concluíram que as fontes das altas  $C_{SS}$  estariam situadas próximas dos cursos fluviais, sendo a imediata carga de sedimento em suspensão proveniente da lavagem dessas fontes. Também levantam a hipótese de as áreas saturadas serem áreas fonte de sedimentos, rapidamente transportados para o rio durante fortes eventos pluviométricos. As áreas ribeirinhas e os depósitos de sedimento ao longo do rio passariam a ser a fonte provável dos sedimentos em suspensão quando expostos à pluviosidade intensa, ao passo que, em condições de fluxo elevado, as mesmas estariam protegidas do impacto da chuva (Figura 3.19).

No entanto, Sammori et al. (2004) concluem que a concepção de áreas fontes de escoamento por saturação não pode se aplicada às áreas fontes de sedimento em suspensão, visto que as áreas fontes de sedimentos desaparecem com o término da chuva, enquanto, as áreas saturadas continuam se expandindo. Os autores não colocaram em relevância os demais

processos que influem na produção de sedimento e, por isso, faz-se necessário um estudo avaliativo da contribuição das áreas saturadas na produção de sedimento.

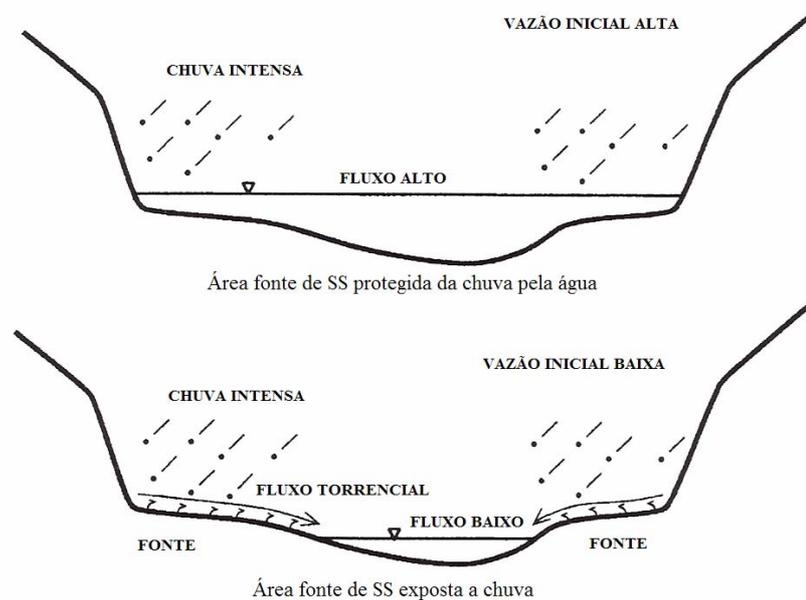


Figura 3.19 – Diagrama conceitual da geração dos sedimentos em suspensão relacionado a vazão inicial

Fonte: SAMMORI et al. (2004)

Ao contrário, do que afirmam Sammori et al. (2004), as áreas fontes de sedimentos não desaparecem com o término da chuva. Além de que, a expansão das áreas saturadas, após o término da chuva, pode agregar novas áreas fontes de sedimentos até então desconectadas do curso fluvial. A quantidade de sedimentos transportada está associada à quantidade de sedimentos disponível para o transporte.

Gruszowski et al. (2003) avaliaram as principais fontes potenciais de contribuição de sedimento e o caminho de transporte dos sedimentos em uma bacia rural (Rio Leadon) no Reino Unido, por meio de traçadores (minerais magnéticos, geoquímicos e radionucleídos), e concluíram que as áreas fontes que mais contribuíram com a carga de sedimentos em média foram o subsolo (*subsoils*) (> 35 cm), com 34,8%, seguido pelas estradas e caminhos (*road sediments*) com 29,9%, solos superficiais (*topsoils*) (0 – 5 cm do solo) com 27,4% - sendo 13,6% dos solos aráveis (*arable topsoils*) e 13,8% dos solos cobertos por grama (*grassland topsoils*) – e 7,9% dos barrancos do canal fluvial (*channel banks*). Também que apenas sedimentos provenientes do subsolo e das estradas estavam presentes em todas as amostras coletadas (141 amostras). Os sedimentos provenientes do subsolo contribuíram

significativamente com os sedimentos em suspensão, com contribuições que variaram nas amostras de um mínimo de 20,3% a 68,7% (GRUSZOWSKI et al., 2003), reforçando, com isso, a importância do fluxo subsuperficial.

Variações consideráveis na procedência dos sedimentos foram verificadas, assim como pequena contribuição de sedimento dos barrancos do curso fluvial (em torno de 8%), diferentemente de outros estudos que apontam contribuição considerável, como o de Walling et al. (2002).

Diante disso, surge a necessidade de se analisar a relação entre as áreas saturadas na bacia hidrográfica e as áreas fonte de sedimentos, como também a relação entre áreas saturadas e a *SDR* (WALLING, 1983) e (CAMPBELL, 1985), já que a *SDR* é geralmente relacionada à característica da bacia. Enquanto as áreas saturadas, responsáveis pela geração e magnitude do escoamento em regiões úmidas, dependem da umidade antecedente e compreendem apenas uma pequena porção da área da bacia, sua dinâmica de expansão e retração, pode contribuir para a remobilização de sedimentos depositados em áreas fontes secundárias, que durante condições normais permanecem insaturadas, mas que, em eventos extremos, se saturam e passam a contribuir com o escoamento fluvial (Figura 3.20).

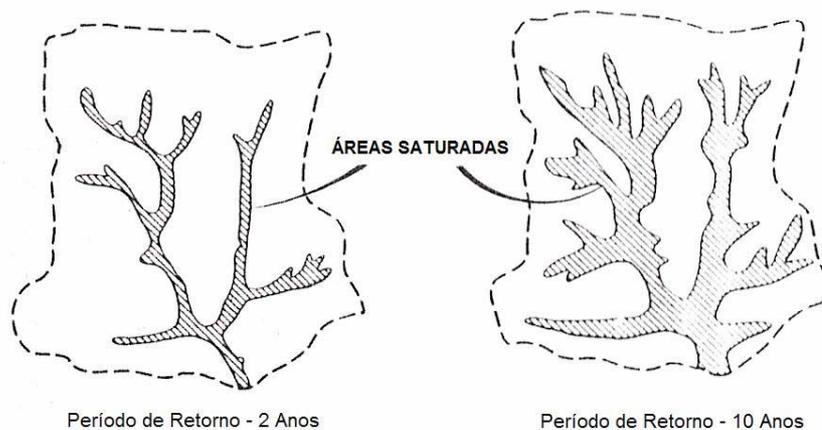


Figura 3.20 – Exemplo hipotético da variação das áreas saturadas em uma bacia hidrográfica  
Fonte: WALLING (1983)

### 3.4. Modelos hidrológicos e hidrossedimentológicos

Um modelo pode ser definido como “uma estruturação simplificada da realidade que supostamente apresenta, de forma generalizada, características ou relações importantes” (HAGGETT e CHORLEY, 1975).

Um modelo hidrológico ou hidrossedimentológico é uma representação matemática ou física, simplificada de um sistema físico geralmente bastante simplificado, que permite previsões. O sistema é uma parte de uma realidade física complexa representando fundamentalmente relações de causa-efeito entre o conjunto de elementos e seus atributos, diante de entradas (causa ou estímulo) e saídas (efeito ou resposta).

O sistema compõe uma dada região no espaço, por exemplo, uma bacia hidrográfica, que quando acionado por entradas, de água da precipitação e outros constituintes variáveis no tempo e no espaço, transforma-se e devolve-os ao meio externo na forma de saídas, vazão, transpiração, evaporação e outros, distribuídas temporalmente e espacialmente. A estrutura do sistema depende de características tais como: solo, vegetação, topografia, entre outros.

Os modelos visam analisar o comportamento do sistema ambiental em determinadas situações específicas, com a finalidade de se fazer simulações e previsões que orientem a tomada de decisão, destacam Teixeira e Christofolletti (1997).

Vários são os modelos e os critérios empregados para classificar os modelos. De acordo com Singh (1995), os modelos hidrológicos, apesar de serem desenvolvidos para diferentes propósitos, podem ser classificados porque compartilham das mesmas similaridades estruturais e pressuposições.

Os modelos hidrológicos são de dois tipos: (1) modelo físico – representa o sistema por meio de um protótipo que utiliza materiais físicos em pequena escala. Por exemplo, o escoamento simulado em laboratório pode ser realizado como sendo redução escalar de 1:10 em relação à natureza; (2) modelo matemático – baseia-se em enunciados matemáticos para representar o sistema.

De modo geral, e com base nos trabalhos de Chorley (1975), Haggett e Chorley (1975), Chow et al. (1988), Maidment (1993), Singh (1995), Tucci (1998), Santos (2001) e Christofolletti (2002), os modelos hidrológicos matemáticos podem ser classificados segundo os seguintes critérios:

1) Quanto à descrição dos processos naturais

*a. Fisicamente baseados* – descrevem os sistemas naturais usando as equações gerais da física de conservação de massa, energia e quantidade de movimento e condições iniciais e de contorno adequadas. Sem necessidade de calibragem, permitem determinar o valor das variáveis e parâmetros no espaço e no tempo.

*b. Empíricos* – modelos cujas equações são empíricas, relacionando os dados de entrada e saída sem considerar a natureza dos processos físicos envolvidos. Os modelos

caixa preta exigem pouca ou nenhuma informação detalhada relativa aos componentes do sistema, estando o interesse focalizado na natureza das saídas que resultam das diferentes entradas.

*c. Conceituais* - apresentarem simplificações dos processos físicos envolvidos usando equações empíricas sobre os processos, como por exemplo, o hidrograma unitário ou a equação de infiltração de Horton.

2) Quanto à natureza das variáveis

*a. Determinísticos* – nos modelos determinísticos, a natureza probabilística não é considerada: para um mesmo conjunto de valores da entrada, o sistema produz sempre a mesma saída.

*b. Estocásticos* - consideram o caráter aleatório das variáveis hidrológicas de modo que, para um mesmo conjunto de valores de entrada, o sistema produz uma variável aleatória de saída, uma distribuição de probabilidades.

3) Quanto à linearidade

*a. Lineares* – a condição necessária para um sistema possuir um comportamento linear, ou seja, as propriedades de superposição e conformidade são satisfeitas.

*b. Não lineares* – o sistema possui um comportamento não-linear.

4) Quanto à variação espacial das variáveis

*a. Concentrados (lumped)* – as variáveis são consideradas por um único valor médio, ou seja, a variabilidade espacial não é representada, usando-se somente o tempo como variável independente. Os modelos concentrados têm pouca aplicabilidade quando se deseja analisar a variação dos fluxos superficiais e/ou subsuperficiais.

*b. Distribuídos* - as variáveis são consideradas como funções do espaço e, portanto, levam em consideração as variações espaciais do comportamento no interior do sistema. Os modelos distribuídos subdividem o sistema em elementos que são considerados homogêneos quanto às propriedades avaliadas, necessitando considerável quantidade de dados de entrada e tempo de processamento. Singh (1995) subclassificou os modelos distribuídos em relação ao tamanho da bacia hidrográfica em: (1) pequena bacia hidrográfica (área  $\leq 100 \text{ km}^2$ ); (2) média bacia hidrográfica ( $100 \text{ km}^2 < \text{área} \leq 1000 \text{ km}^2$ ); e (3) grande bacia hidrográfica (área  $> 1000 \text{ km}^2$ ).

Os modelos distribuídos que destacam a distribuição espacial da água na bacia hidrográfica requerem dados baseados nas características topográficas, tais como, inclinação

do terreno, comprimento de rampa, forma do declive, orientação das vertentes, características dos canais de drenagem e conexões entre áreas que definirão como a água se move através da bacia (MOORE et al., 1993).

Os modelos distribuídos conceituais têm aplicação potencial, segundo BEVEN (1985), em: (a) previsão das conseqüências de alterações do uso do solo; (b) previsão da heterogeneidade espacial de variáveis de entrada e saída; (c) previsão do movimento de poluentes e sedimentos; e (d) previsão hidrológica em bacias sem dados para a calibração de modelos conceituais.

O modelo possui várias vantagens, como: facilidade de execução, baixo custo, rápida obtenção dos resultados. Ele permite realizar a simulação de experimentos praticamente inviáveis na prática, como destacam Kobiyama e Manfroi (1999) e outros autores.

A simulação é a execução do modelo. Nesta execução, a calibração do modelo é indispensável. A calibração do modelo é sempre feita com dados obtidos pelo monitoramento. Então, fica claro que o sucesso do modelo, da modelagem e da simulação depende da qualidade do monitoramento e que não há nenhum bom modelo sem o uso de dados obtidos do fenômeno monitorado. Assim, a modelagem e o monitoramento não se confrontam, passando a serem métodos científicos mutuamente complementares, efetuados sempre paralelamente (KOBİYAMA e MANFROI, 1999).

Dentre os vários modelos, destacam-se os hidrológicos que podem ser definidos como uma representação geralmente matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre, e sua relação com os demais aspectos abióticos e bióticos (KOBİYAMA et al. 2004).

De acordo com More (1975, p. 107), “os modelos são usados em Hidrologia com três objetivos: (1) simplificar e generalizar uma realidade complexa; (2) prever a ocorrência de eventos hidrológicos; e (3) planejar o uso futuro dos recursos d’água.”

Tucci (1998, p. 14) afirma que as “limitações básicas dos modelos hidrológicos são a qualidade e a quantidade dos dados hidrológicos, além da dificuldade de formular matematicamente alguns processos e a simplificação do comportamento espacial de variáveis e fenômenos”.

Destacam-se alguns conceitos que são importantes para melhor compreensão do sistema e do modelo que representa:

1. *Fenômeno* – é um processo físico observável, que produz qualquer alteração de estado em um sistema (precipitação, evaporação, infiltração).

2. *Variável* – é o valor de uma grandeza física que descreve quantitativamente um fenômeno, variando no espaço e no tempo (vazão é uma variável que descreve o estado do escoamento).

3. *Parâmetro* – é o valor de uma característica do sistema, que condiciona a dependência entre as variáveis. O parâmetro também pode variar com o espaço e o tempo (área de uma bacia hidrográfica, rugosidade de uma seção de um rio, áreas saturadas de uma bacia). Sendo o modelo um conjunto de equações relacionando as variáveis, os parâmetros são os coeficientes dessas equações.

4. *Simulação* – é o processo de utilização do modelo. Em geral, são três fases: a) Estimativa ou ajuste – é a fase da simulação onde os parâmetros devem ser determinados, dependem da disponibilidade de dados históricos, medições de amostras e determinação das características físicas do sistema. Os parâmetros são determinados por meio de medições, calibrações e/ou ensaios. b) Verificação – é a simulação do modelo com os parâmetros estimados, onde se verifica a validade do ajuste realizado. Os dados de saída são utilizados apenas para observar o modelo. c) Previsão - é a simulação do sistema pelo modelo com parâmetros ajustados para quantificação de suas respostas a diferentes entradas. É utilizado para representar a saída do sistema para situações hipotéticas.

A escolha de um modelo deve levar em conta os objetivos do estudo, as características da bacia e do rio, a disponibilidade de dados e a familiaridade com o modelo, destaca Tucci (1998).

Entretanto, diante da existência de modelos que se mostram inadequados ou insatisfatórios na representação do sistema, torna-se necessária a construção de um novo modelo.

O procedimento guia para a construção de modelos matemáticos deve responder a quatro questionamentos científicos básicos: (a) compreender o problema (qual é a questão?); (b) estabelecer um plano para a solução do problema (como se pode resolvê-lo?); (c) executar o plano (qual é a resposta?); e (d) checar a adequação da resposta (a resposta está correta?) (POLYA, 1973).

O processo de modelagem é ilustrado na Figura 3.21. A partir de Polya (1973), as etapas relacionadas com os procedimentos básicos para a construção de um modelo matemático são:

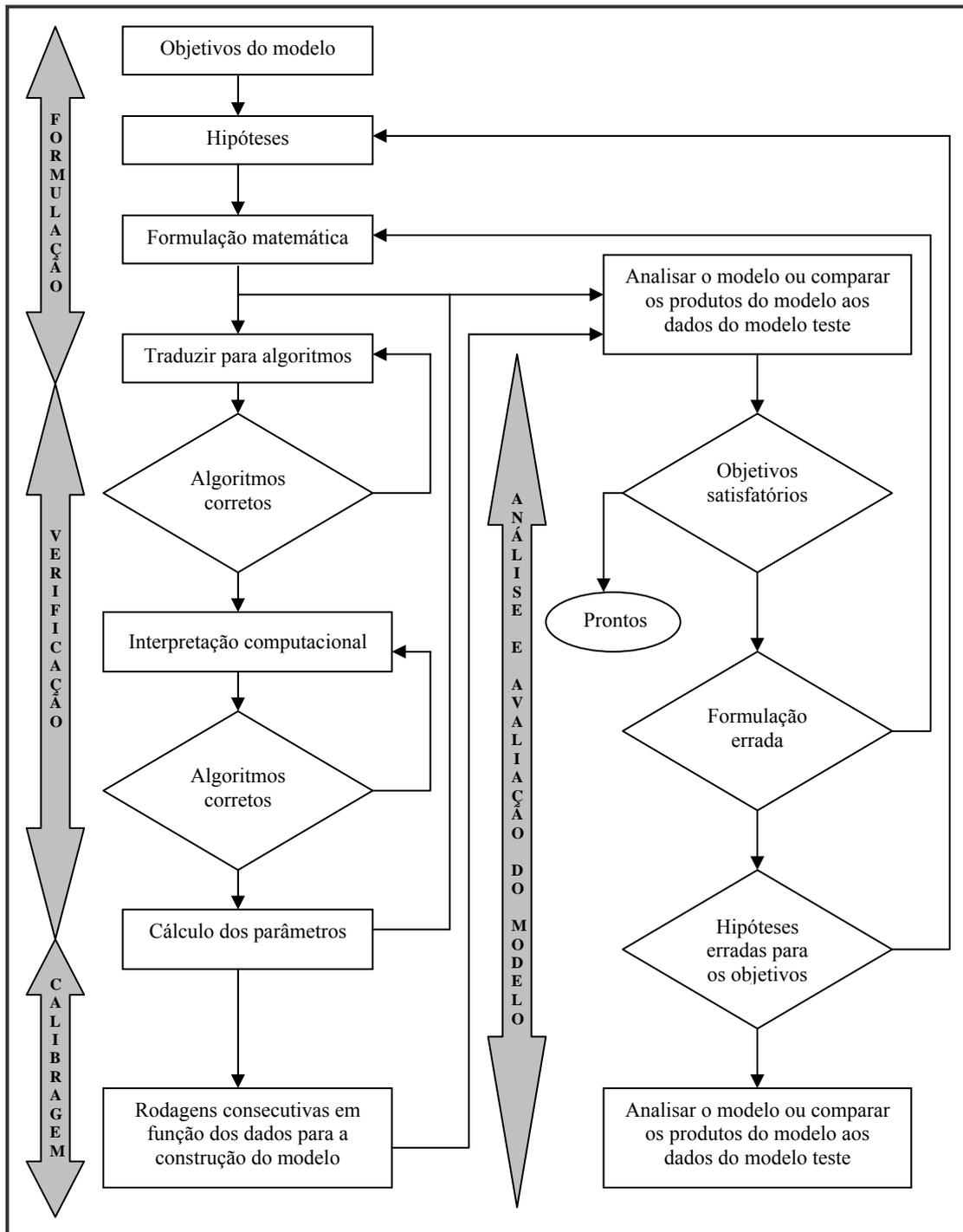


Figura 3.21 – Esquema clássico para o processo de modelagem  
 Fonte: CHRISTOFOLETTI (2002)

1. Formulações – compreendem a investigação do sistema e a definição dos processos a serem estudados. As formulações envolvem os seguintes procedimentos guias:

a. Propósitos do modelo a serem construídos ou objetivos – conhecimento do problema. Os objetivos devem responder às perguntas: (1) qual é o sistema a ser modelado?

(2) quais são as principais questões a serem focalizadas pelo modelo? (3) qual é a regra para finalizar a atividade da modelagem? (4) como os produtos (*outputs*) do modelo serão analisados, sumariados e usados? Definir os processos – determinar quais os fenômenos, parâmetros e variáveis serão incluídas no modelo.

b. Hipóteses – proposições sobre relações entre os processos. Por exemplo, o aumento da área da bacia hidrográfica, sob condições climáticas constantes, implicará em aumento proporcional da vazão média anual.

c. Elaborar o modelo conceitual e matemático – constitui na tentativa de representar o processo ou problema por meio de equações, sejam equações com base física ou em observações de prévios estudos. De acordo com Silva (2005), é nesta etapa que ocorrem as suposições e aproximações referentes às limitações de medição do processo e/ou limitações ou inexistência das equações que representam tais processos.

2. Verificação – é o conjunto de atividades necessárias para verificar a precisão dos enunciados e das equações propostas. Um procedimento comum é a geração de um código que é aplicado em computador.

3. Calibragem – consiste em estabelecer parâmetros para as entradas e condições internas do sistema a fim de se verificar a adequação das respostas. O modelo é executado para reproduzir condições conhecidas de campo de valores de variáveis de entrada e saída observadas. Quando ocorrer inconsistência entre valores observados e calculados, os parâmetros são ajustados até que o método forneça resultados suficientemente próximos aos observados (validação).

4. Análise e avaliação do modelo – é a utilização do modelo calibrado para produzir respostas almejadas nos objetivos que foram especificados. O modelo pode ser usado para fazer previsões em outros cenários. A modelagem pode ser usada também para o processo de refutação, uma vez que se podem estabelecer condições limiaries a fim de verificar quais são os parâmetros em que a adequação do modelo deixa de ser aceita e sob quais condições as hipóteses propostas não podem ser aplicadas.

Os modelos podem ser construídos a partir de etapas sucessivas e a qualidade de cada etapa surge avaliada seqüencialmente pelos caminhos da retroalimentação. Os mesmos procedimentos, afirma Christofletti (2002), podem ser aplicadas para analisar e avaliar os modelos existentes e na sua reaplicação.

A utilização de modelos hidrológicos envolve a escolha do modelo, a seleção e análise dos dados necessários, ajuste e verificação dos parâmetros, definição de cenários de aplicação, prognóstico e a estimativa das incertezas dos resultados (TUCCI, 1998).

Entre os modelos hidrológicos, os modelos chuva-vazão que buscam modelar a resposta de uma bacia hidrográfica a um evento de precipitação ocupam lugar de destaque pela importância e aplicação prática na previsão de vazões.

Os modelos Chuva-vazão podem ser classificados em hortonianos, que consideram o escoamento superficial como excesso de infiltração, e modelos de área variável de afluência, que adotam o conceito dunniano de geração do escoamento superficial.

Hewlett (1982) destaca que a diferença entre os modelos tradicionais de inspiração hortoniana e os da área variável de afluência, está na modelagem da infiltração da água no solo e sua distribuição ao longo da bacia hidrográfica (Figura 3.22).

Um modelo pode possuir diferentes classificações para cada critério, ou seja, a classificação não é necessariamente exclusiva.

Os processos hidrológicos geralmente são não-lineares, porém modelos lineares bem ajustados com dados monitorados apresentam bons resultados. Exemplos desses modelos são os métodos do Hidrograma Unitário (SHERMAN, 1932) e do Modelo de Tanque (SAGUWARA, 1961; SAGUWARA et al., 1983), onde é possível estimar cada um dos componentes do escoamento.

O fluxo de sedimento fluvial está diretamente associado à dinâmica dos processos hidrológicos e erosivos na bacia hidrológica. Os modelos representativos de bacias hidrográficas com base na ação dos processos hidrológicos, geralmente, analisam os processos erosivos, em detrimento da dinâmica hídrica, ao passo que os modelos que representam o transporte de sedimento, associados aos processos hídricos são em menor número, apesar de os sedimentos serem os grandes responsáveis pelo transporte de componentes químicos.

Os modelos hidrossedimentológicos se distinguem em função: (1) do tamanho do recorte espacial de aplicação (parcelas, pequenos lotes, bacias hidrográfica); (2) da maneira com que descrevem os processos naturais considerados a partir de leis físicas ou empíricas; (3) dos mecanismos de geração dos fluxos; e (4) dos tipos de variáveis simuladas (escoamento, sedimentos, nutrientes, pesticidas) (SILVA e CRESTANA, 2004).

Na Tabela 3.7 apresentam-se alguns modelos hidrológicos e hidrossedimentológicos disponíveis e suas características básicas.

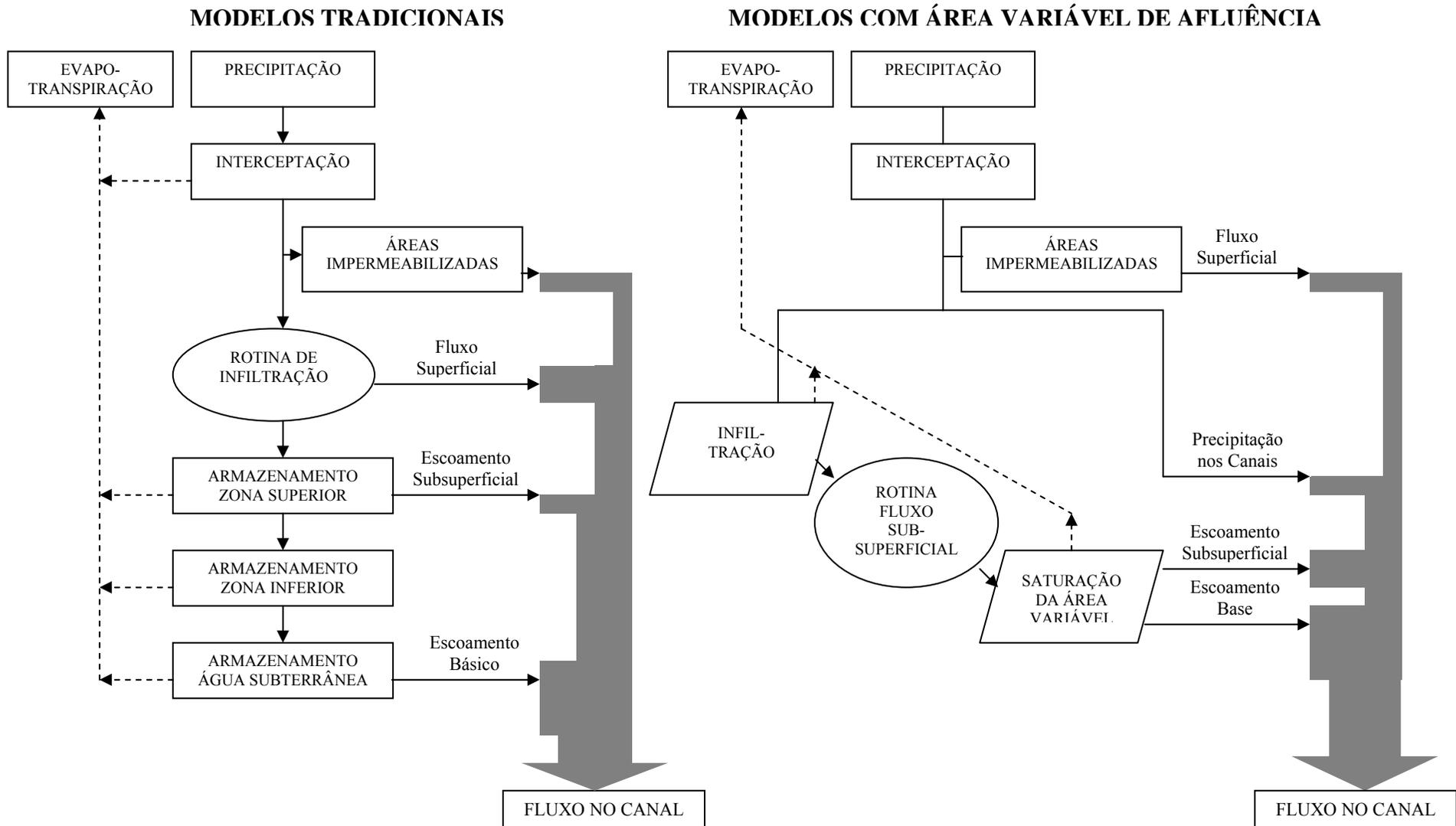


Figura 3.22 – Comparação entre o modelo tradicional e o de área variável de afluência  
 Fonte: HEWLETT (1982)

Tabela 3.7 – Classificação de alguns modelos hidrológicos e hidrossedimentológicos

| <b>Modelo</b>              | <b>Escala</b>   | <b>Exigência dos dados de entrada</b> | <b>Principais dados de saída</b>   | <b>Referência(s)</b>                                     |
|----------------------------|---|---------------------------------------|--|--|
| <b>ANSWERS</b>             | Distribuído – pequenas bacias                             | Alta                                  | Escoamento, sedimentos e nutrientes.   | BEASLEY et al. (1980)                                    |
| <b>TOPMODEL</b>            | Semi-distribuído  | Média                                 | Escoamento e áreas saturadas   | BEVEN & KIRKBY (1979)                                    |
| <b>MODELO DE TANQUE</b>    | Concentrado   | Baixa                                 | Escoamento   | SUGAWARA (1961);<br>SUGAWARA et al. (1983)               |
| <b>HIDROGRAMA UNITÁRIO</b> | Concentrado   | Baixa                                 | Vazão total do rio   | SHERMAN (1932)   |
| <b>HYCYMODEL</b>           | Concentrado – pequenas bacias                             | Baixa                                 | Escoamento   | FUKUSHIMA e SUZUKI (1986);<br>FUKUSHIMA (1988)           |
| <b>MÉTODO RACIONAL</b>     | Concentrado - pequenas bacias                             | Baixa                                 | Vazão máxima de uma bacia  | VILLELA e MATTOS (1975)                                  |
| <b>AGNPS</b>               | Distribuído – bacias de até 20 mil hectares               | Alta                                  | Erosão, escoamento, vazão de pico, concentrações de sólidos suspensos, fósforo, nitrogênio, demanda química de oxigênio. | YOUNG et al. (1987)                                      |
| <b>IHACRES</b>             | Bacia   | Baixa                                 | Escoamento, sedimento e nutrientes.  | JAKEMAN et al. (1990) (1994a)<br>(1994b)                 |
| <b>CHDM</b>                | Distribuído – parcela experimental a bacia                | Alta                                  | Escoamento, transporte de sedimentos e contaminantes.  | LOPES (1995)   |
| <b>USLE</b>                | Distribuído – encosta                                     | Baixa                                 | Erosão hídrica   | WISCHMEIER e SNITH (1978)                                |
| <b>WEPP</b>                | Distribuído – encosta (vertente), malha (célula) ou bacia | Alta                                  | Erosão, escoamento, deposição e as características dos sedimentos.   | FLANAGAN e NEARING (1995);<br>SRINIVASAN e GALVÃO (1995) |
| <b>CREAMS</b>              | Bacias entre 40 e 400 hectares                            | Alta                                  | Erosão e deposição.  | KNISEL (1980)  |
| <b>LISEM</b>               | Distribuído - bacias entre 10 e 300 hectares              | Alta                                  | Erosão, deposição, escoamento e produção de sedimentos.  | JETTEN e DE ROO (2001)                                   |
| <b>EUROSEM</b>             | Distribuído – ‘plots’ de solo, vertente                   | Alta                                  | Erosão hídrica, deposição e transporte de sedimentos   | MORGAN et al. (1998a) (1998b)                            |
| <b>SWAT</b>                | Distribuído – bacias médias e grandes                     | Alta                                  | Escoamento, produção de sedimentos e qualidade da água.  | SRINIVASAN e ARNOLD (1994); ARNOLD et al. (1995)         |

### 3.5. TOPMODEL

O TOPMODEL (*TOPography-based hydrological MODEL*) começou a ser desenvolvido em 1974, na Escola de Geografia da Universidade de Leeds, no Conselho de Pesquisa de Ambiente Natural do Reino Unido, pelo professor Mike Kirkby (UNIVERSITY OF LANCASTER, 2005).

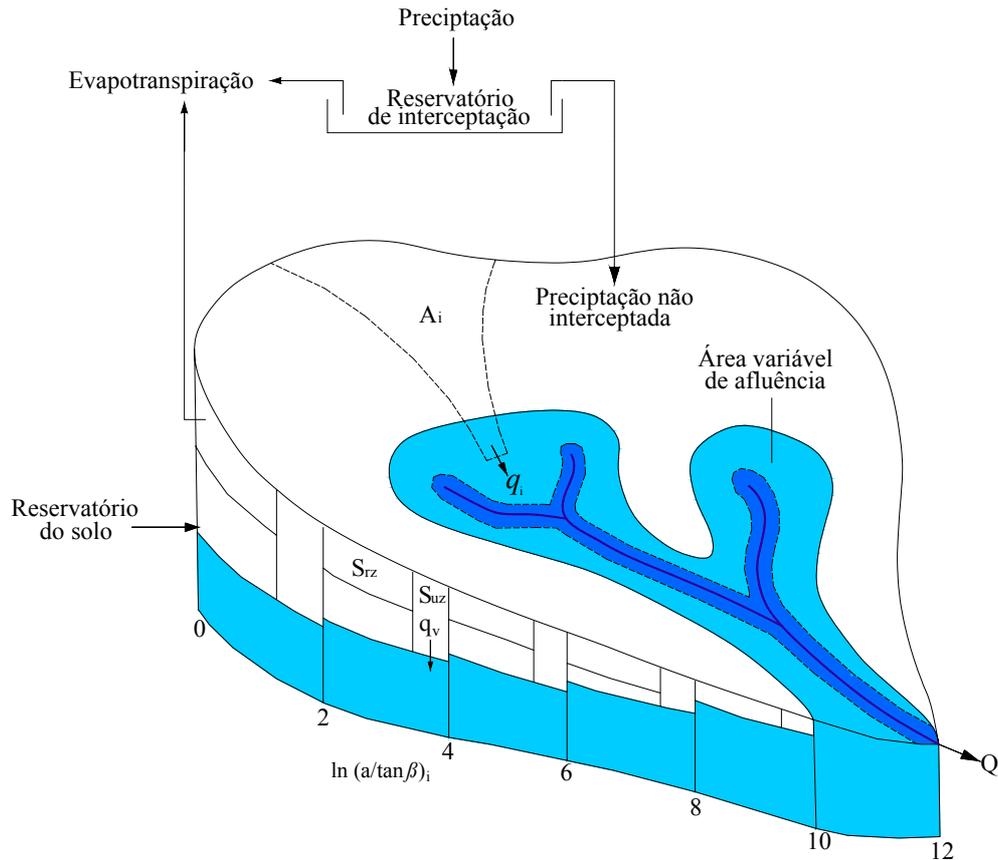
O TOPMODEL incorpora um conjunto de conceitos desenvolvidos no decorrer de um longo período de tempo, com contribuições de muitas pessoas, principalmente da Universidade de Lancaster. Por ser um conjunto de vários conceitos, outros modelos vêm sendo desenvolvidos para diferentes situações, ou seja, a partir da adequação a realidades e problemas específicos.

Desde a sua concepção inicial por Beven e Kirkby (1979), segundo Silva (2005), o TOPMODEL vem sendo modificado nas suposições do modelo, na variabilidade espacial de parâmetros, no índice topográfico, na propagação dos escoamentos e no decaimento da transmissividade.

O TOPMODEL é um modelo chuva-vazão semi-distribuído baseado na área variável de contribuição e fisicamente baseado. Este modelo é considerado semi-distribuído porque apenas os parâmetros relacionados à topografia são distribuídos, enquanto os demais parâmetros são constantes.

O TOPMODEL é mais adequado para bacias hidrográficas com solos rasos e topografia suave, que não sofram de períodos secos excessivamente longos. O TOPMODEL procura combinar as vantagens dos parâmetros de modelos concentrados com os efeitos distribuídos de áreas variáveis de contribuição e escoamentos, através da rede de drenagem, enquanto mantém a possibilidade de obter parâmetros diretamente através de medidas na bacia em estudo (BEVEN e KIRKBY, 1979).

O escoamento é condicionado principalmente pela declividade do local e pela área de contribuição, onde a taxa de fluxo de entrada menos a taxa de fluxo de saída é igual à taxa de variação de armazenamento, para vários reservatórios em uma bacia hidrográfica (Figura 3.23).



Legenda:  $S_{rz}$  é zona de armazenamento das raízes;  $S_{uz}$  é a armazenagem na drenagem vertical;  $q_v$  é a recarga da zona saturada;  $Q$  é a descarga fluvial;  $A_i$  é a área de um segmento (ver Figura 3.24);  $\ln(a/\tan\beta)_i$  é o índice topográfico, sendo:  $\beta$  é o ângulo da declividade da encosta e  $a$  a área por unidade de contorno ( $a=A/c$ ); e  $q_i$  é o escoamento aflúente no canal (BEVEN et al., 1995).

Figura 3.23 – Elementos principais do TOPMODEL

Fonte: Elaborado a partir de ANDERSON e BURT (1990)

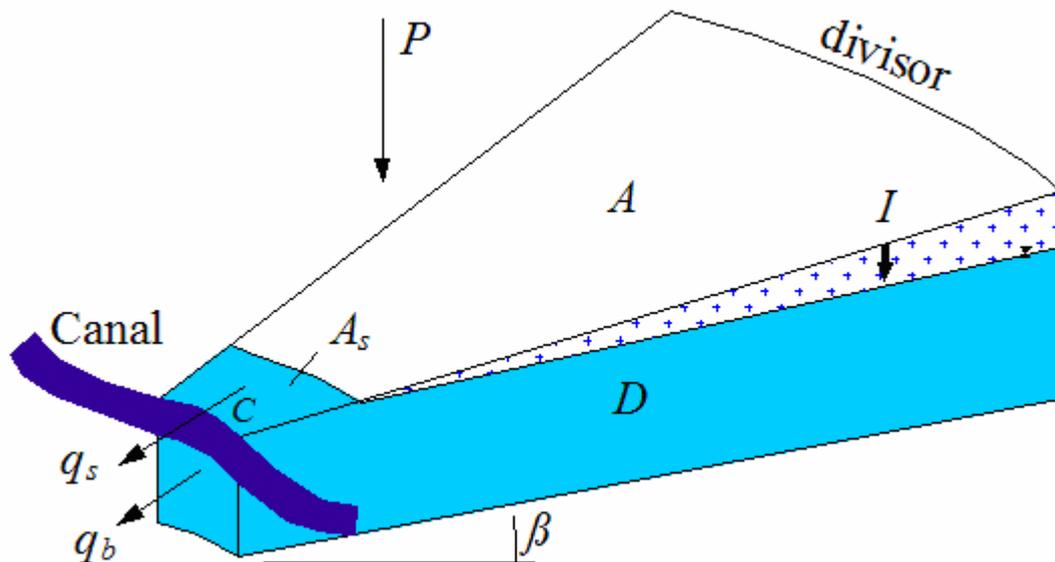
O modelo é baseado no armazenamento e é constituído em uma série de reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento. Esta série de reservatórios de armazenamento representa a resposta média da saturação do solo em uma sub-bacia homogênea. A fonte dominante na geração do escoamento superficial é a chuva que cai sobre uma área variável saturada que é função do nível médio de saturação do solo (SANTOS e KOBIYAMA, 2004).

A chuva abastece o reservatório de interceptação, onde parte da água é evaporada e parte transferida para o reservatório do solo, por meio do fluxo nos troncos (*stemflow*) e pelo atravessamento das copas (*throughfall*).

O cálculo do balanço hídrico para cada reservatório do solo é obtido a partir da equação de conservação de massa e o fluxo de água no solo por meio da lei de Darcy. O

balanço hídrico da bacia hidrográfica é dado pela união de todos os reservatórios hipotéticos.

Para ilustrar considera-se aqui um segmento da bacia, a área definida por um corte dado pela curva de nível de menor valor altimétrico e por dois cortes perpendiculares às curvas de nível até o divisor da bacia hidrográfica (BEVEN e WOOD, 1983; HORNBERGER et al., 1998) (Figura 3.24).



Legenda: ( $P$ ) é a água não interceptada que chega até o solo; ( $A$ ) é área do segmento; ( $A_s$ ) é a área da zona saturada; ( $C$ ) é o comprimento do contorno; ( $D$ ) é a espessura da encosta; ( $I$ ) é a água infiltrada; ( $q_b$ ) é o escoamento subsuperficial; ( $q_s$ ) é o escoamento superficial decorrente das áreas saturadas; e ( $\beta$ ) é o ângulo da declividade da encosta ao ponto de saída e é considerada igual a declividade da superfície freática.

Figura 3.24 – Balanço hídrico de um segmento de encosta da bacia hidrográfica

Fonte: HORNBERGER et al. (1998)

Utilizando-se dos conceitos do TOPMODEL, é possível estimar-se a expansão e a contração das áreas variáveis de afluência. A saturação ocorre primeiro nas áreas que apresentam maior valor de  $\ln(a/\tan \beta)$ , ou seja, índice topográfico (ANDERSON e BURT, 1990). O índice topográfico local estabelece o conceito de similaridade hidrológica, ou seja, locais que apresentam o mesmo índice possuem comportamento hidrológico semelhante.

A base conceitual do modelo TOPMODEL, de acordo com Beven et al. (1995), Mine e Clarke (1996), Beven (1997), Tucci (1998), Hornberger et al. (1998), Beven (2001), Santos (2001) e Silva (2005), apresenta os seguintes componentes principais que merecem destaque:

armazenamentos e fluxos na zona não-saturada, armazenamentos e fluxos na zona saturada e propagação do fluxo na sub-bacia. O modelo considera as seguintes hipóteses:

$H_1$  - a dinâmica da zona saturada pode ser obtida por sucessivas representações de estados uniformes (“*steady-state*”);

$H_2$  - o gradiente hidráulico da zona saturada é igual à declividade local do terreno ( $\tan \beta$ ).

$H_3$  - a distribuição da transmissividade com a profundidade do solo ocorre segundo uma função exponencial;

$H_4$  - no intervalo de tempo existe homogeneidade espacial da taxa de recarga que contribui para a área saturada.

O escoamento no TOPMODEL é sempre dado em unidade de velocidade e o escoamento afluente ao canal fluvial ( $q_i$ ) é o somatório do escoamento subsuperficial da encosta e do escoamento superficial das áreas saturadas, dado por:

$$q_i = q_b + q_s \quad (3.1)$$

sendo:

$q_i$  é o escoamento total (m/s) = vazão (m<sup>3</sup>/s) / área (m<sup>2</sup>);

$q_b$  é o escoamento subsuperficial (m/s); e

$q_s$  é o escoamento superficial (m/s).

O escoamento superficial é resultado da precipitação que chega sobre as áreas saturadas e do escoamento de retorno, a partir da equação:

$$q_s = \frac{A_s}{A} \cdot p + q_r \quad (3.2)$$

onde:

$A$  é a área da encosta que drena até a seção considerada (m<sup>2</sup>);

$A_s$  é a área saturada da encosta (m<sup>2</sup>);

$\frac{A_s}{A}$  é a fração saturada da encosta;

$p$  é a precipitação não interceptada (m/s); e

$q_r$  é o escoamento de retorno (m/s).

O escoamento subsuperficial é obtido aplicando-se inicialmente a lei de Darcy para calcular a vazão subsuperficial da encosta, onde:

$$Q_b = T \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.3)$$

sendo:

$Q_b$  é a vazão subsuperficial (m<sup>3</sup>/s);

$T$  é a transmissividade do solo (m<sup>2</sup>/s);

$c$  é o comprimento do contorno (m); e

$\tan \beta$  é o gradiente subterrâneo, que é igual à declividade da superfície da encosta (m/m).

A transmissividade é igual à condutividade hidráulica do solo multiplicada pela espessura do mesmo.

O TOPMODEL considera também que a condutividade hidráulica saturada diminui exponencialmente com a profundidade do solo ( $H_3$ ), situação válida para a maioria dos solos, onde:

$$K(\zeta) = K_0 \cdot EXP(-f\zeta) \quad (3.4)$$

sendo:

$\zeta$  é profundidade do solo, medida positivamente a partir da superfície (m);

$K(\zeta)$  é a condutividade hidráulica saturada na profundidade  $\zeta$  (m/s);

$K_0$  é a condutividade hidráulica saturada na superfície (m/s); e

$f$  é um parâmetro que expressa a taxa de diminuição de  $K$  na profundidade (m<sup>-1</sup>).

Integrando a equação (3.4), é possível determinar a transmissividade da zona saturada de uma determinada espessura do perfil do solo (da profundidade da superfície freática,  $z$ , até a profundidade  $D$ ), onde:

$$T = \int_z^D K(\zeta) \cdot d\zeta = \int_z^D K_0 \cdot \text{EXP}(-f\zeta) \cdot d\zeta = \left[ -\frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}(-f\zeta) \right]_z^D = \frac{K_0}{f} \cdot (\text{EXP}(-fz) - \text{EXP}(-fD)) \quad (3.5)$$

Se  $D \gg z$  o termo  $\text{EXP}(-fD)$  pode ser desprezado e a equação (3.5) pode ser simplificada:

$$T = \frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}(-fz) \quad (3.6)$$

Assim a vazão subsuperficial pode ser determinada pela junção das equações (3.3) e (3.6):

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}(-fz) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.7)$$

O conceito de ‘déficit de armazenamento’ é introduzido como a quantidade de água necessária em um determinado ponto para elevar o lençol freático até a superfície, tornando o solo saturado, como:

$$s = \varphi \cdot z \quad (3.8a)$$

ou

$$z = \frac{s}{\varphi} \quad (3.8b)$$

onde:

$s$  é o déficit de armazenamento (m); e  
 $\varphi$  é a porosidade do solo ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ).

Substituindo a equação (3.8b) na equação (3.7), obtém-se:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}\left(-f \frac{s}{\varphi}\right) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.9)$$

Na equação (3.9) pode-se substituir  $\frac{K_0}{f}$  por  $T$  quando o solo está saturado ( $s = 0$ ),  
 assim como  $\frac{f}{\varphi}$  por  $\frac{1}{m}$ .

$$Q_b = T_0 \cdot \text{EXP}\left(\frac{s}{m}\right) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.10)$$

sendo:

$m$  é um parâmetro de solo (m); e  
 $T_0$  é a máxima transmisividade ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).

A partir da hipótese  $H_4$  a vazão que atravessa pelo comprimento do contorno ( $C$ ) em um dado momento de uma parcela da encosta é dada por:

$$Q_R = R_r \cdot A \quad (3.11)$$

onde

$Q_R$  é a vazão que alimenta lateralmente o rio ( $\text{m}^3/\text{s}$ );  
 $R_r$  é a taxa de recarga (m/s); e  
 $A$  é a área da parcela da encosta que drena até a seção considerada ( $\text{m}^2$ ).

No TOPMODEL, a dinâmica da zona saturada é considerada em estados uniformes ( $H_1$ ), então  $Q_b = Q_R$ , ou melhor,

$$R_r \cdot A = T_0 \cdot EXP\left(\frac{s}{m}\right) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.12)$$

Neste caso a equação (3.12) pode ser resolvida para  $s$ :

$$s = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (3.13)$$

onde:

$$a = \frac{A}{C}, \text{ que é a área por unidade de contorno (m).}$$

Um valor de  $s$  menor ou igual a zero indica que o solo está saturado. Os fatores que condicionam o aparecimento de áreas saturadas são principalmente o tamanho da área de contribuição e a declividade da encosta e/ou bloco. As hipóteses  $H_1$  e  $H_2$  conduzem a relações simples entre o armazenamento de água na bacia e os níveis do lençol freático, nos quais o principal fator é o índice topográfico ( $\ln(a/\tan \beta)$ ). Portanto, as áreas que apresentam índice topográfico elevado na bacia indicam ser regiões com grande área de contribuição e baixa declividade, típicas da base das encostas e das proximidades do canal, como também áreas de recarga do aquífero.

A bacia hidrográfica é dividida em blocos (*pixels*), que vão corresponder à encosta ilustrada na Figura 3.24. Dessa forma obtém-se a distribuição dos índices topográficos para a bacia inteira.

O déficit de armazenamento vai ser idêntico para blocos que apresentam mesmo índice topográfico, desde que  $R$  e  $T_0$  sejam espacialmente constantes. Para a bacia hidrográfica pode-se estimar um déficit de armazenamento médio considerando  $R$  e  $T_0$  espacialmente constantes, integrando a equação (3.13) em toda a bacia hidrográfica e dividindo pela área.

$$\bar{s} = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \lambda \quad (3.14)$$

em que:

$$\lambda = \frac{1}{np} \sum \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (3.15)$$

sendo:

$\bar{s}$  é o déficit de armazenamento médio (m);  
 $\lambda$  é o índice topográfico médio para a bacia;  
 $np$  é o número total de *pixels* da bacia.

Juntado às equações (3.13) e (3.14), têm-se:

$$s = \bar{s} + m \cdot \left[ \lambda - \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \right] \quad (3.16)$$

Assim, a equação (3.16) indica que o déficit de armazenamento de um ponto qualquer da bacia hidrográfica é igual ao déficit de armazenamento médio da bacia mais o parâmetro de solo,  $m$ , multiplicado pela diferença entre o índice topográfico médio e o índice topográfico local.

Diante disso, é possível calcular  $A_s/A$  considerando-se os locais onde  $s$  é menor ou igual a zero. O parâmetro  $m$  pode ser obtido pelas características do solo ou pela curva de recessão da vazão de base (BEVEN et al., 1995),  $\lambda$  e  $\ln(a/\tan \beta)$  de um mapa topográfico e o  $\bar{s}$  empregando no balanço hídrico as informações hidrológicas (precipitação, interceptação, evapotranspiração, escoamento subsuperficial e escoamento superficial). Se  $s \leq 0$ , o solo está completamente saturado e toda precipitação é convertida em escoamento superficial, dado pela aplicação da equação (3.2). O escoamento de retorno ( $q_r$ ) ocorre onde  $s < 0$ , pela equação:

$$q_r = |s| \cdot \frac{A_s}{A} \quad (3.17)$$

O escoamento subsuperficial médio é alcançado integrando a equação (3.10) para a área total da bacia hidrográfica e dividindo o resultado pela área da bacia, ou seja,

$$\bar{q}_b = T_0 \cdot EXP(-\lambda) \cdot EXP\left(-\frac{\bar{s}}{m}\right) \quad (3.18)$$

O escoamento subsuperficial no TOPMODEL é controlado pelas características do solo ( $T_0$  e  $m$ ), da topografia ( $\lambda$ ), e pelo déficit de armazenamento médio ( $\bar{s}$ ) da bacia hidrográfica.

A Figura 3.25 apresenta a estrutura de armazenamento no solo, onde existe a zona de raízes, uma região de umidade não ativa, a zona saturada e o fluxo de percolação para a zona saturada. A zona de água do solo não ativa reflete o conceito de capacidade de campo. O fluxo vertical da zona de raízes para a lâmina de água ocorre na zona de drenagem por gravidade quando a capacidade de campo é satisfeita.

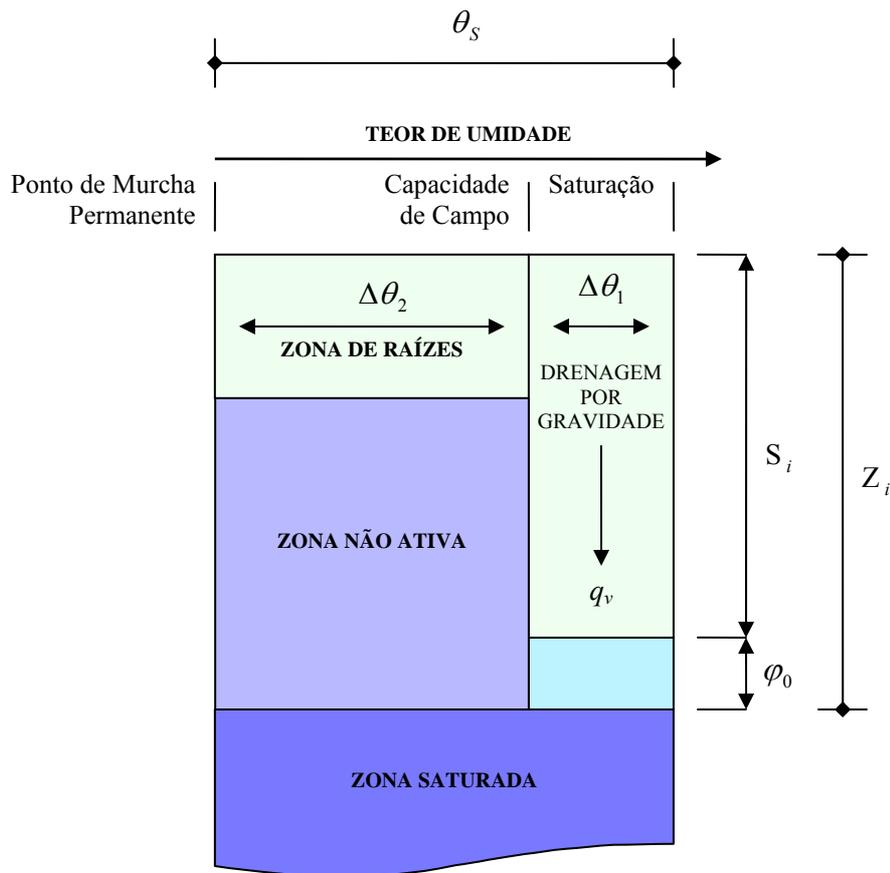
O TOPMODEL calcula a evapotranspiração real ( $ETR$ ) em função da evapotranspiração potencial ( $ETP$ ) e da umidade armazenada na zona de raízes para os casos em que não se pode especificar diretamente a  $ETR$ . A evaporação real é igual à potencial para as áreas saturadas e também para a água que escoar na zona não saturada. A evapotranspiração real na zona das raízes é dada por:

$$ETR = ETP \cdot \left(1 - \frac{S_{ZR}}{S_{RMAX}}\right) \quad (3.19)$$

onde:

$S_{ZR}$  é o déficit de armazenamento na zona de raízes (m); e

$S_{RMAX}$  é o déficit ou capacidade de armazenamento máxima no solo (m).



Legenda:  $\theta_s$  é a umidade de saturação;  $q_v$  é o escoamento de percolação;  $\phi_0$  é a profundidade da franja capilar;  $Z_i$  é a profundidade; e  $S_i$  é o déficit de armazenamento da drenagem por gravidade;  $\Delta\theta_1$  é a porosidade efetiva de drenagem;  $\Delta\theta_2$  é a diferença entre a umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ) e no ponto de murchamento permanente ( $\theta_{mp}$ ).

Figura 3.25 – Estrutura de armazenamento no solo do TOPMODEL

Fonte: BEVEN et al. (1995)

Assim, adotando-se uma profundidade efetiva na zona de raízes,  $z_{zr}$ , o déficit de armazenamento máximo no solo pode ser estimado por:

$$S_{RMAX} = z_{zr} (\theta_{cc} - \theta_{mp}) = z_{zr} (\Delta\theta_2) \quad (3.20)$$

sendo:

$z_{zr}$  é a profundidade efetiva na zona de raízes (m);

$\theta_{cc}$  é a umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo ( $m^3/m^3$ );

$\theta_{mp}$  é a umidade volumétrica do solo no ponto de murchamento permanente ( $m^3/m^3$ );  
 $\Delta\theta_2$  é a diferença entre a umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo e no ponto de murchamento permanente ( $\theta_{cc} - \theta_{mp}$ ).

O escoamento de percolação é calculado por meio da equação:

$$q_v = \Delta\phi \cdot K_0 \cdot EXP(-fz_i) \quad (3.21)$$

sendo:

$q_v$  é o escoamento de percolação (m/s);

$\Delta\phi$  é um parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo (adimensional);

$K_0$  é a condutividade hidráulica saturada à superfície (m/s); e

$z_i$  é a profundidade da lâmina de água (m).

O escoamento ao longo da rede de drenagem se propaga a partir de uma função distância-área, ou seja, a partir de uma organização das áreas de drenagem em função de sua distância à exutória da bacia (BEVEN e KIRKBY, 1979). Esta função representa as características da estrutura da rede de drenagem de uma bacia e pode ser interpretada para mostrar o comportamento da bacia a eventos de chuva.

O tempo, para que uma determinada área contribua para a exutória, é dado por:

$$tc = \sum_{i=1}^{N_{pe}} \frac{x_i}{v \tan \beta_i} \quad (3.22)$$

onde:

$x_i$  é o comprimento do *i-ésimo* segmento de um caminho de fluxo;

$\tan \beta_i$  é a declividade do *i-ésimo* segmento de um caminho de fluxo;

$N_{pe}$  é o número de segmento entre o ponto e a exutória; e

$v$  é a velocidade no canal da sub-bacia (m/h).

Dado que  $v$  pode ser aceita como constante, deriva-se um único histograma do tempo de resposta para uma bacia hidrográfica e uma área de contribuição do escoamento. Tal proposição, segundo Beven e Kirkby (1979), é satisfatória para bacias hidrográficas menores que 1.000 km<sup>2</sup>, ao passo que a propagação do escoamento nos canais é representada por uma solução explícita do método da onda cinemática.

### **3.6. Uso do GRASS-GIS (*Geographic Resources Analysis Support System - Geographic Information System*) na modelagem hidrológica**

A integração entre os SIG (Sistemas de Informação Geográfica) e a modelagem hidrológica é necessária quando se busca entender a dinâmica dos processos hidrológicos no espaço (análise espacial), por meio de informações geográficas. Por informação geográfica considera-se o conjunto de dados cujo significado contém associações de natureza espacial, representados graficamente, de forma numérica ou alfanumérica.

Porém, segundo Câmara et al. (1996), apontam que os modelos que representam espaço, tempo, escala e objetos em SIG não são compatíveis com a maioria dos modelos hidrológicos. Estes autores enfatizam limitações dos bancos de dados espaciais e não-espaciais utilizados em SIGs na representação da característica dinâmica de fenômenos hidrológicos.

A maioria dos acoplamentos entre o modelo hidrológico e o SIG ocorre somente para pré, pós-processamento e visualização dos dados hidrológicos, como destaca Clark (1998). Em integrações plenas, todas as tarefas funcionais do modelo são incorporadas e realizadas no GIS.

Pullar e Springer (2000) afirmam que o desenvolvimento de aplicações integradas a partir da programação de um *software* SIGs permitem melhorar a capacidade no pré-processamento de dados e facilitar o manuseio dos sistemas.

Dentre os vários softwares SIGs disponíveis destaca-se o GRASS (*Geographical Resources Analysis Support System*), que é um *software* livre, ou seja, que pode ser gratuitamente copiado e livremente distribuído, pois seu código fonte está disponível e qualquer pessoa pode modificá-lo ou mesmo aproveitar partes dele para desenvolver novos programas, desde que o novo produto também seja distribuído como *software* livre. Programas comerciais em geral não trazem esta possibilidade, além de serem caros.

O GRASS é um SIG completo, que engloba funções para análise geoespacial, modelagem ambiental, mapas temáticos, integração de banco de dados, processamento de imagens e visualização, sendo apontado por vários autores, como Kinberger e Puncher (2005), como um dos melhores *softwares* de GIS.

O GRASS começou a ser desenvolvido no final da década de 1970, pelo Laboratório de Pesquisas do Corpo de Engenheiros de Construção do Exército Norte-americano (USA/CERL), e foi desenhado para uso em atividades de planejamento ambiental e gerenciamento de recursos naturais, com interface para outros *softwares*, em ambiente UNIX. A partir de 1996, o USA/CERL abandona o projeto GRASS e o sistema passa a ser mantido por universidades e pesquisadores até que em 1999, com o lançamento da versão 5.0 sob licença GNU GPL (*General Public Licenses*), cria-se a Equipe de Desenvolvedores do GRASS, sob a coordenação de Markus Neteler, sediado no Instituto Trentino de Cultura, Trento, Itália. Atualmente, grande parte do desenvolvimento é realizado com trabalho voluntário de pessoas físicas, universidades, instituições de pesquisa e ONGs (Organismos Não-Governamentais) (GRASS-GIS, 2008).

Diante do exposto, verifica-se que um grande número de modelos hidrológicos foi integrado ao GRASS, por meio da implementação de módulos específicos. Dentre eles, destacam-se o TOPMODEL, o MODFLOW (*MODular three-dimensional finite-difference ground-water FLOW model*), o SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*), o CASC2D (*CAScade two Dimensional model*), o AGNPS (*AGricultural Non-Point Source model*) e o ANSWERS (*Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation*) (GRASS-GIS, 2008).

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. Área de estudo

A bacia hidrográfica do Caeté, com aproximadamente 163 km<sup>2</sup> de área, localiza-se no município de Alfredo Wagner, região serrana do Estado de Santa Catarina, entre as coordenadas geográficas 27°41'40.77" a 27°52'35.83" de latitude sul e 49°11'14.49" a 49°20'47.60" de longitude oeste (coordenadas UTM - *Universal Transversa de Mercator*: 6935296 a 6915356 e 678741 a 662769, respectivamente), no *datum* SAD 69 (*South American Datum 1969*) (Figura 4.1).

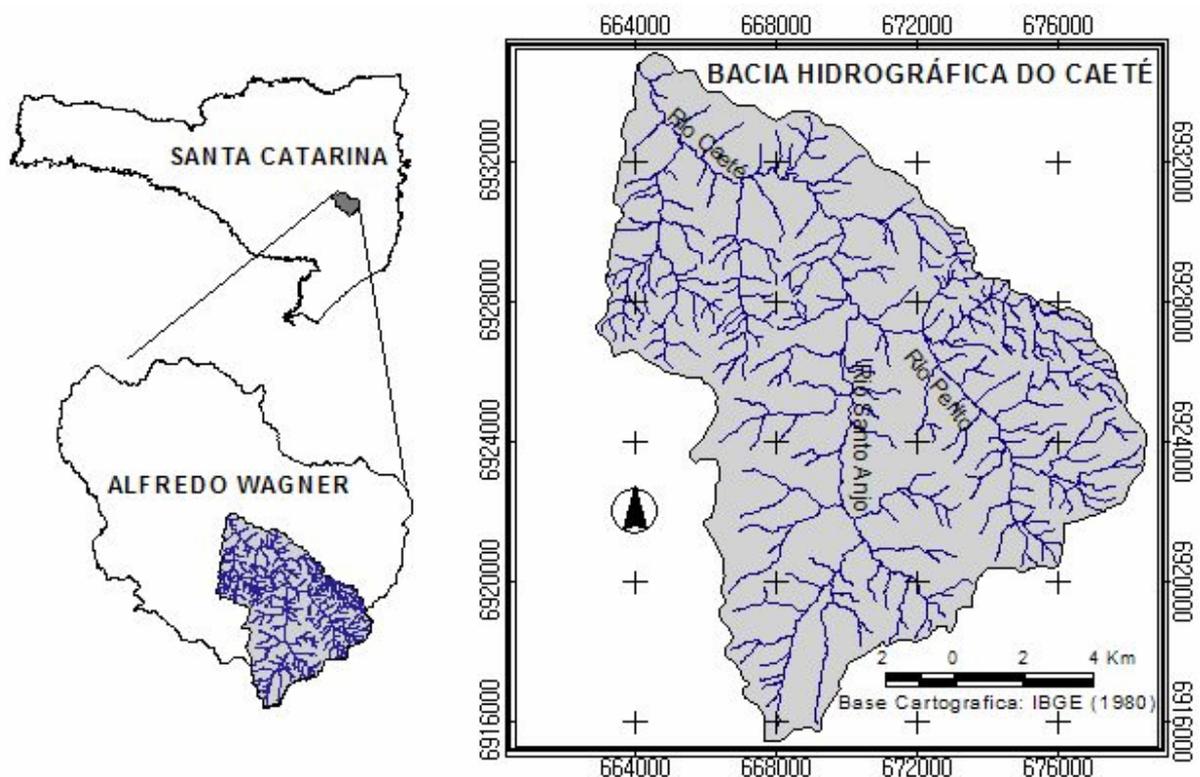


Figura 4.1 – Localização da bacia hidrográfica do Caeté, no município de Alfredo Wagner/SC

A hidrografia na bacia é caracterizada por uma significativa densidade de drenagem (1,949 km/km<sup>2</sup>). A grande diferença altimétrica na bacia (1293 metros) reflete em cursos fluviais encachoeirados, com saltos e corredeiras que favorecem os processos de transporte de sedimentos (VESTENA et al., 2006).

O relevo é dissecado<sup>1</sup> com encostas íngremes, patamares e vales estruturais, onde atividades de uso inadequado do solo na bacia tornam mais suscetíveis as ocorrências dos processos erosivos, como destacam Checchia et al. (2004) e Silva e Kobiyama (2004). A dissecção é representada por forma de relevo do tipo montanhoso, escarpado, colinoso e morraria. Na bacia encontram-se depósitos colúvio-aluvial, formados basicamente por sedimentos areno-argilosos com grânulos e seixos com litologias predominantemente quartzíticas, depositadas em fluxos de regimes torrenciais (HERRMANN & ROSA, 1991).

Os vales em “V” são caracterizados pelo sistema de drenagem encaixada, com escoamento superficial de alta velocidade e energia, resultando em processo de erosão inicialmente entre sulco e sulco, podendo evoluir à erosão por canais e voçorocas. Este tipo de formação é predominante no vale do Rio Caeté (CHECCHIA et al. 2006).

O clima na bacia do Rio Caeté está sob o domínio da zona extratropical, o que resulta em temperaturas com caráter mesotérmico – temperaturas anuais médias entre 16°C e 20°C, inverno frio e verão amenizado pelas altitudes. As chuvas são abundantes e distribuídas ao longo do ano, portanto, não se distingue um período seco (MONTEIRO, 1963). A temperatura média anual fica em torno de 19°C, apresentando oscilações que variam de -2° (inverno) a 30°C (verão), com a ocorrência de geadas nos meses de inverno. A umidade relativa média do ar é de 85%. (SANTA CATARINA, 1986).

A precipitação média anual no município de Alfredo Wagner fica em torno de 1.660 mm, com maiores incidências na primavera e no verão. Os meses mais chuvosos são dezembro (165 mm), janeiro (202 mm) e fevereiro (189 mm), e os menos chuvosos, abril (92 mm), maio (109 mm) e junho (97 mm) (ALVES, 2004).

As declividades na bacia do Rio Caeté são acentuadas, estando as maiores declividades principalmente nas nascentes do Rio Santo Anjo. As declividades acima de 45% representam aproximadamente 20% da área da bacia (Figura 4.2 e Tabela 4.1).

---

<sup>1</sup> Segundo o Dicionário Geológico Geomorfológico, relevo dissecado compreende a parte emersa da crosta terrestre sulcada como grande vigor pela rede hidrográfica. Esta dissecção da paisagem física de uma região pode estar ligada à erosão diferencial, às variações do nível do mar ou do regime climático, à estrutura, à isostasia, etc (GUERRA, 1993).

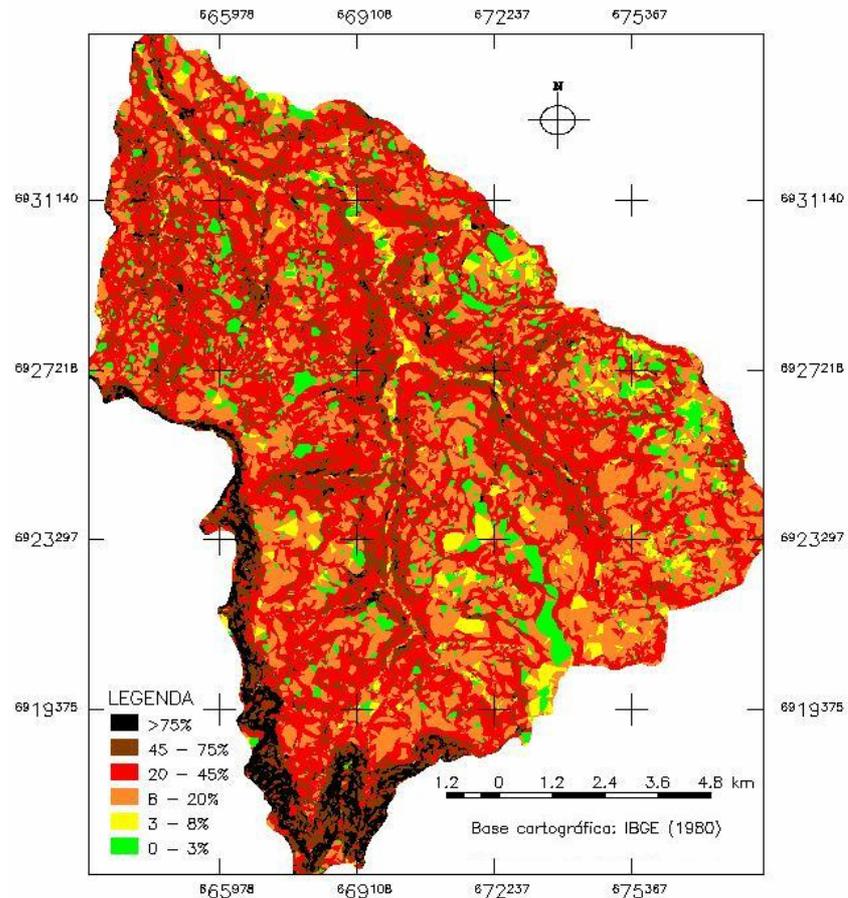


Figura 4.2 – Declividade na bacia hidrográfica do Caeté  
Fonte: O autor

Tabela 4.1 - Áreas das classes de declividade da bacia hidrográfica do Caeté

| Classe de declividade | Área (km <sup>2</sup> ) | % Total da bacia |
|-----------------------|-------------------------|------------------|
| 0 – 3 %               | 10,52                   | 6,4              |
| 3 – 8 %               | 6,68                    | 4,1              |
| 8 – 20 %              | 43,79                   | 26,7             |
| 20 – 45 %             | 70,43                   | 43               |
| 45 – 75 %             | 24,57                   | 15               |
| > 75 %                | 7,96                    | 4,8              |
| Total                 | 163,95                  | 100              |

FONTE: O autor

A geologia na bacia é bem diversificada e, de modo geral, constituída praticamente por camadas horizontais de arenito, siltitos, argilitos, folhelhos e basaltos pertencentes à Bacia do Paraná (SHIMIZU et al., 1995b) (Figura 4.3).

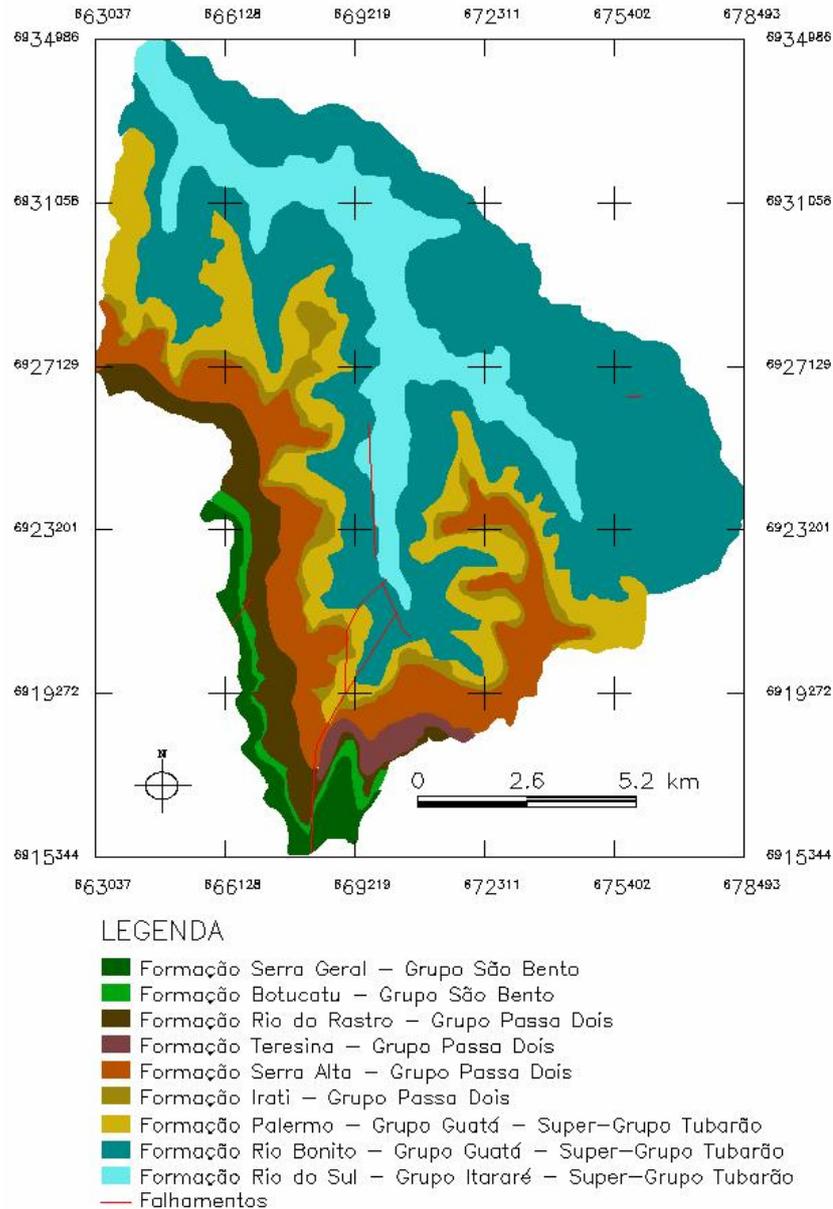


Figura 4.3 – Geologia da bacia do Rio Caeté

Fonte: Adaptada de SHIMIZU et al (1995a)

Nas regiões hipsometricamente mais baixas aparecem rochas mais antigas, do período Permiano da era Paleozóica, do Super-Grupo Tubarão, através do Grupo Itararé, pela formação Rio do Sul, com seus folhelhos, argilitos, siltitos e arenitos. A montante destas e na porção oeste da bacia ocorre o aparecimento da formação Rio Bonito e Palermo, ambos do Grupo Guatá, pertencentes ao Super-Grupo Tubarão (DNPM, 1994).

À medida que se segue a montante e com o aumento das altitudes, principalmente na porção leste que compreende a sub-bacia do Rio Santo Anjo, encontram-se mudanças nas formações geológicas com o aparecimento do Grupo Passa Dois (Período Permiano da Era

Paleozóica), que compreende cronologicamente as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro. Nos pontos mais elevados, encontra-se o surgimento do Grupo São Bento, através das formações Botucatu e Serra Geral, pertencente a feições geológicas mais recentes dos períodos Triássico, Jurássico e Cretáceo da era Mesozóica (DNPM, 1994).

Os solos presentes na bacia do Rio Caeté, de acordo com Sachet (1994), estão associados principalmente a Cambissolos e Neossolos e apresentam-se de modo geral alcalinos e com fertilidade natural baixa (Figura 4.4). Na Tabela 4.2 verifica-se os tipos de solos e suas principais características, de acordo com a nova classificação de solos proposta pela EMBRAPA (1999), a partir do mapeamento de SHIMIZU et al. (1995b), na escala 1:100.000.

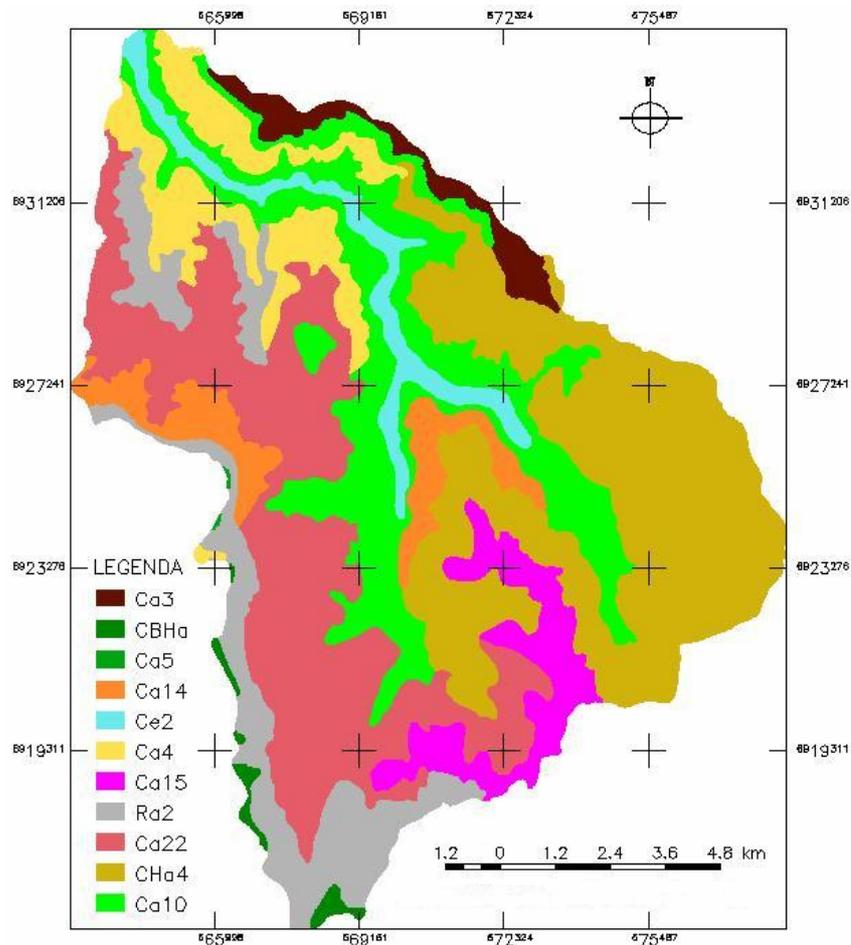


Figura 4.4 – Solos na bacia do Rio Caeté  
 Fonte: Elaborado a partir de SHIMIZU et al. (1995b)

Tabela 4.2 – Tipos de solo na bacia hidrográfica do Caeté

| Tipo de Solo | Principais características   | Área (km <sup>2</sup> ) | % Total da bacia |
|--------------|--|-------------------------|------------------|
| Ca3          | CAMBISSOLO HÁPLICO Tb distrófico típico, horizonte A moderado, textura argilosa, álico, fase pedregosa e não pedregosa, floresta tropical perenifólia, relevo suave ondulado.  | 3,96                    | 2,41             |
| Ca4          | CAMBISSOLO HÁPLICO Tb distrófico típico, horizonte A moderado, textura argilosa cascalhenta, álico, fase floresta tropical perenifólia, relevo forte ondulado.   | 11,67                   | 7,12             |
| Ca5          | CAMBISSOLO HÁPLICO Tb distrófico típico, horizonte A moderado, textura argilosa, álico, fase floresta tropical perenifólia, relevo montanhoso e forte ondulado.  | 0,06                    | 0,04             |
| Ca10         | CAMBISSOLO HÁPLICO Tb distrófico típico, A moderado, textura argilosa, álico, fase floresta tropical/subtropical perenifólia, relevo forte ondulado e ondulado.  | 29,02                   | 17,7             |
| Ca14         | Associação de CAMBISSOLO HÁPLICO Tb típico, fase relevo forte ondulado e montanhoso + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO latossólico, fase relevo ondulado, ambos distróficos, A moderado, textura argilosa, álicos, fase floresta tropical/subtropical perenifólia.   | 7,37                    | 4,5              |
| Ca15         | Associação de CAMBISSOLO HÁPLICO Tb típico, textura argilosa, fase relevo forte ondulado + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO latossólico, textura argilosa, fase relevo ondulado + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO textura média/argilosa, fase relevo ondulado, todos A moderado, álicos, fase floresta tropical/subtropical perenifólia. | 8,22                    | 5,01             |
| Ca22         | Associação de CAMBISSOLO HÁPLICO Tb típico, textura argilosa + ARGISSOLO ACINZENTADO, textura média/argilosa, ambos A moderado, álicos, fase floresta subtropical perenifólia, relevo suave ondulado e ondulado.   | 37,97                   | 23,16            |
| Ce2          | Associação de CAMBISSOLO HÁPLICO Tb, textura argilosa + NEOSSOLOS LITÓLICOS, textura média, ambos eutróficos típicos, A moderado, fase pedregosa, floresta subtropical perenifólia, relevo forte ondulado (substrato de rochas efusivas da Formação Serra Geral).  | 5,83                    | 3,55             |
| Ra2          | Associação de NEOSSOLOS LITÓLICOS, fase pedregosa, relevo montanhoso (substrato rochas do Grupo Itajaí) + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb, relevo forte ondulado e montanhoso, ambos A moderado, terxtura argilosa, álicos, fase floresta tropical/ subtropical perenifólia.   | 15,58                   | 9,5              |
| CHa4         | Associação de CAMBISSOLO HÚMICO Tb + NEOSSOLO LITÓLICO húmico, ambos distróficos típicos, textura média e argilosa, álicos, fase relevo ondulado e forte ondulado.   | 43,26                   | 26,39            |
| CBHa         | CAMBISSOLO HÚMICO Tb Distrófico típico, textura muito argilosa, álico, fase relevo suave ondulado e ondulado.  | 1,01                    | 0,62             |
| <b>TOTAL</b> |  | <b>100</b>              | <b>100</b>       |

NOTA: Dados de SHIMIZU et al. (1995b) adaptados a nova classificação de solos da EMBRAPA (1999).

O uso da terra é caracterizado por matas, reflorestamento, campo, solos expostos e cultivos. Segundo o mapeamento temático das classes de uso da terra na bacia do Rio Caeté, realizadas por Vicile (2005), a partir do processamento digital de imagens do sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), do satélite Landsat-7, bandas 1 a 5, 7 e 8 (pancromática) na resolução espacial de 30 metros, as áreas com mata (vegetação arbórea) predominam em 52,2% da mesma, seguido por 41,8% de campo (vegetação herbácea e pastagens cultivadas), 2,2% de solo (solos expostos e afloramentos rochosos), 2,1% de reflorestamento e 1,7% de cultivos (Figura 4.5). A

principal atividade agrícola é o cultivo da cebola, associada geralmente com lavouras de feijão e milho em pequenas propriedades.

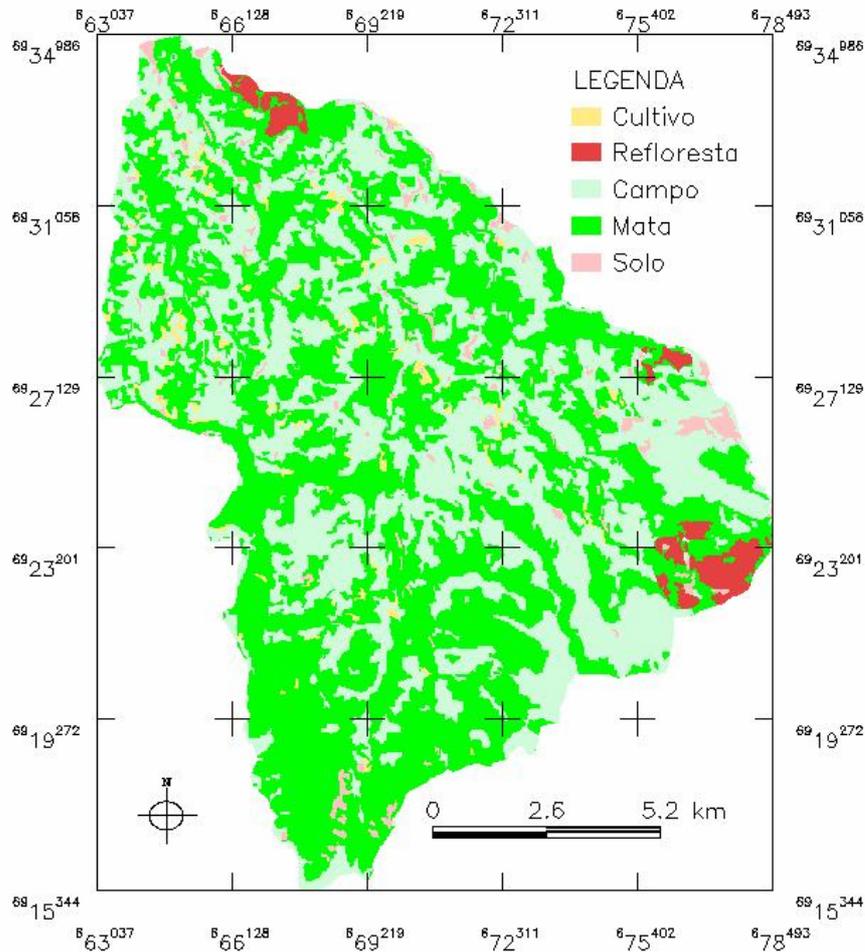


Figura 4.5 – Uso da terra

Fonte: VIECILE (2005)

## 4.2. Base cartográfica e o geoprocessamento

A base cartográfica foi obtida a partir das cartas topográficas, escala 1:50.000, ano 1980, equidistância entre curvas de nível 20 metros, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 - Descrição das cartas topográficas utilizadas

| MI     | Índice de nomenclatura | Nome da folha   | Editor | Escala   |
|--------|------------------------|-----------------|--------|----------|
| 2908-1 | SG.22-Z-D-IV-1         | Alfredo Wagner  | IBGE   | 1:50.000 |
| 2908-2 | SG.22-Z-C-IV-2         | Rancho Queimado | IBGE   | 1:50.000 |
| 2908-3 | SG.22-Z-C-IV-3         | Bom Retiro      | IBGE   | 1:50.000 |
| 2908-4 | SG.22-Z-C-IV-4         | Anitápolis      | IBGE   | 1:50.000 |

O *software* Spring 4.3.2, desenvolvido na Divisão de Processamento de Imagens (DPI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), foi utilizado na integralização e processamento dos dados. O SIG permite a entrada, o armazenamento, o tratamento, a integração, o processamento, a recuperação, a transformação, a manipulação, a modelagem, a atualização, a análise e a exibição de informações geográficas, topologicamente estruturadas, associados a um banco de dados alfanumérico (CÂMARA et al., 1996).

Por informação geográfica considera-se o conjunto de dados cujo significado contém associações de natureza espacial, representadas graficamente (ponto, linhas e polígonos), numérica ou alfanumérica. Assim, um SIG permite, a partir de uma base de dados computacionais, que contém informações geográficas, uma estruturação sob forma de planos de informações, que possibilitam o agrupamento em mapas sínteses, sobre a qual atua uma série de operadores espaciais, operações algébricas, booleanas e geométricas, na geração de informações geográficas correlatas.

### **4.3. Dados utilizados**

Os processos hidrossedimentológicos podem variar consideravelmente no tempo. Um dos grandes problemas tem sido como entender a dinâmica dos processos a partir de medições pontuais em intervalos de tempo relativamente grandes, pois medições diárias podem esconder variações significativas, principalmente em pequenas e médias bacias hidrográficas.

Neste sentido, o monitoramento, entendido como um processo contínuo de medição das características de um determinado fenômeno, torna-se fundamental para a compreensão dos processos hidrossedimentológicos.

Dessa forma, o presente estudo utiliza-se de dados monitorados automaticamente para entender os processos hidrossedimentológicos na bacia do Rio Caeté. As Figuras 4.6 e 4.7 mostram a localização das estações de monitoramento e o croqui das seções transversais utilizadas nas medições.

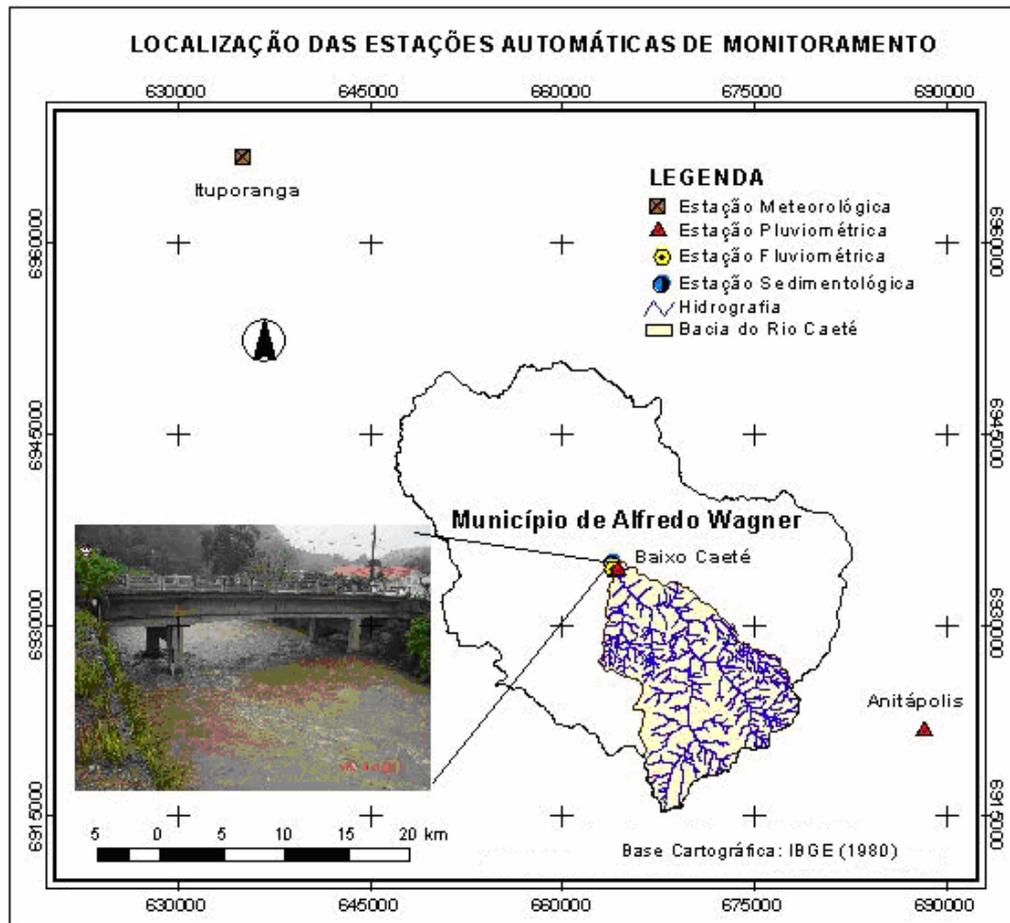


Figura 4.6 – Localização das estações automáticas de monitoramento

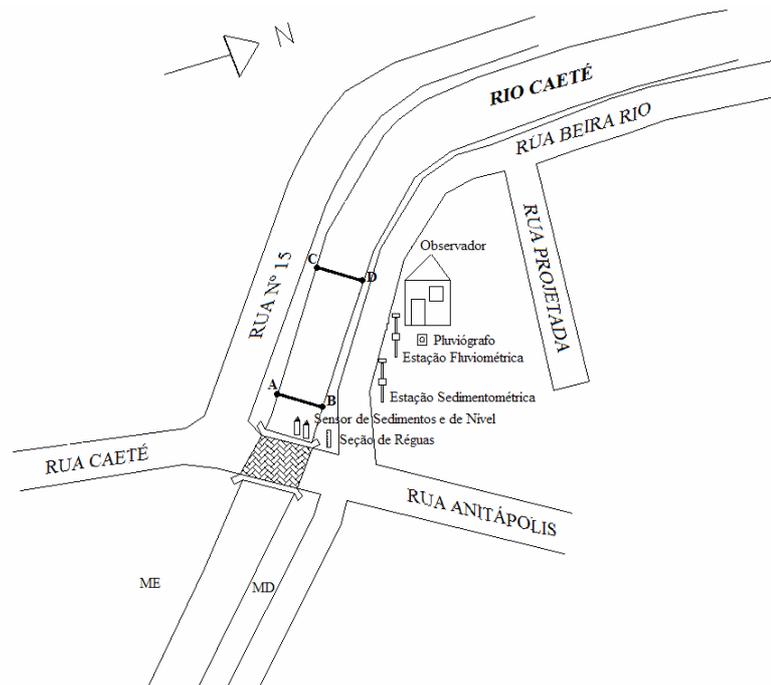


Figura 4.7 – Croqui das seções transversais utilizadas nas medições (A – B e C – D) e no monitoramento no Rio Caeté

#### 4.3.1. Dados fluviométricos

Os dados fluviométricos utilizados foram obtidos da estação fluviométrica automática Baixo Caeté, código 83101000 - ANA (Agência Nacional de Águas), localizada na longitude 49° 20'0,40" W e latitude 27°42'18,13" S, a uma altitude de 475 metros, monitorada pela EPAGRI (Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S.A.), em intervalos horários. Os dados empregados compreenderam o período de 01 Setembro de 2004 a 31 Dezembro de 2007.

Os dados fluviométricos monitorados correspondem à altura da cota da régua linimétrica horárias, obtida por meio de um sensor de nível SITRON LH-840, sendo necessário transformar os dados em vazão com base em dados medidos em campo, ou seja, a partir de uma curva-chave.

A Curva-chave é a relação entre os níveis d'água (cota) com as respectivas vazões de um posto fluviométrico (medida). Para tal, foram utilizadas medidas de descarga líquidas realizadas pela EPAGRI e em campo.

As medições das descargas líquidas foram feitas a partir de um micromolinete fluviométrico em 20 verticais, de acordo com a metodologia apresentada por Santos et al. (2001), sendo a vazão obtida pelo método da seção média.

A determinação da curva-chave deu-se por meio do método logarítmico, enquanto a extrapolação superior pelo método de Stevens com base nas fórmulas do regime uniforme em canais (Chezy e Manning) e a inferior pelo método gráfico, como prescrito por Santos et al. (2001).

#### 4.3.2. Dados meteorológicos

Os dados pluviométricos empregados foram obtidos da média aritmética de duas estações pluviométricas automáticas monitoradas pela EPAGRI. Uma instalada junto da estação fluviométrica automática Baixo Caeté (código 2119), na Ponte Caeté, exutória da bacia, e uma outra instalada no município vizinho de Anitápolis (código 1030), situada a aproximadamente 10 km das principais nascentes da bacia do Rio Caeté, em intervalos horários durante o período de 20 de setembro de 2006 a 31 de dezembro de 2007 (Tabela 4.4).

Tabela 4.4 - Estações pluviométricas automáticas utilizadas

| Código | Nome da Estação | Local  | Latitude      | Longitude     | Altitude (metros) | Data início | Data Final |
|--------|-----------------|--|---------------|---------------|-------------------|-------------|------------|
| 2119   | Ponte Caeté     | Baixo Caeté - Sede Alfredo Wagner              | 27° 42' 18" S | 49° 20' 00" W | 471               | 20/07/2004  | *          |
| 1030   | Anitápolis      | Área da Bunge - Localidade de nome Futura Mina | 27° 48' 54" S | 49° 05' 11" W | 802               | 20/08/2005  | *          |

NOTA: \* Estação em atividade.

Os dados diários de temperatura (°C), umidade relativa do ar média (%), insolação total (horas), radiação solar média ( $W/m^2$ ) e velocidade do vento acumulada (km/h) dos anos de 2004 a 2007 foram obtidos da Estação de Ituporanga (código 196), localizada pela latitude 27° 25' S e longitude 49° 38' W, a uma altitude de 475 metros, também monitorada pela EPAGRI, por ser a estação meteorológica mais próxima da área de estudo a monitorar todos os parâmetros mencionados.

#### 4.3.3. Dados sedimentológicos

##### 4.3.3.1. Medição de sedimento em suspensão

O monitoramento da concentração de sedimento em suspensão ( $C_{SS}$ ) foi realizado a partir da instalação, em 14 de setembro de 2006, de uma estação sedimentológica automática, junto da estação fluviométrica automática Baixo Caeté, na interseção da latitude 27°42' 18" S e da longitude 49° 20' 00" W, a 475 metros de altitude, em intervalos horários.

O monitoramento da  $C_{SS}$  deu-se pela medição da refletância da turbidez da água por meio de um sensor de turbidez, modelo SL 2000-TS, a partir da luz infravermelha imune à cor da água, na faixa de medição de turbidez de 0 ~ 2500 NTU formazina, pois, segundo Santos et al. (2001), sensores de turbidez calibrados podem apresentar uma excelente correlação linear entre concentração e turbidez, principalmente a concentração de materiais finos. Esses autores também destacam que a turbidez é um indicador melhor do que a descarga líquida para estimar a concentração de SS.

No Rio Caeté pode-se observar visualmente que as águas ficam extremamente turvas durante eventos de chuva. Isto permite supor índices de turbidez consideráveis pela presença predominante de materiais finos, decorrentes da natureza argilosa dos solos existentes na área

de drenagem. Diante disso, optou-se pela estação sedimentológica automática que estima a concentração de SS a partir da refletância.

A calibração do sensor de sedimentos e turbidez deu-se por meio da relação obtida entre sinal mV e sólidos suspensos. Para tal, obteve-se uma amostra de solo representativa da bacia hidrográfica do Caeté (possíveis áreas contribuintes com os sedimentos fluviais), a partir da união de 26 amostras simples, coletadas no dia 23 de novembro de 2005, de modo a considerar os diferentes tipos de solos, a topografia (declividade, sentido escoamento, acúmulo de água, porção da vertente), os tipos de usos (pastagem, agricultura – cebola, feijão, milho, solo exposto, queimada), os sedimentos provenientes das estradas e das margens de erosão dos cursos fluviais. A amostra de solo, depois de seca e limpa (retiradas as impurezas), serviu de base para a elaboração de amostras com diferentes quantidades de sólidos em suspensão (água e sedimento), por meio da diluição de uma quantidade conhecida da amostra (sedimentos) em uma determinada porção de água ionizada e filtrada.

A verificação da calibração foi realizada a partir da análise da  $C_{SS}$  de onze amostras de água coletadas em campo em condições fluviosedimentológicas distintas, durante o período de monitoramento.

Para a determinação da concentração de sedimento em suspensão ( $C_{SS}$ ) na seção, da descarga sólida em suspensão e da distribuição granulométrica dos sedimentos em suspensão, utilizou-se um amostrador de sedimentos em suspensão USDH-48 (AMS-1) (Figura 4.8), por meio de amostras integradas na profundidade, pelo método de amostragem por igual incremento de largura, nas vinte verticais onde foi medida a velocidade, como descrito em Carvalho et al. (2000), durante as medições de descarga líquida e sólida.

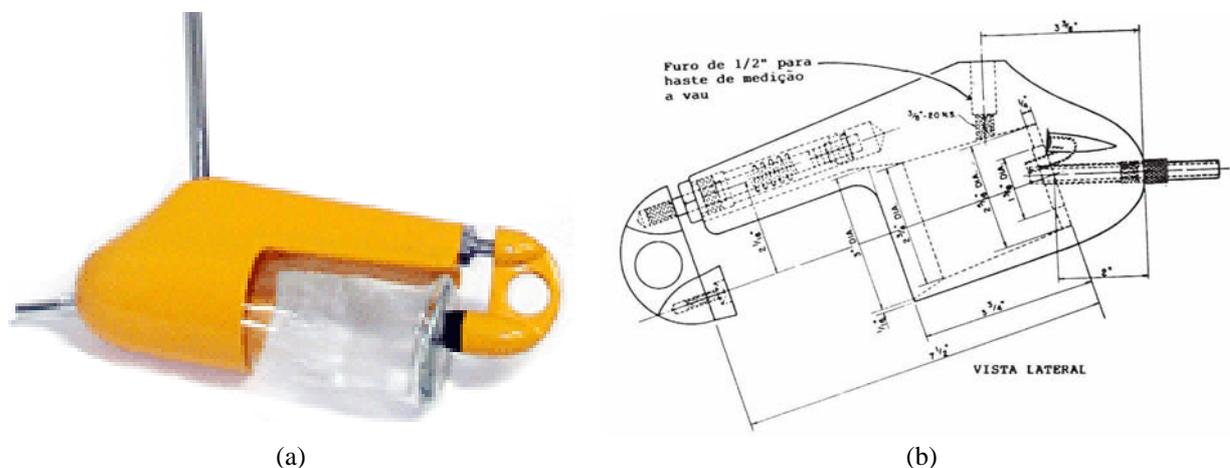


Figura 4.8 – Amostrador USDH-48 (AMS-1)  
Fontes: (a) O Autor e (b) CARVALHO (1994)

A descarga sólida em suspensão diária, segundo Julien (1998), pode ser estimada com um elevado grau de precisão para cursos fluviais onde a descarga líquida e a  $C_{SS}$  apresentam pouca variação. A partir das  $C_{SS}$ , em mg/L ou ppm, estimada pela turbidez, e das descargas líquidas ( $Q_L$ ), em m<sup>3</sup>/s horárias, monitoradas na bacia hidrográfica do Caeté, a descarga sólida em suspensão ( $Q_{SS}$ ) em t/dia foi obtida por meio da seguinte equação:

$$Q_{SS} = 0,0864.Q_L.C_{SS} \quad (4.1a)$$

Gordon et al. (1992) destacam que o valor 0,0864 é empregado com a finalidade de converter as unidades de medida, ou seja, segundos para dia e mg/l para toneladas. Sendo assim, a descarga sólida em suspensão ( $Q_{SS}$ ) em kg/hora pode ser estimada por meio da expressão:

$$Q_{SS} (kg / h) = 3,6.Q_L (m^3 / s).C_{SS} (mg / l) \quad (4.1b)$$

#### 4.3.3.2. Medição de sedimento de arraste de fundo

A medição de descarga e da granulometria de fundo foi realizada com o auxílio de um amostrador modelo Helley Smith (Figura 4.9). As medidas foram realizadas em dez das verticais de medição da velocidade, permanecendo em repouso três minutos em cada vertical.



(a)



(b)

Figura 4.9 – Amostrador Helley Smith US BL-84

Fontes: (a) [http://fisp.wes.army.mil/Catalog\\_Page\\_US\\_BLH-84.htm](http://fisp.wes.army.mil/Catalog_Page_US_BLH-84.htm) e (b) O Autor

A descarga sólida de arrasto ou descarga sólida de leito foi obtida por meio da equação (CARVALHO, 1994):

$$Q_{sa} = \frac{86,4}{E_r} \left( \frac{q_{sa1}}{2} \cdot l_1 + \frac{q_{sa1} + q_{sa2}}{2} \cdot l_2 + \dots + \frac{q_{san-1} + q_{san}}{2} \cdot l_{n-1} + \frac{q_{san}}{2} \cdot l_n \right) \quad (4.2)$$

onde:

$Q_{sa}$  é a descarga sólida de arrasto na seção transversal, em t/dia.

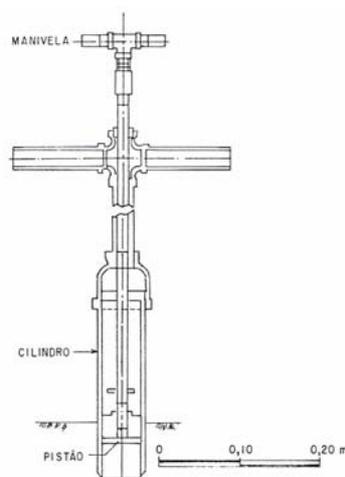
$E_r$  é a eficiência de retenção ou de amostragem do equipamento.

$q_{sai}$  é a descarga de arrasto parcial, obtida do peso seco dividido pelo tempo de medida e pela largura do bocal do amostrador, em kg/s/m.

$l_i$  é a distância entre a metade da largura do ponto medido para a metade da largura do outro ponto, em m; os pontos extremos terão suas distâncias consideradas até a margem.

#### 4.3.3.3. Amostragem de material de leito

A coleta de material do leito para a caracterização da granulometria foi feita com um amostrador US-BMH-53 modificado, tipo pistão manual de penetração vertical, construído em PVC, para uso em cursos fluviais rasos (Figura 4.10). A coleta foi realizada nas verticais localizadas a  $\frac{1}{4}$ ,  $\frac{1}{2}$  e  $\frac{3}{4}$  da seção.



(a)



(b)

Figura 4.10 – Amostrador US-BMH-53 modificado

Fontes: (a) CARVALHO (1994) e (b) O Autor

#### 4.3.3.5. Análises laboratoriais

A determinação da concentração de sedimento em suspensão foi realizada por ensaio de filtração no Laboratório Integrado do Meio Ambiente (LIMA) do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC).

A distribuição granulométrica do material em suspensão, fundo e leito foi realizada no Laboratório de Sedimentometria do IAP (Instituto Ambiental do Paraná). A granulometria do material em suspensão foi determinada por meio do ensaio de tubo de retirada pelo fundo, enquanto que a do material de arrasto e leito foi obtida pelo método de peneiramento e pipetagem.

### 4.4. Aplicação do TOPMODEL

#### 4.4.1. Variáveis utilizadas no TOPMODEL

Para a aplicação do TOPMODEL foram utilizadas as seguintes variáveis horárias de entrada: (1) precipitação – monitorada (m/h); (2) descarga fluvial – monitorada (m/h); e a (3) evapotranspiração potencial – estimada (m/h).

A evapotranspiração potencial (*ETP*) diária foi estimada pelo método de Penman modificado (APÊNDICE A) (DOORENBOS e PRUIT, 1977). O método utiliza os dados diários de temperatura, insolação, umidade relativa do ar e velocidade média do vento.

Para transformar os dados da *ETP* diários em horários utilizaram-se os coeficientes de ponderação propostos por Mine (1998), entre os horários de maior insolação (Tabela 4.5).

Tabela 4.5 – Coeficientes de ponderação para a evapotranspiração horária

| Hora do dia  | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    | 16    | 17    |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Coeficientes | 0,034 | 0,066 | 0,094 | 0,114 | 0,127 | 0,132 | 0,127 | 0,114 | 0,094 | 0,066 | 0,034 |

FONTE: MINE (1998)

#### 4.4.2. Parâmetros utilizados no TOPMODEL

A versão (97.01) do TOPMODEL é parametrizada por sete parâmetros de entrada que exigem calibração para a bacia (Tabela 4.6).

Tabela 4.6 – Parâmetros de entrada no TOPMODEL

| Parâmetro           | Descrição   | Unidade      |
|---------------------|---|--------------|
| $m$                 | Parâmetro da função de transmissividade exponencial ou curva de recessão (quanto maior o valor de $m$ , mais lentos tornam-se os processos de geração de vazão)     | m            |
| $T_0$               | Transmissividade efetiva do solo saturado (valores altos de $T_0$ indicam quedas abruptas na recessão do hidrograma)  | $m^2 h^{-1}$ |
| $S_{RMAX}$          | Capacidade de água na zona de raízes  | m            |
| $S_{R0}$            | Déficit de armazenamento inicial na zona de raízes ( $S_{RMAX}$ )   | m            |
| $CH_V$              | Velocidade da propagação superficial no canal principal   | $m h^{-1}$   |
| $R_V$               | Velocidade da propagação superficial nos canais secundários   | $m h^{-1}$   |
| $T_D$               | Tempo de permanência da água na zona não-saturada, fator de retardo da frente de umidade (quanto menor $T_D$ mais permeável o solo e mais rápida será a percolação) | $h m^{-1}$   |
| $tc$                | Propagação do escoamento ao longo da rede de drenagem   | $m^2 m$      |
| $\ln(a/\tan \beta)$ | Índice topográfico  |              |

O cálculo  $tc$  para a bacia hidrográfica do Caeté foi obtido com o auxílio do *software* WADI (*WatersheD Investigation*) desenvolvido por Silva (2005), em vinte ordenadas a partir das rotinas de: (1) Algoritmo de importação de curvas de nível de arquivo DXF (*Drawing Interchange Format*); (2) algoritmo de triangulação; (3) algoritmo de adequação da triangulação às curvas de nível; (4) algoritmo de correção de regiões planas; (5) algoritmo de delineamento da rede de drenagem; (6) algoritmo de delineamento de bacia e (7) algoritmo para extração da função distância-área.

Para a determinação do índice topográfico, a área de estudo foi dividida em uma malha retangular com *pixel* de 20 x 20 metros a partir de uma matriz de elevação hidrologicamente consistida. A obtenção do índice topográfico deu-se por meio do emprego do módulo modelagem hidrológica (*Hydrologic modeling*) do *software* GRASS 6.0 que distribui o fluxo ou a área acumulada entre as células da malha, por meio da diferença de cota entre as células, em direções de fluxo múltiplas de 45 graus, de acordo com Quinn et al. (1991).

A determinação do parâmetro que representa o déficit inicial médio na zona saturada ( $\overline{S_0}$ ) da bacia hidrográfica, no primeiro procedimento de simulação, deu-se a partir da vazão inicial ( $Q_0$ ), pela equação:

$$\bar{S}_0 = -m \cdot \ln \left( \frac{Q_0}{T_0 \cdot \exp(-\lambda)} \right) \quad (4.3)$$

Onde,  $Q_0$  é a vazão inicial;  $\lambda$  o índice topográfico médio na bacia;  $T_0$  a máxima transmissividade; e  $m$  um parâmetro de solo.

De acordo com Schuler et al. (2000), o déficit inicial da zona saturada é considerado constante para toda a bacia e seu efeito tende a se dissipar ao longo do período de simulação.

Os demais parâmetros foram calibrados automaticamente, a partir de um intervalo válido segundo Beven (1997) e de estudos em condições brasileiras, destacados em Silva (2005) (Tabela 4.7).

Tabela 4.7 – Intervalo dos valores dos parâmetros utilizados na calibração do TOPMODEL

| $m$ [m]     | $\ln T_0$ [(m <sup>2</sup> h <sup>-1</sup> )] | $T_D$ [h m <sup>-1</sup> ] | $R_V$ [m h <sup>-1</sup> ] | $CH_V$ [m h <sup>-1</sup> ] | $S_{RMAX}$ [m] | $S_{R0}$ [m] |
|-------------|---|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|----------------|--------------|
| 0,003 – 0,1 | -10 – 10                                      | 2 – 120                    | 300 – 10000                | 300 – 10000                 | 0,00001 – 0,03 | 0,03 – 0,25  |

FONTES: BEVEN (1997); SILVA (2005).

#### 4.4.3. Escolha dos eventos para análise

Na aplicação do modelo TOPMODEL foram escolhidos eventos ocorridos no período de setembro de 2006 a setembro de 2008. A escolha dos eventos foi realizada a partir de dois critérios básicos: eventos de chuva, cuja pluviosidade proporcionou alterações nas vazões; e intervalos de tempo entre o evento de chuva e a resposta no fluxo de água no canal que atendem as condições do tempo de concentração da bacia.

A escolha de eventos deu-se para reduzir o tempo de processamento das calibrações e validações e, principalmente, para diminuir o volume de dados gerados, visto que para cada intervalo de tempo horário um mapa temático era gerado para representar as condições saturadas na bacia hidrográfica. A partir desses critérios, foram selecionados 25 eventos, divididos em dois grupos, quinze utilizados para a calibração e dez para a validação.

As simulações foram realizadas com o auxílio do *software* GRASS 6.2 (*Geographic Resources Analysis Support System*), utilizando-se da rotina *r.topmodel2*, programada em plataforma Linux, que apresenta código aberto e é um *software* livre. Esta rotina identifica o número de células que se encontram saturadas na bacia e apresenta-as espacialmente em

mapas temáticos as áreas saturadas, para todos os intervalos de tempo horário, assim como os intervalos que apresentaram os limiares máximo e mínimo de saturação.

#### 4.4.4. Calibração do modelo TOPMODEL

Uma vez definidos os intervalos para cada parâmetro e o índice topográfico, a calibração por tentativa e erro foi realizada automaticamente por meio de 10.000 iterações. Este número foi definido para minimizar o tempo computacional necessário às simulações.

A calibração deu-se a partir de um conjunto de parâmetros que melhor representou a concordância entre as vazões observadas e calculadas, obtidos dos eventos escolhidos para a calibração.

Na calibração, foi observado o comportamento dos parâmetros quanto a sua sensibilidade. A eficiência das simulações foi avaliada de acordo com o produto dos coeficientes de Nash e Sutcliffe (1970), dado pela equação:

$$NASH(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (o(t) - \hat{o}(t \setminus \Theta))^2}{\sum_{t=1}^N \left( o(t) - \bar{o} \right)^2} \quad (4.4)$$

Sendo, *NASH* o coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970), também conhecido como coeficiente de *NASH* ou eficiência *E*;  $o(t)$  é a variável observada no instante  $t$ ;  $\hat{o}(t \setminus \Theta)$  é a variável prevista para o instante  $t$ , dado o conjunto de parâmetros  $\theta$ ;  $\bar{o}$  é a média da variável observada; e  $N$  é o número de passos ou intervalos de tempo.

A função objetivo dada pelo  $NASH_{log}$  também foi aplicada por ser mais sensível às descargas sólidas mínimas dos que o *NASH*, apesar de também ser muito sensível aos erros nas descargas sólidas máxima (COLLISCHONN, 2001). O  $NASH_{log}$  é dado por:

$$NASH_{log}(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N \left( \ln(o(t)) - \ln(\hat{o}(t \setminus \Theta)) \right)^2}{\sum_{t=1}^N \left( \ln(o(t)) - \ln(\bar{o}) \right)^2} \quad (4.5)$$

Assim,  $NASH_{log}$  é o coeficiente de *NASH* para o logaritmo da variável prevista e observada;  $o(t)$  é a variável observada no instante  $t$ ;  $\hat{o}(t \setminus \Theta)$  é a variável prevista para o instante  $t$ , dado o conjunto de parâmetros  $\theta$ ;  $\bar{o}$  é a média da variável observada; e  $N$  é o número de passos ou intervalos de tempo.

#### 4.4.5. Validação do modelo TOPMODEL

A validação do modelo deu-se a partir da média dos parâmetros que melhor se ajustaram a cada um dos eventos selecionados na calibração.

A verificação dos resultados deu-se por meio do coeficiente de *NASH*,  $NASH_{log}$  e por análise gráfica. A análise gráfica consistiu em plotar em um mesmo sistema cartesiano a vazão observada, a vazão calculada, a pluviosidade, as áreas saturadas, as descargas sólidas obtidas por meios diferentes. De acordo com Cunha (2004), a análise do gráfico deve responder às questões básicas: 1) os dados monitorados são de boa qualidade? A comparação entre a vazão e chuva observada permite identificar inconsistências nas séries de dados monitorados; 2) os hidrogramas observados e previstos estão em fase? Devem ser analisadas as subidas e descidas dos hidrogramas de forma a identificar se estas ocorrem ao mesmo tempo e apresentam a mesma duração; 3) o modelo foi capaz de reproduzir o período de recessão do hidrograma?; 4) o modelo foi capaz de prever a intensidade do pico de vazão e o momento em que este ocorreu?; e o modelo foi capaz de reproduzir o período de ascensão do hidrograma?

A Figura 4.11 mostra, de modo simplificado, as etapas seguidas na aplicação do TOPMODEL.

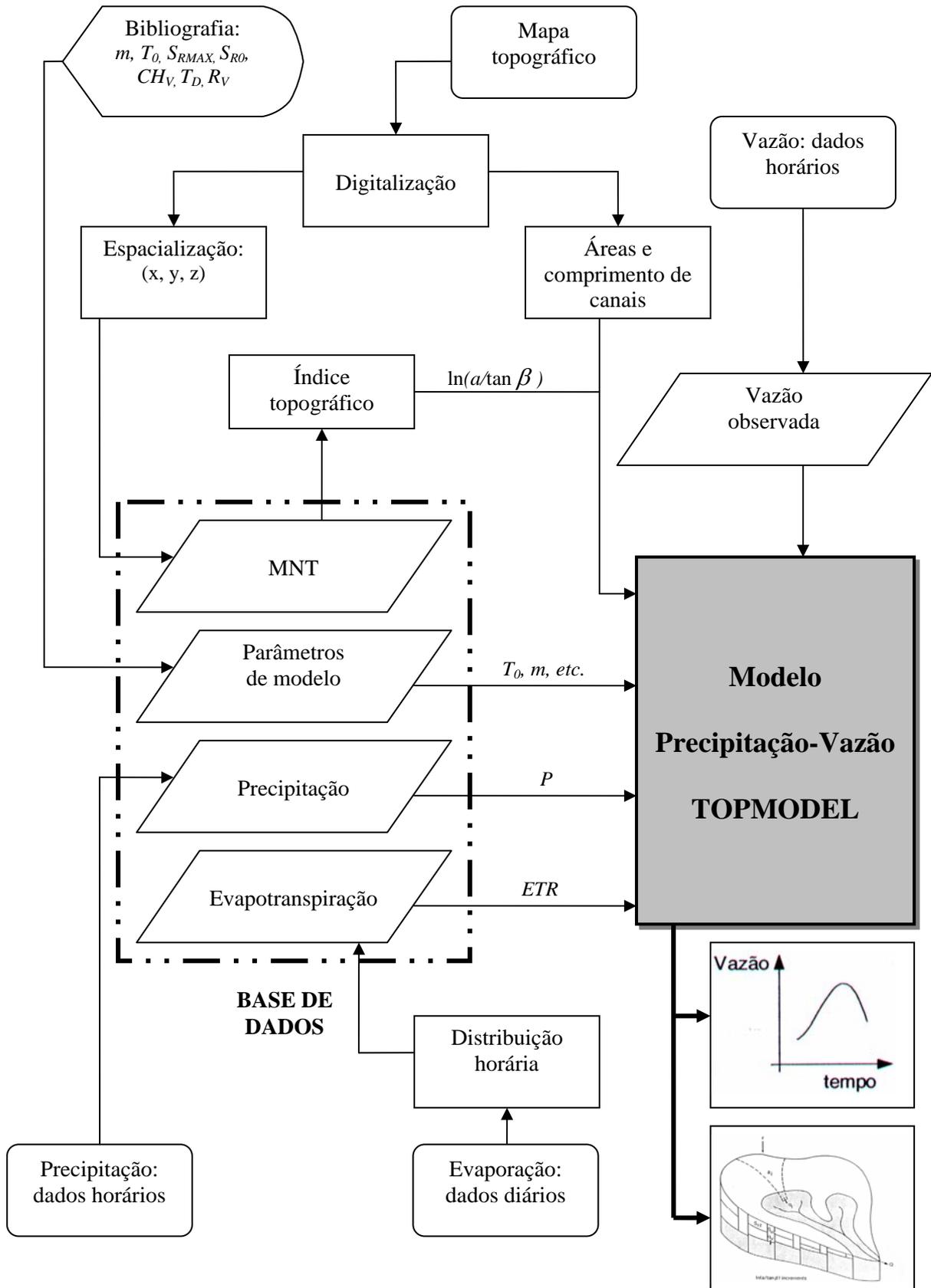


Figura 4.11 – Estrutura de integração de atividades para a utilização do TOPMODEL  
 Fonte: Elaborado a partir de VARELLA & CAMPANA (2000)

## 4.5. Estimativa da descarga de sedimentos

### 4.5.1. Métodos utilizados na determinação da descarga sólida

Os métodos de cálculo do transporte de sedimento fluvial utilizados foram os seguintes: Einstein modificado por Colby e Hembree (1955); Colby (1957); Shen e Hung (1971); Ackers e White (1973); Karin (1998); Engelund e Hansen (1997); Yang (1973) e Cheng (2002). O método de Einstein modificado por Colby e Hembree (1955) foi aplicado por ser apontado por vários autores como um dos métodos padrão (PAIVA, 1988). Os demais métodos foram escolhidos pela pouca exigência de dados, simplicidade na aplicação e baixo custo, diante da requisição de trabalhos em campo e de laboratório. Os referidos métodos são descritos no APÊNDICE B, a partir dos apontamentos de Paiva (1988 e 2003), Yang (1973), Ackers e White (1973), Karin (1998), Cheng (2002) e Carvalho (1994).

Na aplicação dos métodos, a viscosidade cinemática da água ( $m^2/s$ ) adotada deu-se em detrimento da temperatura da água ( $T_{\text{água}}$ ) no momento da coleta da amostra de sedimento do leito, dada pela Figura 4.12.

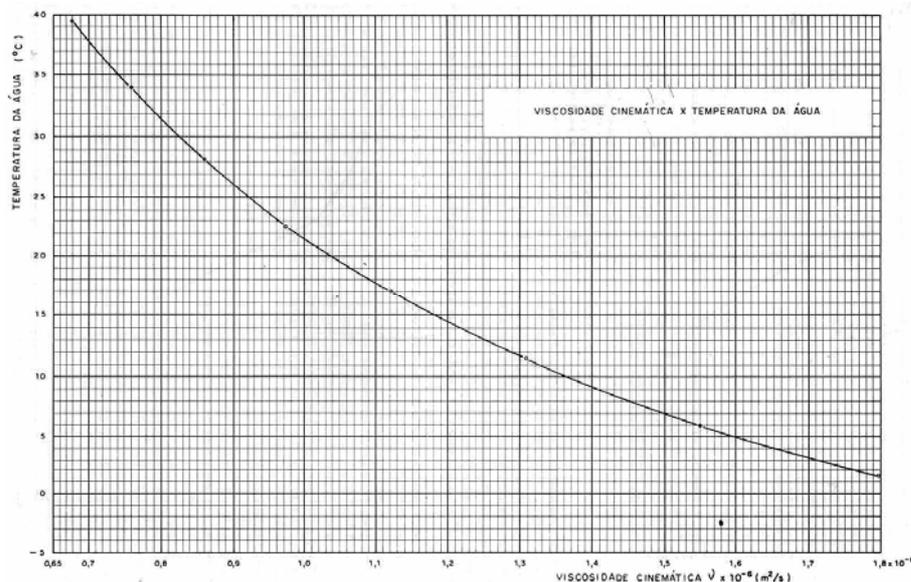


Figura 4.12 – Representação gráfica da viscosidade cinemática em função da temperatura da água

Fonte: CARVALHO (1994)

Na aplicação do método Modificado de Einstein por Colby e Hembree (1955), utilizou-se o programa de ‘*Einstein.xls*’, desenvolvido por Mendes (2002).

#### 4.5.2. Avaliação dos métodos utilizados na determinação da descarga sólida

Para avaliar os valores de descarga sólida total estimada pelos diferentes métodos, empregou-se o cálculo da diferença percentual relativa dada pela equação:

$$DIF(\%) = \sum \sqrt{\frac{(Qst_{med} - Qst_{cal})^2}{Qst_{med}}} \quad (4.6)$$

sendo:

$DIF(\%)$  a diferença percentual relativa;

$Qst_{med}$  é a carga total de sedimento medida;

$Qst_{cal}$  é a carga total de sedimento calculada;

$n$  é o número de amostragem.

A diferença percentual relativa representa a média dos desvios entre os valores calculados e observados. Portanto, apresenta resultados mais satisfatórios do que uma simples relação entre os valores calculados e medidos.

#### 4.5.3. Taxa de transferência de sedimentos (*SDR*)

A perda de solo ( $E$ ) média mensal e anual da bacia do Rio Caeté foi calculada por Checchia (2005), Tabela 4.8, a partir do modelo RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*), dada por:

$$E = K \cdot R \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (4.7)$$

onde:  $E$  é a erosão específica, ou seja, a perda de solo por unidade de área e por unidade de tempo (ton/ha/ano);  $K$  é o fator de erodibilidade do solo (ton.ha.h/ha.MJ.mm);  $R$  fator de erosividade da chuva (MJ.mm/ha.h.ano);  $LS$  é o fator topográfico (declividade e comprimento de vertente);  $C$  é o fator uso e manejo das culturas; e  $P$  é o fator práticas conservacionistas.

Tabela 4.8 – Perda de solo da bacia hidrográfica do Caeté

| Período (mês) | Perda de solo média (t/ha) |
|---------------|----------------------------|
| Janeiro       | 10,38                      |
| Fevereiro     | 9,07                       |
| Março         | 4,18                       |
| Abril         | 3,01                       |
| Maió          | 6,70                       |
| Junho         | 4,99                       |
| Julho         | 9,36                       |
| Agosto        | 5,22                       |
| Setembro      | 6,44                       |
| Outubro       | 6,66                       |
| Novembro      | 5,39                       |
| Dezembro      | 6,84                       |
| <b>Total</b>  | <b>77,77</b>               |

FONTE: CHECCHIA (2005)

A *SDR* na exutória da bacia hidrográfica do Caeté foi determinada por meio da relação entre descarga sólida ( $Q_{ST}$ ), obtida por meio da curva-chave de sedimentos, e a perda de solo na bacia ( $E$ ), calculada pela RUSLE, ou seja:

$$SDR = \frac{Q_{ST}}{E} \quad (4.8)$$

A RUSLE estima apenas a perda de solo ocasionada pela erosão em *entressulcos* e *sulcos*, tendendo a equação 4.8, superestimar a *SDR*, em detrimento da erosão global contribuinte na descarga sólida total, estar subestimada. Pois, a descarga sólida total está associada a todos os processos erosivos presentes na bacia hidrográfica, não se restringindo apenas a erosão em *entressulcos* e *sulcos* nas vertentes. Apesar disso, os valores de  $E$  calculados pela RUSLE foram utilizados, por contribuírem com a grande maioria dos sedimentos removidos da bacia hidrográfica do Caeté.

#### 4.6. Relação entre a descarga sólida e as áreas saturadas

A avaliação da relação existente entre a descarga sólida e as áreas saturadas deu-se, por meio de análises de regressão e correlação. Essas análises consistiram em plotar num gráfico cartesiano os pares de informação referentes a cada observação, obtendo-se o

denominado gráfico de dispersão, a reta arbitrária e a equação que a representa, assim como o coeficiente de correlação  $R^2$ .

A partir de índices de determinação da correlação, a descarga sólida foi estimada pela equação dada. Posteriormente, os resultados foram avaliados estatisticamente e graficamente com o objetivo de se identificar possíveis erros nas variáveis utilizadas.

A estimativa da descarga sólida, por meio das áreas saturadas, foi avaliada estatisticamente utilizando-se do coeficiente de NASH e de  $NASH_{log}$ . Além da análise estatística, realizou-se também uma análise gráfica, como já descrito no item validação do modelo TOPMODEL.

#### **4.7. Etapas metodológicas desenvolvidas**

A Figura 4.13 mostra um esquema resumido das etapas metodológicas desenvolvidas na elaboração do presente trabalho, na análise dos processos chuva-vazão, da dinâmica das áreas saturadas e do transporte de sedimento fluvial na bacia do Rio Caeté, Alfredo Wagner/SC.

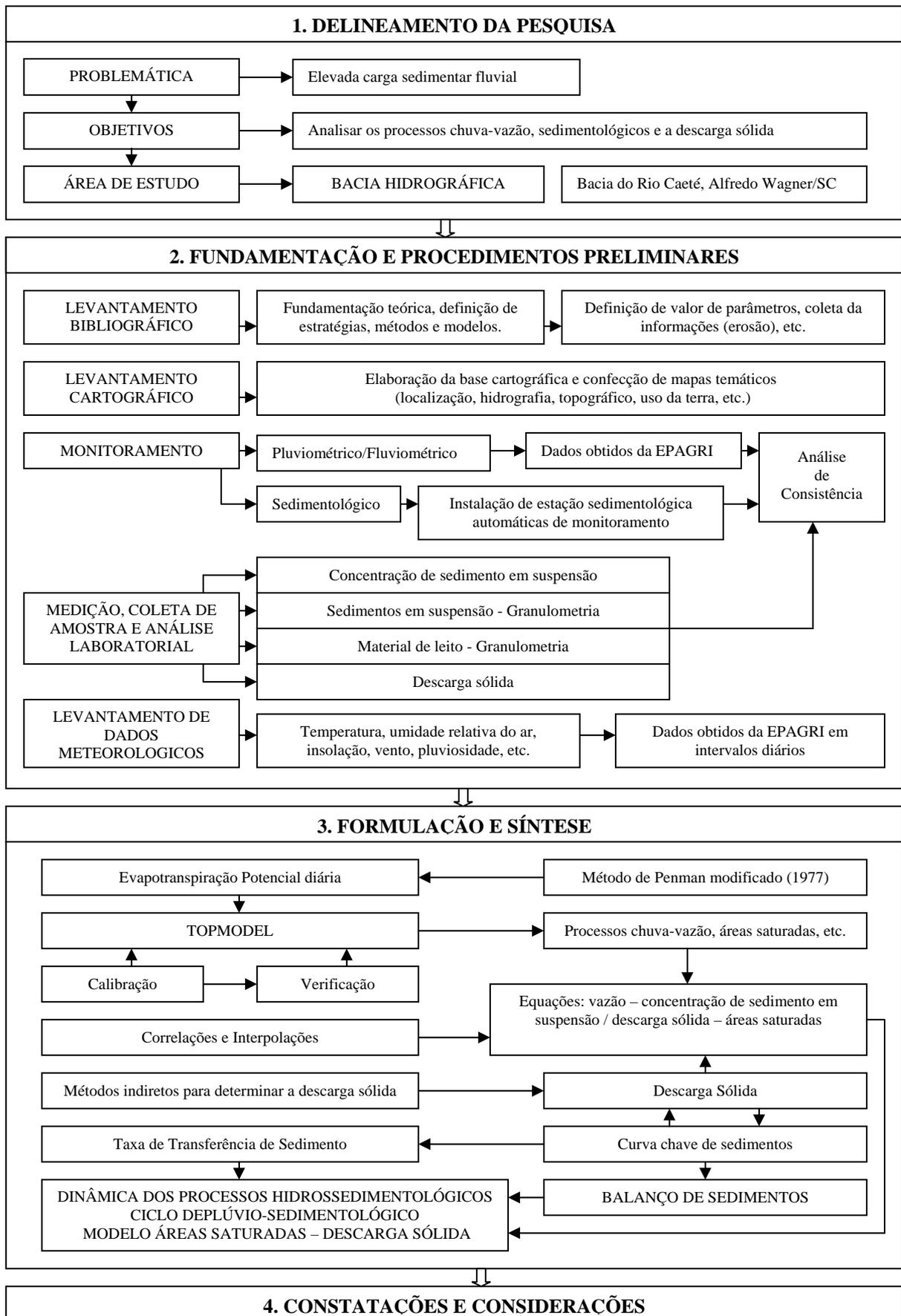


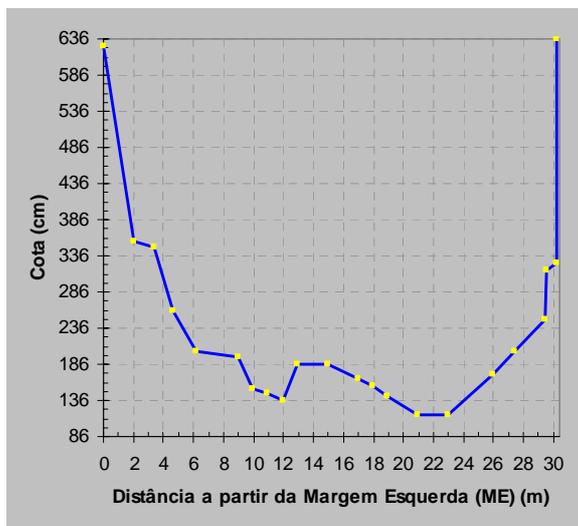
Figura 4.13 – Fluxograma dos procedimentos metodológicos desenvolvidos

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

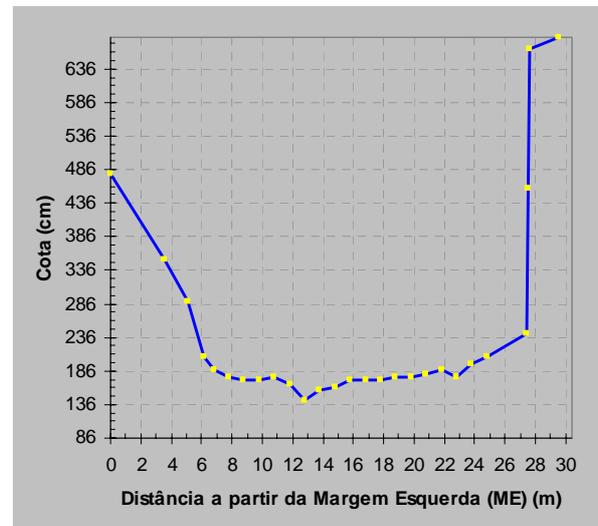
### 5.1. Análise fluviosedimentológica

#### 5.1.1. Caracterização hidráulica e geométrica da seção transversal

A seção transversal do Rio Caeté foi caracterizada por um conjunto de propriedades geométricas, tais como: seção molhada, largura superficial, profundidade do escoamento, perímetro molhado, raio hidráulico, entre outras. Na Estação fluviométrica da Ponte do Caeté, duas seções transversais foram utilizadas para medição das vazões, uma para vazões altas e outra para baixa (Figura 5.1). Nestas, destaca-se que o leito à margem direita (MD) é determinado por um gabião construído para dificultar o extravasamento fluvial e, conseqüentemente, a inundação da cidade de Alfredo Wagner.



(a) Seção de medição utilizadas em cotas altas, localizada na ponte do Rio Caeté, junto a estação fluviométrica (A-B)



(b) Seção de medição utilizada em cotas baixas, localizada a aproximadamente 50 metros a jusante da estação fluviométrica (C-D)

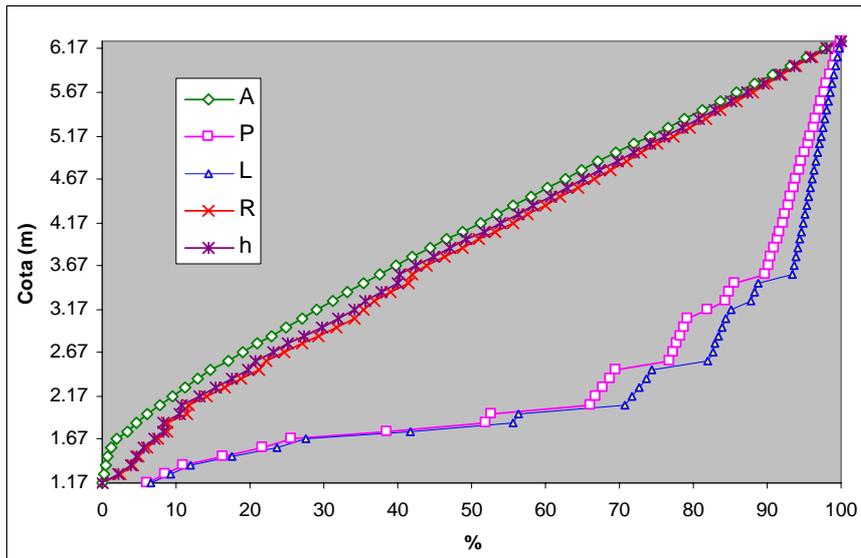
Figura 5.1 – Perfil transversal da seção do Rio Caeté de medição fluviométrica

Fonte: Dados obtidos junto a EPAGRI (2007)

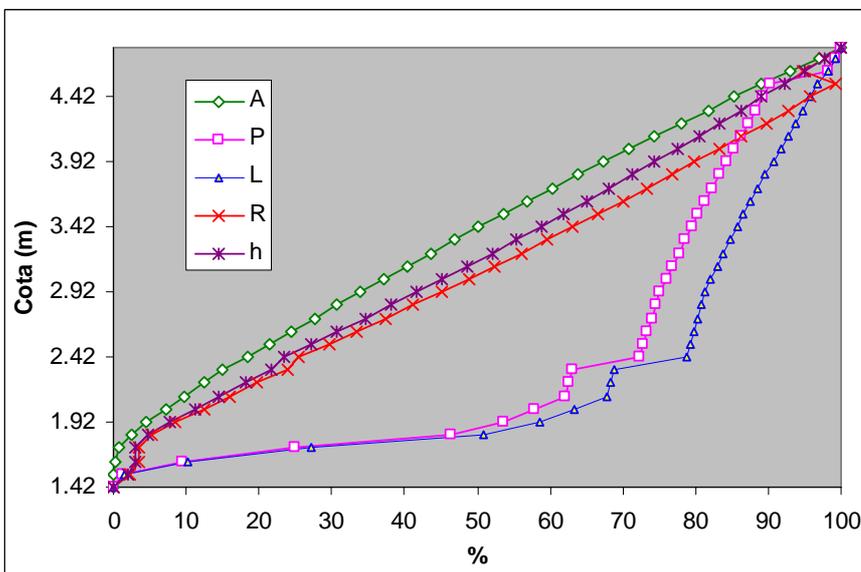
O APÊNDICE C apresenta um resumo dos valores das propriedades geométricas, *largura superficial* ( $L$ ), *área molhada* ( $A$ ), *raio hidráulico* ( $R$ ) – é a relação entre a área molhada e o perímetro molhado, *perímetro molhado* ( $P$ ) e *profundidade do escoamento* ( $h$ ) –

é o quociente da área molhada pela largura superficial, em função da cota do nível de água na estação fluviométrica.

A Figura 5.2 mostra a variação das propriedades hidráulicas em relação à cota fluviométrica da Estação Ponte do Rio Caeté. Assim, as principais características hidráulicas podem ser sempre colocadas em função das profundidades médias.



(A) Seção de medição utilizada em cotas altas, localizada na ponte do Rio Caeté, junto à estação fluviométrica



(B) Seção de medição utilizada em cotas baixas, localizada a aproximadamente 50 metros à jusante da estação fluviométrica

Figura 5.2 – Variação com a cota das grandezas geométricas da seção do Rio Caeté

### 5.1.2. Curva de descarga

A curva-chave foi determinada a partir das medidas de descarga líquidas (Tabela 5.1) realizadas em condições fluviométricas diversificadas, ou seja, diferentes cotas fluviométricas (Figura 5.3). A curva-chave determinada foi de  $Q_{(m^3/s)} = 0,004603(H + 1,98)^{1,973066}$ , sendo  $H$  o nível de água na régua fluviométrica em metros.

Tabela 5.1 - Resumo de descargas líquidas da Estação da Ponte do Rio Caeté

| Ordem | Data       | Cota (cm) | Vazão (m <sup>3</sup> /s) | Área Molhada (m <sup>2</sup> ) | Largura (m) | Velocidade Média (m/s) | Profundidade (m) |
|-------|------------|-----------|---------------------------|--------------------------------|-------------|------------------------|------------------|
| 1     | 20/04/2005 | 215       | 1,58                      | 5,91                           | 18,6        | 0,267                  | 0,33             |
| 2     | 02/05/2005 | 204       | 0,70                      | 4,03                           | 18,0        | 0,174                  | 0,23             |
| 3     | 18/05/2005 | 330       | 70,17                     | 32,28                          | 23,0        | 2,174                  | 1,60             |
| 4     | 05/07/2005 | 258       | 14,10                     | 15,31                          | 18,7        | 0,362                  | 0,85             |
| 5     | 17/07/2005 | 275       | 25,22                     | 16,25                          | 20,0        | 0,867                  | 0,74             |
| 6     | 22/07/2005 | 245       | 9,87                      | 21,95                          | 21,6        | 1,148                  | 1,12             |
| 7     | 16/09/2005 | 226       | 1,95                      | 12,2                           | 20,3        | 0,809                  | 0,63             |
| 8     | 17/11/2005 | 240       | 6,78                      | 4,53                           | 18,5        | 0,430                  | 0,41             |
| 9     | 14/03/2006 | 202       | 0,13                      | 3,707                          | 18,1        | 0,036                  | 0,21             |
| 10    | 01/06/2006 | 198       | 0,28                      | 3,058                          | 18,1        | 0,093                  | 0,17             |
| 11    | 01/06/2006 | 198       | 0,23                      | 3,215                          | 17,1        | 0,070                  | 0,15             |
| 12    | 29/08/2006 | 202       | 0,58                      | 3,677                          | 17,3        | 0,158                  | 0,21             |

FONTE: Dados obtidos junto a EPAGRI (2007)

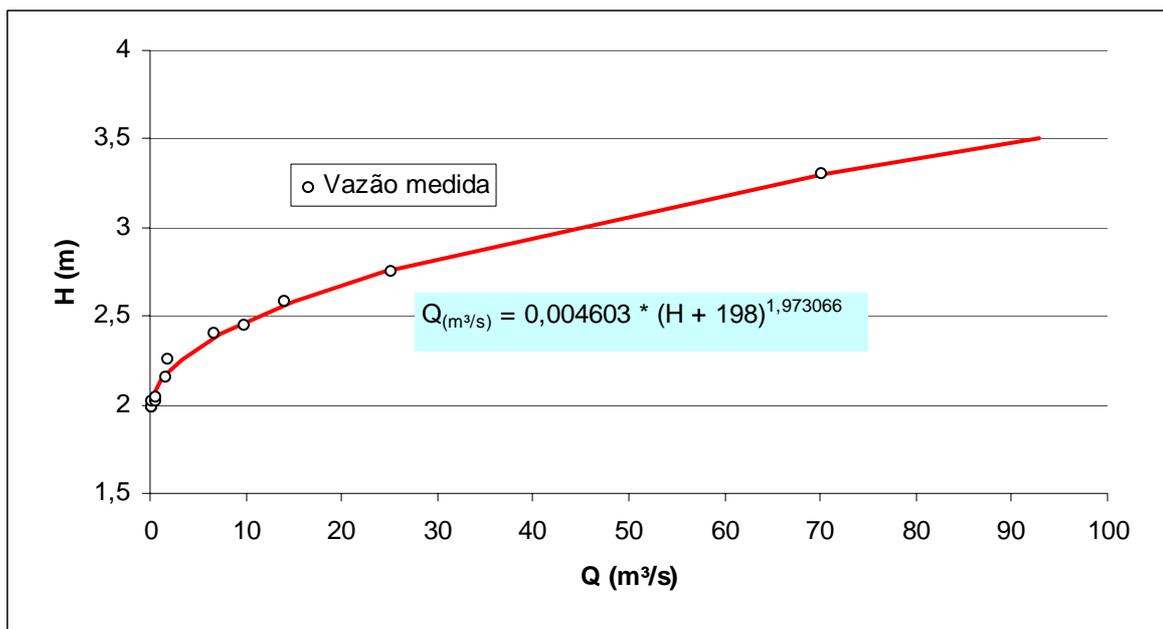


Figura 5.3 - Curva-chave da Estação fluviométrica Ponte do Rio Caeté

As relações entre cota e as variáveis (velocidade média, profundidade, largura e área molhada) são mostradas na Figura 5.4. Nesta, verificou-se que ambas apresentam índice de correlação significativo, ou seja, valores de R superior a 0,95.

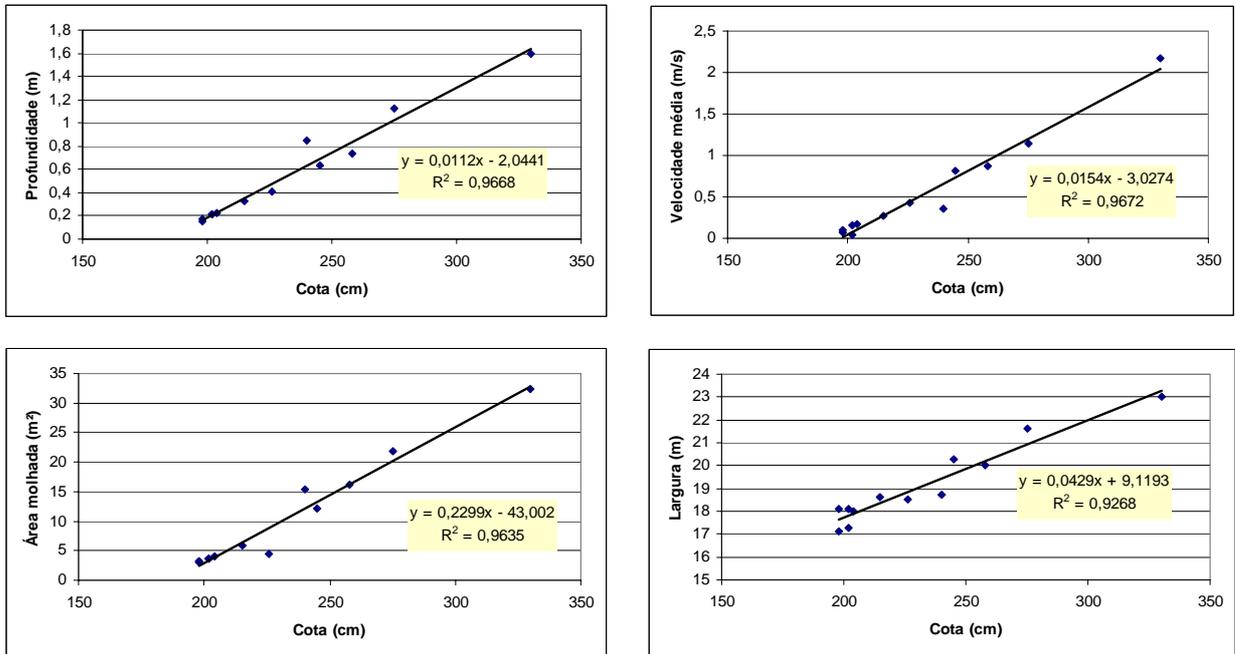


Figura 5.4 – Correlação entre cota e as variáveis hidráulicas da secção área molhada, profundidade, velocidade média e largura

### 5.1.3. Calibração e validação do sensor de turbidez

A calibração do sensor de turbidez deu-se a partir de uma amostra de solo composta, diluída em diferentes faixas conhecidas de concentração de sedimento em suspensão, por meio da relação entre sinal mV e sólidos suspensos, de acordo com as recomendações técnicas da empresa Solar Instrumentação, fabricante do sensor (Tabela 5.2 e Figura 5.5).

Tabela 5.2 – Dados do sinal mV do sensor de sedimentos em suspensão e a concentração de sedimentos em suspensão em mg/L

| Sinal do sensor de sedimento em suspensão -<br>(Nº. Série: 1080520006)<br>(mV) | Padrão de sólidos suspensos diluídos<br>(mg/L) |
|--|--|
| 110  | 0  |
| 235  | 255  |
| 520  | 1255   |
| 1280   | 3789,4   |
| 1520   | 4736,8   |
| 1850   | 6315,7   |

FONTE: Dados fornecidos pela empresa Solar Instrumentação (2006)

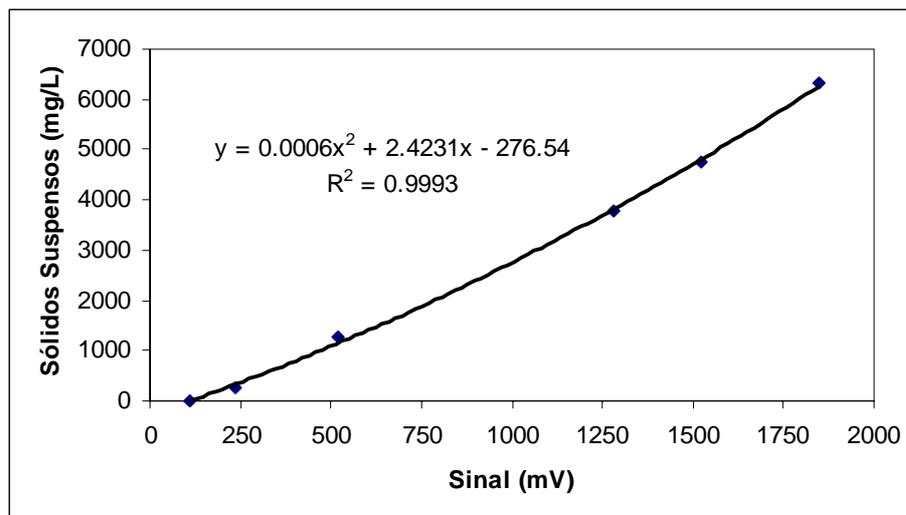


Figura 5.5 – Curva de calibração do sensor de sedimentos

A validação dos dados monitorados pelo sensor de turbidez e sedimentos deu-se por meio da comparação da  $C_{SS}$ , obtida de análise de amostras de água pontuais com os dados da  $C_{SS}$  e monitorada pelo sensor de sedimentos (Tabela 5.3). Nesta, verificou-se uma diferença significativa entre os dados medidos e os monitorados. Os dados monitorados pelo sensor mostraram-se superior aos medidos.

Tabela 5.3 – Dados da  $C_{SS}$  medida e monitorada

| Ordem | Data       | Horário | Vazão (m <sup>3</sup> /s) | $C_{SS}$ (mg/L) medida e determinada em laboratório pelo método de filtração | $C_{SS}$ (mg/L) monitorada pelo Sensor de Turbidez e Sedimentos |
|-------|------------|---------|---------------------------|--|---|
| 1     | 29/09/2006 | 13:30   | 0,32                      | 2,00   | 6,35  |
| 2     | 25/05/2007 | 15:15   | 4,23                      | 3,00   | 9,47  |
| 3     | 03/08/2007 | 9:40    | 2,84                      | 42,00  | 161,62  |
| 4     | 21/09/2007 | 13:30   | 9,97                      | 189,00   | 508,81  |
| 5     | 12/10/2007 | 10:00   | 3,02                      | 18,00  | 59,73   |
| 6     | 13/10/2007 | 8:00    | 6,75                      | 31,00  | 171,27  |
| 7     | 13/10/2007 | 15:45   | 5,16                      | 14,00  | 100,9   |
| 8     | 02/01/2008 | 19:35   | 6,19                      | 65,00  | 137,97  |
| 9     | 31/01/2008 | 18:20   | 319,98                    | 480,00   | 641,03  |
| 10    | 01/02/2008 | 7:40    | 32,66                     | 68,00  | 166,06  |
| 11    | 01/02/2008 | 13:15   | 20,96                     | 47,50  | 142,86  |

A  $C_{SS}$  monitorada pelo sensor de sedimentos e obtida por meio da medição da refletância da turbidez da água apresenta algumas limitações, decorrentes da variação da luminosidade solar durante o dia e do tamanho das partículas que, quanto mais finas, mais sensíveis ficam ao sensor e apresentam turbidez específica muito maior que as partículas mais

grossas. Diante disso, o sensor de sedimento foi instalado embaixo da Ponte do Caeté, na face sul de uma das colunas de sustentação da ponte, visando minimizar os efeitos das variações de luminosidade na determinação da  $C_{SS}$ .

A partir dos dados apresentados na Tabela 5.3, os dados da  $C_{SS}$  monitorada pelo sensor de sedimento foram corrigidos, utilizando-se da equação  $C_{ss\_medida} = 0,2145.C_{ss\_monitorada}^{1,0862}$  obtida da relação apresentada entre os dados medidos e monitorados (Figura 5.6).

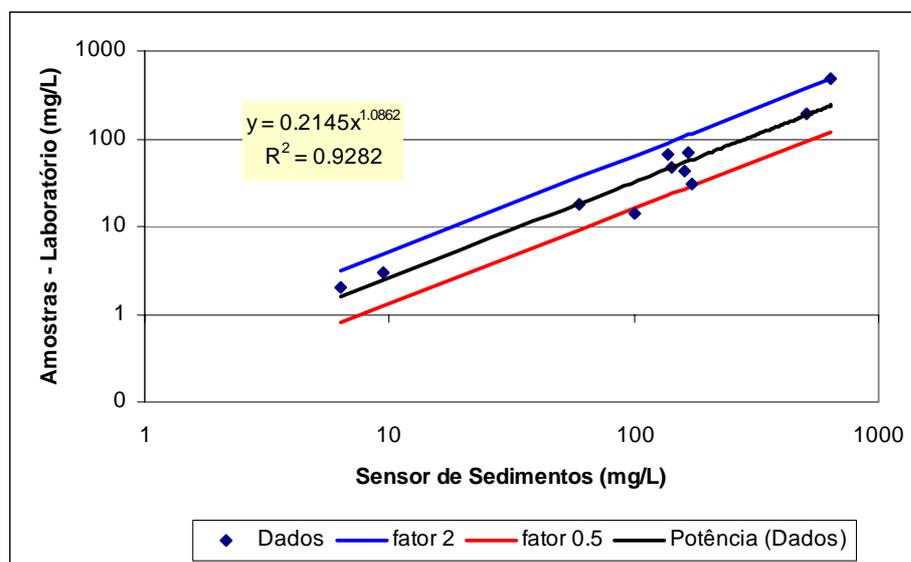


Figura 5.6 – Relação entre a  $C_{SS}$  medida e monitorada

A partir da Figura 5.6, constatou-se uma boa correlação existente entre dados pontuais medidos e dados monitorados pelo sensor de sedimento da  $C_{SS}$ . O monitoramento automático é de extrema importância para o entendimento e a compreensão da dinâmica da  $C_{SS}$  frente aos aspectos fluviométricos e pluviométricos. No entanto, constatou-se que a utilização de sensores de sedimento, que medem a  $C_{SS}$  a partir da refletância da turbidez, apresentam certa limitação, devido principalmente à variação da luminosidade solar durante o dia e à estação do ano e que somente podem ser utilizados se validados por meio de medições amostrais.

#### 5.1.4. Concentração de sedimento em suspensão ( $C_{SS}$ )

A  $C_{SS}$  na seção transversal do curso fluvial, obtida pelo método de amostragem por igual incremento de largura com o auxílio do amostrador US-DH-48, foi correlacionada com a  $C_{SS}$  pontual monitorada pelo sensor de turbidez, para se determinar a  $C_{SS}$  na seção do curso fluvial. A Tabela 5.4 mostra os resultados obtidos da  $C_{SS}$  obtidos pelas diferentes formas.

Tabela 5.4 – Dados de concentração de sedimentos em suspensão

| Ordem | Data       | Horário        | Vazão (m <sup>3</sup> /s) | $C_{SS}$ (mg/L) na amostra pontual estimada pela turbidez - Sensor | $C_{SS}$ (mg/L) na amostra igual incremento de largura – USH49 |
|-------|------------|----------------|---------------------------|--|--|
| 1     | 01/08/2007 | 16:01 a 16:26  | 2,33                      | 3,25   | 3,25   |
| 2     | 21/09/2007 | 16:00 a 16:30  | 9,97                      | 189,0  | 152,0  |
| 3     | 11/10/2007 | 14:45 a 15:00  | 1,46                      | 3,0  | 3,0  |
| 4     | 12/10/2007 | 09:00 a 10:00  | 3,02                      | 18,0   | 12,0   |
| 5     | 13/10/2007 | 08:05 a 08:30  | 6,75                      | 31,0   | 19,0   |
| 6     | 13/10/2007 | 16:00 a 16:30  | 5,16                      | 14,0   | 14,0   |
| 7     | 02/01/2008 | 19:40 as 20:12 | 6,19                      | 65,00  | 49,50  |
| 8     | 03/01/2008 | 09:15 as 09:36 | 3,40                      | 39,50  | 30,50  |

Nestas, verificou-se uma pequena diferença entre a  $C_{SS}$  pontual e a  $C_{SS}$  integrada da seção transversal do curso fluvial (Figura 5.7). Elas apresentaram excelente índice de correlação ( $R = 0,9979$ ), sendo que a  $C_{SS}$  pontual mostra-se superior à  $C_{SS}$  média da seção transversal do Rio Caeté.

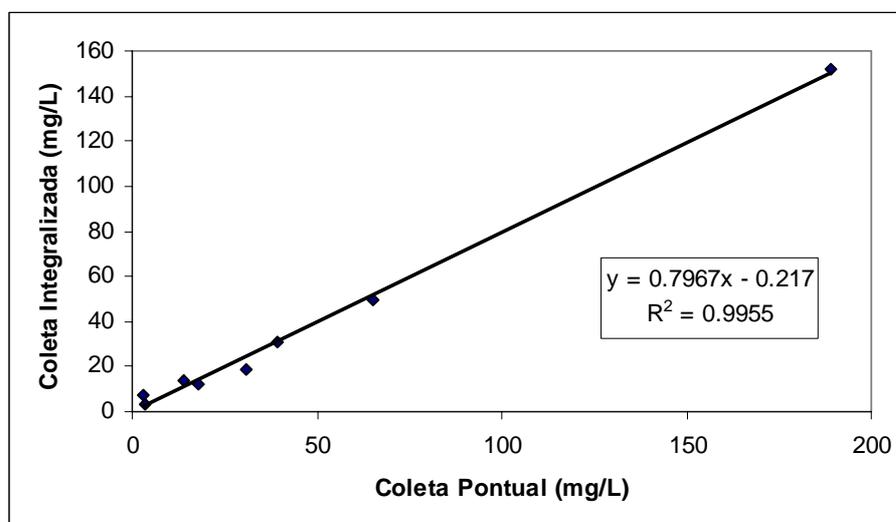


Figura 5.7 – Relação entre a  $C_{SS}$  pontual e integrada a seção fluvial

Os aspectos fluviais do Rio Caeté e as características da bacia hidrográfica, principalmente a grande diferença altimétrica entre as nascentes e a exutória, associados aos solos rasos, que beneficiam o escoamento superficial em detrimento da infiltração, acabam por determinar um tempo de concentração rápido (resposta hidrológica, após evento de chuva) e um fluxo turbulento decorrente de corredeiras e cachoeiras, com queda de nível que, de modo geral, favorecem a dissolução dos sedimentos ao longo da seção transversal fluvial.

#### 5.1.5. Caracterização granulométrica dos sedimentos

Os valores correspondentes a cada faixa granulométrica, assim como a curva granulométrica dos sedimentos em suspensão, de arrasto e do material de leito, são mostrados nos APÊNDICES D, E e F, respectivamente.

A partir das curvas granulométricas do material de leito, obteve-se os principais diâmetros característicos (Tabela 5.5). De modo geral, verificou-se que o diâmetro médio variou de acordo com a descarga líquida e em suspensão, enquanto os demais diâmetros característicos variaram independentemente desta.

Tabela 5.5 – Alguns diâmetros característicos das amostras de material de leito

| Amostra       | Data       | Horário | Vazão<br>(m <sup>3</sup> /s) | C <sub>SS</sub><br>(mg/L) | D <sub>16</sub><br>(mm) | D <sub>35</sub><br>(mm) | D <sub>50</sub><br>(mm) | D <sub>65</sub><br>(mm) | D <sub>84</sub><br>(mm) | D <sub>90</sub><br>(mm) | D <sub>m</sub><br>(mm) |
|---------------|------------|---------|------------------------------|---------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|
| 1             | 01/08/2007 | 15:30   | 2,3                          | 3,25                      | 0,302                   | 0,469                   | 0,634                   | 0,848                   | 4,019                   | 5,203                   | 2,108                  |
| 2             | 11/10/2007 | 15:00   | 1,5                          | 7,00                      | 0,237                   | 0,464                   | 1,117                   | 1,704                   | 2,708                   | 3,135                   | 1,948                  |
| 3             | 11/10/2007 | 10:30   | 3,0                          | 12,00                     | 1,038                   | 2,234                   | 3,544                   | 4,724                   | 6,288                   | 6,882                   | 5,098                  |
| 4             | 13/10/2007 | 09:00   | 6,8                          | 19,00                     | 0,565                   | 0,979                   | 2,124                   | 4,272                   | 6,005                   | 6,687                   | 4,168                  |
| 5             | 13/10/2007 | 15:30   | 5,2                          | 14,00                     | 0,260                   | 0,590                   | 1,107                   | 4,029                   | 5,846                   | 6,576                   | 3,581                  |
| 6             | 20/11/2007 | 09:00   | 2,3                          | 9,07                      | 0,759                   | 1,461                   | 2,669                   | 4,409                   | 6,093                   | 6,748                   | 4,523                  |
| 7             | 02/01/2008 | 20:15   | 6,5                          | 49,50                     | 0,588                   | 1,312                   | 3,788                   | 4,889                   | 6,387                   | 6,950                   | 4,786                  |
| 8             | 03/01/2008 | 10:20   | 3,4                          | 30,50                     | 0,527                   | 1,090                   | 3,306                   | 4,799                   | 6,334                   | 6,913                   | 4,628                  |
| 9             | 02/02/2008 | 07:30   | 15,8                         | 44,82                     | 0,419                   | 2,544                   | 4,315                   | 5,193                   | 6,566                   | 7,071                   | 5,337                  |
| <b>Média</b>  |            |         | <b>5,2</b>                   | <b>21,02</b>              | <b>0,522</b>            | <b>1,238</b>            | <b>2,512</b>            | <b>3,874</b>            | <b>5,583</b>            | <b>6,241</b>            | <b>4,020</b>           |
| <b>CV (%)</b> |            |         | <b>84,6</b>                  | <b>79,9</b>               | <b>49,7</b>             | <b>71,0</b>             | <b>64,6</b>             | <b>44,7</b>             | <b>25,3</b>             | <b>21,9</b>             | <b>34,0</b>            |

A classificação granulométrica dos sedimentos deu-se a partir da proposta da AGU (*AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*) (APÊNDICE G), sendo: Pedregulho: 64 – 1,7 mm; Areia: 1,7 - 0,062 mm; Silte: 0,062 - 0,004 mm; e Argila: < 0,004 mm. O valor de referência limiar entre pedregulho e areia de 1,7 mm e não de 2,0 mm deu-se devido ao diâmetro da peneira utilizada na análise laboratorial de peneiramento.

Da análise granulométrica do material de leito, constatou-se que o pedregulho e a areia predominam no leito fluvial (Tabela 5.6). A amostra 1 e 5 foram as únicas que não acompanharam o conjunto, contendo uma participação mais significativa de areia do que pedregulho; nas demais, a porcentagem de pedregulho foi superior a 50% da amostra, com média de 55,56%. O silte foi o que apresentou maior coeficiente de variação (86,35%) entre as amostras e a areia o menor (35,66%).

Tabela 5.6 – Síntese da classificação granulométrica das amostras

| Amostra       | Data       | Horário | Vazão<br>(m <sup>3</sup> /s) | C <sub>SS</sub><br>(mg/L) | Pedregulho<br>(%) | Areia<br>(%) | Silte<br>(%) | Argila<br>(%) |
|---------------|------------|---------|------------------------------|---------------------------|-------------------|--------------|--------------|---------------|
| 1             | 01/08/2007 | 15:30   | 2,30                         | 3,25                      | 21,53             | 75,2         | 2,30         | 1,01          |
| 2             | 11/10/2007 | 15:00   | 1,50                         | 7,00                      | 53,91             | 44,8         | 0,27         | 0,97          |
| 3             | 11/10/2007 | 10:30   | 3,00                         | 12,00                     | 73,90             | 25,2         | 0,25         | 0,70          |
| 4             | 13/10/2007 | 09:00   | 6,80                         | 19,00                     | 53,99             | 44,1         | 0,39         | 1,50          |
| 5             | 13/10/2007 | 15:30   | 5,20                         | 14,00                     | 43,89             | 53,6         | 0,48         | 2,01          |
| 6             | 20/11/2007 | 09:00   | 2,30                         | 9,07                      | 60,35             | 38,6         | 0,62         | 0,47          |
| 7             | 02/01/2008 | 20:15   | 6,50                         | 49,50                     | 60,77             | 37,7         | 0,72         | 0,80          |
| 8             | 03/01/2008 | 10:20   | 3,40                         | 30,50                     | 58,80             | 39,2         | 0,78         | 1,25          |
| 9             | 02/02/2008 | 07:30   | 15,80                        | 44,82                     | 72,89             | 25,2         | 0,68         | 1,20          |
| <b>Média</b>  |            |         | <b>5,19</b>                  | <b>21,02</b>              | <b>55,56</b>      | <b>42,62</b> | <b>0,72</b>  | <b>1,10</b>   |
| <b>CV (%)</b> |            |         | <b>84,70</b>                 | <b>79,93</b>              | <b>28,44</b>      | <b>35,66</b> | <b>86,35</b> | <b>41,77</b>  |

NOTA: Pedregulho (64 – 1,7 mm); Areia (1,7 - 0,062 mm); Silte (0,062 - 0,004 mm); e Argila (< 0,004 mm).

O predomínio de material granulométrico maior no leito deve-se, em princípio, à natureza geológica presente na bacia hidrográfica do Caeté e à dinâmica dos processos hidrossedimentológicos. Um substrato rochoso, um relevo dissecado, com altas declividades, favorecem os processos de transporte de sedimentos, removendo-os das áreas mais elevadas para as mais baixas, onde são depositados. Os sedimentos que apresentam maior granulometria, geralmente transportados por rolamento, deslizamento e/ou saltitação, são depositados mais facilmente que os de granulometria menor, transportados dissolvidos e/ou em suspensão.

As análises granulométricas dos sedimentos em suspensão identificaram essencialmente a presença de grãos com granulometria inferior a 0,062 mm. Os sedimentos em suspensão são predominantemente silte (86,4%), seguidos de argila (11,1%) e areias (2,5%), ou seja, sedimentos de granulometria pequena e da carga de deplúvio (*wash load*).

## 5.2. Descarga total de sedimentos

A descarga sólida do leito medida nos períodos de estiagem apresentou-se nula, podendo ser desconsiderada. A inexistência de descarga sólida do leito, nesses casos, pode ser explicada pelo fato de a tensão tangencial aplicada pelo fluido na partícula não ter superado a tensão tangencial crítica das mesmas.

A medição da descarga sólida total nas vazões altas não foi realizada pela limitação de equipamento para tais situações. As medições de descarga sólida total foram realizadas em condições que permitiam a operação dos amostradores de sedimento a vau, ou seja, até vazões de 15,78 m<sup>3</sup>/s, observadas na cota 2,62 m, com profundidade máxima vertical de, no máximo, 1,20 metros. Para situações de descarga líquida superior, utilizou-se descargas sólidas totais estimadas por método indireto. Para tal, identificou-se, a partir das medições realizadas, o melhor método indireto para calcular a descarga sólida total.

A Tabela 5.7 mostra os valores medidos da descarga sólida de leito e em suspensão. Verificou-se que a porcentagem da  $Q_{sa}$  aumentou com o aumento da  $Q_{ST}$  e da descarga líquida, representando na média das amostras 4,16% da descarga sólida total. A  $Q_{sa}$  está associada diretamente às características hidráulicas do canal e do fluxo fluvial e à natureza dos sedimentos, como tamanho e forma. Na bacia hidrográfica do Caeté, a concentração do fluxo fluvial em picos acentuados de descarga líquida, associados ao solo raso e, principalmente, ao relevo fortemente dissecado, favorece a existência de alta taxa de  $Q_{sa}$  durante estes eventos. Na maior parte do tempo, nas vazões baixas, a  $Q_{sa}$  foi pequena ou quase nula.

Tabela 5.7 – Descarga sólida de leito e em suspensão medida

| Amostra       | Data       | Hora  | Q<br>(m <sup>3</sup> /s) | $C_{ss}$<br>(ppm) | $Q_{ss}$<br>(t/dia) | $Q_{sa}$<br>(t/dia) | $Q_{sa}$<br>(%) | $Q_{ST}$<br>(t/dia) |
|---------------|------------|-------|--------------------------|-------------------|---------------------|---------------------|-----------------|---------------------|
| 1             | 01/08/2007 | 15:30 | 2,3                      | 3,25              | 0,655               | 0,00                | 0,00            | 0,655               |
| 2             | 21/09/2007 | 14:00 | 10,0                     | 152,00            | 130,934             | 1,61                | 1,22            | 132,549             |
| 3             | 11/10/2007 | 15:00 | 1,5                      | 7,00              | 0,884               | 0,00                | 0,00            | 0,884               |
| 4             | 12/10/2007 | 10:30 | 3,0                      | 12,00             | 3,132               | 0,22                | 6,57            | 3,353               |
| 5             | 13/10/2007 | 09:00 | 6,8                      | 19,00             | 11,084              | 0,79                | 6,66            | 11,875              |
| 6             | 13/10/2007 | 15:30 | 5,2                      | 14,00             | 6,242               | 0,539               | 7,95            | 6,780               |
| 7             | 20/11/2007 | 09:00 | 2,3                      | 9,07              | 1,827               | 0,00                | 0,00            | 1,827               |
| 8             | 02/01/2008 | 20:15 | 6,5                      | 49,50             | 27,671              | 1,339               | 4,62            | 29,010              |
| 9             | 03/01/2008 | 10:20 | 3,4                      | 30,50             | 8,960               | 1,046               | 10,45           | 10,006              |
| <b>Média</b>  |            |       | <b>4,544</b>             | <b>32,924</b>     | <b>21,265</b>       | <b>0,617</b>        | <b>4,16</b>     | <b>21,882</b>       |
| <b>CV (%)</b> |            |       | <b>61,18</b>             | <b>142,343</b>    | <b>199,440</b>      | <b>200,008</b>      | <b>95,610</b>   | <b>195,887</b>      |

A  $Q_{sa}$  média (4,16%), obtida na seção transversal do Rio Caeté, está de acordo com o especificado na literatura, que prevê para material de leito predominantemente de pedregulho, concentrações de sedimento em suspensão menores que 7500 mg/L e textura do material em suspensão com 25% ou menos de areia que representam de 2 a 8% da carga total transportada (SANTOS et al., 2001).

Para os dados obtidos das 13 amostras, especificadas no APÊNDICE H, estimou-se a  $Q_{ST}$  (APÊNDICE I e J) utilizando-se os métodos descritos no APÊNDICE B, cujos resultados obtidos são mostrados na Tabela 5.8. Para avaliar qual dos métodos indiretos utilizados é mais apropriado na determinação da  $Q_{ST}$ , determinou-se a diferença percentual relativa (*DIF*), Tabela 5.9, a partir das nove amostras medidas em campo. A *DIF* proporciona resultados mais satisfatórios à medida em que representa a média dos desvios entre os valores calculados e observados.

Dos métodos empregados para estimar a descarga sólida total, o método que melhor se ajustou aos dados medidos nas vazões baixas foi o de Einstein modificado por Colby e Hembree com *DIF* de 44,17%, seguido pelos métodos de Shen e Hung (97,09%), Ackers e White (111,35%) e Karin (1998).

Deste modo, recomenda-se a utilização do método de Einstein modificado por Colby e Hembree (1955) na estimativa da descarga sólida total, apesar do mesmo não ter sido testado nas medições de descargas médias e altas, momento em que ocorrem as maiores taxas de transporte de sedimentos. Além do método de Einstein modificado por Colby e Hembree (1955) exigir um grande número de dados de entrada, como as faixas granulométricas do material de leito e em suspensão.

Os métodos de Cheng (2002), Yang (1973) e Colby (1957) foram os que apresentaram os maiores índices de *DIF*, ou seja, 1.389,17, 973,45 e 264,45%, respectivamente. Sendo assim, os referidos métodos não devem ser utilizados na estimativa da descarga sólida total da seção do Rio Caeté.

Tabela 5.8 – Descarga sólida estimada por diferentes métodos

| Amostra | Q<br>(m <sup>3</sup> /s) | C <sub>ss</sub><br>(mg/L) | Q <sub>ST</sub><br>medida<br>(t/dia) | Q <sub>ST</sub> estimada (t/dia) |                   |           |          |                      |          |             |                        | CV (%) |
|---------|--------------------------|---------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|-------------------|-----------|----------|----------------------|----------|-------------|------------------------|--------|
|         |                          |                           |                                      | Shen<br>e Hung                   | Ackers<br>e White | Cheng     | Colby    | Engelund<br>e Hansen | Karin    | Yang        | Eisntein<br>modificado |        |
| 1       | 2,3                      | 3,25                      | 0,66                                 | 0,01                             | 0,69              | 51,38     | 3,46     | 5,93                 | 3,70     | 3,74        | 0,65                   | 199,72 |
| 2       | 10,0                     | 152,00                    | 132,6                                | 7,11                             | 112,75            | 509,26    | 333,95   | 73,29                | 59,97    | 2088,47     | 156,53                 | 166,45 |
| 3       | 1,5                      | 7,00                      | 0,88                                 | 0,00                             | 0,00              | 0,50      | 2,41     | 0,85                 | 0,66     | 0,25        | 1,64                   | 107,25 |
| 4       | 3,0                      | 12,00                     | 3,35                                 | 0,01                             | 0,00              | 0,01      | 11,29    | 2,19                 | 2,14     | 7,26        | 2,50                   | 127,75 |
| 5       | 6,8                      | 19,00                     | 11,88                                | 1,16                             | 35,93             | 147,63    | 52,46    | 28,15                | 23,60    | 561,44      | 8,39                   | 176,16 |
| 6       | 5,2                      | 14,00                     | 6,78                                 | 0,50                             | 29,33             | 205,43    | 30,11    | 29,93                | 19,48    | 47,21       | 12,79                  | 139,92 |
| 7       | 2,3                      | 9,07                      | 1,83                                 | 0,00                             | 0,00              | 0,01      | 6,39     | 1,41                 | 1,31     | 1,94        | 1,70                   | 131,58 |
| 8       | 6,5                      | 49,50                     | 29,01                                | 0,59                             | 15,65             | 12,39     | 88,76    | 14,38                | 14,03    | 425,46      | 8,54                   | 200,46 |
| 9       | 3,4                      | 30,50                     | 10,01                                | 0,02                             | 0,00              | 0,10      | 26,02    | 3,26                 | 3,07     | 12,95       | 2,77                   | 151,46 |
| 10      | 320,0                    | 480,00                    | -                                    | 172059,90                        | 12029,27          | 364171,97 | 46594,58 | 198670,98            | 79290,83 | 51470781,89 | 50163,03               | 277,15 |
| 11      | 32,7                     | 68,00                     | -                                    | 422,52                           | 398,21            | 4945,94   | 992,31   | 714,95               | 541,35   | 149228,98   | 627,04                 | 265,26 |
| 12      | 21,0                     | 47,50                     | -                                    | 90,83                            | 161,33            | 1589,90   | 434,61   | 236,10               | 199,97   | 44079,92    | 63,87                  | 263,83 |
| 13      | 15,8                     | 44,82                     | -                                    | 30,75                            | 79,54             | 645,55    | 305,78   | 115,72               | 104,75   | 20255,27    | 37,10                  | 263,19 |

NOTA: A medida da Q<sub>ST</sub> nas amostras 10, 11, 12 e 13 não foram realizadas pela limitação de equipamentos.

Tabela 5.9 – Diferença percentual relativa (*DIF*)

| <b>Método (Autores)</b>                        | <b><i>DIF</i> (%)</b> |
|--|-----------------------|
| Einstein modificado por Colby e Hembree (1955) | 44,17                 |
| Shen e Hung (1971)                             | 97,09                 |
| Ackers e White (1973)                          | 111,35                |
| Karin (1998)                                   | 112,91                |
| Engelund e Hansen (1997)                       | 167,43                |
| Colby (1957)                                   | 264,68                |
| Yang (1973)                                    | 973,45                |
| Cheng (2002)                                   | 1389,17               |

As variações das *DIF* se devem às características de cada equação e da bacia hidrográfica do Caeté. As equações, em sua grande maioria, foram deduzidas a partir de dados de laboratório, estando suscetíveis a erros, principalmente os associados às especificidades de cada local e à inclusão da carga de lavagem na bacia hidrográfica. Portanto, experiências têm demonstrado que um determinado método pode apresentar resultados bem diferentes para cada situação. Dessa forma, é extremamente importante a comparação entre dados estimados por diferentes métodos com dados medidos em campo, principalmente em grandes eventos, para se evitar análises precipitadas e errôneas, a partir de dados de descarga sólida total irreais.

Diante dos resultados obtidos, de que, o método de Einstein modificado por Colby e Hembree (1955) apresenta os melhores resultados na estimativa da descarga sólida total, quando comparado com dados medidos, e da inexistência dos dados da descarga sólida de arrasto, para os dias 31 de janeiro, 01 e 02 de fevereiro de 2008, adotou-se os valores da descarga sólida total estimada pelo método de Einstein modificado para se determinar a curva-chave de sedimentos (Figura 5.8).

A curva-chave de sedimentos é descrita por  $Q_{ST} = 0,3317.Q^{2,0456}$ , sendo:  $Q_{ST}$  em tonelada dia e a  $Q$  em metros cúbicos por segundo, com grau de correlação satisfatório, representado por um  $R = 0,97$ . A curva-chave de sedimento também pode ser representada pela equação:  $Q_{ST} = 0,0138.Q^{2,0456}$  para se obter a  $Q_{ST}$  em toneladas/hora, a partir da  $Q$  em metros cúbicos por segundo, visto que os dados da  $Q$  são monitorados em intervalos horários.

A partir dos dados de  $Q$  horários do período de agosto de 2004 a janeiro de 2008 calcularam-se a  $Q_{ST}$  horárias. A Tabela 5.10 mostra um resumo das vazões sólidas mensais e a média mensal do período para a seção do Rio Caeté.

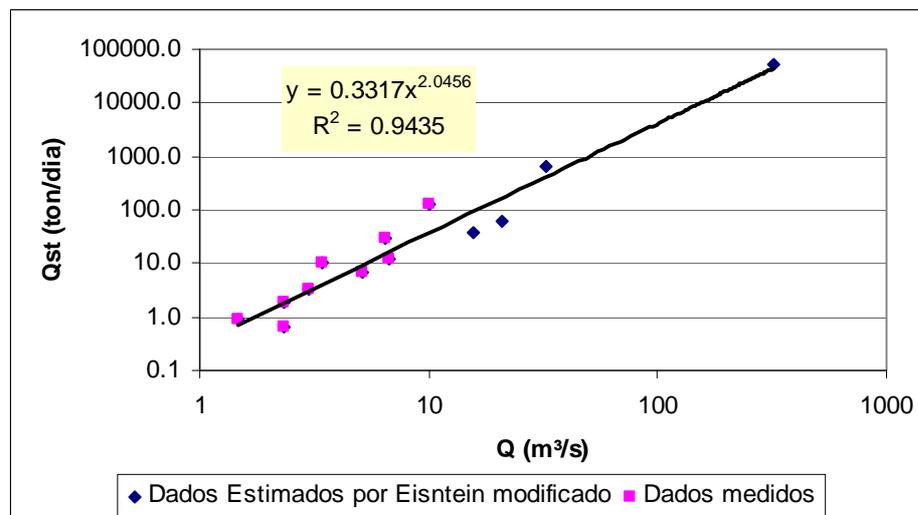


Figura 5.8 – Curva-chave de sedimentos

Tabela 5.10 – Descarga líquida e sólida média mensal e anual no período de 08/2004 a 01/2008

| Mês       | $Q_{ST}$ – Descarga Sólida Total |        | $Q$ – Descarga Líquida |        |
|-----------|----------------------------------|--------|------------------------|--------|
|           | (t)                              | (%)    | (km³)                  | (%)    |
| Janeiro   | 8915,68                          | 16,43  | 9,68                   | 8,90   |
| Fevereiro | 1419,85                          | 2,62   | 3,99                   | 3,67   |
| Março     | 763,60                           | 1,41   | 4,97                   | 4,57   |
| Abril     | 85,64                            | 0,16   | 2,91                   | 2,68   |
| Maió      | 20882,34                         | 38,49  | 19,17                  | 17,64  |
| Junho     | 195,15                           | 0,36   | 5,32                   | 4,90   |
| Julho     | 4337,82                          | 7,99   | 11,99                  | 11,03  |
| Agosto    | 1142,60                          | 2,11   | 7,03                   | 6,47   |
| Setembro  | 11889,07                         | 21,91  | 12,95                  | 11,91  |
| Outubro   | 3156,07                          | 5,82   | 15,42                  | 14,19  |
| Novembro  | 1011,06                          | 1,86   | 9,19                   | 8,46   |
| Dezembro  | 459,05                           | 0,85   | 6,07                   | 5,59   |
| Anual     | 54257,92                         | 100,00 | 108,68                 | 100,00 |

A  $Q_{ST}$  média anual na seção do Rio Caeté é de 54257,9 t/ano. Os meses que apresentaram maior  $Q_{ST}$  foram maio (38,5%), setembro (21,9%) e janeiro (16,4%), ao contrário dos meses de abril (0,2%), junho (0,4%) e dezembro (0,8%), que apresentaram menor porcentagem de descarga sólida. Os meses que apresentaram maior descarga líquida média foram os de maio (17,64%), outubro (14,19%) e setembro (11,91%), enquanto os meses de abril (2,68%), fevereiro (3,67%) e março (4,57%) apresentaram menor descarga líquida média.

Neste sentido, constatou-se que os meses que apresentaram a maior (maio) e a menor (abril)  $Q_{ST}$  também foram os que apresentaram a maior  $Q$ , porém, verificou-se que, na seqüência, os meses que apresentaram maiores e menores  $Q_{ST}$  e  $Q$  não coincidem. A Figura 5.9 mostra uma correlação inferior entre a  $Q_{ST}$  e a  $Q$  média total mensal obtida a partir dos dados horários ( $R = 0,80$ ), quando comparada à curva-chave de sedimentos ( $R = 0,97$ ), apesar de terem sido obtidos por meio da equação que relaciona as duas variáveis ( $Q_{ST}$  e  $Q$ ). A descarga sólida total mês e/ou ano é condicionada não só pela vazão, mas também pela dinâmica do processo de descarga fluvial, ou seja, pela resposta hidrológica na bacia hidrográfica.

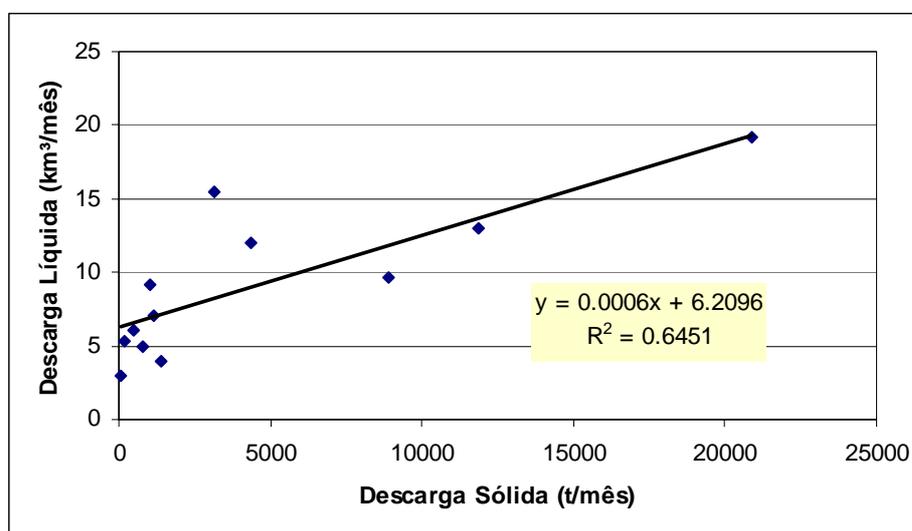


Figura 5.9 – Relação entre a descarga sólida total e líquida média mensal

Na bacia, constatou-se que a descarga sólida está mais relacionada à dinâmica dos processos fluviais e sedimentológicos do que ao volume total da vazão. A Figura 5.10 mostra a descarga sólida total mensal média, a vazão média mensal e o número médio de horas com vazão superior a  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  (eventos extremos). Nesta, verificou-se que, com exceção dos meses de julho, agosto e outubro, os demais meses apresentam comportamento semelhante entre o volume de sedimento transportado e número de horas com vazões superiores a  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ , com um  $R$  de correlação superior a  $0,90$ .

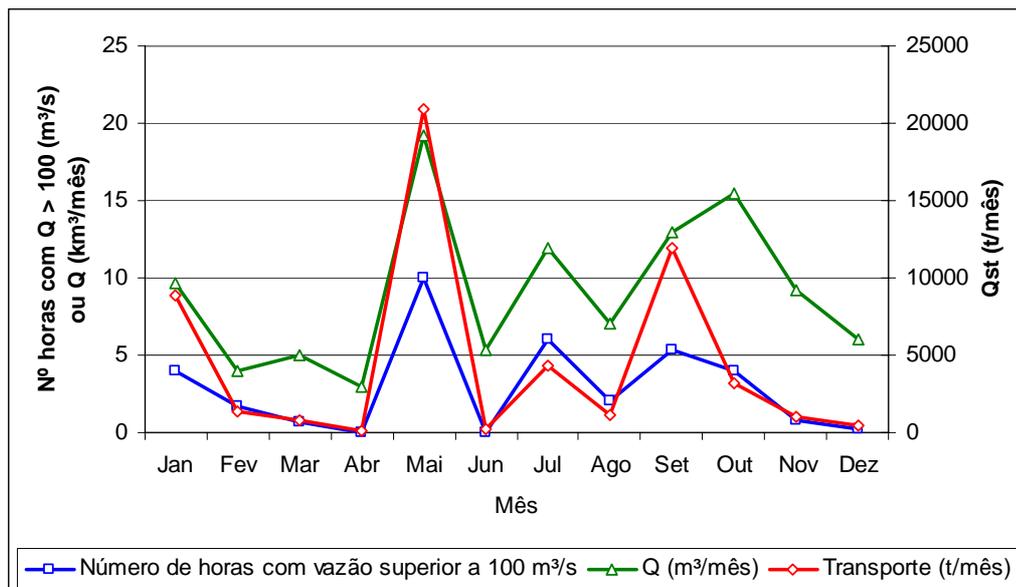


Figura 5.10 – Descarga sólida total, vazão e o número de horas com vazão > 100 m³/s média mensal no período de 08/2004 a 01/2008

A quantidade de sedimento transportada está associada à quantidade de sedimento disponível nas áreas fontes de sedimento da bacia. A pequena quantidade de sedimento transportada nos meses de julho, agosto e outubro, em relação ao número de horas com vazão superior a 100 m³/s, é decorrente da pouca quantidade de sedimento disponível ao transporte nestes períodos.

O volume de descarga líquida nem sempre condiciona a descarga sólida, como se pode observar no mês de outubro, quando houve um aumento da descarga líquida e uma diminuição da descarga sólida em relação ao mês de setembro (Figura 5.10).

Dessa forma, estimativas da  $Q_{ST}$  mensal e/ou anual, a partir de dados diários de vazão, podem apresentar erros significativos, por não considerarem a dinâmica dos processos envolvidos, principalmente em bacias hidrográficas que apresentam altas taxas de concentração de fluxo fluvial e variações significativas na vazão em intervalos de tempo de horas, como é o caso da bacia do Rio Caeté.

### 5.3. Taxa de transferência de sedimentos (SDR)

Usando a equação (4.8), a *SDR* média anual na bacia do Rio Caeté foi de 4,23%, ou seja, relativamente pequena quando comparada à perda de solo, o que denota grande

mobilidade de sedimentos no interior da bacia hidrográfica. A *SDR* está de acordo com os valores determinados por Hilu (2003) de 4,54%, para a bacia do Rio Nhundiaquara, região serrana do Estado do Paraná, que possui características geomorfológicas semelhantes à bacia do Rio Caeté.

A Tabela 5.11 expõe a *SDR* mensal média calculada para a bacia hidrográfica do Caeté. Os dados apresentam relação inversa entre erosão e *SDR*, como se percebe na Figura 5.11, ou seja, os meses que apresentaram os maiores valores de perda de solo não são os que apresentaram maiores valores de sólidos transportados e *SDR*. Assim como variações mensais significativas na *SDR*, que variaram de 0,24 a 19,03%, esta variação na *SDR* demonstrou que não se deve utilizar o valor da média anual para caracterizar a *SDR* na bacia, porque ela pode esconder variações significativas e importantes para ações que visem mitigar a quantidade de sedimento fluvial.

Tabela 5.11 - Taxa de Transferência de Sedimentos

| <i>Mês</i>   | <i>Perda de solo média<br/>A (t)<sup>1</sup></i> | <i>Descarga sólida média<br/>Q<sub>ST</sub> (t)</i> | <i>Taxa de transferência de<br/>sedimentos média<br/>SDR (%)</i> |
|--------------|--|---|--|
| Janeiro      | 169982,005                                       | 8915,68   | 5,25   |
| Fevereiro    | 148529,5554                                      | 1419,85   | 0,96   |
| Março        | 68451,32763                                      | 763,60  | 1,12   |
| Abril        | 49291,50626                                      | 85,64   | 0,17   |
| Maio         | 109718,6352                                      | 20882,34  | 19,03  |
| Junho        | 81715,81934                                      | 195,15  | 0,24   |
| Julho        | 153278,571                                       | 4337,82   | 2,83   |
| Agosto       | 85482,27995                                      | 1142,60   | 1,34   |
| Setembro     | 105460,8971                                      | 11889,07  | 11,27  |
| Outubro      | 109063,5986                                      | 3156,07   | 2,89   |
| Novembro     | 88266,18562                                      | 1011,06   | 1,15   |
| Dezembro     | 112011,2634                                      | 459,05  | 0,41   |
| <b>Total</b> | <b>1281251,644</b>                               | <b>54257,92</b>                                     | <b>4,23</b>  |

NOTA: <sup>1</sup>Dados obtidos de CHECCHIA (2005)

Checchia (2005) justifica a perda de solo média em janeiro, que ficou em 26,68% da perda de solo média anual, devido à desproteção do solo, causada pela colheita da cebola e a semeadura da mucuna-preta, e por ser nesse mês registradas as maiores taxas de erosividade. O solo nu, sem a proteção da cobertura vegetal devido à pouca quantidade de resíduos deixada pelo cultivo da cebola, favorece a ocorrência dos processos erosivos.

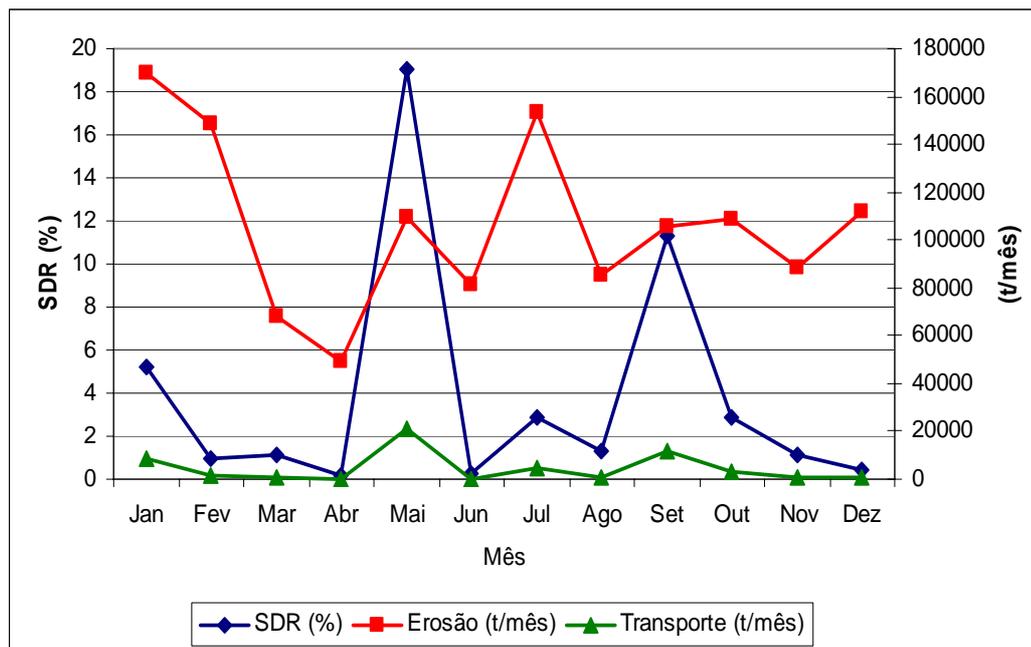


Figura 5.11 – Variação mensal erosão, transporte e *SDR*

O mês de maio foi o que apresentou a maior *SDR*, 19,03%, diferenciando-se consideravelmente dos demais meses que apresentaram *SDR* bem inferiores. Vários são os fatores que influenciam a *SDR*, como já destacado na revisão bibliográfica, destes qual ou quais teriam variado temporalmente e espacialmente na bacia hidrográfica a justificar a elevada taxa de *SDR* no mês de maio, além do grande número de picos de vazão horárias superiores a 100 m<sup>3</sup>/s.

Os índices pluviométricos mensais mostrados por Alves (2004), após avaliar 25 anos de dados da região, indicam que os meses de abril, maio e junho registram os menores volumes médios de pluviosidade, porém, no período analisado, de agosto de 2004 a janeiro de 2008, os índices pluviométricos médios foram superiores à média histórica no mês de maio e inferiores no mês de junho (Figura 5.12).

A *SDR*, quando relacionada com a pluviosidade, apresenta um índice de correlação *R* de 0,58, o que demonstra que o volume pluviográfico exerce certa influência na quantidade de sedimento transportada pelo rio, porém não é o fator preponderante deste. No mês de setembro, a quantidade de chuva não justifica a elevada *SDR*, além de ser janeiro o mês que apresentou maior pluviosidade e não maio.

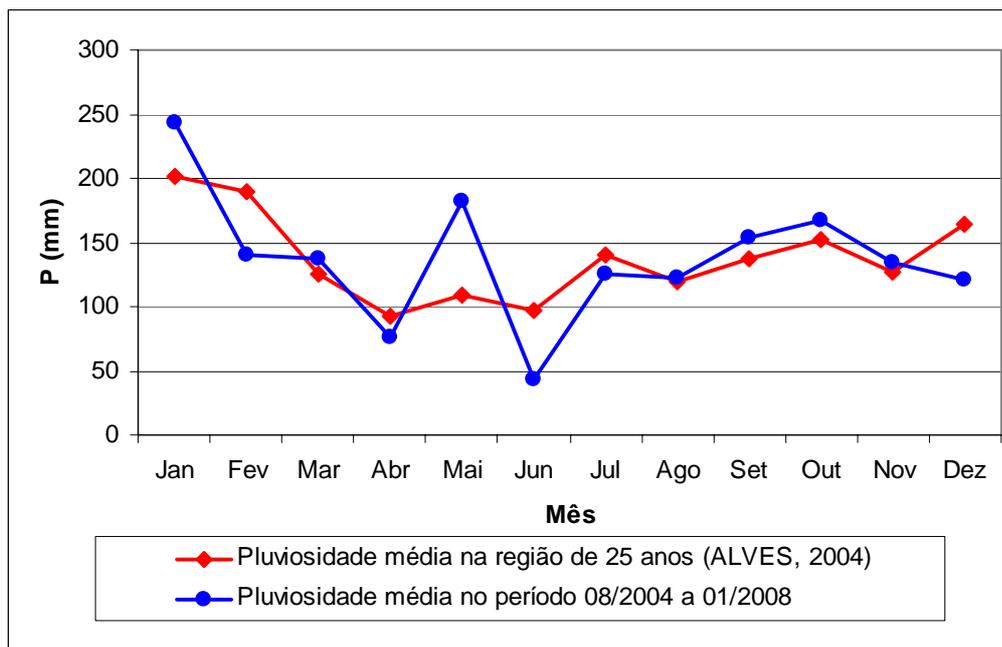


Figura 5.12 – Pluviosidade média na região e no período de 08/2004 a 01/2008

A atividade agrícola principal na bacia hidrográfica é o cultivo da cebola. O município de Alfredo Wagner caracteriza-se por uma economia centrada na produção agropecuária e extrativista, tendo na cultura da cebola sua principal atividade de renda. Dos 8.824 habitantes, 72 % residem na área rural, e atuam principalmente no monocultivo da cebola; são aproximadamente 1.450 famílias que utilizam 4.000 hectares, com uma produção total de 64.000 toneladas/ano, que resulta em 45% da economia local (EPAGRI, 2003). No mês de maio, a leguminosa (macuna-preta) seca, decorrente da ação das primeiras geadas e/ou por meio da utilização de herbicidas e semi-incorporadas ao solo. O solo é preparado para o plantio da cebola pela aragem, na maioria das vezes, ou exposto, o que favorece a erosão, o transporte de sedimentos até os cursos fluviais e a presença de elevados índices da *SDR*.

A elevada *SDR*, ocorrida no mês de setembro na bacia do Rio Caeté, também pode ser explicada por alterações na cobertura da terra associadas ao preparo do solo (como queimadas e aragem do solo), após o inverno, com o cultivo de culturas secundárias destinadas principalmente à subsistência, como o milho e feijão. Ainda que a quantidade de áreas cultivadas seja pequena, quando comparadas a áreas de mata na bacia hidrográfica.

De acordo com Pundek (1994), a razão de perda de solo, atrelada aos ciclos do cultivo da cebola, é maior na fase de plantio, que ocorre na bacia hidrográfica nos meses de maio e junho. As alterações na cobertura do solo determinam, no caso, um aumento

significativo da *SDR* da bacia, em consonância com os apontamentos de Costa (1975), de que as mudanças de prática de uso da terra condicionam variações temporais significativas na quantidade de sedimento transportada e são essenciais no entendimento da dinâmica de agradiação (armazenamento) e remobilização de sedimento na paisagem.

A *SDR*, segundo Lu et al. (2005), pode ser um indicador da contribuição relativa de sedimento que é proveniente do canal fluvial *versus* a contribuição de sedimento proveniente da erosão das encostas.

Na bacia hidrográfica do Caeté, constatou-se que os sedimentos provenientes da erosão são depositados e armazenados em sua maioria nas depressões e fundos de vales da própria bacia, não apresentando relação consistente entre a perda de solo (erosão) com o transporte e a *SDR* mensal, como pode ser visto na Figura 5.13.

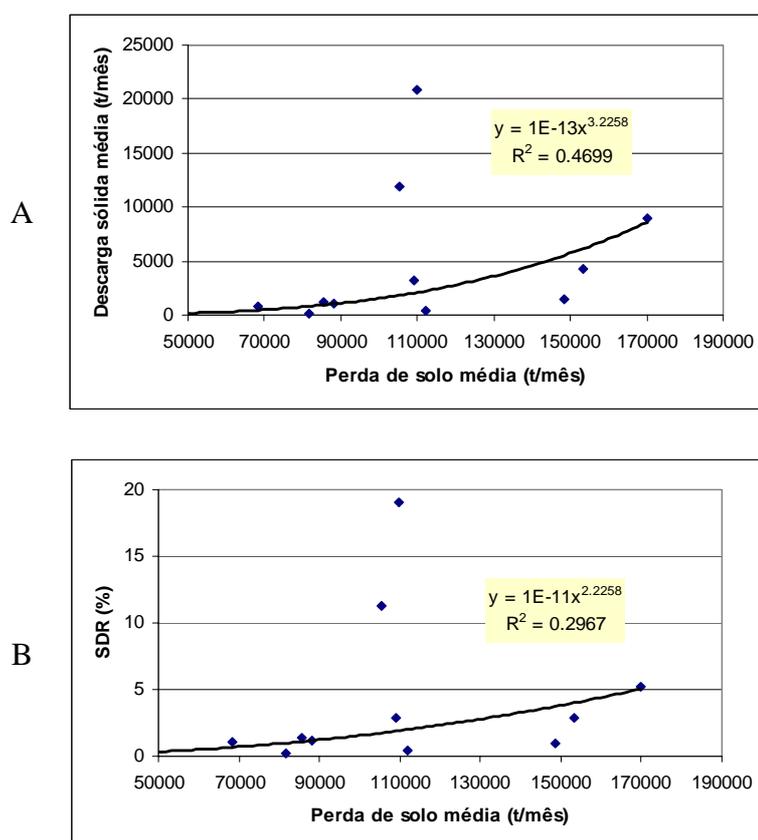


Figura 5.13 – Relação entre a erosão e o transporte (A) e a erosão e *SDR* (B) média mensal

Para a prática agrícola na bacia, os agricultores buscam utilizar os terrenos mais planos, localizados geralmente próximos aos cursos fluviais, associados principalmente a planícies de inundações e a patamares intermediários dos interflúvios. Os sedimentos erodidos

são deslocados vertentes abaixo pela ação das águas e alocados (depositados) nesses terrenos (patamares inferiores) que, posteriormente, com a mudança no uso do solo, têm parte remobilizada e transportada para regiões mais baixas da bacia e para o curso fluvial, como assevera Walling (1983), de que com a diminuição da declividade e do gradiente do canal aumenta a possibilidade de deposição dos sedimentos.

A produção específica de sedimento média na bacia hidrográfica do Caeté estimada é de 331,15 t/(km<sup>2</sup>.ano), representada pela relação entre descarga sólida total e área de drenagem contribuinte. A produção específica de sedimento média na bacia mostrou índices superiores a média mundial de 190 t/(km<sup>2</sup>.ano), explicitada por Carvalho (1994). Esta, na bacia do Rio Caeté, pode ser entendida pelo predomínio de solos rasos e altas declividades que favorecem o escoamento concentrado e conseqüentemente a produção de sedimento.

A partir do elevado índice de sedimento originado na bacia do Caeté e do pequeno coeficiente de remoção de sedimento da bacia, constatou-se uma intensa dinâmica hidrossedimentológica, de modo geral caracterizada como uma área potencialmente frágil à ação dos processos erosivos, à elevada mobilidade de sedimentos (transporte) e a consideráveis quantidades depositadas. Partes dos sedimentos já depositados são mobilizados e transportados para regiões mais próximas dos cursos fluviais e/ou ao curso fluvial, que são transportados à jusante do Rio Caeté (Figura 5.14).

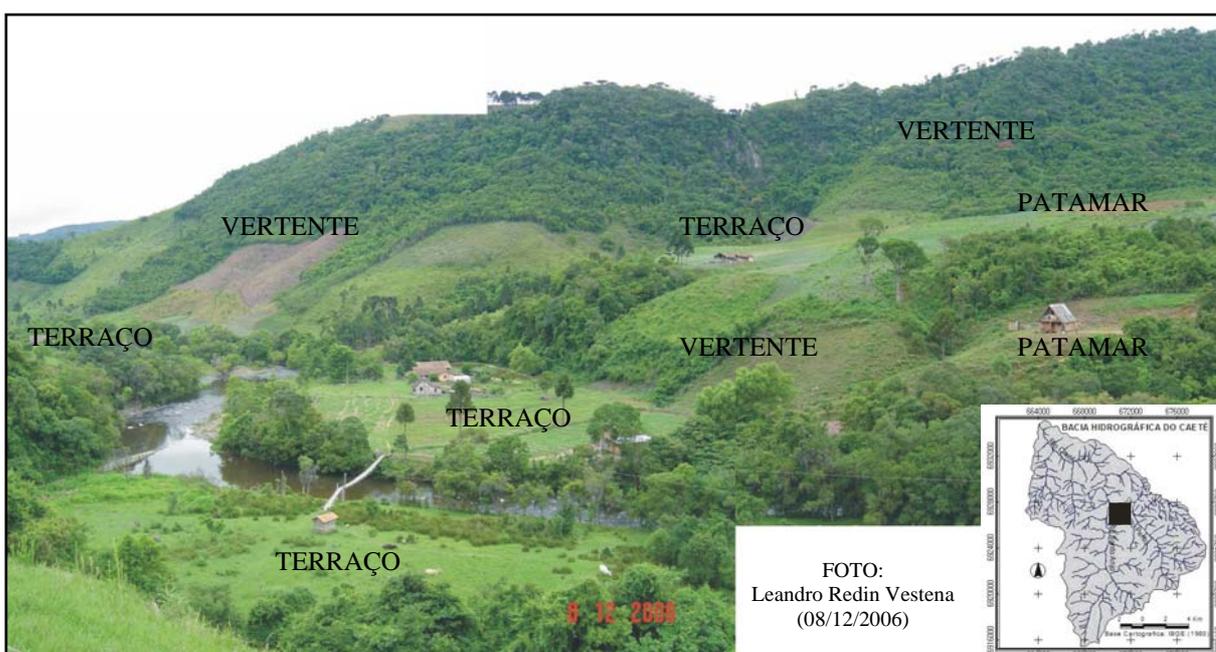


Figura 5.14 – Unidades do relevo: visão parcial do vale do Rio Perito próximo a sua foz com o Rio Santo Anjo, porção central da bacia do Rio Caeté

A Figura 5.14 exemplifica a dinâmica do transporte de sedimentos na bacia. Os sedimentos erodidos das vertentes são transportados para níveis patamares, ou seja, superfícies planas ou levemente inclinadas que interrompem a continuidade do declive da vertente (controle geológico). Posteriormente, parte destes depósitos é novamente erodida e transportada para novos patamares e/ou até o curso fluvial, parte é transportada e parte depositada ao longo de suas margem, constituindo as planícies de inundações e os terraços fluviais.

A Figura 5.15 demonstra o balanço de sedimento na bacia hidrográfica do Caeté, onde percebe-se que, aproximadamente, 95% dos sedimentos são depositados na bacia hidrográfica, podendo ocasionar, além da perda de fertilidade dos solos, o assoreamento de vales e depressões que, por conseguinte induzem às inundações indesejadas.

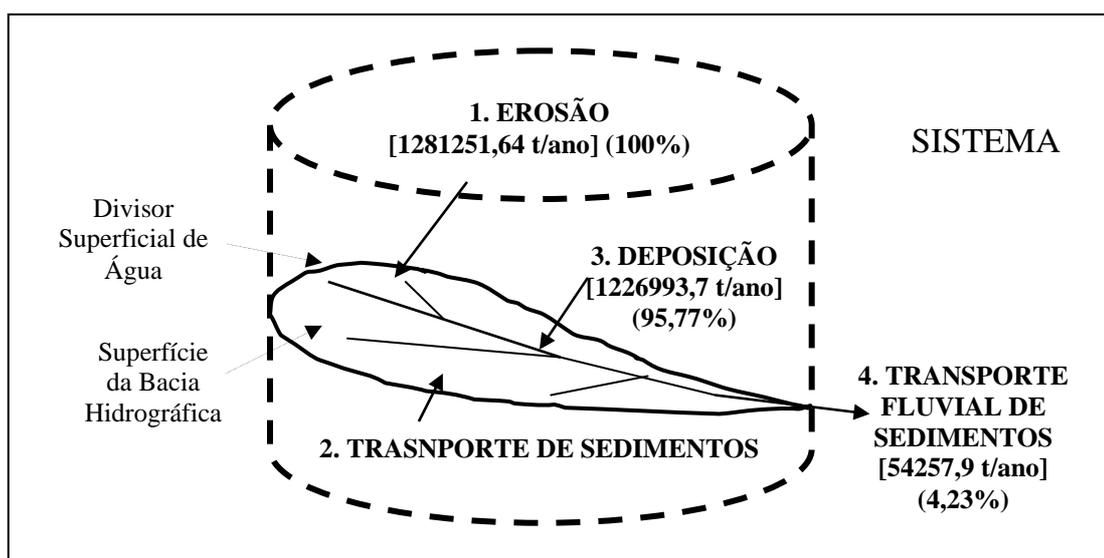


Figura 5.15 – Balanço sedimentológico da bacia hidrográfica do Caeté

Os impactos do transporte de sedimentos afetam principalmente a própria população residente na bacia, devendo ser minimizados por meio de técnicas que visem conter a erosão e o transporte, pois estes são importantes vetores de poluentes químicos empregados na agricultura, que podem ser carreados a fontes e ao curso fluvial e compromete a qualidade dos recursos hídricos.

Segundo Bordas e Semmelmann (2000), o remanejamento e a redistribuição na bacia hidrográfica de consideráveis volumes de sedimentos podem alterar até a dinâmica dos

processos hidrológicos, além de afetarem o uso da terra, a conservação e a gestão dos recursos hídricos e vice-versa. De acordo com Reid et al. (1997), mudanças no uso da terra podem levar a um incremento da carga de sedimento de 8 até 375%.

A elevada dinâmica dos processos hidrossedimentológicos na bacia pode ser explicada pelos elevados índices de declividade, consideráveis diferenças altimétricas entre divisores e os vales fluviais, relevo com encostas íngremes do tipo montanhoso e escarpado, por uma rede de drenagem encaixada, que favorece o escoamento superficial concentrado, com elevada velocidade e pela energia, que favorece a erosão, o transporte e a deposição. De acordo com Walling (1983) e Chow (1964), estes fatores, entre outros condicionam a dinâmica dos processos hidrossedimentológicos, assim como também a presença de sedimentos na bacia com tamanho granulométrico grande, que exigem fluxos com elevada capacidade de transporte e que, de certa forma, beneficiam a deposição próxima ao seu local de origem, como mencionaram Maidment (1993) e Julien (1998).

## **5.4. Modelagem hidrológica**

### **5.4.1. Propagação do escoamento ao longo da rede de drenagem ( $tc$ )**

A função distância-área representa o tamanho das áreas de contribuição em função do comprimento do canal principal medido a partir da exutória. Ela concebe o escoamento como um processo uniforme para toda a área da bacia e indica a quantidade de área que contribui para o escoamento fluvial na exutória em função do tempo, até todas as áreas da bacia contribuírem com o escoamento.

A propagação do escoamento ao longo da rede de drenagem ( $tc$ ) estimada para a bacia hidrográfica do Caeté, a partir da função distância-área, é mostrada na Tabela 5.12 e na Figura 5.16. Nelas pode-se verificar a existência de duas ascensões e duas recessões com o incremento da área de drenagem em relação ao comprimento do canal principal.

Tabela 5.12 – Função distância-área da bacia hidrográfica do Caeté

| Área (m <sup>2</sup> ) | Área Acumulada (m <sup>2</sup> ) | Distância da Exutória (m) |
|------------------------|----------------------------------|---------------------------|
| 990.479                | 990.479                          | 1.255                     |
| 2.319.607              | 3.310.085                        | 2.510                     |
| 3.236.224              | 6.546.310                        | 3.765                     |
| 5.359.280              | 11.905.590                       | 5.020                     |
| 6.670.058              | 18.575.648                       | 6.275                     |
| 9.252.946              | 27.828.594                       | 7.530                     |
| 10.789.404             | 38.617.998                       | 8.785                     |
| 8.993.918              | 47.611.916                       | 10.040                    |
| 6.666.200              | 54.278.116                       | 11.295                    |
| 5.099.597              | 59.377.713                       | 12.550                    |
| 5.686.994              | 65.064.707                       | 13.805                    |
| 8.128.250              | 73.192.957                       | 15.060                    |
| 11.096.844             | 84.289.800                       | 16.315                    |
| 11.462.839             | 95.752.639                       | 17.570                    |
| 12.586.943             | 108.339.582                      | 18.825                    |
| 16.340.026             | 124.679.608                      | 20.080                    |
| 20.604.339             | 145.283.947                      | 21.335                    |
| 9.926.506              | 155.210.453                      | 22.590                    |
| 4.772.344              | 159.982.797                      | 23.845                    |
| 2.075.577              | 162.058.374                      | 25.100                    |

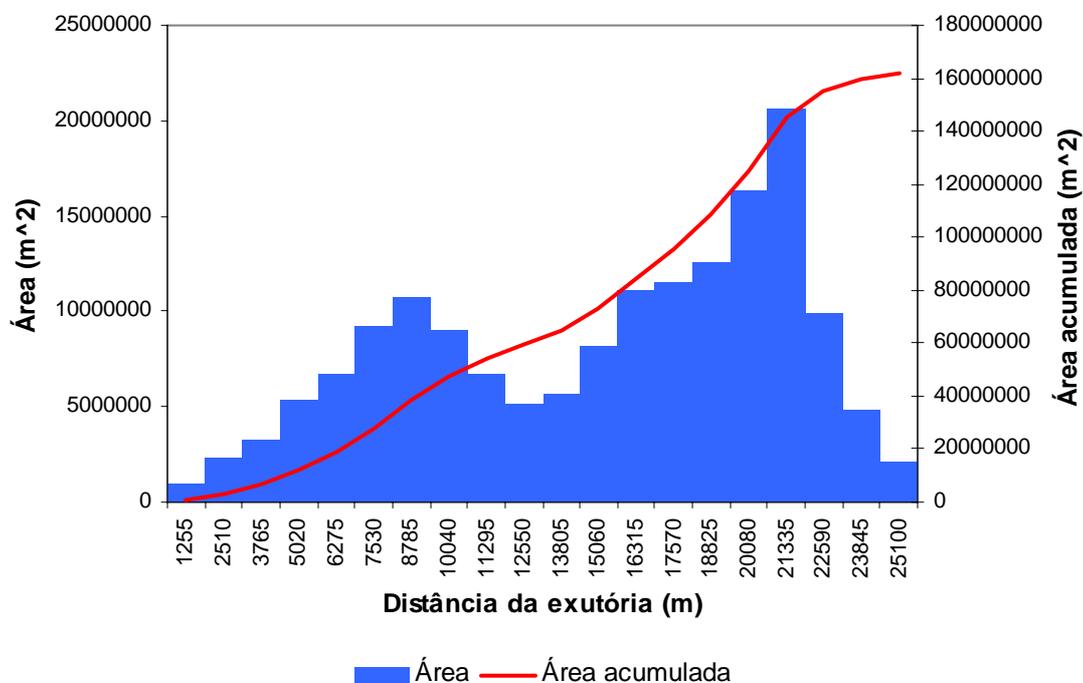


Figura 5.16 – Função distância-área para a bacia do Rio Caeté

#### 5.4.2. Índice topográfico ( $\ln(a/\tan \beta)$ )

O índice topográfico, de modo geral, representou as características geomorfológicas da bacia, mostrando grande similaridade com as feições topográficas. Nas Figuras 5.17 e 5.18 pode se verificar a distribuição espacial e o histograma para 25 ordenadas do índice topográfico da bacia hidrográfica do Caeté. Os valores mais altos de índices topográficos foram encontrados em elementos associados à rede de drenagem e/ou a depressões do terreno, enquanto que os menores valores foram encontrados em regiões com declive mais acentuado e junto aos divisores de água.

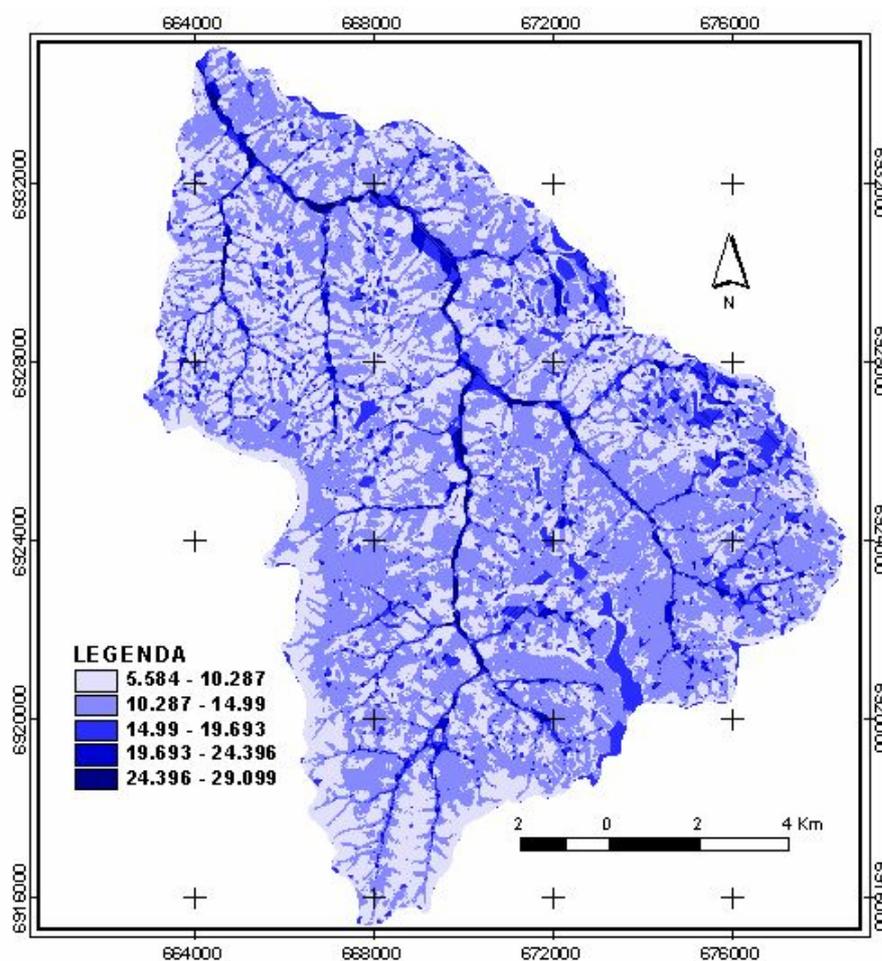


Figura 5.17 – Índice topográfico da bacia do Rio Caeté

Na distribuição dos valores do índice topográfico (Figura 5.18), observa-se que na bacia hidrográfica do Caeté predominam áreas com índice topográfico entre 9 e 13. Estes

valores são superiores aos obtidos por Ferreira (2004) para a bacia do Ribeirão dos Marins/SP (6 a 9), Xavier (2002) para a sub-bacia do Rio Iguaçu/RJ (5 a 9) e Santos (2001) para a bacia do Rio Rio Pequeno/PR (5 a 8). Os maiores valores obtidos na bacia do Rio Caeté se justificam pela presença de um relevo mais montanhoso.

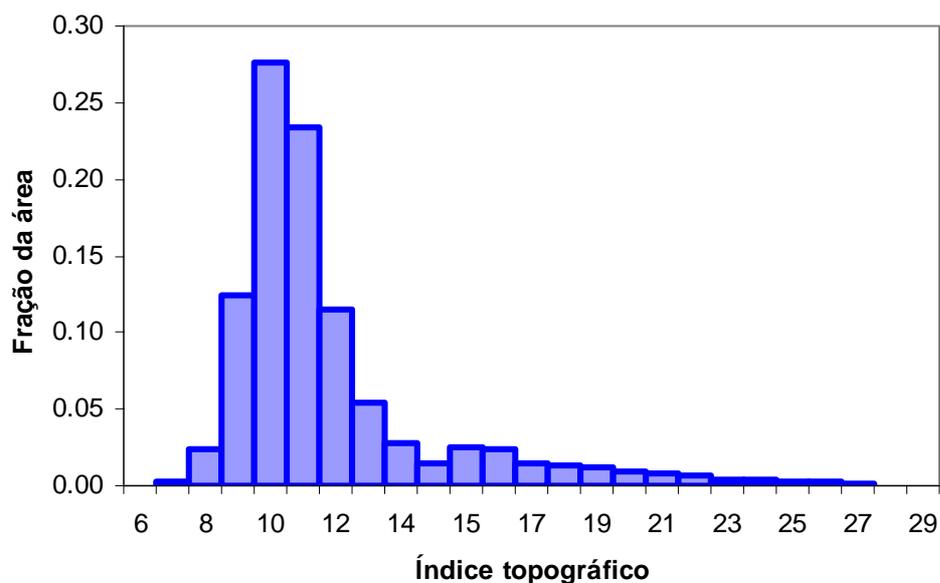


Figura 5.18 – Distribuição do índice topográfico ( $\ln(a/\tan \beta)$ )

#### 5.4.3. Calibração do TOPMODEL

A calibração foi realizada automaticamente, a partir de um intervalo válido para cada parâmetro, segundo a literatura, conforme mostrado na Tabela 4.7. A eficiência das simulações foi avaliada de acordo com o produto do coeficiente de *NASH*.

Na calibração foram utilizados quinze eventos selecionados a partir dos dados pluviométricos, fluviométricos e sedimentológicos monitorados. Os eventos foram escolhidos a partir de meados de setembro de 2006, quando a  $C_{SS}$  passou a ser monitorada. A Tabela 5.13 mostra os eventos selecionados, intervalo de tempo em hora, a precipitação, a evapotranspiração estimada pelo método de Penman modificado e a vazão total e máxima observadas dos períodos na calibração do modelo TOPMODEL.

Os eventos selecionados mostraram-se heterogêneos, ou seja, apresentaram variações significativas no volume de precipitação (12,0 a 57,1 mm) e de vazão (5,3 a 54,1 mm), sendo que o evento 8 apresentou o maior pico de vazão dos eventos considerados, ou seja, 367,5 m<sup>3</sup>/s, enquanto o evento 7 o menor, 8,6 m<sup>3</sup>/s. Essas variações dos valores das variáveis, mostradas na Tabela 5.13, caracterizam a dinâmica dos processos fluviométricos e pluviométricos na bacia do Rio Caeté e garantem maior credibilidade na calibração do modelo TOPMODEL.

Tabela 5.13 – Eventos selecionados para a calibração do TOPMODEL (100.000 simulações)

| Evento        | Data/Hora de início | Data/Hora de término | Intervalo de base do hidrograma (horas) | P total (mm) | ETP total (mm) | Q total (mm) | Q máxima observada (m <sup>3</sup> /s) |
|---------------|---------------------|----------------------|---|--------------|----------------|--------------|--|
| 1             | 04/10/06 – 18:00    | 09/10/06 – 23:00     | 126                                     | 32,5         | 18,4           | 12,0         | 31,2                                   |
| 2             | 10/10/06 – 00:00    | 17/10/06 – 21:00     | 190                                     | 57,1         | 26,0           | 20,2         | 24,5                                   |
| 3             | 01/11/06 – 01:00    | 06/11/06 – 09:00     | 129                                     | 52,2         | 20,4           | 20,1         | 191,5                                  |
| 4             | 06/11/06 – 01:00    | 10/11/06 – 07:00     | 103                                     | 25,8         | 21,0           | 10,3         | 38,1                                   |
| 5             | 15/12/06 – 17:00    | 19/12/06 – 15:00     | 112                                     | 12,0         | 22,8           | 6,8          | 10,3                                   |
| 6             | 11/01/07 – 12:00    | 18/01/07 – 01:00     | 158                                     | 32,9         | 33,0           | 17,4         | 55,6                                   |
| 7             | 19/01/07 – 00:00    | 24/01/07 – 14:00     | 135                                     | 28,6         | 28,1           | 5,3          | 8,6                                    |
| 8             | 28/02/07 – 00:00    | 03/03/07 – 15:00     | 88                                      | 53,0         | 16,5           | 23,3         | 367,5                                  |
| 9             | 11/03/07 – 07:00    | 16/03/07 – 08:00     | 122                                     | 24,7         | 17,2           | 6,4          | 14,4                                   |
| 10            | 03/04/07 – 02:00    | 06/04/07 – 22:00     | 93                                      | 14,8         | 11,3           | 10,9         | 17,2                                   |
| 11            | 15/05/07 – 13:00    | 19/05/07 – 19:00     | 103                                     | 54,0         | 6,6            | 34,2         | 93,6                                   |
| 12            | 19/05/07 – 20:00    | 26/05/07 – 23:00     | 172                                     | 48,5         | 14,4           | 54,1         | 97,9                                   |
| 13            | 12/07/07 – 01:00    | 17/07/07 – 03:00     | 123                                     | 19,1         | 7,62           | 18,8         | 17,8                                   |
| 14            | 01/08/07 – 21:00    | 19/08/07 – 19:00     | 431                                     | 21,5         | 37,8           | 33,9         | 15,3                                   |
| 15            | 29/08/07 – 11:00    | 02/09/07 – 12:00     | 98                                      | 25,8         | 9,4            | 20,4         | 54,6                                   |
| <b>Mínimo</b> |                     |                      | <b>88</b>                               | <b>12,0</b>  | <b>6,6</b>     | <b>5,3</b>   | <b>8,6</b>                             |
| <b>Máximo</b> |                     |                      | <b>431</b>                              | <b>57,1</b>  | <b>37,8</b>    | <b>54,1</b>  | <b>367,5</b>                           |
| <b>Média</b>  |                     |                      | <b>145,5</b>                            | <b>33,5</b>  | <b>19,4</b>    | <b>19,6</b>  | <b>69,2</b>                            |

O número de 100.000 simulações automáticas adotada para cada evento justifica-se pelo número de intervalo de dados utilizados em cada evento e o tempo de processamento da simulação.

Na Tabela 5.14 são apresentados os valores dos parâmetros da melhor simulação obtida, segundo a eficiência do coeficiente de *NASH*. O coeficiente de eficiência de *NASH* obtido para ambas as situações apresentou valores satisfatórios, entre 0,70568 e 0,90854, com média de 0,83304.

Tabela 5.14 – Melhor simulação do TOPMODEL para os eventos selecionados

| Item          | <i>NASH</i>    | $\ln T_0$<br>[(m <sup>2</sup> h <sup>-1</sup> )] | <i>m</i><br>[m] | <i>S<sub>RO</sub></i><br>[m] | <i>S<sub>RMAX</sub></i><br>[m] | <i>T<sub>D</sub></i><br>[h m <sup>-1</sup> ] | <i>CH<sub>V</sub></i><br>[m h <sup>-1</sup> ] | <i>R<sub>V</sub></i><br>[m h <sup>-1</sup> ] |
|---------------|----------------|--|-----------------|------------------------------|--------------------------------|--|---|--|
| 1             | 0,90061        | 3,45014  | 0,00493         | 5,435e-03                    | 2,451e-01                      | 58,995                                       | 3919,111                                      | 4261,543                                     |
| 2             | 0,82636        | 2,89067  | 0,03376         | 1,909e-03                    | 2,320e-01                      | 105,601                                      | 9321,395                                      | 1216,486                                     |
| 3             | 0,84421        | 4,32929  | 0,00570         | 3,792e-03                    | 2,265e-01                      | 77,092                                       | 885,600                                       | 8976,427                                     |
| 4             | 0,78321        | 7,99237  | 0,00327         | 3,569e-03                    | 8,326e-02                      | 29,946                                       | 7438,129                                      | 4487,685                                     |
| 5             | 0,82512        | 8,62001  | 0,00375         | 2,549e-03                    | 3,376e-02                      | 52,438                                       | 4137,500                                      | 4337,032                                     |
| 6             | 0,74674        | 3,11212  | 0,00669         | 3,546e-04                    | 3,835e-02                      | 22,991                                       | 1126,030                                      | 4961,339                                     |
| 7             | 0,82520        | 5,31193  | 0,00374         | 1,221e-02                    | 1,337e-01                      | 102,251                                      | 3342,717                                      | 2604,247                                     |
| 8             | 0,80795        | 5,47359  | 0,00327         | 6,175e-03                    | 2,139e-01                      | 83,740                                       | 786,078                                       | 9102,962                                     |
| 9             | 0,70568        | 1,68252  | 0,01268         | 9,166e-03                    | 2,350e-01                      | 95,538                                       | 626,377                                       | 3930,952                                     |
| 10            | 0,90075        | 6,37006  | 0,01028         | 1,322e-03                    | 2,388e-01                      | 34,811                                       | 785,496                                       | 4318,681                                     |
| 11            | 0,76545        | 6,55551  | 0,00311         | 3,537e-04                    | 5,388e-02                      | 10,534                                       | 2982,587                                      | 8281,047                                     |
| 12            | 0,90854        | 9,70809  | 0,00641         | 4,852e-03                    | 1,391e-01                      | 42,167                                       | 9814,419                                      | 7490,173                                     |
| 13            | 0,88944        | 5,90031  | 0,00607         | 8,564e-04                    | 1,525e-01                      | 53,213                                       | 6717,381                                      | 2126,854                                     |
| 14            | 0,90159        | 4,10195  | 0,03721         | 1,429e-03                    | 8,081e-02                      | 35,030                                       | 7995,331                                      | 1079,404                                     |
| 15            | 0,86476        | 8,51996  | 0,00338         | 2,289e-03                    | 2,302e-01                      | 119,024                                      | 2683,176                                      | 5481,135                                     |
| <b>Média</b>  | <b>0,83304</b> | <b>5,60123</b>                                   | <b>0,00962</b>  | <b>3,75E-03</b>              | <b>1,56E-01</b>                | <b>61,558</b>                                | <b>4170,755</b>                               | <b>4843,731</b>                              |
| <b>CV (%)</b> | <b>7,5</b>     | <b>42,5</b>                                      | <b>113,0</b>    | <b>90,3</b>                  | <b>51,9</b>                    | <b>54,6</b>                                  | <b>78,5</b>                                   | <b>54,1</b>                                  |

NOTA: melhor simulação obtida de 100 mil simulações.

Para avaliar a sensibilidade dos parâmetros, elaboraram-se gráficos de dispersão entre os valores obtidos para o parâmetro e o índice de eficiência (coeficiente de *NASH*) para cada uma das 100.000 simulações. Na Figura 5.19 mostra-se, a fim de exemplificar, os gráficos de dispersão para a sensibilidade dos parâmetros  $\ln T_D$ , *m* e *S<sub>RMAX</sub>*, obtidos no processo de calibração do Evento 3.

Na calibragem do TOPMODEL, verificou-se que o parâmetro  $\ln T_D$  apresentou, dentre os parâmetros maior sensibilidade, ou seja, revelou-se como um dos parâmetros mais importantes no desempenho do modelo, no controle da resposta hidrológica e representou a transmissividade efetiva do solo saturado. A alta sensibilidade deste parâmetro é destacada em Ferreira (2004) por sua forte interação com o fator *m*.

Apesar de estudos, como de Varella e Campana (2000), Mine e Clarke (1996), Silva (2005), Ranzini (2002), entre outros, apontarem o parâmetro *m* com um dos mais importantes e com elevada sensibilidade no TOPMODEL, o mesmo mostrou baixa sensibilidade, como também em Schuler et al. (2000), na simulação de eventos isolados.

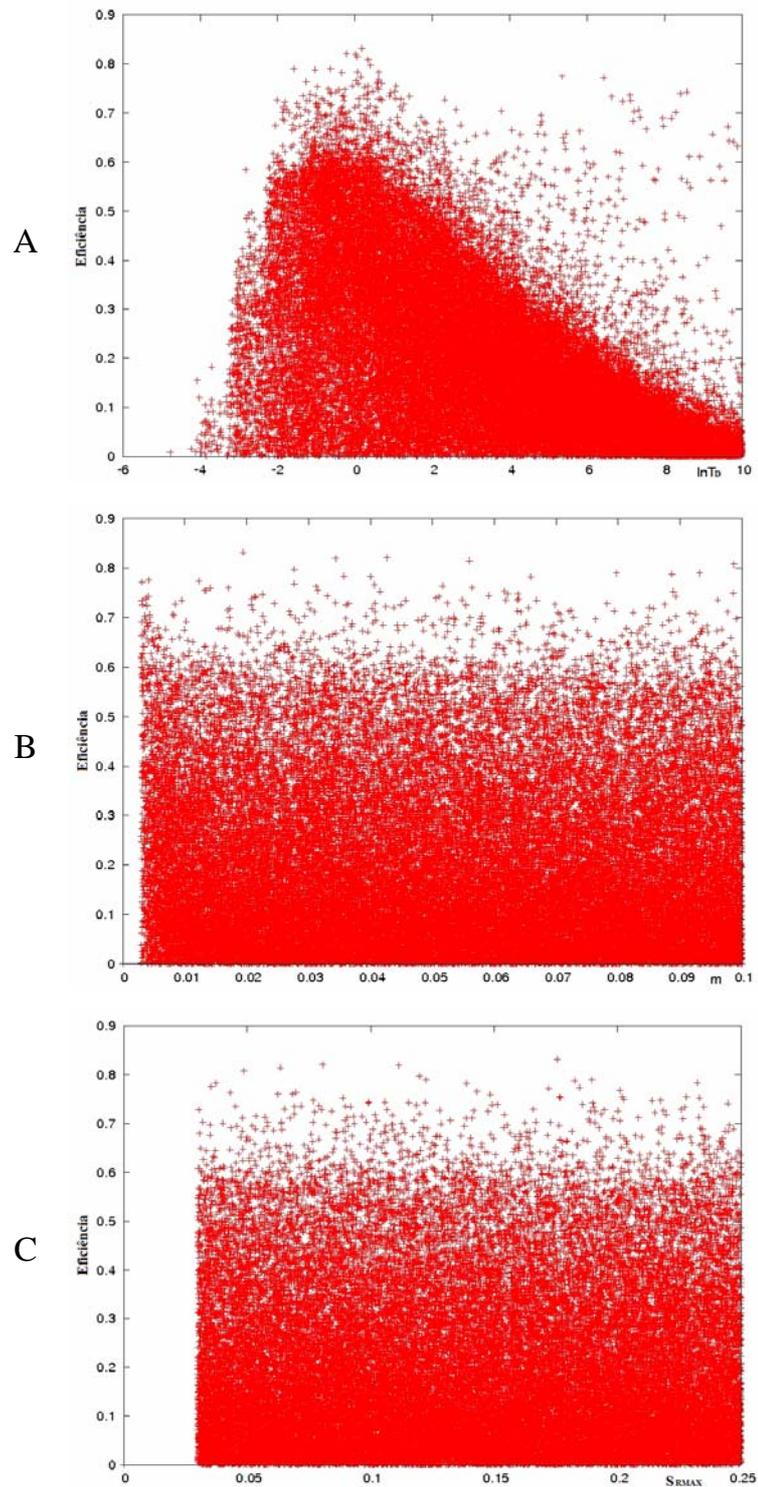


Figura 5.19 – Gráficos de dispersão para a sensibilidade: (A)  $\ln T_D$ , (B)  $m$  e (C)  $S_{RMAX}$  do Evento 3

Os parâmetros  $S_{RO}$  e  $S_{RMAX}$ , que se referem ao armazenamento de água no solo, mostraram sensibilidade moderada, de acordo como os trabalhos de Schuler et al. (2000) e Kim e Delleur (1997) e, ao contrário dos trabalhos de Varella e Campana (2000), Coelho (2003) e Silva (2005), que obtiveram alta sensibilidade.

Os demais parâmetros apresentaram baixa sensibilidade, demonstrando que a resposta hidrológica da bacia hidrográfica será a mesma e/ou semelhante.

Nos hidrogramas (APÊNDICE K), pode-se verificar que a resposta hidrológica está diretamente associada ao volume e à intensidade da precipitação, ou seja, o TOPMODEL apresenta grande sensibilidade à precipitação, exigindo dados representativos da precipitação média ocorrida na bacia hidrográfica.

Os dados de vazão simulados apresentaram resposta hidrológica no hidrograma antes dos observados, com picos de vazão inferiores aos observados, exceto nos Eventos 6, 7 e 13, onde podem ser observados picos simulados maiores que os observados.

O TOPMODEL apresentou bom índice de correlações entre a vazão calculada e estimada (Tabela 5.15), com R superiores a 0,85 que vão ao encontro dos índices de eficiência de  $NASH$  e  $NASH_{log}$ . Os índices de eficiência de  $NASH$  e  $NASH_{log}$ , de modo geral, apresentaram valores semelhantes, com pequenas variações, para mais ou para menos. Dentre os eventos utilizados na calibração, o evento 12 foi o que apresentou maior variação. Esta variação se justifica por ser o coeficiente de  $NASH_{log}$  mais sensível às vazões mínimas do que o de  $NASH$ , pois nesse as vazões mínimas calculadas foram inferiores às observadas.

Tabela 5.15 - Índice de correlação entre as vazões observadas e calculadas

| Item | $NASH$  | $NASH_{log}$ | R      | Equação                |
|------|---------|--------------|--------|------------------------|
| 1    | 0,90061 | 0,92360      | 0,9560 | $y = 0,9466x + 0,7901$ |
| 2    | 0,82636 | 0,89775      | 0,9095 | $y = 0,8284x + 0,6953$ |
| 3    | 0,84421 | 0,70937      | 0,9213 | $y = 0,8376x + 2,4561$ |
| 4    | 0,78321 | 0,81724      | 0,8912 | $y = 0,8614x + 1,0036$ |
| 5    | 0,82512 | 0,85692      | 0,9128 | $y = 0,753x + 0,7177$  |
| 6    | 0,74674 | 0,63437      | 0,8806 | $y = 0,8568x + 1,8761$ |
| 7    | 0,82520 | 0,76159      | 0,9217 | $y = 0,8459x + 0,4847$ |
| 8    | 0,80795 | 0,40327      | 0,9118 | $y = 0,7101x + 6,8762$ |
| 9    | 0,70568 | 0,54174      | 0,8513 | $y = 0,71x + 0,9912$   |
| 10   | 0,90075 | 0,87424      | 0,9552 | $y = 0,8332x + 1,0944$ |
| 11   | 0,76545 | 0,53239      | 0,9303 | $y = 0,7045x + 0,146$  |
| 12   | 0,90854 | 0,39753      | 0,9714 | $y = 1,0577x - 3,0259$ |
| 13   | 0,88944 | 0,84883      | 0,9551 | $y = 0,8798x + 0,3726$ |
| 14   | 0,90159 | 0,94180      | 0,9513 | $y = 0,8649x + 0,4112$ |
| 15   | 0,86476 | 0,89446      | 0,9432 | $y = 0,809x + 0,3565$  |

NOTA: y é a vazão calculada e x a observada ( $m^3/s$ ).

A Figura 5.20 mostra a relação entre os valores de vazão observada e calculada dos quinze eventos utilizados na calibração, demonstrando a tendência do modelo em subestimar as vazões máximas, enquanto mostra bom ajuste para as vazões mínimas e médias, com R médio de 0,92.

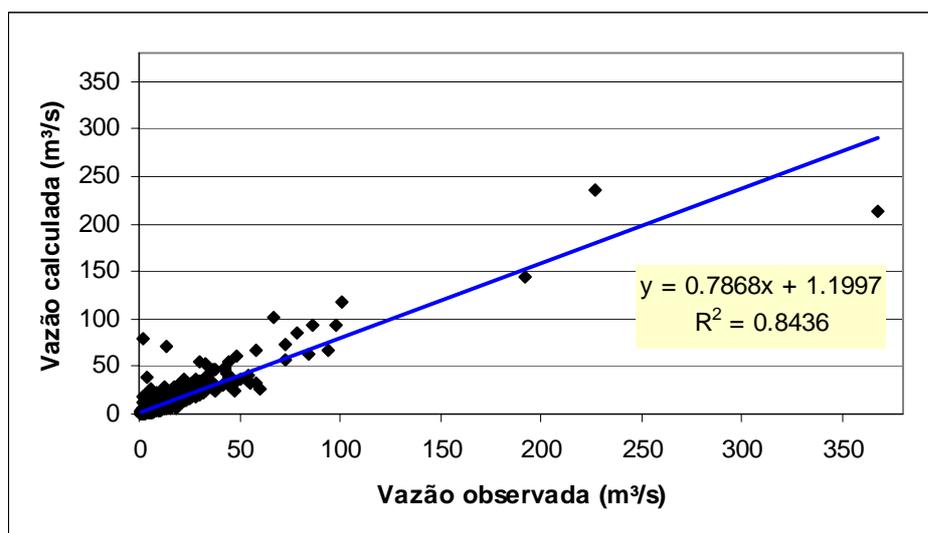


Figura 5.20 - Relação entre vazões observadas e calculadas dos quinze eventos utilizados na calibração

#### 5.4.4. Validação do TOPMODEL

Os parâmetros, depois de calibrados, foram validados por meio da aplicação em 10 eventos selecionados (Tabela 5.16). Estes eventos mostram a heterogeneidade da pluviosidade e da vazão, no que se refere à quantidade e intensidade, demonstradas nas diferentes respostas hidrológicas. A vazão máxima observada ocorreu no evento 20, que apresenta chuva de 45,4 mm, enquanto, que o evento 17 que apresentou maior chuva, 82,0 mm, teve uma vazão máxima de 66,5 m³/s. Assim, pode-se afirmar que não existe uma relação linear entre o volume precipitado e a descarga fluvial.

Na Tabela 5.17, observa-se que o modelo apresentou um melhor ajuste entre o observado e o simulado em 60% dos eventos, com eficiências de  $NASH_{log}$  acima de 0,5. Na validação, constataram-se valores de  $NASH$  negativos nos eventos 17, 19 e 21. Os valores negativos mostram que o resultado obtido na simulação do modelo é inferior à hipótese da

consideração de vazão média de todo período do evento. Estes resultados também foram encontrados nas simulações do TOPMODEL realizadas por Ranzini (2002) e Ferreira (2004).

Tabela 5.16 – Eventos selecionados para a validação do TOPMODEL

| Evento        | Data/Hora de início | Data/Hora de término | Intervalo de base do hidrograma (horas) | P total (mm) | ETP total (mm) | Q total (mm) | Q máxima observada (m <sup>3</sup> /s) |
|---------------|---------------------|----------------------|---|--------------|----------------|--------------|--|
| 16            | 02/09/07 – 00:00    | 05/09/07 – 03:00     | 76                                      | 12,2         | 10,1           | 9,1          | 11,1                                   |
| 17            | 20/09/07 – 09:00    | 25/09/07 – 23:00     | 135                                     | 82,0         | 16,9           | 34,6         | 66,5                                   |
| 18            | 26/09/07 – 00:00    | 30/09/07 – 23:00     | 120                                     | 40,0         | 17,6           | 28,4         | 137,2                                  |
| 19            | 10/10/07 – 14:00    | 14/10/07 – 19:00     | 102                                     | 31,8         | 13,4           | 6,3          | 9,27                                   |
| 20            | 14/10/07 – 20:00    | 21/10/07 – 13:00     | 162                                     | 45,4         | 23,0           | 45,4         | 236,6                                  |
| 21            | 10/11/07 – 02:00    | 16/11/07 – 10:00     | 153                                     | 26,6         | 27,4           | 9,0          | 6,2                                    |
| 22            | 25/12/06 – 00:00    | 28/12/06 – 02:00     | 75                                      | 15,0         | 16,9           | 4,7          | 7,95                                   |
| 23            | 20/02/07 – 00:00    | 23/02/07 – 18:00     | 91                                      | 39,5         | 14,6           | 23,4         | 158,0                                  |
| 24            | 23/02/07 – 00:00    | 26/02/07 – 19:00     | 92                                      | 19,0         | 18,3           | 16,6         | 48,7                                   |
| 25            | 11/05/07 – 22:00    | 15/05/07 – 12:00     | 87                                      | 42,8         | 6,0            | 19,9         | 100,9                                  |
| <b>Mínimo</b> |                     |                      | <b>75,0</b>                             | <b>12,2</b>  | <b>6,0</b>     | <b>4,7</b>   | <b>6,2</b>                             |
| <b>Máximo</b> |                     |                      | <b>162,0</b>                            | <b>82,0</b>  | <b>27,4</b>    | <b>45,4</b>  | <b>236,6</b>                           |
| <b>Média</b>  |                     |                      | <b>109,3</b>                            | <b>35,4</b>  | <b>16,4</b>    | <b>19,7</b>  | <b>78,2</b>                            |

Tabela 5.17 - Índice de correlação entre as vazões observadas e calculadas

| Evento | NASH     | NASH <sub>log</sub> | R      | Equação                |
|--------|----------|---------------------|--------|------------------------|
| 16     | 0,52353  | 0,73892             | 0,8687 | $y = 1,0839x + 0,0182$ |
| 17     | -1,09907 | 0,07189             | 0,7538 | $y = 1,2x + 5,7409$    |
| 18     | 0,60337  | 0,67299             | 0,8469 | $y = 0,4369x + 7,363$  |
| 19     | -1,36832 | 0,25078             | 0,6474 | $y = 1,169x + 0,7987$  |
| 20     | 0,64286  | 0,85901             | 0,8473 | $y = 0,4858x + 6,6102$ |
| 21     | -0,15956 | 0,07125             | 0,3477 | $y = 0,3019x + 1,9561$ |
| 22     | 0,24345  | 0,27934             | 0,7580 | $y = 0,8479x + 1,1577$ |
| 23     | 0,45642  | 0,60090             | 0,7706 | $y = 0,3113x + 9,0074$ |
| 24     | 0,25433  | 0,53768             | 0,5691 | $y = 0,1772x + 4,3904$ |
| 25     | 0,56795  | 0,61658             | 0,7909 | $y = 0,4645x + 7,5417$ |

NOTA: y é a vazão calculada e x a observada (m<sup>3</sup>/s).

O TOPMODEL, na validação, apresentou índices de correlações variados entre a vazão observada e simulada, com R entre 0,34 (evento 21) a 0,86 (evento 1) e média de 0,72. De modo geral, também apresentou tendência de superestimar as vazões observadas, tendendo a subestimar as vazões máximas e superestimar as mínimas (Figura 5.21).

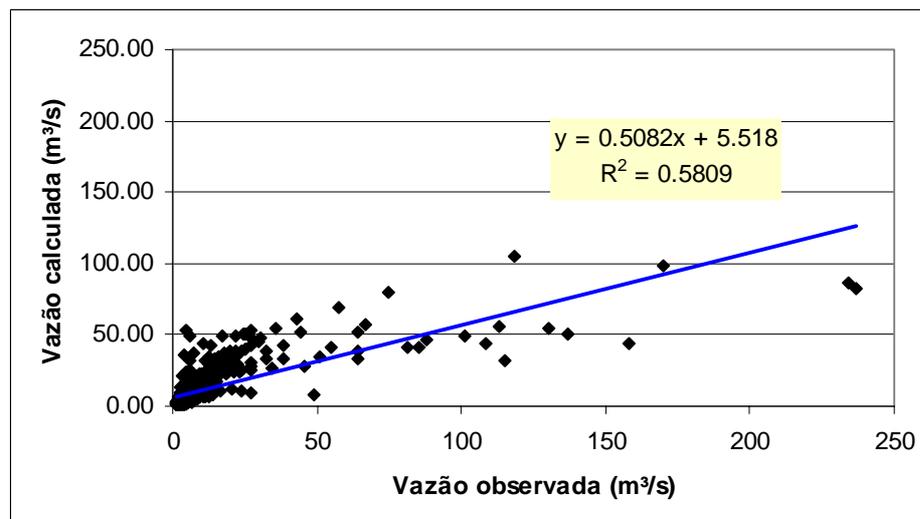


Figura 5.21 - Relação entre vazões observadas e calculadas dos 10 eventos utilizados na validação

Os hidrogramas dos eventos utilizados na validação são mostrados no APÊNDICE L. Nos hidrogramas, observa-se que, nos eventos 16, 17, 19, 21 e 22, a vazão máxima é superestimada, enquanto nos demais subestimada. Estes hidrogramas mostram que, apesar do bom índice de correlação médio entre as vazões observadas e simuladas, o modelo mostrou extremamente sensível aos dados da precipitação, com desvios significativos principalmente nos momentos de picos.

Dessa forma e concordando com Xavier (2002), deve-se investir na melhor representação possível da precipitação no processo de modelagem, nos aspectos temporal e espacial, ainda que os resultados permitam uma análise qualitativa da dinâmica dos processos hidrossedimentológicos. Destaca-se, assim, a importância de se considerar a incerteza desta nas simulações.

### 5.5. Descarga líquida e a concentração de sedimento em suspensão

As relações entre a descarga líquida e a concentração de sedimento em suspensão demonstraram a complexidade e a dinâmica dos processos na bacia hidrográfica do Caeté, representadas, de modo geral, pela presença de mais de um pico de sedimento em suspensão a cada pico de vazão. Os hidrossedimentogramas e a relação entre a descarga líquida e a concentração de sedimento monitorada dos 25 eventos são apresentados no APÊNDICE M.

A Figura 5.22 mostra como exemplo a dinâmica dos processos de  $Q$  e  $C_{SS}$  no tempo, ocorrida na maioria dos 25 eventos avaliados. Neles, verificou-se a ocorrência de pico da  $C_{SS}$  logo no início da ascensão da vazão. Posteriormente, tem-se um decréscimo na  $C_{SS}$ , enquanto a vazão continua aumentando. Em seguida, tem-se mais um pico da  $C_{SS}$  e o pico da vazão, que ocorreram praticamente ao mesmo tempo, com leve tendência do pico da vazão anteceder o da  $C_{SS}$ . Vale dizer que, em alguns eventos, ocorreu apenas um pico da  $C_{SS}$ , e em outros, três ou mais picos da  $C_{SS}$ . Na recessão do hidrograma, com a redução no volume escoado, tem-se a redução da quantidade de sedimento em suspensão, ocorrendo na maioria dos eventos oscilações da  $C_{SS}$ , representadas por picos de menores proporções.

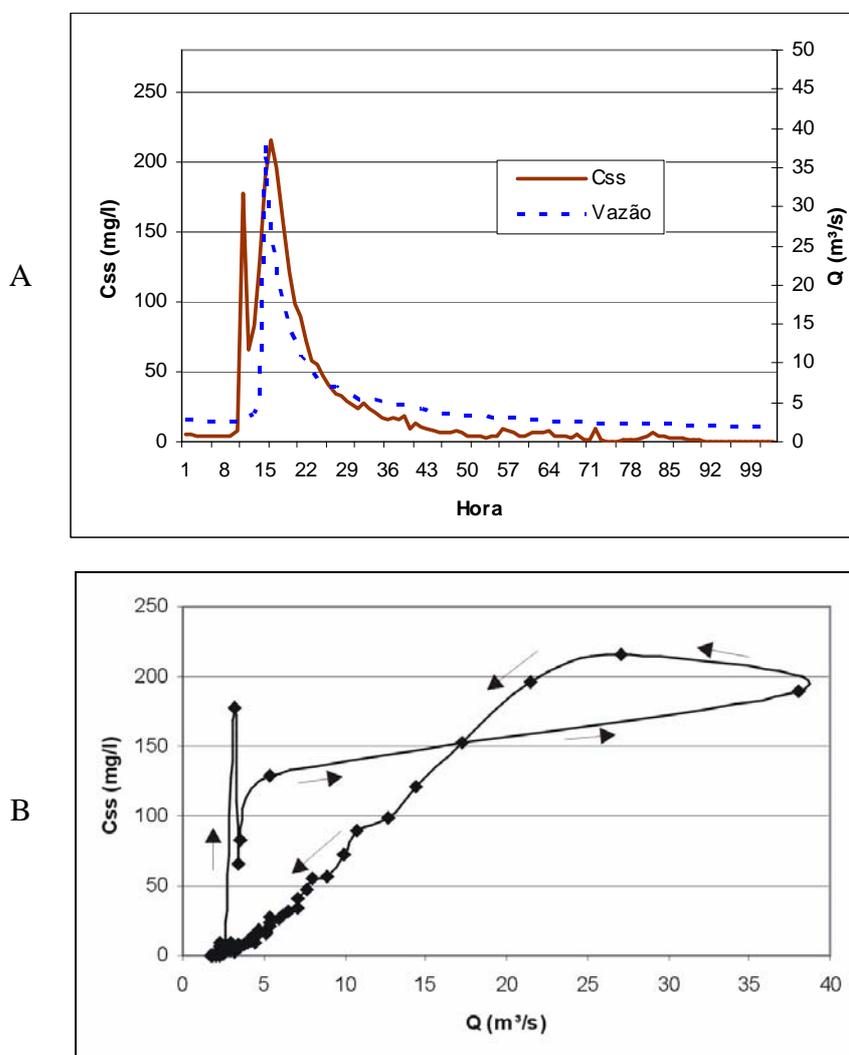


Figura 5.22 – Hidrograma e sedimentograma (A) e hidrossedimentograma - relação entre vazão observada e concentração de sedimento em suspensão monitorada (B) em intervalo de tempo horário do Evento 4

Dentre os cinco modelos de relação entre  $Q$  e  $C_{SS}$  propostos por Williams (1989) para a compreensão do regime hidrossedimentológico, na maioria dos eventos, o modelo que representou a dinâmica dos processos foi a do tipo figura oito (*figure eight*) (Figura 3.14), porque, com o início da pluviosidade, tem-se um aumento considerável da  $C_{SS}$  sem grandes alterações na vazão, seguido por um decréscimo da  $C_{SS}$  e aumento da vazão, quando se tem um novo acréscimo da  $C_{SS}$ , enquanto a vazão continua aumentando até chegar a seu pico. Posteriormente, tem-se a redução de ambas, podendo a  $C_{SS}$  apresentar novos picos, porém com menores intensidades. A relação  $Q$  e  $C_{SS}$  apresenta inicialmente uma curva no sentido horário (*clockwise*) e, posteriormente, uma outra curva no sentido anti-horário (*counterclockwise*).

No primeiro momento, a ocorrência do aumento da  $C_{SS}$  antes da vazão, associado posteriormente a uma diminuição da  $C_{SS}$  e à ascensão da vazão, condiciona uma histerese do tipo curva no sentido horário (*clockwise*), indicando a contribuição de sedimentos provenientes de áreas fontes próximo do curso de água que condicionam uma resposta rápida na taxa de sedimento em suspensão (SEEGER et al., 2004). O decaimento da taxa de sedimento em suspensão antes da recessão do hidrograma, conforme Williams (1989), ocorre pela reduzida quantidade de sedimento disponível nestas áreas. Outra razão para a ocorrência de picos de  $C_{SS}$  antes do de vazão pode estar relacionado, segundo Sammori et al. (2004), à intensidade da chuva.

No segundo momento, a taxa de sedimentos em suspensão passa a ascender novamente, ocorrendo um segundo pico da  $C_{SS}$ , porém depois do pico de vazão, condiciona uma histerese do tipo curva no sentido anti-horário (*counterclockwise*). Seeger et al. (2004) destacam que tal comportamento deve-se à contribuição de sedimentos oriundos de áreas fontes mais distantes dos cursos de água, distribuídas na bacia. Estas áreas geralmente apresentam maior disponibilidade de sedimentos e ocorrem quando o solo apresenta alta umidade, em condição próxima da saturação.

A ocorrência do primeiro pico da  $C_{SS}$  bem antes do de vazão, com elevadas taxas de sedimento em suspensão, é condicionada também pela carga de sedimento de lavagem (*wash load* ou *deplúvio*) carregado da bacia hidrográfica.

Contudo, destaca-se que nos eventos 5, 7, 10, 13 e 21 o primeiro pico apresentou taxa de  $C_{SS}$  superior ao segundo pico (ou demais picos ocorridos no evento), demonstrando uma maior disponibilidade de sedimento proveniente das áreas próximas aos cursos fluviais. Apesar de a histerese tipo figura oito (*figure eight*) predominar, os eventos 3, 7, 8, 9, 10, 12, 15, 18, 20 e 25 apresentaram histerese do tipo curva no sentido horário (*clockwise*) e o evento 16 anti-horário (*counterclockwise*). A presença de diferentes tipos de histerese encontrados na bacia hidrográfica do Caeté converge com os apontamentos de Lenzi e Marchi (2000), de que uma bacia hidrográfica pode apresentar vários tipos de histerese.

A maioria dos eventos apresentou histerese do tipo horário (*clockwise*), unicamente ou associada a uma outra curva (figura oito) demonstrando, no geral, que na bacia hidrográfica do Caeté as áreas fontes estão próximas dos cursos de água.

Na Tabela 5.18, observa-se a pluviosidade no evento, a vazão máxima, a  $C_{SS}$  máxima e a pluviosidade máxima observada nos 25 eventos utilizados. Nela verifica-se que a  $C_{SS}$  máxima nos eventos variou de 77,4 a 13204,6 mg/L, sendo que  $C_{SS}$  máxima observada não ocorreu nem no evento que apresentou maior volume de chuva, nem no de maior vazão máxima, mas sim no que apresentou maior pluviosidade máxima no intervalo de uma hora.

A partir dos dados contidos na Tabela 5.18, estabeleceram-se relações entre a  $C_{SS}$  máxima e os demais indicadores e verificou-se que a  $C_{SS}$  máxima não apresentou índices de correlação com a pluviosidade total e a descarga líquida máxima, ao passo que apresentou certo índice de correlação com a pluviosidade máxima (intensidade), demonstrado por um R de 0,60 ( $y = 229,63x - 1232,6$ , sendo  $y$  a  $C_{SS}$  mg/L e  $x$  a pluviosidade máxima mm/h). A partir disso, pode-se dizer que, na bacia hidrográfica do Caeté, a intensidade da chuva influencia na quantidade de sedimento em suspensão, pois, quanto maior a intensidade, maior a quantidade de sedimento em suspensão no curso fluvial (Figura 5.23).

Tabela 5.18 – Vazão, precipitação e  $C_{SS}$  monitorada dos 25 eventos utilizados

| Evento        | Pluviosidade total no evento (mm) | Pluviosidade máxima horária (mm) | Vazão máxima horária observada (m <sup>3</sup> /s) | $C_{SS}$ máxima horária observada (mg/l) |
|---------------|-----------------------------------|----------------------------------|--|--|
| 1             | 32,5                              | 27,4                             | 31,2   | 13204,6                                  |
| 2             | 57,1                              | 11,4                             | 24,5   | 1780,2                                   |
| 3             | 52,2                              | 18,2                             | 191,5  | 1568,8                                   |
| 4             | 25,8                              | 24,3                             | 38,1   | 215,6                                    |
| 5             | 12,0                              | 8,0                              | 10,3   | 358,0                                    |
| 6             | 32,9                              | 7,1                              | 55,6   | 2119,7                                   |
| 7             | 28,6                              | 11,4                             | 8,6  | 348,9                                    |
| 8             | 53,0                              | 27,2                             | 367,5  | 2365,0                                   |
| 9             | 24,7                              | 12,4                             | 14,4   | 480,0                                    |
| 10            | 14,8                              | 6,4                              | 17,2   | 560,1                                    |
| 11            | 54,0                              | 6,0                              | 93,6   | 270,7                                    |
| 12            | 48,5                              | 8,0                              | 97,9   | 247,8                                    |
| 13            | 19,1                              | 5,4                              | 17,8   | 77,4                                     |
| 14            | 21,5                              | 5,0                              | 15,3   | 77,4                                     |
| 15            | 25,8                              | 3,0                              | 54,6   | 387,0                                    |
| 16            | 12,2                              | 7,5                              | 11,1   | 167,9                                    |
| 17            | 82,0                              | 12,0                             | 66,5   | 1379,6                                   |
| 18            | 40,0                              | 7,2                              | 137,2  | 411,8                                    |
| 19            | 31,8                              | 7,0                              | 9,27   | 165,3                                    |
| 20            | 64,2                              | 11,2                             | 236,6  | 731,6                                    |
| 21            | 26,6                              | 5,4                              | 6,2  | 883,7                                    |
| 22            | 15,0                              | 11,7                             | 8,0  | 682,1                                    |
| 23            | 39,5                              | 5,4                              | 158,0  | 379,3                                    |
| 24            | 19,0                              | 8,6                              | 48,7   | 1495,3                                   |
| 25            | 42,8                              | 11,6                             | 100,9  | 550,5                                    |
| <b>Mínima</b> | <b>12,0</b>                       | <b>3,0</b>                       | <b>6,2</b>   | <b>77,4</b>                              |
| <b>Máxima</b> | <b>82,0</b>                       | <b>27,4</b>                      | <b>367,5</b>                                       | <b>13204,6</b>                           |
| <b>Média</b>  | <b>35,0</b>                       | <b>10,8</b>                      | <b>72,8</b>  | <b>1236,3</b>                            |
| <b>CV (%)</b> | <b>51,4</b>                       | <b>62,2</b>                      | <b>120,6</b>                                       | <b>208,6</b>                             |

Além disso, convém destacar a importância do relevo na  $C_{SS}$ . Na bacia, o relevo dissecado, constituído por vertentes íngremes (elevada declividade), favorece a concentração do fluxo e uma resposta hidrológica rápida. Tais resultados corroboram com os apontamentos de Gregory e Walling (1973), Williams (1989), Van Dijk e Kwaad (1996), Reid et al. (1997), Steegen et al. (2000) que, dentre outros, afirma que o regime pluviométrico e o relevo influenciam na vazão e na carga em suspensão, juntamente e principalmente, com o tipo de uso da terra e a dinâmica de armazenamento/mobilização de sedimentos na bacia hidrográfica.

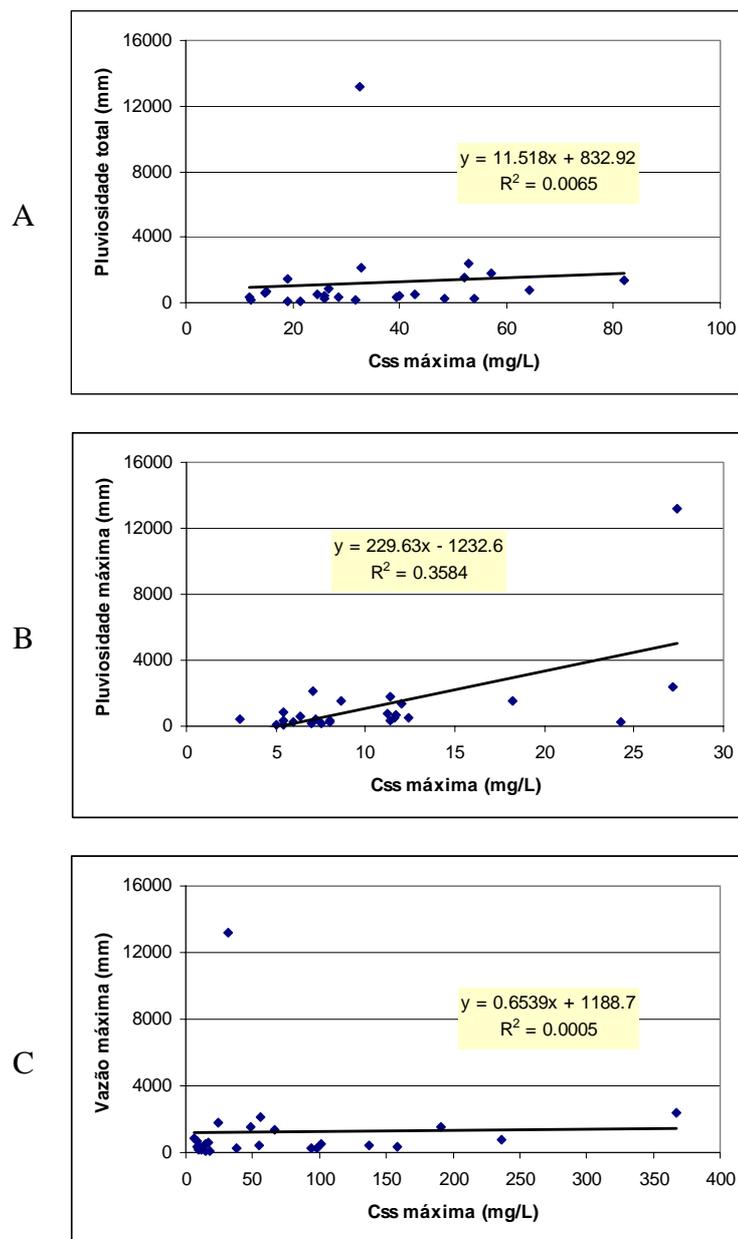


Figura 5.23 – Relação entre a  $C_{SS}$  máxima e a pluviosidade total (A), a  $C_{SS}$  máxima e a pluviosidade máxima (B) e a  $C_{SS}$  máxima e a vazão máxima (C)

Na Tabela 5.19 aparecem os índices de relação entre a vazão e a  $C_{SS}$  obtidos em cada um dos 25 eventos, além do índice da relação na ascensão e na recessão do hidrograma. A ascensão compreendeu os dados do início do evento até o primeiro pico de vazão e a recessão do último pico no hidrograma até a vazão mínima observada.

Tabela 5.19 – Índice de correlação entre a descarga líquida e a concentração de sedimento em suspensão de cada evento e da ascensão e da recessão do hidrograma

| Evento        | Q/C <sub>SS</sub> - Total |               | Q/C <sub>SS</sub> - Ascensão |               | Q/C <sub>SS</sub> - Recessão |               |
|---------------|---------------------------|---------------|------------------------------|---------------|------------------------------|---------------|
|               | Equação                   | R             | Equação                      | R             | Equação                      | R             |
| 1             | y = 137,07x - 307,99      | 0,5136        | y = 235,79x - 66,075         | 0,6106        | y = 69,703x - 202,92         | 0,8328        |
| 2             | y = 17,161x - 12,949      | 0,4188        | y = 43,971x - 15,427         | 0,6368        | y = 6,0616x - 7,6114         | 0,9760        |
| 3             | y = 8,3325x + 14,397      | 0,7009        | y = 8,103x + 83,141          | 0,6454        | y = 8,7133x - 10,288         | 0,9507        |
| 4             | y = 7,3931x - 10,494      | 0,8434        | y = 4,6875x + 20,767         | 0,6324        | y = 7,4844x - 14,657         | 0,9554        |
| 5             | y = 14,918x - 18,939      | 0,4122        | y = 8,4158x + 23,679         | 0,1382        | y = 17,375x - 31,817         | 0,7339        |
| 6             | y = 14,797x + 4,0902      | 0,4938        | y = 1,1336x + 245,15         | 0,0361        | y = 11,109x - 19,292         | 0,9787        |
| 7             | y = 16,192x - 11,481      | 0,5485        | y = 20,401x - 2,0966         | 0,5141        | y = 12,486x - 11,11          | 0,9473        |
| 8             | y = 3,2099x + 45,362      | 0,5031        | y = -0,0095x + 9,6752        | 0,2524        | y = 11,255x + 8,5952         | 0,9683        |
| 9             | y = 21,658x - 23,786      | 0,7164        | y = -0,0145x + 9,269         | 0,0100        | y = 31,694x - 51,166         | 0,8439        |
| 10            | y = 18,087x - 41,266      | 0,5139        | y = 46,49x - 98,687          | 0,7169        | y = 12,666x - 34,799         | 0,9386        |
| 11            | y = 2,4477x + 1,423       | 0,7942        | y = 5,2934x - 4,7289         | 0,8483        | y = 2,4884x - 16,361         | 0,9863        |
| 12            | y = 2,4535x - 14,333      | 0,9521        | y = 2,7291x - 8,4679         | 0,9678        | y = 1,7322x - 9,6767         | 0,9771        |
| 13            | y = 4,3491x - 13,596      | 0,7361        | y = 3,9203x - 2,9765         | 0,6307        | y = 4,5076x - 19,738         | 0,9767        |
| 14            | y = 6,2161x - 17,606      | 0,8060        | y = 6,7193x - 9,083          | 0,6401        | y = 5,4704x - 16,007         | 0,9279        |
| 15            | y = 4,9182x + 3,5949      | 0,6877        | y = 7,1948x + 14,524         | 0,7031        | y = 3,5036x - 4,7969         | 0,9625        |
| 16            | y = 14,966x - 55,738      | 0,7083        | y = 1,8974x + 5,7814         | 0,4369        | y = 23,67x - 94,49           | 0,9122        |
| 17            | y = 6,9508x + 0,8254      | 0,3842        | y = 5,343x + 61,928          | 0,5191        | y = 4,4714x - 21,722         | 0,9744        |
| 18            | y = 3,1123x - 2,5791      | 0,9192        | y = 3,0081x + 2,0646         | 0,8915        | y = 3,3471x - 6,5273         | 0,9888        |
| 19            | y = 14,325x - 18,862      | 0,8272        | y = 7,793x - 7,5599          | 0,7000        | y = 15,186x - 29,739         | 0,9556        |
| 20            | y = 2,759x + 7,0057       | 0,8718        | y = 3,6574x + 24,708         | 0,8836        | y = 2,1652x + 3,3301         | 0,9852        |
| 21            | y = 37,098x - 62,568      | 0,4060        | y = 81,584x - 149,88         | 0,3787        | y = 37,622x - 69,538         | 0,9038        |
| 22            | y = 77,987x - 59,118      | 0,7923        | y = 62,413x - 61,468         | 0,7964        | y = 86,117x - 58,002         | 0,8244        |
| 23            | y = 2,2751x + 9,7634      | 0,8837        | y = 1,5703x + 12,284         | 0,8695        | y = 3,5473x - 2,0442         | 0,9978        |
| 24            | y = 11,605x + 26,843      | 0,3294        | y = 9,9098x - 16,249         | 0,2516        | y = 26,033x - 93,09          | 0,7913        |
| 25            | y = 4,2872x + 11,589      | 0,7245        | y = 5,1199x + 25,746         | 0,6701        | y = 4,4349x - 18,541         | 0,9942        |
| <b>Mínima</b> |                           | <b>0,3294</b> |                              | <b>0,0100</b> |                              | <b>0,7339</b> |
| <b>Máxima</b> |                           | <b>0,9521</b> |                              | <b>0,9678</b> |                              | <b>0,9978</b> |
| <b>Média</b>  |                           | <b>0,6595</b> |                              | <b>0,5752</b> |                              | <b>0,9314</b> |

NOTA: y é a C<sub>SS</sub> (mg/L) e x a vazão (m<sup>3</sup>/s).

Na Tabela 5.19 verifica-se índices de correlação aceitáveis entre Q/C<sub>SS</sub> total na maioria dos 25 eventos, ou seja, em 56% dos mesmos o R foi superior a 0,7. O melhor índice de correlação deu-se no evento 12, com R de 0,9521, dada pela equação  $C_{SS} = 2,4535.Q - 14,333$ .

As correlações realizadas para o período de recessão e ascensão apresentaram resultados divergentes, enquanto na ascensão os índices de correlação foram pequenos entre Q/C<sub>SS</sub>, com R superiores a 0,70 em apenas 8 dos 25 eventos (32%), na recessão tem-se R superior a 0,70 em 100% dos eventos. Uma das prováveis causas da baixa relação no período de ascensão entre Q/C<sub>SS</sub> pode ser oscilações na C<sub>SS</sub>, com pico antes da vazão, que podem

estar associadas à contribuição da carga de sedimento de lavagem das vertentes da bacia hidrográfica. A equação obtida com melhor índice de correlação na ascensão da vazão foi a do evento 12, dada por  $C_{SS} = 2,7291.Q - 8,4679$ , e na recessão do evento 23, dada por  $C_{SS} = 3,5473.Q - 2,0442$ .

Em vista dos resultados obtidos da relação entre vazão e  $C_{SS}$ , constata-se que sua utilização pode conduzir a erros significativos na determinação da  $C_{SS}$  a partir da vazão em determinados eventos, porque não considera o padrão de variabilidade presente na quantidade de sedimento em suspensão. Por conseguinte, deve-se evitar sua utilização e privilegiar sempre o monitoramento automático da  $C_{SS}$  em escala temporal inferior a 60 minutos.

## 5.6. Áreas saturadas e a descarga de sedimentos

### 5.6.1. Áreas saturadas

As áreas saturadas foram obtidas nos processos de simulação do TOPMODEL para os intervalos horários nos 25 eventos utilizando-se o conjunto médio de parâmetros obtidos na calibração, para se eliminar a influência ocasionada pelos parâmetros. Na Tabela 5.20, são apresentados um resumo das condições de cada evento, a vazão inicial do período e a porcentagem das áreas saturada máxima e mínima da bacia estimada em cada evento.

Os valores da vazão inicial são destacados no sentido de avaliar seu impacto nos resultados das áreas saturadas mínimas, visto a vazão inicial ter sido utilizada na determinação do *déficit* inicial na zona saturada no primeiro procedimento de simulação, apesar de seu efeito tender a se dissipar ao longo do período de simulação. Na bacia do Rio Caeté, verificou-se certa relação entre as áreas saturadas mínimas e a vazão inicial ( $R = 0,74$ ), como pode ser observado na Figura 5.24.

Tabela 5.20 – Resumo das variáveis pluviométricas, fluviométricas e as áreas saturadas mínimas e máximas obtidas na simulação dos 25 eventos selecionados

| Evento        | P total (mm) | Q total (mm) | Q máxima (m <sup>3</sup> /s) | Q inicial (m <sup>3</sup> /s) | C <sub>ss</sub> máxima (mg/l) | Área Saturada inicial (%) | Áreas Saturada mínima (%) | Áreas Saturada máxima (%) | CV das áreas saturadas (%) |
|---------------|--------------|--------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------------|
| 1             | 32,5         | 12,0         | 31,2                         | 1,59                          | 13204,6                       | 12,19                     | 11,60                     | 14,75                     | 6,79                       |
| 2             | 57,1         | 20,2         | 24,5                         | 1,87                          | 1780,2                        | 12,32                     | 12,18                     | 16,57                     | 9,10                       |
| 3             | 52,2         | 20,1         | 191,5                        | 1,10                          | 1568,8                        | 10,70                     | 10,28                     | 18,75                     | 16,06                      |
| 4             | 25,8         | 10,3         | 38,1                         | 2,84                          | 215,6                         | 12,74                     | 12,68                     | 15,65                     | 6,00                       |
| 5             | 12,0         | 6,8          | 10,3                         | 2,33                          | 358,0                         | 12,52                     | 12,28                     | 12,71                     | 0,96                       |
| 6             | 32,9         | 17,4         | 55,6                         | 1,46                          | 2119,7                        | 11,59                     | 11,58                     | 14,01                     | 4,19                       |
| 7             | 28,6         | 5,3          | 8,6                          | 1,10                          | 348,9                         | 10,70                     | 10,24                     | 12,99                     | 7,75                       |
| 8             | 53,0         | 23,3         | 367,5                        | 1,87                          | 2365,0                        | 12,32                     | 12,25                     | 16,66                     | 9,33                       |
| 9             | 24,7         | 6,4          | 14,4                         | 2,33                          | 480,0                         | 12,52                     | 12,29                     | 13,03                     | 2,02                       |
| 10            | 14,8         | 10,9         | 17,2                         | 3,80                          | 560,1                         | 13,10                     | 12,88                     | 13,92                     | 2,39                       |
| 11            | 54,0         | 34,2         | 93,6                         | 5,93                          | 270,7                         | 13,80                     | 13,11                     | 15,77                     | 5,43                       |
| 12            | 48,5         | 54,1         | 97,9                         | 8,27                          | 247,8                         | 14,48                     | 12,93                     | 21,98                     | 13,75                      |
| 13            | 19,1         | 18,8         | 17,8                         | 4,45                          | 77,4                          | 13,32                     | 12,91                     | 14,07                     | 2,04                       |
| 14            | 21,5         | 33,9         | 15,3                         | 3,60                          | 77,4                          | 13,02                     | 10,10                     | 14,31                     | 9,06                       |
| 15            | 25,8         | 20,4         | 54,6                         | 1,87                          | 387,0                         | 12,32                     | 12,21                     | 13,95                     | 5,08                       |
| 16            | 12,2         | 9,1          | 11,1                         | 6,19                          | 167,9                         | 13,88                     | 13,16                     | 14,10                     | 1,96                       |
| 17            | 82,0         | 34,6         | 66,5                         | 3,02                          | 1379,6                        | 12,80                     | 12,73                     | 20,93                     | 12,45                      |
| 18            | 40,0         | 28,4         | 137,2                        | 5,41                          | 411,8                         | 13,63                     | 13,32                     | 20,11                     | 11,32                      |
| 19            | 31,8         | 6,3          | 9,27                         | 1,33                          | 165,3                         | 11,39                     | 10,96                     | 13,87                     | 8,83                       |
| 20            | 64,2         | 45,4         | 236,6                        | 1,87                          | 731,6                         | 12,32                     | 12,28                     | 26,91                     | 18,50                      |
| 21            | 26,6         | 9,0          | 6,2                          | 2,84                          | 883,7                         | 12,74                     | 12,43                     | 12,84                     | 0,91                       |
| 22            | 15,0         | 4,7          | 8,0                          | 2,67                          | 682,1                         | 12,67                     | 12,54                     | 13,12                     | 1,40                       |
| 23            | 39,5         | 23,4         | 158,0                        | 4,23                          | 379,3                         | 13,25                     | 12,94                     | 18,85                     | 11,61                      |
| 24            | 19,0         | 16,6         | 48,7                         | 4,23                          | 1495,3                        | 13,25                     | 13,02                     | 13,93                     | 1,94                       |
| 25            | 42,8         | 19,9         | 100,9                        | 8,60                          | 550,5                         | 14,57                     | 13,39                     | 18,50                     | 9,58                       |
| <b>Mínimo</b> | <b>12,00</b> | <b>4,70</b>  | <b>6,20</b>                  | <b>1,10</b>                   | <b>77,40</b>                  | <b>10,70</b>              | <b>10,10</b>              | <b>12,71</b>              | <b>0,91</b>                |
| <b>Máximo</b> | <b>82,00</b> | <b>54,10</b> | <b>367,50</b>                | <b>8,60</b>                   | <b>13204,60</b>               | <b>14,57</b>              | <b>13,39</b>              | <b>26,91</b>              | <b>18,50</b>               |
| <b>Média</b>  | <b>35,02</b> | <b>19,66</b> | <b>72,82</b>                 | <b>3,39</b>                   | <b>1236,33</b>                | <b>12,73</b>              | <b>12,25</b>              | <b>16,09</b>              | <b>7,14</b>                |

O coeficiente de variação das áreas saturadas estimadas para a bacia variou entre 0,91 a 18,50%. O evento 21 apresentou menor índice de variação e o evento 20 o maior. De modo geral, constatou-se que o índice de variação das áreas saturadas mostrou-se relacionado com a pluviosidade ( $R = 0,79$ ) e a vazão ( $R = 0,69$ ) total. Os eventos que apresentaram maiores vazões máximas foram também os que apresentaram maiores coeficiente de variação das áreas saturadas, enquanto, que os menores índices de variação das áreas saturadas ocorreram nos eventos que apresentaram as menores vazões e menor pluviosidade.

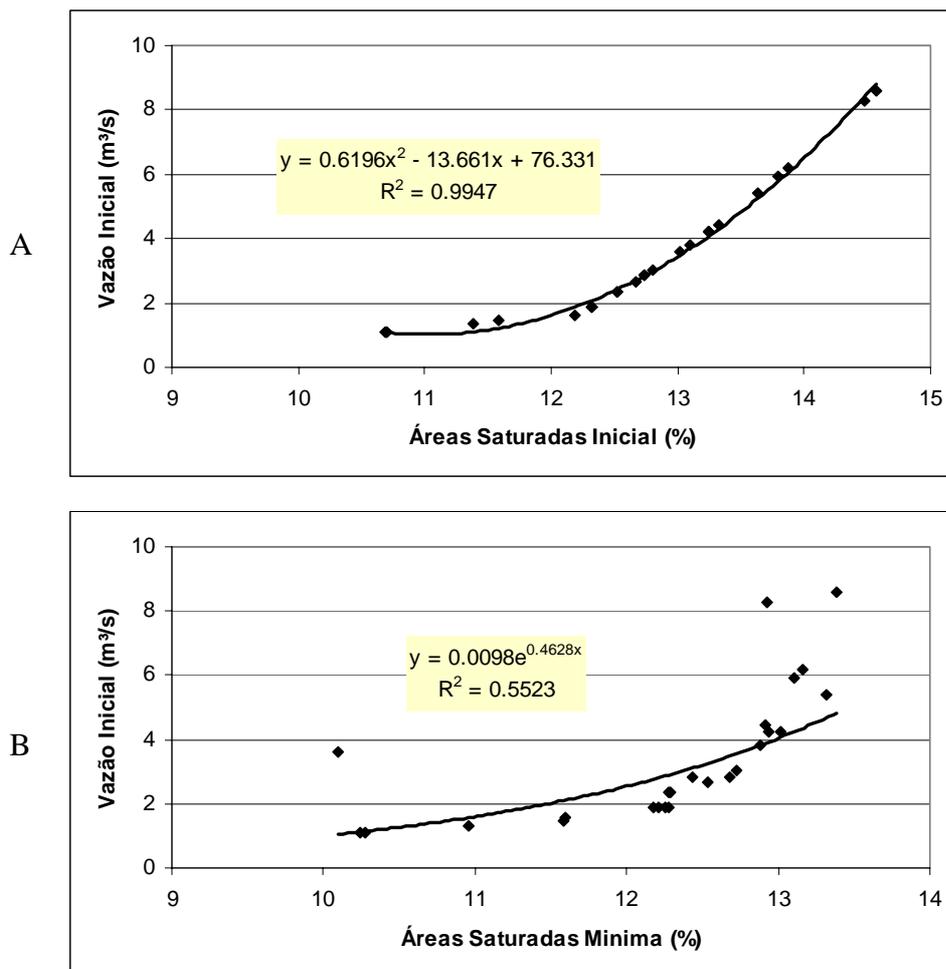


Figura 5.24 – Relação entre a vazão inicial e as áreas saturadas inicial (A) e entre a vazão inicial e as áreas saturadas mínimas (B)

A Figura 5.25 mostra que as áreas saturadas máxima na bacia estão mais relacionadas à pluviosidade e à vazão total do que à vazão máxima, com índices de correlação R de 0,77, 0,80 e 0,63, respectivamente. Tais resultados expressam a dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas na bacia, decorrentes do volume de água disponível na mesma e oriundas da pluviosidade e do índice de unidade presentes na bacia, como destacam Hewlett e Hibbert (1967), Dunne (1978; 1983), Hewlett (1982) e outros estudiosos.

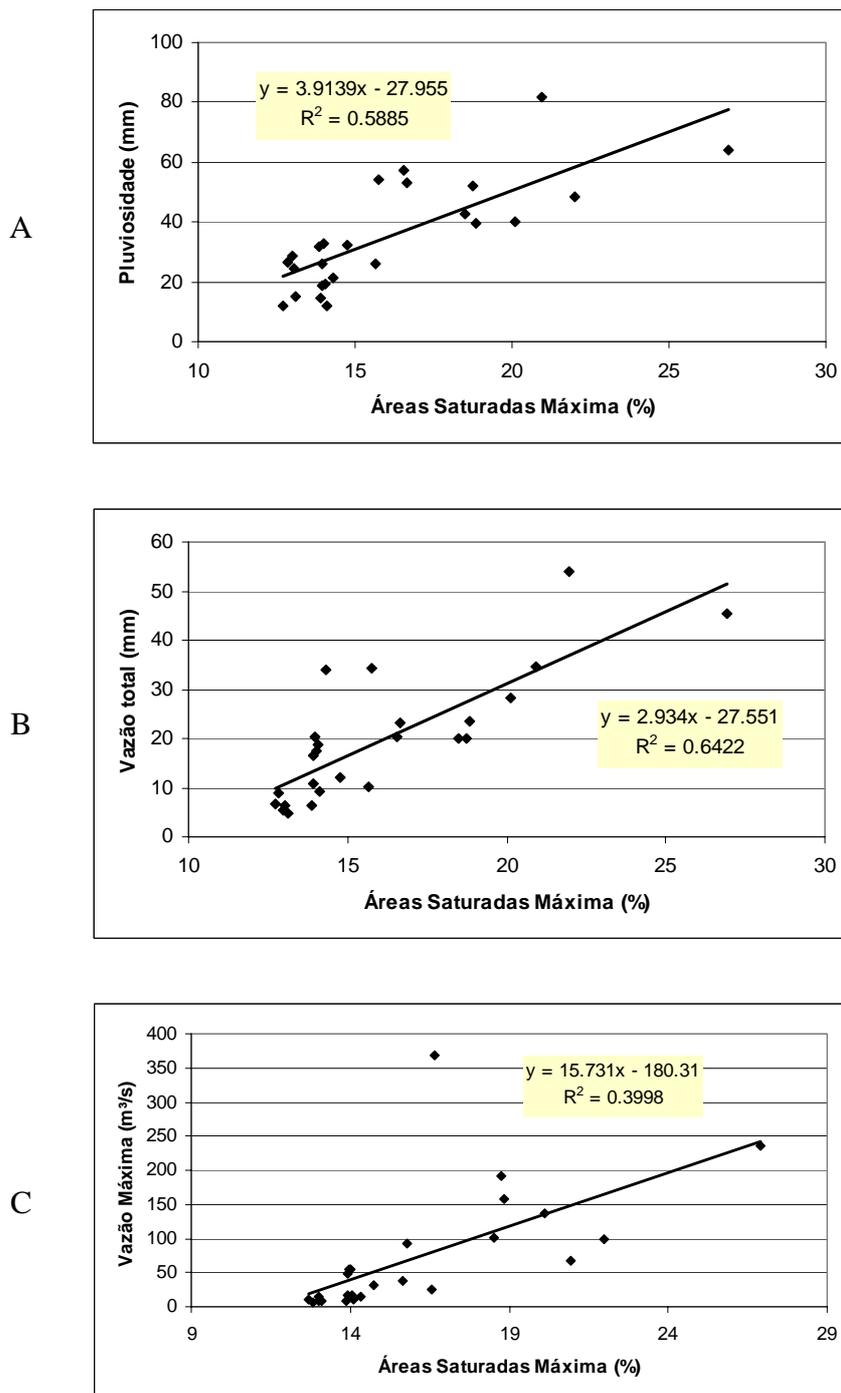


Figura 5.25 – Índice de correlação entre áreas saturadas máximas e pluviosidade total (A), áreas saturadas máximas e vazão total (B) e áreas saturadas máximas e vazão máxima (C) ocorridas nos 25 eventos selecionados

A área estimada com saturação mínima na bacia hidrográfica do Caeté foi de 10,10 % e a máxima de 26,91%. A área de saturação mínima deu-se no evento 14, correspondente

ao período compreendido entre 01/08/07 – 21:00 horas a 19/08/07 – 19:00 horas, intervalo com o maior número de dados utilizados (431), caracterizado por um período de estiagem de dezesseis dias após o evento pluviométrico, o que justifica o menor registro de área saturada na bacia e sua inserção no período mais seco do ano, conforme atesta Alves (2004) ao estudar o regime pluviométrico da região de Alfredo Wagner.

A área saturada máxima foi calculada no evento 20, referente ao período compreendido entre 14/10/07 - 20:00 horas a 21/10/07 - 13:00 horas, caracterizado por índices pluviométricos e fluviométricos elevados, com chuvas de 64,2 mm e vazão máxima de 236,6 m<sup>3</sup>/s, que justificam as áreas saturadas máximas encontradas na bacia.

Os índices de área saturada estimada para a bacia hidrográfica do Caeté entre 10,10% e 26,91% estão de acordo com os apontados na literatura, ou seja, que variam de 1% a 50%, com uma fração média de 10%, dependendo da quantidade e intensidade da chuva (ZAKIA, 1998). Na bacia hidrográfica do Caeté, os valores obtidos refletem as condições locais, caracterizadas pelo relevo ondulado em patamares, vales encaixados, com terraços e áreas inundáveis, que favorecem a concentração do fluxo, demonstrada por elevados picos de vazão observados.

As áreas saturadas mínimas e máximas apresentaram baixo índice de correlação, como se pode verificar na Figura 5.26, o que demonstra que elas estão relacionadas à disponibilidade hídrica, apesar de se ter utilizado de eventos.

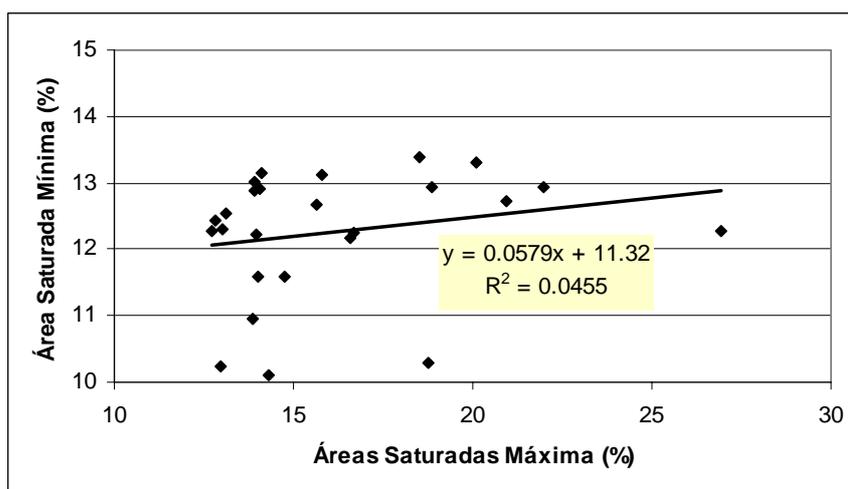


Figura 5.26 – Relação entre as áreas saturadas mínimas e máximas

Na Figura 5.27 tem-se a área saturada mínima e máxima simulada na bacia hidrográfica do Caeté. As áreas saturadas estão margeando os cursos fluviais e suas cabeceiras, as depressões do terreno e as áreas planas, para as quais convergem as linhas de fluxo.

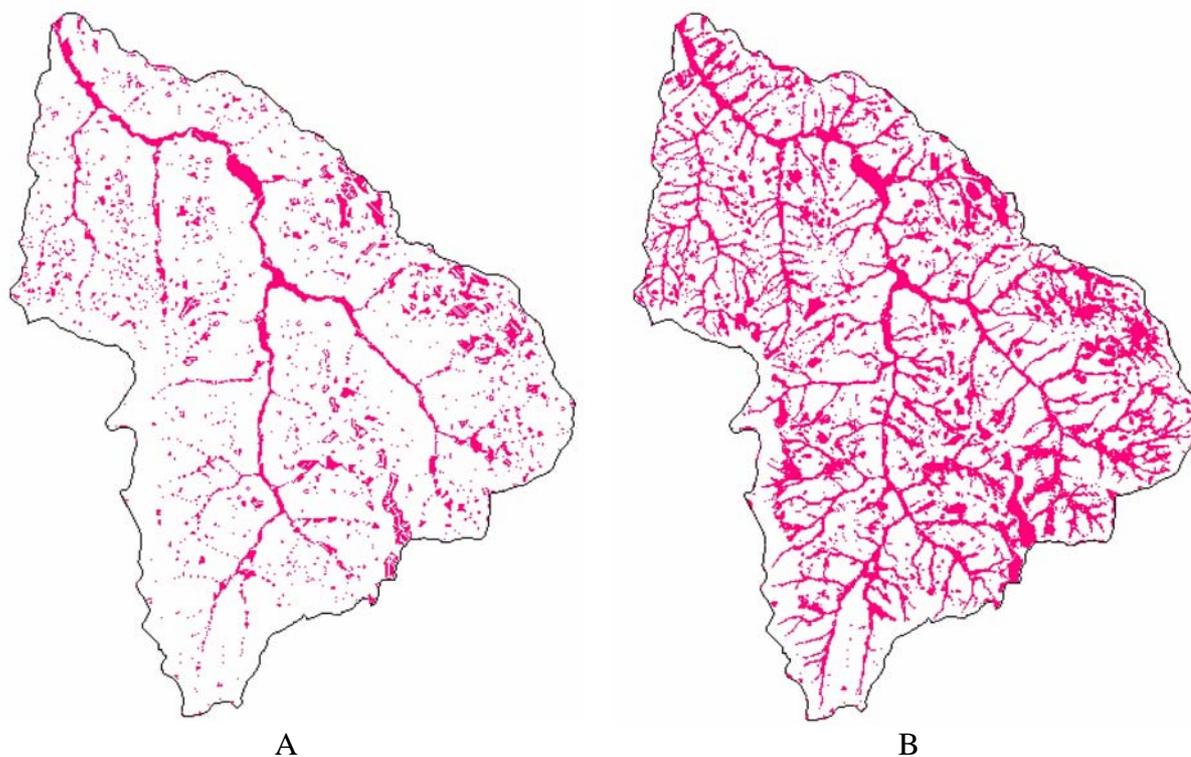


Figura 5.27 – Área saturada mínima (10,1%) (A) e máxima (26,9%) (B) na bacia do Rio Caeté, estimadas pelo TOPMODEL no evento 14 e 20

#### 5.6.2. Concentração de sedimento em suspensão e as áreas saturadas

Na análise da dinâmica da  $C_{SS}$  e das áreas saturadas na bacia hidrográfica do Caeté nos 25 eventos, observou-se nos hidrogramas (APÊNDICE N) que ambas apresentam variações em sua quantidade praticamente ao mesmo tempo, ou seja, que ocorre o aumento das áreas saturadas e  $C_{SS}$ , embora a descarga líquida (vazão) não apresente alterações significativas em seu volume, como destacado anteriormente. A Figura 5.28 explicita a dinâmica da  $C_{SS}$  e da área saturada (AS) no evento 12, como exemplo.

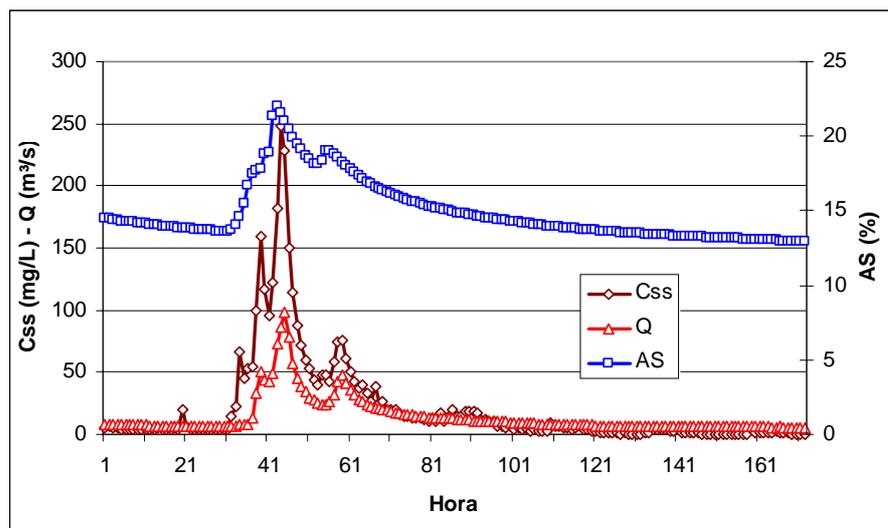


Figura 5.28 -  $C_{SS}$ , vazão e as áreas saturadas na bacia hidrográfica do Caeté, no evento 12

As alterações no volume das áreas saturadas e da  $C_{SS}$  ocorrem imediatamente com o início da pluviosidade. Porém, enquanto as áreas saturadas apresentam um comportamento mais homogêneo, expandindo-se e posteriormente contraindo-se a  $C_{SS}$  apresenta oscilações, picos, que podem ser decorrente da carga de lavagem e ou de áreas de contribuições específicas.

Preliminarmente, verificou-se que apesar de a AS e a  $C_{SS}$  apresentarem alterações em suas quantidade simultaneamente com o início do evento pluviométrico, o índice de correlação para todos os dados horários dos 25 eventos selecionados foram moderado, com um R de 0,58 ( $C_{SS} = 4E - 12.AS^{10,895}$ , sendo  $C_{SS}$  em mg/L e AS em %), ao passo que a relação entre AS e a descarga sólida em suspensão apresentou índices superiores, com um R de 0,69 ( $C_{SS} = 4E - 23.AS^{18,968}$ , sendo  $C_{SS}$  em mg/L e AS em %) (Figura 5.29).

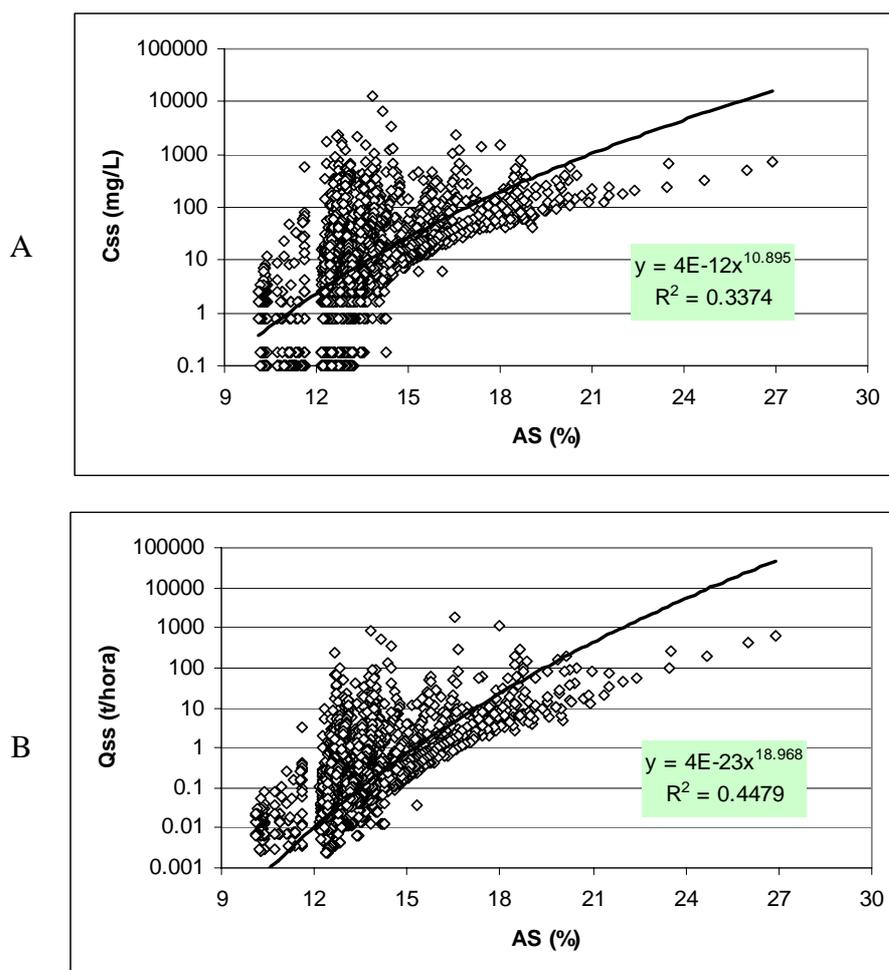


Figura 5.29 – Índice de correlação entre AS e a  $C_{SS}$  (A) e AS e a descarga sólida em suspensão (B)

A partir dos resultados mostrados na Figura 5.29, pode-se afirmar que existe uma moderada correlação positiva entre as áreas saturadas e a  $C_{SS}$  e as áreas saturadas e a descarga sólida em suspensão. Isso comprova a hipótese de que as áreas saturadas podem ser áreas fontes de sedimentos. Uma melhor relação talvez não seja possível pela influência dos sedimentos provenientes das vertentes da bacia, que são transportados ao curso fluvial logo após o início da pluviosidade, pela denominada carga de lavagem e pelos sedimentos provenientes da erosão no talvegue fluvial.

Na Tabela 5.21 e na Figura 5.30 figuram os índices de correlação obtidos entre a área saturada e a  $C_{SS}$  dos períodos avaliados, como também o índice de correlação destas no período de ascensão e recessão da vazão no hidrograma e suas equações.

Tabela 5.21 – Índice de correlação entre a área saturada e a concentração de sedimento em suspensão de cada evento e na ascensão e recessão do hidrograma

| Evento        | AS/C <sub>SS</sub> - Total |               | AS/C <sub>SS</sub> - Ascensão |               | AS/C <sub>SS</sub> - Recessão |               |
|---------------|----------------------------|---------------|-------------------------------|---------------|-------------------------------|---------------|
|               | <i>Equação</i>             | <b>R</b>      | <i>Equação</i>                | <b>R</b>      | <i>Equação</i>                | <b>R</b>      |
| 1             | $y = 12,642x^{0,0188}$     | 0,8106        | $y = 12,029x^{0,0059}$        | 0,5554        | $y = 12,399x^{0,0279}$        | 0,9394        |
| 2             | $y = 12,281x^{0,0334}$     | 0,5461        | $y = 12,185x^{0,0040}$        | 0,7694        | $y = 11,852x^{0,0545}$        | 0,6132        |
| 3             | $y = 12,255x^{0,0520}$     | 0,8287        | $y = 11,060x^{0,0259}$        | 0,7342        | $y = 11,971x^{0,0715}$        | 0,9796        |
| 4             | $y = 13,621x^{0,0147}$     | 0,6847        | $y = 11,845x^{0,0471}$        | 0,9163        | $y = 13,746x^{0,015}$         | 0,8094        |
| 5             | $y = 12,455x^{0,0026}$     | 0,6762        | $y = 12,511x^{0,0012}$        | 0,7457        | $y = 12,430x^{0,0035}$        | 0,7616        |
| 6             | $y = 12,862x^{0,0033}$     | 0,1473        | $y = 11,021x^{0,0157}$        | 0,4940        | $y = 12,622x^{0,0202}$        | 0,8708        |
| 7             | $y = 11,871x^{0,0158}$     | 0,3640        | $y = 10,385x^{0,0310}$        | 0,8053        | $y = 12,523x^{0,0067}$        | 0,8027        |
| 8             | $y = 12,128x^{0,0547}$     | 0,6864        | $y = 11,680x^{0,0370}$        | 0,4734        | $y = 13,275x^{0,0374}$        | 0,9414        |
| 9             | $y = 12,133x^{0,0154}$     | 0,6802        | $y = 12,210x^{0,0080}$        | 0,3277        | $y = 12,608x^{0,0066}$        | 0,7046        |
| 10            | $y = 12,566x^{0,0163}$     | 0,6271        | $y = 12,545x^{0,0113}$        | 0,7708        | $y = 12,082x^{0,0307}$        | 0,8758        |
| 11            | $y = 13,181x^{0,0212}$     | 0,4025        | $y = 13,741x^{0,0095}$        | 0,4906        | $y = 12,818x^{0,0464}$        | 0,9497        |
| 12            | $y = 14,001x^{0,0375}$     | 0,7354        | $y = 12,190x^{0,0876}$        | 0,9006        | $y = 13,986x^{0,0241}$        | 0,7173        |
| 13            | $y = 13,299x^{0,0075}$     | 0,7906        | $y = 13,159x^{0,0075}$        | 0,7067        | $y = 13,325x^{0,0073}$        | 0,8228        |
| 14            | $y = 12,376x^{0,0119}$     | 0,3848        | $y = 13,279x^{0,0063}$        | 0,7072        | $y = 12,279x^{0,0114}$        | 0,3510        |
| 15            | $y = 12,875x^{0,0105}$     | 0,8407        | $y = 12,546x^{0,0053}$        | 0,7431        | $y = 12,447x^{0,0252}$        | 0,9766        |
| 16            | $y = 12,973x^{0,0178}$     | 0,8590        | $y = 13,405x^{0,0079}$        | 0,2252        | $y = 12,917x^{0,0183}$        | 0,9579        |
| 17            | $y = 13,290x^{0,0542}$     | 0,7432        | $y = 13,185x^{0,0358}$        | 0,7019        | $y = 12,546x^{0,0737}$        | 0,9132        |
| 18            | $y = 12,973x^{0,0572}$     | 0,8334        | $y = 13,421x^{0,0448}$        | 0,7592        | $y = 11,928x^{0,0865}$        | 0,9609        |
| 19            | $y = 12,220x^{0,0203}$     | 0,8093        | $y = 11,549x^{0,0075}$        | 0,6739        | $y = 12,954x^{0,0156}$        | 0,9412        |
| 20            | $y = 11,023x^{0,0975}$     | 0,7558        | $y = 10,148x^{0,0845}$        | 0,7603        | $y = 10,673x^{0,1274}$        | 0,9540        |
| 21            | $y = 12,519x^{0,0026}$     | 0,4982        | $y = 12,670x^{0,0009}$        | 0,3309        | $y = 12,389x^{0,0078}$        | 0,9259        |
| 22            | $y = 12,172x^{0,0113}$     | 0,7682        | $y = 12,006x^{0,0121}$        | 0,7992        | $y = 12,364x^{0,0091}$        | 0,9385        |
| 23            | $y = 11,260x^{0,0922}$     | 0,7828        | $y = 10,847x^{0,0801}$        | 0,9016        | $y = 12,377x^{0,0801}$        | 0,9742        |
| 24            | $y = 13,035x^{0,0089}$     | 0,7277        | $y = 12,874x^{0,0092}$        | 0,8095        | $y = 13,127x^{0,0094}$        | 0,7906        |
| 25            | $y = 12,862x^{0,0432}$     | 0,4768        | $y = 12,811x^{0,0288}$        | 0,4419        | $y = 12,736x^{0,0683}$        | 0,9771        |
| <b>Mínima</b> |                            | <b>0,1473</b> |                               | <b>0,2252</b> |                               | <b>0,3510</b> |
| <b>Máxima</b> |                            | <b>0,8590</b> |                               | <b>0,9163</b> |                               | <b>0,9796</b> |
| <b>Média</b>  |                            | <b>0,6584</b> |                               | <b>0,6618</b> |                               | <b>0,8580</b> |

NOTA: y é AS (%) e x a C<sub>SS</sub> (mg/L).

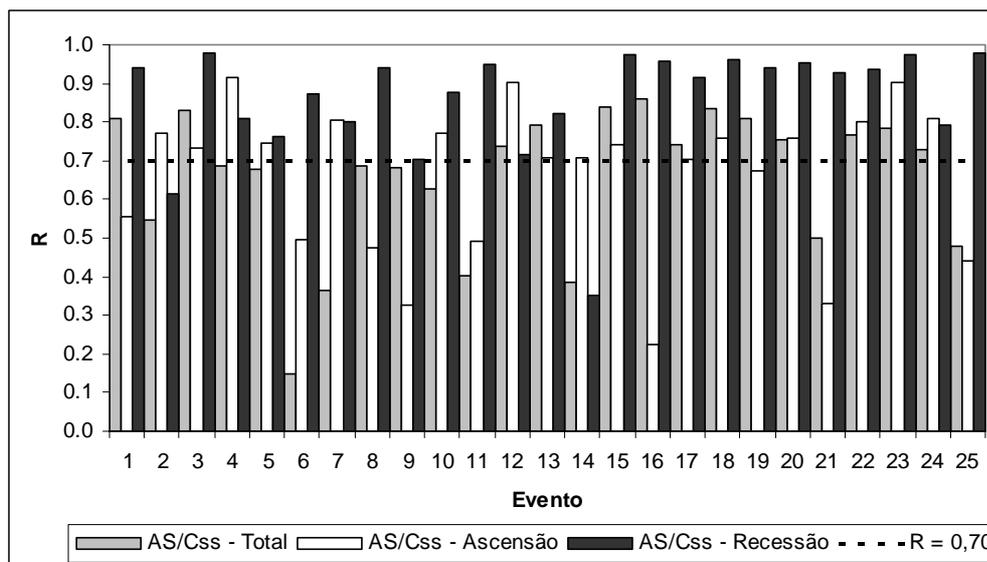


Figura 5.30 – Coeficiente de correlação entre a área saturada (%) e a  $C_{SS}$  (mg/L) no período, na ascensão e na recessão da vazão

Os coeficientes de correlação indicam uma melhor correlação das áreas saturadas com a  $C_{SS}$  no período de recessão, com R variando de 0,35 a 0,98. Dos eventos analisados no período de recessão apenas o evento 2 e 14 apresentaram R inferiores a 0,70. No período de ascensão, 36% dos eventos apresentaram R inferior a 0,70, decorrente da grande variação na  $C_{SS}$ .

A relação entre áreas saturadas e  $C_{SS}$ , em aproximadamente 50% dos eventos, mostrou índice de correção R superior a 0,70 e uma média de 0,66. Logo, constata-se que os fatores que condicionam a  $C_{SS}$  na ascensão são diferentes dos da recessão. Um dos fatores que pode condicionar estas oscilações é a carga de lavagem (*wash load*). A carga de lavagem, também chamada de carga de material fino, é a porção da carga total de sedimentos, composta por granulometria fina, com partículas inferiores a 0,062 mm, consistindo em um material mais fino que o do leito, presente principalmente em suspensão. Elas podem chegar ao canal fluvial em tempos diferentes, dependendo da procedência, das áreas fontes de sedimento da bacia a condicionarem as oscilações, das áreas agrícolas, das estradas e caminhos, etc.

Na Tabela 5.22, observa-se os valores do índice de correlação R obtidos entre a vazão e a  $C_{SS}$ . Os índices também se mostraram superiores na recessão e inferiores na ascensão.

Tabela 5.22 – Índice de correlação entre a vazão e a concentração de sedimento em suspensão de cada evento e na ascensão e recessão do hidrograma

| Evento        | Q/C <sub>SS</sub> - Total |               | Q/C <sub>SS</sub> - Ascensão |               | Q/C <sub>SS</sub> - Recessão |               |
|---------------|---------------------------|---------------|------------------------------|---------------|------------------------------|---------------|
|               | Equação                   | R             | Equação                      | R             | Equação                      | R             |
| 1             | $y = 1,9005x^{0,1898}$    | 0,7770        | $y = 1,9178x^{0,0929}$       | 0,7209        | $y = 0,7100x^{0,4683}$       | 0,9743        |
| 2             | $y = 1,2607x^{0,3672}$    | 0,7790        | $y = 1,4064x^{0,1354}$       | 0,5827        | $y = 1,1351x^{0,4403}$       | 0,7545        |
| 3             | $y = 2,4106x^{0,2302}$    | 0,7361        | $y = 2,2741x^{0,1401}$       | 0,5909        | $y = 1,2273x^{0,4756}$       | 0,9093        |
| 4             | $y = 2,8811x^{0,1609}$    | 0,7282        | $y = 1,7561x^{0,2690}$       | 0,6342        | $y = 2,9819x^{0,1628}$       | 0,7723        |
| 5             | $y = 2,2772x^{0,1066}$    | 0,6634        | $y = 12,511x^{0,0012}$       | 0,7457        | $y = 2,1797x^{0,1406}$       | 0,7588        |
| 6             | $y = 1,1946x^{0,3610}$    | 0,7727        | $y = 0,6800x^{0,2514}$       | 0,2766        | $y = 1,0975x^{0,4478}$       | 0,8941        |
| 7             | $y = 1,1660x^{0,1877}$    | 0,7173        | $y = 1,1042x^{0,1782}$       | 0,7021        | $y = 1,1843x^{0,1942}$       | 0,7317        |
| 8             | $y = 0,6794x^{0,5869}$    | 0,7460        | $y = 0,4753x^{0,7146}$       | 0,5857        | $y = 0,8663x^{0,5206}$       | 0,9440        |
| 9             | $y = 0,5448x^{0,4894}$    | 0,8442        | $y = 0,4961x^{0,5247}$       | 0,5165        | $y = 0,5963x^{0,4660}$       | 0,9741        |
| 10            | $y = 1,6017x^{0,3298}$    | 0,7664        | $y = 1,7240x^{0,2402}$       | 0,8258        | $y = 1,0368x^{0,4882}$       | 0,9378        |
| 11            | $y = 1,8428x^{0,5674}$    | 0,7287        | $y = 4,8688x^{0,0151}$       | 0,1122        | $y = 2,1993x^{0,6545}$       | 0,9862        |
| 12            | $y = 8,2308x^{0,1889}$    | 0,6992        | $y = 3,3316x^{0,4761}$       | 0,8620        | $y = 8,6025x^{0,1332}$       | 0,7098        |
| 13            | $y = 5,4434x^{0,1117}$    | 0,6874        | $y = 3,8015x^{0,1726}$       | 0,6360        | $y = 5,5796x^{0,0840}$       | 0,7656        |
| 14            | $y = 3,9396x^{0,0702}$    | 0,6292        | $y = 4,7031x^{0,0674}$       | 0,6891        | $y = 3,8453x^{0,0668}$       | 0,6016        |
| 15            | $y = 4,4746x^{0,2052}$    | 0,8039        | $y = 3,1961x^{0,1251}$       | 0,6785        | $y = 0,6272x^{0,8214}$       | 0,9742        |
| 16            | $y = 2,7941x^{0,2292}$    | 0,8346        | $y = 2,6023x^{0,2815}$       | 0,4602        | $y = 2,7158x^{0,2266}$       | 0,9570        |
| 17            | $y = 3,9964x^{0,2545}$    | 0,6855        | $y = 3,9964x^{0,2545}$       | 0,4689        | $y = 2,3615x^{0,4838}$       | 0,9744        |
| 18            | $y = 12,973x^{0,0572}$    | 0,8334        | $y = 3,9677x^{0,2866}$       | 0,6876        | $y = 1,3242x^{0,6336}$       | 0,9539        |
| 19            | $y = 2,1510x^{0,1386}$    | 0,8228        | $y = 1,7119x^{0,0696}$       | 0,7283        | $y = 0,8250x^{0,4948}$       | 0,9864        |
| 20            | $y = 0,9823x^{0,6678}$    | 0,9001        | $y = 0,9065x^{0,5896}$       | 0,8894        | $y = 0,8385x^{0,7750}$       | 0,9528        |
| 21            | $y = 2,0280x^{0,0860}$    | 0,4523        | $y = 2,2326x^{0,0993}$       | 0,7455        | $y = 1,0593x^{0,3111}$       | 0,9771        |
| 22            | $y = 0,3900x^{0,4036}$    | 0,8451        | $y = 0,3089x^{0,4781}$       | 0,8191        | $y = 0,3747x^{0,4016}$       | 0,8790        |
| 23            | $y = 0,3951x^{0,9021}$    | 0,9291        | $y = 0,3195x^{0,9126}$       | 0,8797        | $y = 0,5463x^{0,8452}$       | 0,9910        |
| 24            | $y = 2,2441x^{0,2188}$    | 0,6123        | $y = 12,874x^{0,0092}$       | 0,8095        | $y = 1,8562x^{0,3223}$       | 0,8174        |
| 25            | $y = 2,3525x^{0,3170}$    | 0,4276        | $y = 3,4622x^{0,0907}$       | 0,1735        | $y = 1,1438x^{0,6926}$       | 0,9877        |
| <b>Mínima</b> |                           | <b>0,4276</b> |                              | <b>0,1122</b> |                              | <b>0,6016</b> |
| <b>Máxima</b> |                           | <b>0,9291</b> |                              | <b>0,8894</b> |                              | <b>0,9910</b> |
| <b>Média</b>  |                           | <b>0,7369</b> |                              | <b>0,6328</b> |                              | <b>0,8866</b> |

NOTA: y é Q (m<sup>3</sup>/s) e x a C<sub>SS</sub> (mg/L).

Os índices de correlação obtidos entre as áreas saturadas e a C<sub>SS</sub> (Tabela 5.21) e entre a vazão e a C<sub>SS</sub> (Tabela 5.22), quando comparados, mostram valores semelhantes com pequenas variações (Figura 5.31). Apesar de, na média, o índice de correlação R entre a área saturada e a C<sub>SS</sub> (0,66) ter sido inferior ao obtido entre a vazão e a C<sub>SS</sub> (0,74), verificou-se que em 50% dos eventos os mesmos foram superiores. Na recessão, notou-se que em 44% dos eventos o índice de correlação R entre a área saturada e a C<sub>SS</sub> foi superior do que entre a vazão e a C<sub>SS</sub>, enquanto que, na ascensão, 80% dos eventos apresentaram índice igual ou superior. Além de, na ascensão, o índice de correlação média ser superior entre a área saturada e a C<sub>SS</sub> (R= 0,66) do que entre vazão e C<sub>SS</sub> (R=0,63).

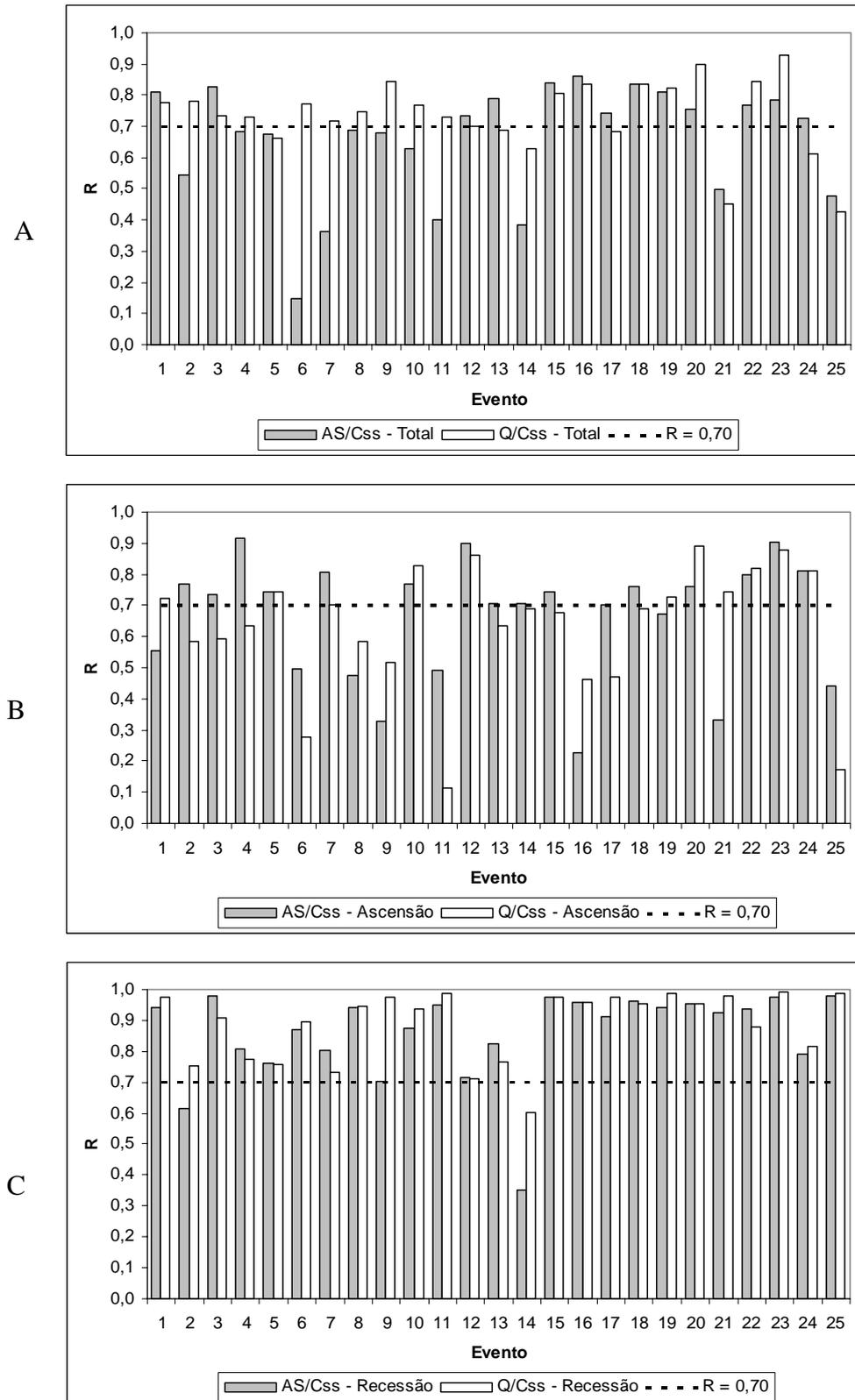


Figura 5.31 - Coeficiente de correlação entre a área saturada (%) e  $C_{SS}$  (mg/L) e a vazão ( $m^3/s$ ) e  $C_{SS}$  (mg/L) no período (A), na ascensão (B) e na recessão (C) da vazão

A partir dos resultados obtidos no geral, pode-se afirmar que a relação entre área saturada e  $C_{SS}$  na bacia hidrográfica do Caeté apresentou índices de correlação, com índices de ajuste na ascensão do hidrograma melhores do que os obtidos a partir da relação entre vazão e  $C_{SS}$ .

### 5.6.3. Descarga sólida e as áreas saturadas

A identificação das áreas fontes de sedimentos é essencial no entendimento da dinâmica hidrossedimentológica e para a compreensão da descarga sólida total, sendo indicada como o principal determinante dos processos de transporte fluvial de sedimentos.

Neste contexto, nas regiões úmidas, o escoamento por saturação predomina, o que leva a supor que as áreas saturadas podem ser importantes fontes de sedimentos. A partir da estimativa das áreas saturadas pelo TOPMODEL e da descarga sólida total determinada pela curva-chave de sedimentos, determinou-se o grau de relação total, na ascensão e na recessão da vazão, demonstrados na Tabela 5.23 com o intuito de comprovar tal hipótese.

Tabela 5.23 – Índice de correlação entre a área saturada e a descarga sólida total de cada evento e na ascensão e recessão do hidrograma

| Evento        | AS/Q <sub>ST</sub> - Total |               | AS/ Q <sub>ST</sub> - Ascensão |               | AS/ Q <sub>ST</sub> - Recessão |               |
|---------------|----------------------------|---------------|--------------------------------|---------------|--------------------------------|---------------|
|               | <i>Equação</i>             | <b>R</b>      | <i>Equação</i>                 | <b>R</b>      | <i>Equação</i>                 | <b>R</b>      |
| 1             | $y = 14,300x^{0,0381}$     | 0,8199        | $y = 13,401x^{0,0363}$         | 0,8950        | $y = 14,297x^{0,0276}$         | 0,9130        |
| 2             | $y = 14,795x^{0,0550}$     | 0,8676        | $y = 12,607x^{0,0086}$         | 0,7884        | $y = 15,268x^{0,0675}$         | 0,9077        |
| 3             | $y = 15,444x^{0,0824}$     | 0,8408        | $y = 13,001x^{0,0631}$         | 0,8668        | $y = 15,710x^{0,0628}$         | 0,9196        |
| 4             | $y = 14,896x^{0,0417}$     | 0,8746        | $y = 14,387x^{0,0421}$         | 0,7108        | $y = 14,988x^{0,0417}$         | 0,9700        |
| 5             | $y = 12,795x^{0,0102}$     | 0,8824        | $y = 12,667x^{0,0049}$         | 0,6347        | $y = 12,815x^{0,0112}$         | 0,9317        |
| 6             | $y = 13,340x^{0,0135}$     | 0,5728        | $y = 12,246x^{0,0120}$         | 0,7025        | $y = 13,790x^{0,0213}$         | 0,9394        |
| 7             | $y = 13,862x^{0,0387}$     | 0,4773        | $y = 13,827x^{0,0679}$         | 0,9155        | $y = 13,250x^{0,0139}$         | 0,9055        |
| 8             | $y = 15,091x^{0,0363}$     | 0,7331        | $y = 13,518x^{0,0250}$         | 0,7982        | $y = 15,538x^{0,0317}$         | 0,9001        |
| 9             | $y = 13,157x^{0,0140}$     | 0,7307        | $y = 12,791x^{0,0086}$         | 0,7311        | $y = 13,083x^{0,0070}$         | 0,7290        |
| 10            | $y = 13,655x^{0,0268}$     | 0,9058        | $y = 13,474x^{0,0218}$         | 0,7485        | $y = 13,753x^{0,0309}$         | 0,7491        |
| 11            | $y = 13,862x^{0,0277}$     | 0,8359        | $y = 13,537x^{0,0103}$         | 0,5588        | $y = 14,074x^{0,0340}$         | 0,9437        |
| 12            | $y = 14,021x^{0,0894}$     | 0,9687        | $y = 14,416x^{0,0826}$         | 0,9595        | $y = 13,845x^{0,0868}$         | 0,9940        |
| 13            | $y = 13,611x^{0,0255}$     | 0,8927        | $y = 13,555x^{0,0176}$         | 0,9231        | $y = 13,728x^{0,0386}$         | 0,9831        |
| 14            | $y = 14,798x^{0,1138}$     | 0,8394        | $y = 13,922x^{0,0426}$         | 0,9594        | $y = 14,962x^{0,1209}$         | 0,8467        |
| 15            | $y = 13,249x^{0,0228}$     | 0,9517        | $y = 12,986x^{0,0186}$         | 0,9836        | $y = 13,467x^{0,0147}$         | 0,9792        |
| 16            | $y = 14,054x^{0,0349}$     | 0,9481        | $y = 13,960x^{0,0253}$         | 0,9051        | $y = 14,096x^{0,0383}$         | 0,9683        |
| 17            | $y = 15,571x^{0,0824}$     | 0,8588        | $y = 16,173x^{0,0829}$         | 0,7648        | $y = 15,142x^{0,0751}$         | 0,9938        |
| 18            | $y = 15,137x^{0,0634}$     | 0,9257        | $y = 14,851x^{0,0588}$         | 0,8501        | $y = 15,273x^{0,0654}$         | 0,9871        |
| 19            | $y = 14,427x^{0,0604}$     | 0,8293        | $y = 13,545x^{0,0503}$         | 0,8810        | $y = 13,924x^{0,0155}$         | 0,9625        |
| 20            | $y = 15,074x^{0,0791}$     | 0,9303        | $y = 13,938x^{0,0744}$         | 0,9074        | $y = 15,497x^{0,0801}$         | 0,9977        |
| 21            | $y = 12,886x^{0,0093}$     | 0,6991        | $y = 12,920x^{0,0083}$         | 0,7875        | $y = 13,031x^{0,0120}$         | 0,9326        |
| 22            | $y = 13,158x^{0,0108}$     | 0,7206        | $y = 13,045x^{0,0125}$         | 0,9835        | $y = 13,218x^{0,0099}$         | 0,9547        |
| 23            | $y = 15,367x^{0,0524}$     | 0,8831        | $y = 14,358x^{0,0407}$         | 0,9731        | $y = 15,979x^{0,0452}$         | 0,9585        |
| 24            | $y = 13,627x^{0,0132}$     | 0,7925        | $y = 13,481x^{0,0145}$         | 0,7456        | $y = 13,696x^{0,0136}$         | 0,9239        |
| 25            | $y = 15,162x^{0,0549}$     | 0,9193        | $y = 14,915x^{0,0490}$         | 0,8033        | $y = 15,464x^{0,0470}$         | 0,9639        |
| <b>Mínima</b> |                            | <b>0,4773</b> |                                | <b>0,5588</b> |                                | <b>0,7290</b> |
| <b>Máxima</b> |                            | <b>0,9687</b> |                                | <b>0,9836</b> |                                | <b>0,9977</b> |
| <b>Média</b>  |                            | <b>0,8280</b> |                                | <b>0,8311</b> |                                | <b>0,9302</b> |

NOTA: y é AS (%) e x a Q<sub>ST</sub> (t/hora).

Os resultados mostram elevada correlação positiva entre as áreas saturadas e a descarga sólida total, com R variando de 0,48 a 0,97 para todos os dados horários, R entre 0,56 a 0,98 para dados na ascensão e 0,72 a 1,00 na recessão. Na Figura 5.32, pode-se avaliar melhor os coeficientes de correlação apresentados na Tabela 5.23. Os resultados mostram que apenas em 3 eventos (12%) os índices de correlação (R) foram inferiores a 0,70 e que as áreas saturadas apresentam melhor índice de correlação na recessão da vazão.

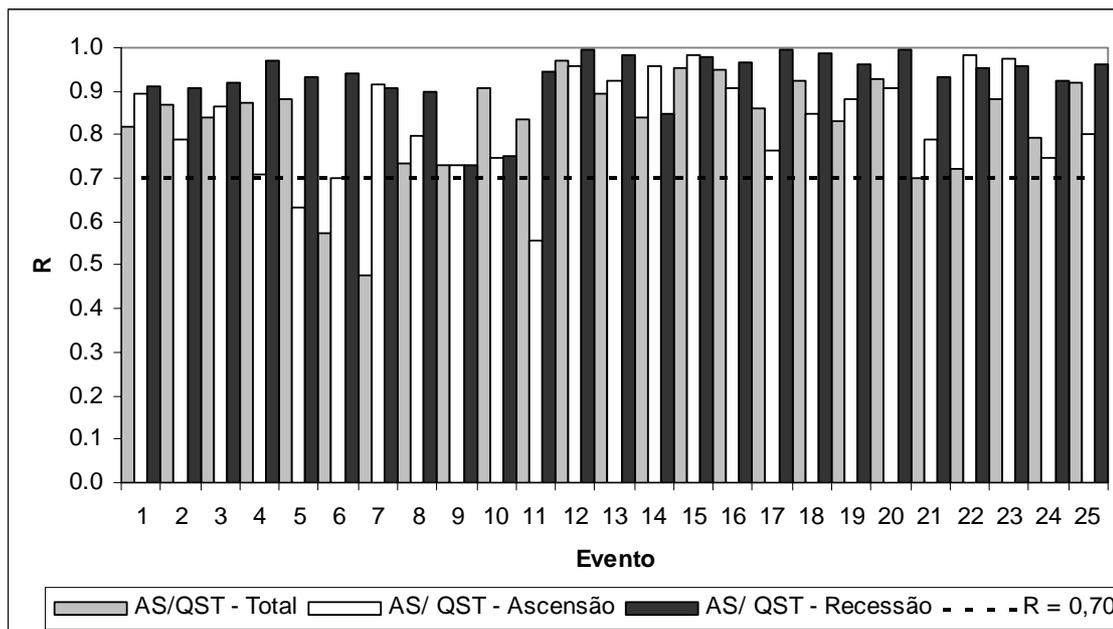


Figura 5.32 – Índice do coeficiente de correlação entre a área saturada (%) e a descarga sólida total (t/hora) do período, na ascensão e na recessão da vazão

A relação entre descarga sólida e as áreas saturadas mostraram-se mais consistentes na recessão da vazão, o que contraria os apontamentos de Sammori et al. (2004), de que enquanto as áreas saturadas continuam se expandindo, as áreas fontes de sedimento desaparecem. As principais fontes de sedimentos podem estar associadas ao subsolo, como constataram Gruszowski et al. (2003), o que reforçam a importância do escoamento por saturação como grande carreador de sedimentos.

Diante dos resultados obtidos que apontam que as áreas saturadas estão diretamente relacionadas à descarga sólida total, de modo que quanto maiores as áreas saturadas na bacia maior é a carga de sedimento transportada pelo curso fluvial, estabeleceu-se, utilizando os dados dos 15 primeiros eventos, a equação que representa esta relação (Figura 5.33), com um R de 0,72, dada por:

$$Q_{ST} = 0,000003EXP(0,8454 \cdot AS) \quad (5.1)$$

sendo:

$Q_{ST}$  é a descarga sólida total em t/hora; e

AS é o percentual das áreas saturada (%) na bacia hidrográfica.

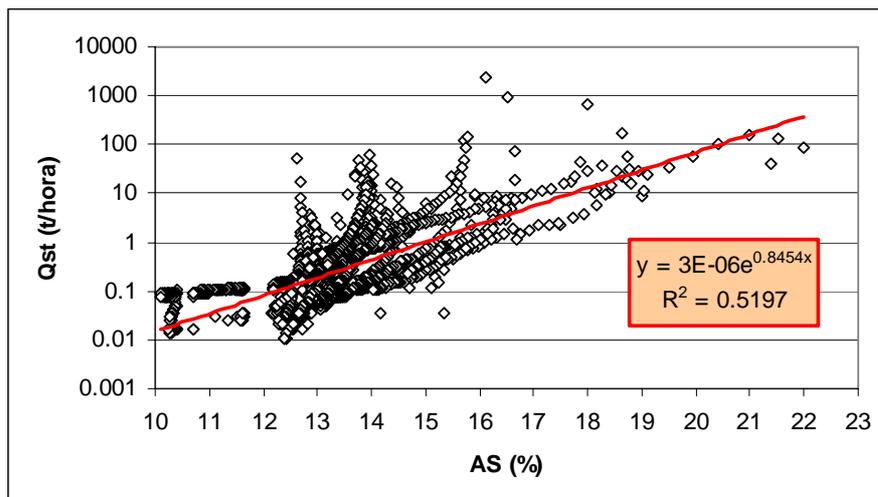


Figura 5.33 – Índice de correlação entre os dados horários da área saturada e da descarga sólida total nos 15 primeiros eventos selecionados

Em virtude da possibilidade de se poder determinar a descarga sólida total a partir das áreas saturadas na bacia, buscou-se avaliá-la e, para tal, determinou-se a relação empregando-se os dados dos 25 eventos selecionados (Figura 5.34). A equação obtida mostrou-se diferente da obtida na relação com os dados dos 15 primeiros eventos, com coeficiente de correlação R igual a 0,78, descrita por:

$$Q_{ST} = 0,000007EXP(0,7796 \cdot AS) \quad (5.2)$$

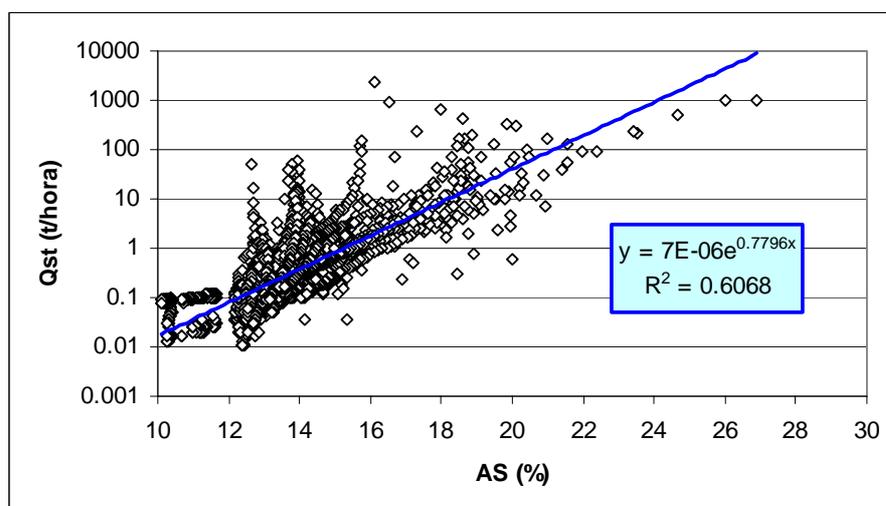
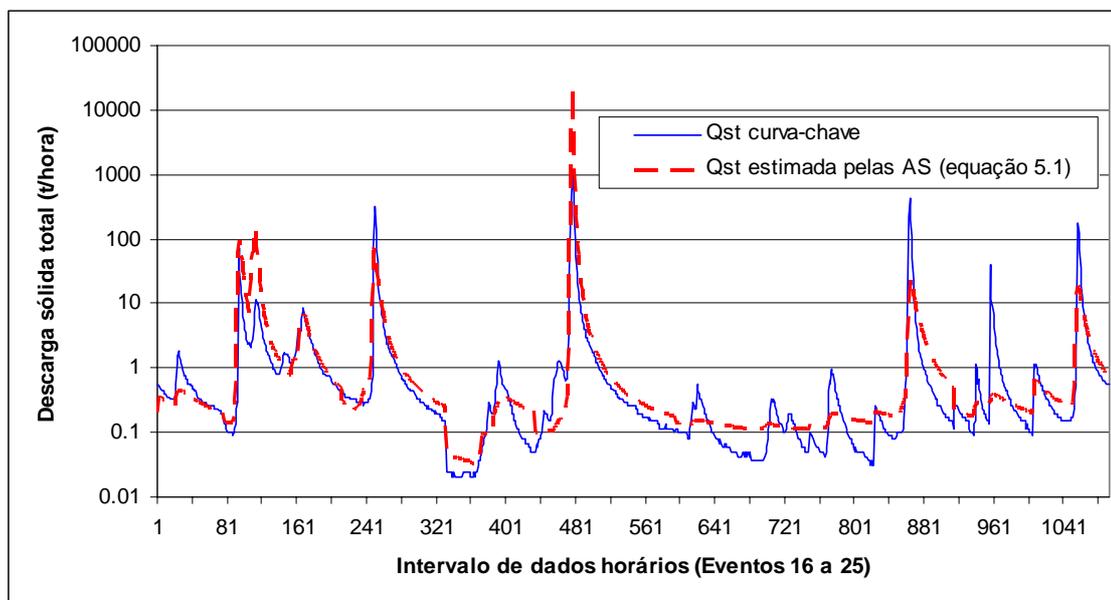
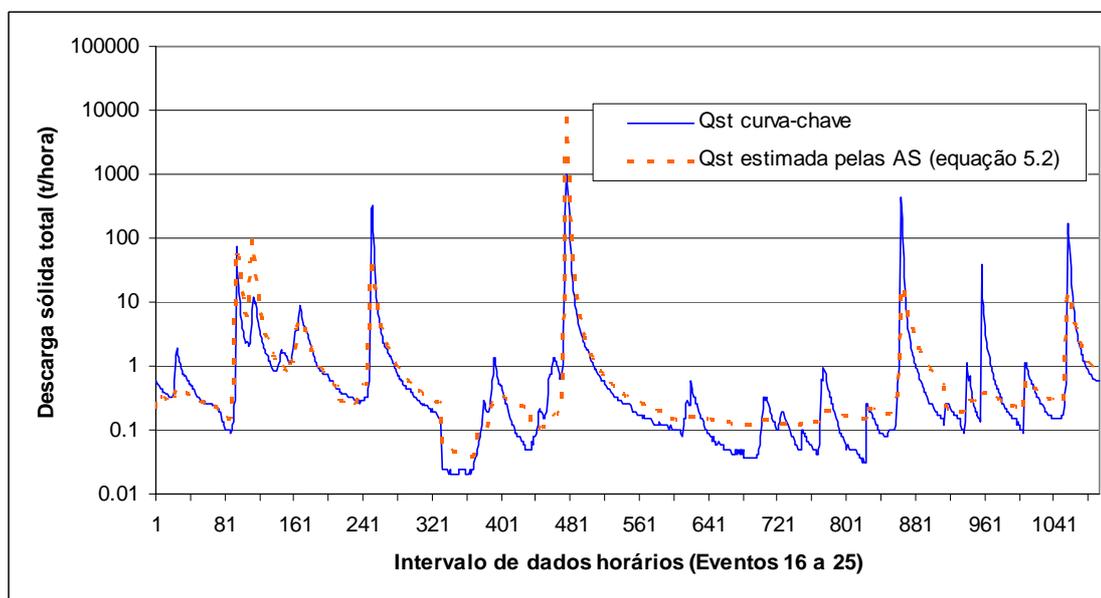


Figura 5.34 – Índice de correlação entre os dados horários da área saturada e da descarga sólida total nos 25 eventos selecionados

As equações 5.1 e 5.2 foram empregadas na estimativa da descarga sólida total dos eventos 16 a 25. Na Figura 5.35, observa-se que os resultados obtidos por ambas as equações apresentaram comportamento semelhante, com variações significativas nas descargas sólidas máximas.



A



B

Figura 5.35 -  $Q_{ST}$  obtida pela curva-chave de sedimentos e a estimada por meio das áreas saturadas – equação 5.1 (A) e 5.2 (B), para os eventos 16 a 25

Diante disso, utilizou-se a função-objetivo de  $NASH_{log}$  por ser menos sensível às descargas sólidas máximas do que a de  $NASH$ . A eficiência de  $NASH_{log}$  estimada para os dados da descarga sólida total estimada mostrou valores satisfatórios e semelhantes, ou seja, 0,7352 para os dados obtidos com a equação 5.1 e 0,7359 para os obtidos com a equação 5.2.

Para uma melhor avaliação dos resultados da simulação da descarga sólida a partir das áreas saturadas plotou-se os valores das descargas sólidas totais acumuladas (Figura 5.36) e verificou-se que duas  $Q_{ST}$  estimadas foram superestimadas, mais especificadamente, as  $Q_{ST}$  estimadas ocorrida às 14:00 e 15:00 horas do dia 16/10/2007 (evento 20), ou seja, de um intervalo de tempo horário de 1093 dados, apenas em dois dados houve significativa discrepância. Neste intervalo de tempo (1093 dados horários), teve-se a maior taxa de áreas saturadas (26,91%) na bacia hidrográfica do Rio Caeté e as maiores vazões máximas. As vazões registradas foram de 236,6 e 234,1  $m^3/s$ , que representam uma variação de mais de 1.440% em relação à média do intervalo que foi de 16,4  $m^3/s$ . Embora, tenha-se superestimado a  $Q_{ST}$  máxima obtida no evento 20, na maioria dos eventos a mesma foi subestimada, como se pode observar na Figura 5.35.

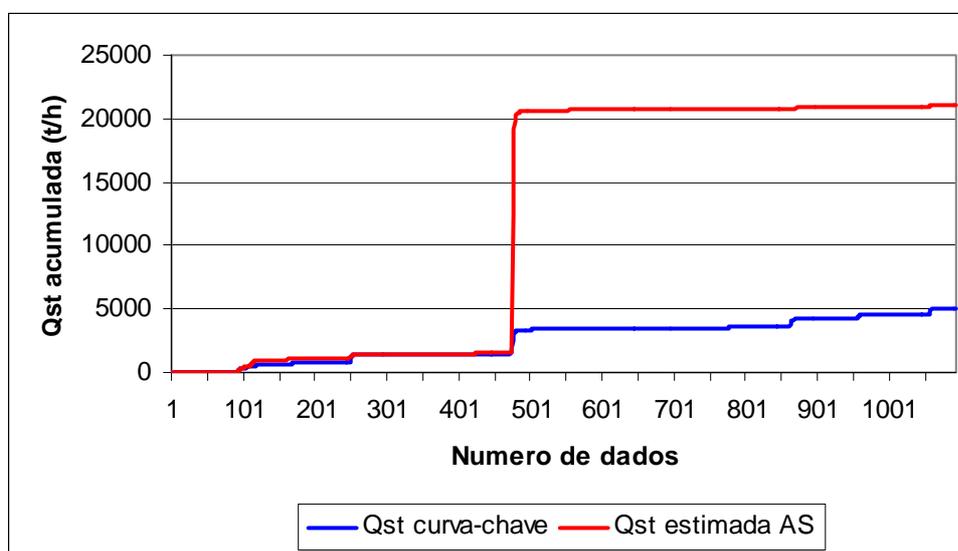


Figura 5.36 – Descargas sólidas totais acumuladas

Assim, pode afirmar que os valores da  $Q_{ST}$  estimada a partir das áreas saturadas mostraram-se extremamente sensíveis a alterações significativas no valor da área saturada da

bacia hidrográfica, visto que esta apresenta valores com pequenas variações comparadas à faixa de valores registrada na descarga sólida total.

As descargas sólidas totais, quando relacionadas, apresentaram índice de correlação moderada com um R igual a 0,59, excluídos os dois dados de descarga sólida total das 14:00 e 15:00 horas do dia 16/10/2007 (Figura 5.37). Na Figura 5.37, verifica-se consideráveis diferenças nas  $Q_{ST}$  máximas estimadas a partir da área saturada e a da curva-chave de sedimentos. Contudo, desconsiderando os dois pontos mencionados, o valor total da  $Q_{ST}$  estimada a partir das áreas saturadas, como mostra a Figura 5.36, foi de 4.109,1 toneladas contra 3.731,0 toneladas da  $Q_{ST}$  estimada por meio da curva-chave de sedimento, com um desvio positivo de 10,2%.

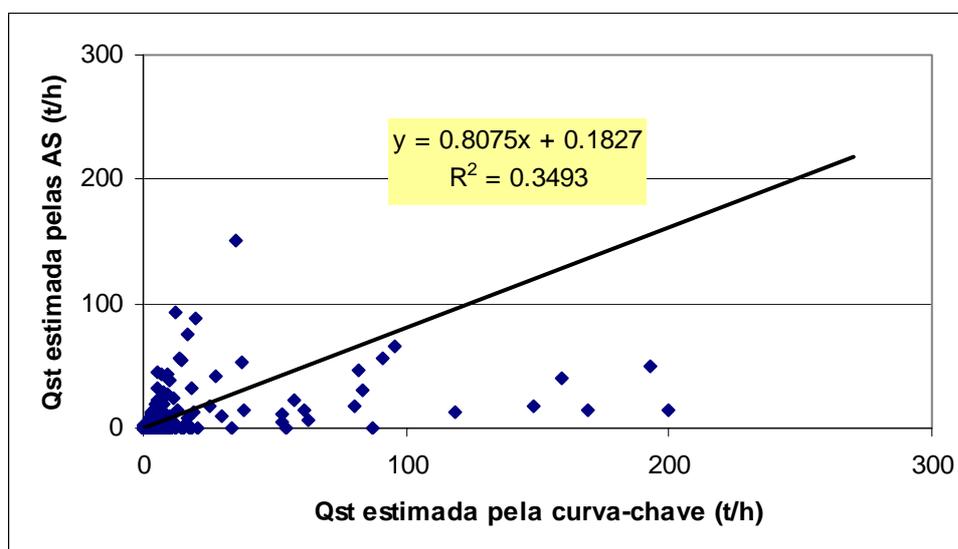


Figura 5.37 - Relação entre as descargas sólidas obtidas pela curva-chave de sedimentos e a descarga sólida calculada por meio das áreas saturadas dos eventos 16 a 25

De modo geral, os resultados mostram-se satisfatórios. A relação  $AS/Q_{ST}$  pode ser utilizada considerando o conjunto de variáveis que influem na dinâmica de transporte de sedimentos, ou seja, desde que as áreas saturadas sejam as principais áreas fonte de sedimento, o que exige uma análise preliminar da existência ou não de uma relação entre a AS e a  $Q_{ST}$  na bacia hidrográfica.

Dessa forma, a equação que expressa a relação  $AS/Q_{ST}$ , depois de determinada e avaliada na bacia hidrográfica do Caeté, pode incorporar-se aos conceitos do TOPMODEL,

na estimativa da descarga sólida juntamente com a do processo chuva-vazão durante a modelagem.

### **5.7. Fases no transporte de sedimento e as áreas saturadas**

Em decorrência dos resultados obtidos na análise da dinâmica dos processos hidrossedimentológicos, em especial da relação existente entre as áreas saturadas e  $Q_{ST}$ , constatou-se a existência de fases bem distintas da incidência dos processos, resultantes da ação da água, que ocasionam desagregação, separação e transporte vertentes abaixo de consideráveis volumes de sedimentos, que são distribuídos e redistribuídos na bacia hidrográfica.

A função hidrossedimentológica pode ser visualizada por uma seqüência de eventos que ocorrem na bacia durante um ciclo que inclui um período chuvoso e um período de estiagem, o denominado ciclo do deflúvio, que depende principalmente da pluviosidade, do escoamento, das áreas saturadas, das áreas fonte de sedimento e da capacidade de transporte de sedimentos.

A dinâmica hidrossedimentológico na bacia hidrográfica pode ser compreendida por meio de quatro fases, mostradas nas Figuras 5.38 e 5.39, pelos processos hidrossedimentológicos descritos:

I – Condição de Estiagem (hidrograma em recessão) – as áreas saturadas na bacia hidrográfica são mínimas e restringem-se praticamente ao canal fluvial. A vazão é condicionada exclusivamente pelo escoamento de base. A descarga sólida é mínima e é resultado da concentração de sedimentos em suspensão, visto que nesta fase a tensão tangencial do leito é maior que a capacidade do escoamento produzir transporte de sedimento por arrasto. Os sedimentos transportados são originários de erosão do leito fluvial.

II – Início de pluviosidade e ascensão da vazão (ascensão do hidrograma) - as áreas saturadas na bacia começam a se expandir, ou seja, aumentam de tamanhos. A descarga sólida começa a se intensificar. A vazão passa a receber a contribuição do escoamento superficial e, conseqüentemente, a descarga dos sedimentos finos de partes da bacia, chamados de carga de lavagem, decorrentes da concentração do fluxo, canais efêmeros, estradas, caminhos, etc.

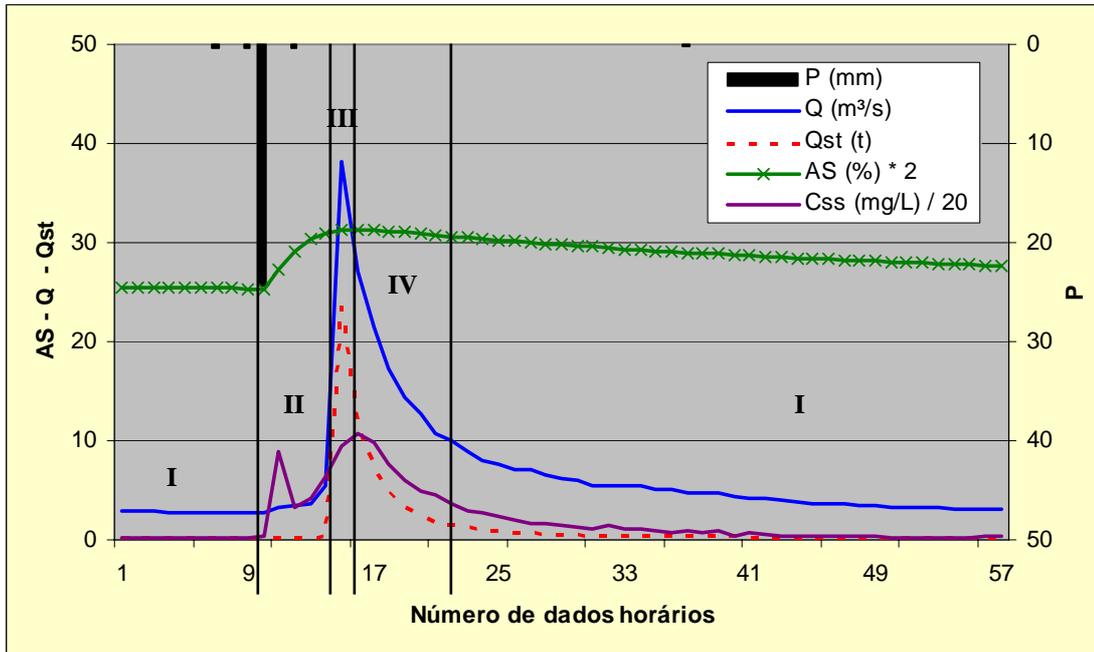


Figura 5.38 – Hidrograma conceitual da descarga sólida e líquida, área saturada e pluviosidade, elaborado a partir dos dados do Evento 6

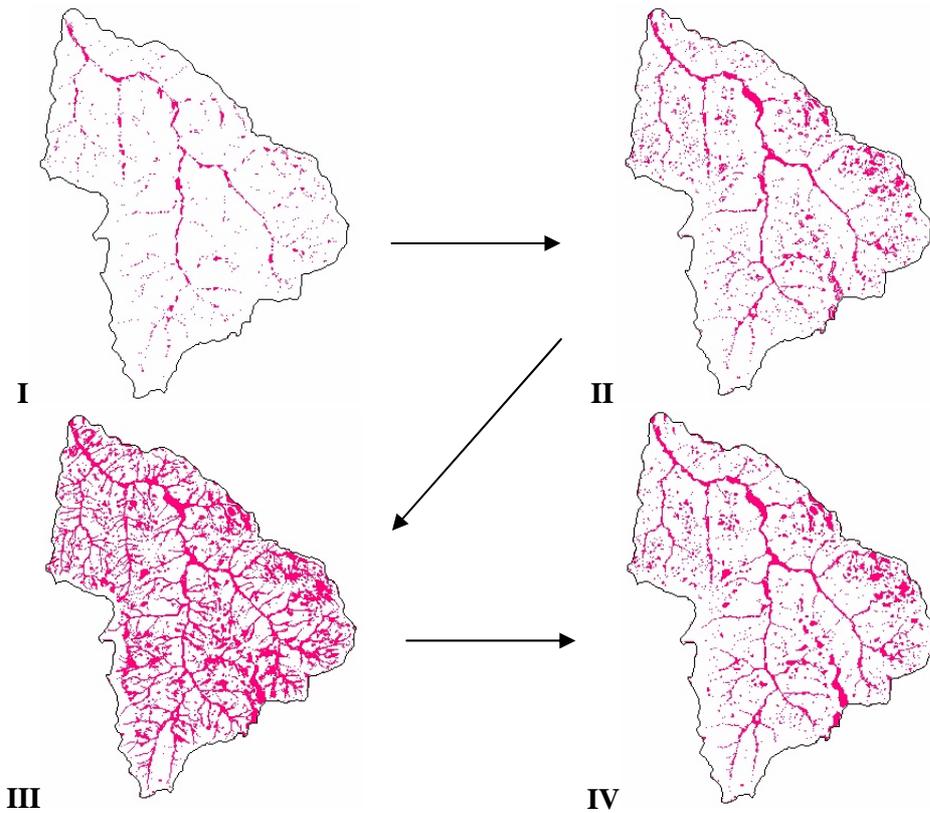


Figura 5.39 – Diagrama conceitual das principais áreas fontes de sedimento e da descarga líquida

III – Áreas saturadas ao máximo na bacia – período onde a descarga sólida e líquida se intensificam. Parte da carga que tinha chegado até as áreas saturadas, com o escoamento por saturação, é transportada à rede de drenagem fluvial, contribuindo, juntamente com a carga de lavagem, para a intensificação das quantidades de descarga sólida e líquida. É nesta fase que ocorre grande parte da taxa de transferência de sedimento da bacia hidrográfica, principalmente a descarga de leito.

IV – Recessão da descarga líquida e sólida - as áreas saturadas passam a diminuir na bacia. A descarga sólida sofre consideravelmente diminuição, porém, a descarga líquida continua a receber água proveniente do escoamento superficial e assim que este cessa entra-se na fase I.

Uma síntese da relação entre área saturada e transporte de sedimento é dada na Figura 5.40. Esta expressa a dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas na bacia e o volume de sedimento transportado pelo curso fluvial.

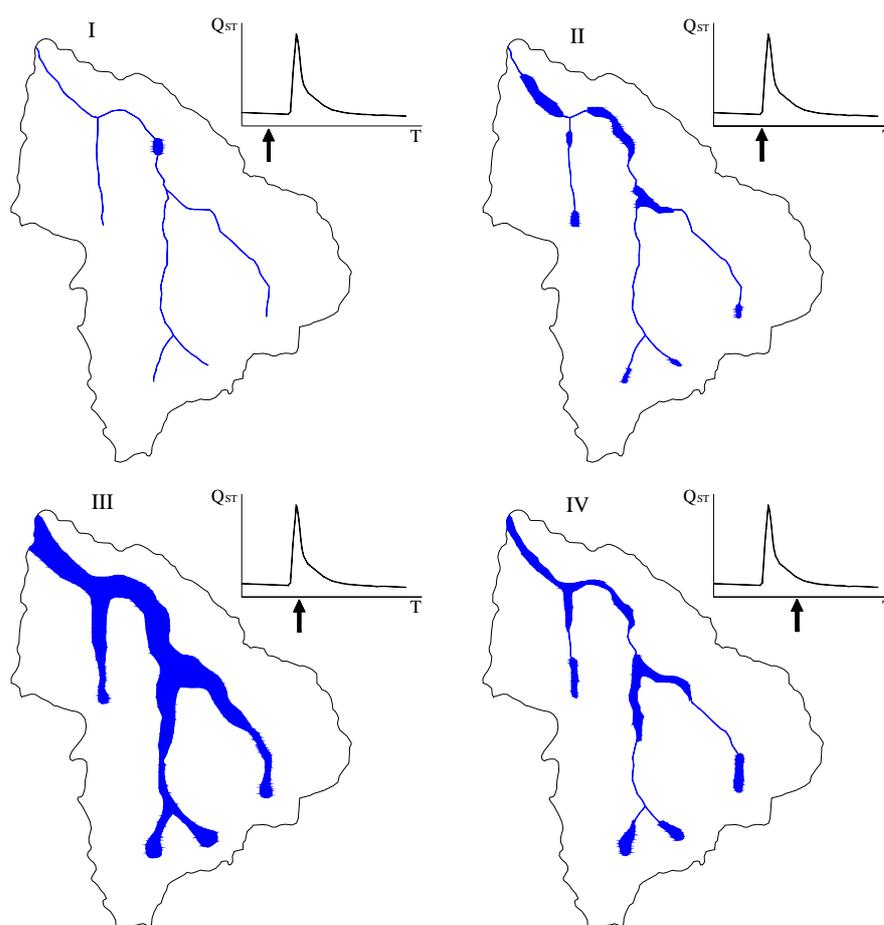


Figura 5.40 – Dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas e o transporte de sedimentos

## 6. CONCLUSÕES

As principais conclusões do presente estudo, que teve como objetivo analisar a relação entre a dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas e o transporte de sedimento fluvial na bacia do Rio Caeté, Alfredo Wagner/SC, por meio de monitoramento e modelagem, podem ser assim resumidas:

- Dos métodos empregados para estimar a descarga sólida total (Einstein modificado por Colby e Hembree (1955); Colby (1957); Shen e Hung (1971); Ackers e White (1973); Karin (1998); Engelund e Hansen (1997); Yang (1973) e Cheng (2002), o método que melhor se ajustou a dados medidos em vazões baixas foi o de Einstein modificado por Colby e Hembree com *DIF* de 44,17%, seguido pelos métodos de Shen e Hung (97,09%), Ackers e White (111,35%) e Karin (1998).
- A  $Q_{ST}$  média anual do Rio Caeté calculada no período de agosto de 2004 a janeiro de 2008 foi de 54.257,9 t/ano;
- Os meses que apresentam maior  $Q_{ST}$  foram os de maio (38,5%), setembro (21,9%) e janeiro (16,4%), respectivamente, e os menores, abril (0,2%), junho (0,4%) e dezembro (0,8%);
- A descarga sólida total apresentou boas correlações com a descarga líquida;
- A descarga sólida total mensal apresentou-se relacionada ao número de horas com picos de vazões superiores a 100 m<sup>3</sup>/s;
- A *SDR* média anual na bacia do Rio Caeté foi de 4,23%, com significativas variações anuais;
- A *SDR* média mensal apresentou variações significativas na bacia hidrográfica do Caeté, entre 0,24 e 19,03%;
- Os meses que apresentaram maior *SDR* não coincidem com os que apresentaram maiores valores de perda de solo. O mês de maio foi o que apresentou a maior *SDR*, 19,03%, e junho a menor, 0,24%. A alta *SDR* no mês de maio e setembro está associada às atividades agrícolas, preparo do solo para o plantio da cebola e do feijão e milho, respectivamente;
- A produção específica de sedimento média estimada para a BHC foi de 331,15 t/(km<sup>2</sup>.ano);
- Na BHC constatou-se intensa dinâmica hidrossedimentológica, caracterizada por uma área potencialmente frágil à ação dos processos erosivos, elevada mobilidade de

sedimentos (transporte), consideráveis quantidades deposicionais no fundo dos vales fluviais e depressões e baixa *SDR*.

- O modelo hidrológico apresentou índices de calibração e validação satisfatórios, constatados nos hidrogramas e pelos bons índices de correlações entre a vazão calculada e a estimada. Entretanto, o TOPMODEL, nas simulações, apresentou tendência de subestimar as vazões máximas e superestimar as mínimas;
- A relação entre  $Q$  e  $C_{SS}$ , no geral, apresentou comportamento do tipo *figura oito*, com pico da  $C_{SS}$  anterior ao da vazão, com mais de um pico por evento, representada por uma curva no sentido horário, seguida por outra curva no sentido anti-horário;
- A  $C_{SS}$  máxima não apresentou bons índices de correlação com a pluviosidade total e com a descarga líquida máxima, mas sim com a pluviosidade máxima (intensidade);
- Os índices de correlação entre todos os valores de vazão e  $C_{SS}$  apresentaram  $R$  superior a 0,7 em 56% dos eventos. Contudo, verificou-se que, na ascensão do hidrograma, os índices de correlação são baixos, enquanto na recessão altos;
- As áreas saturadas simuladas em relação à área total da bacia variaram de 10,1% a 26,9%. As áreas saturadas mínimas ocorreram nos períodos mais secos e as máximas nos chuvosos. Elas, espacialmente, margearam os cursos fluviais e suas cabeceiras, as depressões do terreno e as áreas planas, para as quais convergem as linhas de fluxo;
- As áreas saturadas mostram-se relacionadas com a pluviosidade e a vazão;
- As alterações no volume das áreas saturadas e da  $C_{SS}$  ocorrem praticamente ao mesmo tempo, com o início da pluviosidade. Porém, enquanto as áreas saturadas apresentam um comportamento mais homogêneo, expandindo-se e, posteriormente, contraindo-se, a  $C_{SS}$  apresenta oscilações, picos, que podem ser decorrentes da carga de lavagem e/ou de áreas de contribuições específicas;
- A relação entre áreas saturadas e a  $C_{SS}$  apresentou índice de correlação moderado ( $R=0,58$ ), ao passo que a relação entre áreas saturadas e a descarga sólida em suspensão apresentou índices de correlação superior ( $R= 0,69$ );
- Os índices de correlação entre AS e  $C_{SS}$  mostraram-se melhores na recessão do que na ascensão, o que indica que os fatores que condicionam a  $C_{SS}$  na ascensão são diferentes dos da recessão. Dentre os fatores, pode-se destacar a carga de lavagem (*wash load*) e as áreas fontes de sedimentos;

- Na BHC a relação entre área saturada e  $C_{SS}$  na ascensão do hidrograma apresentou índices de correlação superiores ao obtido na relação entre vazão e  $C_{SS}$  ;
- As áreas saturadas apresentaram bons índices de correlação com a descarga sólida total, tanto na ascensão como na recensão;
- A relação  $AS/Q_{ST}$  pode ser incorporada aos conceitos do TOPMODEL para a estimativa da descarga sólida total, juntamente com o processo chuva-vazão, durante a modelagem;
- As áreas saturadas são as principais áreas fontes de sedimento fluvial na BHC;
- As áreas saturadas não podem ser entendidas como sinônimo de áreas fontes de sedimentos, pelo grande número de fatores que interferem no transporte de sedimento e que condicionam a dinâmica dos processos hidrossedimentológicos, devendo ser evitadas as generalizações;
- Na avaliação dos processos hidrossedimentológicos, pluviosidade, escoamento, áreas saturadas e descarga sólida fluvial, visualizou-se quatro fases relacionadas à expansão e retração das áreas saturadas;
- A dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas influencia na quantidade de sedimento transportada pelo curso fluvial, por ser uma área fonte de sedimento, que está diretamente conectada ao curso fluvial, principalmente nas regiões de clima úmido, onde o escoamento por saturação predomina em detrimento ao gerado pelo excedente da infiltração.
- O monitoramento automático e as medições pontuais da descarga líquida e sólida exigem, além de tempo, recursos financeiros, equipamentos adequados, a adoção de procedimentos técnicos na coleta, armazenamento, transporte e nas análises laboratoriais.
- A modelagem hidrossedimentológica não exclui o monitoramento automático dos processos e medições *in loco* periódicas.

## 7. RECOMENDAÇÕES

A partir dos resultados deste trabalho pode-se fazer as seguintes recomendações para estudos futuros:

- Pesquisar a relação  $AS/Q_{ST}$  em outras bacias hidrográficas;
- Verificar a relação  $AS/Q_{ST}$  em séries de dados contínuos;
- Identificar a contribuição da carga de lavagem na  $Q_{SS}$  e na  $Q_{ST}$ ;
- Avaliar a dinâmica de expansão e retração das áreas saturadas simuladas por modelos hidrológicos com dados obtidos em campo;
- Calcular a  $SDR$  em diferentes níveis escalares e bacias hidrográficas, a fim de representar a realidade brasileira;
- Estimar a contribuição de sedimentos provenientes das áreas saturadas;
- Analisar a dinâmica dos processos hidrossedimentológicos nas vertentes e suas relações com o canal fluvial (sistema vertente-canal fluvial).

Por fim, destaca-se ainda que a grande complexidade dos processos hidrossedimentológicos exige dados em intervalos temporais pequenos, não maiores que uma hora, pois dados obtidos em intervalos maiores podem esconder variações e comportamentos significativos, além de ocasionarem erros de estimativa e conclusões equivocadas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERS, P.; WHITE, W. R. Sediment Transport: New Approach and Analysis. **Journal of the Hydraulics Division**, ASCE, vol. 99, n.º. HY 11, Nov., p. 2041-2060. 1973.
- ALVES, A. **Análise de dados hidrológicos da região do município de Alfredo Wagner/SC**. Florianópolis, 2004. 95 f. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Sanitária e Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina.
- ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. Subsurface Runoff. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. **Process Studies in Hillslope Hydrology**. New York: Anderson & Burt (Eds). John Willey & Sons, 1990. p. 365-400.
- AQUINO, R. F. de; CARVALHO, N. de O.; DOMINGUEZ, J. M. L. Carga de sedimentos em suspensão produzida pela bacia do Rio Itapicuru. In: **II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário II Congresso do Quaternário dos Países de Língua Ibéricas**. 2003. Disponível em: <[http://www.srh.ba.gov.br/publicacoes/arquivos/hidrossedimentologia/carga\\_sedimentos\\_Itapicuru.pdf](http://www.srh.ba.gov.br/publicacoes/arquivos/hidrossedimentologia/carga_sedimentos_Itapicuru.pdf)> Acesso em: 30 abr. 2006.
- ATKINSON, C. Techniques for Measuring Subsurface Flow in Hillslopes. In: Kirkby, M. (Ed.). **Hillslope Hydrology**, New York: John Wiley & Sons, 1978. p. 73-120.
- ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; MAIDMENT, D. R. Continuous-time water and sediment routing model for large basins. **Hydr. Engin.**, 121, p. 171-183, 1995.
- AYOADE. J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. 3ª. ed. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil S.A., 1991. 332 p.
- BEASLEY, D. B.; HUGGINS, L. F.; MONKE, E. J. ANSWERS: a model for watershed planning. **Trans. Am. Soc. Agric. Eng.**, n. 23, 1980. p. 938-944.
- BERNARDO, S. **Manual de Irrigação**. 6. ed. Viçosa: Editora UFV, 2002. 657 p.
- BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M. Precipitação. In: TUCCI, C. E. M. (Org.) **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (ABRH), 2000. p. 177-241.
- BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 4ª edição. São Paulo: Ícone, 1999. 355 p.
- BEVEN, K. J. A critique. **Hydrological Processes**, v. 11, n.º. 9, p. 1069-1086, 1997.
- BEVEN, K. J.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J.; FISHER, J.; LAMB, R. **TOPMODEL and gridatb Distribution Programs – A users guide to the distribution versions (94.01)**. CRES Technical Report TR110/94, Lancaster University, UK, p. 63. 1994.
- BEVEN, K. J. Distributed models. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P.. **Hydrological forecasting**. Wiley Chichester, 1985. 604 p.

BEVEN, K. J. **Rainfall-runoff modelling**: the primer. J. Willey, 2001. 360 p.

BEVEN, K. J. **TOPMODEL User Manual - Windows Version 97.01**. Lancaster: Universidade de Lancaster. Disponível em: <<http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/topmodel.html>> Acesso em: 05 mar. 1997.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, n. 24, p. 43-69, 1979.

BEVEN, K. J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICIZ, R.; FREER, J. Topmodel. In: SINGH, V. P. (Ed.) Computer models of watershed hydrology. **Water Resource Publication**, 1995. p. 627-668.

BEVEN, K. Runoff Production and Flood Frequency in Catchments of Order n: an Alternative Approach. In: GUPTA V.; RODRÍGUEZ-ITURBE, I.; WOOD, E. (ed.) **Scale Problems in Hydrology**. Dordrecht: Reidel, 1986. p. 107-132.

BEVEN, K. J.; WOOD, E.F. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 65, p. 139-158, 1983.

BIGARELLA, J. J. **Estruturas e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: EdUFSC, 2003. p. 877-1436.

BORDAS, M. P.; SEMMELMANN, F. R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (ABRH), 2000. p. 915-943.

BRASIL. Lei Federal N.º 9.433, de 8 de Janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. **Diário Oficial** [República Federativa do Brasil], Brasília, 9 jan. 1997.

CÂMARA, A. S.; FERREIRA, F.; CASTRO, P. Spatial simulation modelling. In: FISCHER, M., SCHOLTEN, H. J., UNWIN, D. (Eds), **Spatial Analytical Perspectives on GIS**. Taylor & Francis, p. 201-212, 1996.

CÂMARA, G.; SOUZA, R.; FREITAS, U.; GARRIDO, J. SPRING: Integrating Remote Sensing and GIS with Object-Oriented Data Modelling. **Computers and Graphics**, 15, 1996. p. 13-22.

CAMPBELL, I. A. The partial area concept and its application to the problem of sediment source areas. In: EL SWAIFY, S.A.; MOLDENHAUER, W.C.; LO, A. (Eds.). **Soil erosion and conservation**. Ankeny: Soil Conservation Society of America, 1985. p. 128-138.

CARVALHO, N. de O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: CPRM, 1994. 372 p.

CARVALHO, N. O.; FILIZOLA JR, N. P.; SANTOS, P. M. C.; LIMA, J. E. F. W. **Guia de práticas sedimentométricas**. Brasília: ANEEL, 2000, 132 p.

CHECCHIA, T. **Avaliação de perda de solo por erosão hídrica e estudo de emergia na bacia do Rio Caeté, Alfredo Wagner – Santa Catarina.** Florianópolis, 2005. 116 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina.

CHECCHIA, T.; KOBAYAMA, M.; SILVA, R.V.; ALVES, A. Análise preliminar da evolução dos deslizamentos no vale do Rio Caeté, Alfredo Wagner, SC In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 5., 2004, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 2004. 1 CD-ROM

CHECCHIA, T.; VESTENA, L. R.; KOBAYAMA, M.; SCHRÖDER, P. H. Interação entre climatologia, geologia e geomorfologia na bacia hidrográfica do Caeté, município de Alfredo Wagner, SC. In: XV SEMANA DE GEOGRAFIA, 4., 2006, Guarapuava. **Anais...** Guarapuava: Universidade Estadual do Centro-Oeste, 2006. p. 121-133.

CHENG, N. S. Exponential Formula for Bedload Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, Vol. 128, nº. 10, Oct., p. 942-946. 2002.

CHIKITA, K. A. Suspended sediment discharge from snowmelt: Ikushunbetsu River, Hokkaido, Japan. **Journal of Hydrology**. v. 186, p. 295-313, 1996.

CHORLEY, R. J. The hillslope hydrological cycle. In: **Hillslope Hydrology**. KIRBY, M. J. (Ed). John Wiley and sons. 1978. p. 1-42.

CHORLEY, R. J. Modelos em Geomorfologia. In: CHORLEY, R. J.; HAGGETT, P. **Modelos físicos e de informação geográfica.** Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos; São Paulo: Ed. Universidade de São Paulo, 1975. p. 32-63.

CHOW, V. T. **Handbook of Applied Hydrology.** McGraw-Hill Book Company, New York, 1964. 1418 p.

CHOW, V. T. **Open-Channel Hydraulics.** McGraw-Hill, New York, 1959. 680 p.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology.** New York: McGraw-Hill Book Company. 1988. 485 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial.** São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1981. 313 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais.** 2ª ed. São Paulo: Editora Edgard Blücher. 2002. 236 p.

CLARK, M. J. Putting water in its place: a perspective on hydrology and water management. **Hydrological Processes**, 12, p. 823-834, 1998.

CLARK, E. H.; HAVERKAMP, J. A.; CHAPMAN, W. **Eroding Soils: The Off-Farm Impacts.** The Conservation Foundation, Washington, D.C., 1985. 252 p.

COELHO, F. S. A. **Desenvolvimento de um modelo chuva-deflúvio, para pequenas bacias rurais, a partir dos modelos do hidrograma unitário instantâneo geomorfológico e do TOPMODEL.** Campinas, 2003. 185 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Estadual de Campinas.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (Orgs.): **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1995. p. 93-148.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias.** Porto Alegre, 2001. 270 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

COSTA, J. Effects of agriculture on erosion and sedimentation in the Piedmont Province, Maryland. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 86:1281-1286, 1975.

CUNHA, L. K. **Sistemas avançados de previsão hidrológica e operação hidráulica em tempo real.** Curitiba, 2004. 239 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) – Universidade Federal do Paraná.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** Rio de Janeiro: Bertrand, 1994. p. 211-252.

DA OUYANG, J. B. **Predicting sediment delivery ratio in saginaw bay watershed.** Institute of Water Research, Michigan State University, East Lansing, MI, 2004. Disponível em <<http://www.iwr.msu.edu/~ouyangda/sdr/sag-sdr.htm>> Acesso em: 22 abr. 2006.

DICKINSON, A.; COLLINS, R. Predicting erosion and sediment yield at the catchment scale. **Soil Erosion at Multiple Scales.** v. 20, p. 317-342, 1998.

DNPM. Coluna White. Estratigrafia da Bacia do Paraná no sul do estado de Santa Catarina. In: **Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina.**n. 4. 1994.

DOORENBOS, J.; PRUIT, W. O. **Crop Water Requirement.** Rome: FAO, 1977. (Irrigation and Drainage, Paper 24). 144 p.

DUNNE, T. Field Study of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. (ed.) **Hillslope Hydrology.** John Willey & Sons, 1978. p 227-293.

DUNNE, T. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v. 65, p. 25-48, 1983.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** Rio de Janeiro. 1999. 412 p.

EPAGRI – Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina. **Plano Municipal de Desenvolvimento Rural Sustentável.** Prefeitura Municipal de Alfredo Wagner, SC: 2003.

FERREIRA, L. **Simulação hidrológica utilizando o modelo TOPMODEL em bacias rurais, estudo de caso na bacia do Ribeirão dos Marins – Seção Monjolinho – SP.** Campinas: 2004. 205 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola), Universidade Estadual de Campinas.

FLANAGAN, D. C.; NEARING, M. A. **USDA-Water Erosion Prediction Project: Hillslope profile and watershed model documentation.** NSERI Report N°. 10. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory: West Lafayette, IN. p. 7.1-7.47, 1995.

FUKUSHIMA, Yoshihiro. A model of river flow forecasting for a small forested mountain catchment. **Hydrological Processes.** v. 2, p. 167-185, 1988.

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

GRASS-GIS. **Geographical Resources Analysis Support System - Geographic Information System.** 2008. Disponível em: <<http://grass.itc.it/>> Acesso em: 20 ago. 2008.

GORDON, N. D.; McMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L. **Stream Hydrology: an introduction for ecologists.** New York: John Willey & Sons, 1992. 526 p.

GREGORY, K. J.; WALLING, D. E. **Drainage Basin Form and Process: a geomorphological approach.** London: Edward Arnold, 1973. 458p.

GRUSZOWSKI, K. E.; FOSTER, I. D. L.; LEES, J. A.; CHARLESWORTH, S. M. Sediment sources and transport pathways in a rural catchment, Herefordshire, UK, **Hydrological Processes.** 17, p. 2665 –2681, 2003.

GUERRA, A. T. **Dicionário Geológico Geomorfológico.** 8ª Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993. 446 p.

HAGGETT, P.; CHORLEY, R. J. Modelos, paradigmas e a nova geografia. In: CHORLEY, R. J.; HAGGETT, P. **Modelos físicos e de informação geográfica.** Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos; São Paulo: Ed. Universidade de São Paulo, 1975. p. 1-19.

HASNAIN, S. I.; THAYYEN, R. J. Discharge and suspended-sediment concentration of meltwaters, draining from the Dokriani glacier, Garhwal Himalaya, India. **Journal of Hydrology.** v. 218, p. 191-198, 1999.

HEATH, R. C. **Hidrologia básica de água subterrânea.** Geological United States Geological Survey Water Supply Paper 2220. 1983. 84 p.

HERRMANN, M. L. P.; ROSA, R. O. **Mapeamento temático do município de Florianópolis - Geomorfologia.** Florianópolis: IPUF/IBGE, 1991.

HEWLETT, J. D. **Principles of forest hydrology.** The University of Georgia Press. 1982. 183 p.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: **International Symposium on Forest Hydrology** (1965: Pennsylvania). Proceedings. Pennsylvania State Univ. 1967. p. 275-290.

HICKS, D.; GOMEZ, B.; TRUSTRUM, N. A. Event suspended sediment characteristics and the generation of hyperpycnal plumes at River Mouths: East Coast Continental Margin, North Island, New Zealand. **The Journal of Geology**. v. 112, p. 471-485, 2004.

HILU, A. **Erosão hídrica na bacia hidrográfica do Rio Marumbi no Estado do Paraná**. Curitiba, 2003. 104 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) – Universidade Federal do Paraná.

HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L.; ESHLEMAN, K. N. **Elements of Physical Hydrology**. J. Hopkins, 1998. 302 p.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Trans. Amer. Geoph. Union**, n. 14, p. 446-460, 1933.

JAKEMAN, A.; LITTLEWOOD, I.; WHITEHEAD, P. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchment. **Journal of Hydrology**, n. 117, 1990. p. 275-300.

JAKEMAN, A.; POST, D.; BECK, M. From data and theory to environmental model: the case of rainfall runoff. **Environmetrics**, n. 5. 1994a. p. 297-314.

JAKEMAN, A.; POST, D.; SCHREIDER, S.; YU, Y. W. Modelling environmental systems: partitioning the water balance at different catchment scales. In: ZANNETTI, P. (ed.), **Computer Techniques in a Environmental Studies & Computational Mechanics Publications**, Southampton, 1994b p. 275-300.

JETTEN, V.; ROO, A. P. J. Spatial analysis of erosion conservation measures with LISEM. In: Harmon, R. (Ed). **Landscape Erosion and Evolution Modelling**. Kluwer Academic Press, 2001, p. 429-445.

JULIEN, P. Y. **Erosion and Sedimentation**. New York: Cambridge University Press, 1998. 280 p.

KARIM, F. Bed Material Discharge Prediction for Nonuniform Bed Sediments. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, Vol. 124, n.º. 6, Jun., p. 597-604, 1998.

KINNELL, P. I. A. Sediment delivery ratios: a misaligned approach to determining sediment delivery from hillslopes, **Hydrological Processes**. 18, p. 3191 – 3194, 2004.

KIM, S.; DELLEUR, J. W. Sensitivity analysis of extended TOPMODEL for agricultural watersheds equipped with tile drains. In: BEVEN, K. **Distributed hydrological modeling: application of the TOPMODEL concept**. Chichester-UK: John Wiley & Sons, 1997. p. 161-179.

KINBERGER, M.; PUCHER, A. Open Source GIS als Alternative im Desktop-Bereich - Evaluation freier Software im Bereich Geoinformation. In: **CORP 2005**. Wien, Österreich, Februar 2005.

KNISEL, W. G. **CREAMS: A field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems**. USDA. 1980. 643 p.

KOBIYAMA, M.; CHECCHIA, T.; SILVA, R. V.; SCHRÖDER, P. H.; GRANDO, A.; REGINATTO, G. M. P. Papel da comunidade e da universidade no gerenciamento de desastres naturais. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1., 2004, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina. 2004. p. 834-846. 1 CD-ROM

KOBIYAMA, M.; GENZ, F.; MENDIONDO, E. M. Geobiohidrologia. **I Fórum de Geo-bio-hidrologia: Estudo em Vertentes e Microbacias Hidrográficas**, UFPR, Curitiba, 1998. p. 1-25.

KOBIYAMA, M.; MANFROI, O. J. Importância da modelagem e monitoramento em bacias hidrográficas. In: Curso “Manejo de bacias hidrográficas sob a perspectiva florestal”, **Apostila**, Curitiba: FUPEF, 1999. p. 81-88.

LENZI, M. A.; MARCHI, L. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). **Catena**. v. 39, p. 267 – 282, 2000.

LEOPOLD, L.; MADDOCK, T. JR. **The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications**. Professional Paper, United States Geological Survey, 252: 57p. 1953.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in Geomorphology**. W. F. Freeman & Co., San Francisco, 1964, 522 p.

LIM, K. J.; SAGONG, M.; ENGEL, B. A.; TANG, Z.; CHOI, J.; KIM, K. GIS-based sediment assessment tool. **Catena**. v. 64, p. 61-80, 2005.

LOPES, V. L. CHDM: Catchment hydrology distributed model. In: **ASCE Watershed Management Symposium**. (Proc., ASCE, San Antonio, Texas, USA). p. 144-154, 1995.

LU, H.; MORAN, C. J.; PROSSER, I. P. Modelling sediment delivery ratio over the Murray Darling Basin, **Environmental Modelling & Software**. 21, p. 1297 – 1308, 2006.

LU, H.; MORAN, C. J.; SIVAPALAN, M. A theoretical exploration of catchment-scale sediment delivery, **Water Resources Research**. 41, W09415, 2005.

LUCE, C. H.; BLACK, T. A. Sediment production from forest roads in western Oregon. **Water Resources Research**. v. 35, n. 8, p. 2561-2570, August 1999.

MAIDMENT, D. R. GIS and hydrological modeling. In: **Environmental Modeling with GIS**. (GOOLCHILD, M. F., PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T., Eds), Oxford, Oxford University Press. 1993. p. 147–167.

MAIDMENT, D. R. **Handbook of Hydrology**. McGraw-Hill, Inc. New York, 1993. 1424 p.

MENDES, A. B. **Modelagem matemática da descarga sólida total em rios pelo método modificado de Einstein**. Rio de Janeiro, 2002. 66 f. (Monografia de final de Curso de Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.

MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M. Escalas Hidrológicas II: Diversidade de Processos na Bacia Vertente. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, ABRH, v. 2, n°. 1, p. 59-122, 1997.

MINE, M. R. M. **Método determinístico para minimizar o conflito entre gerar energia e controlar cheias**. Porto Alegre: IPH/UFRGS, 1998. 146 f. (e anexos com 115 f.) Tese (doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MINE, M. R. M.; CLARKE, T. R. **O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar**. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 1, n°. 2, p. 89-106. jul./dez., 1996.

MONTEIRO, C. A. F. O clima. In: **Geografia Regional do Brasil: Grande Região Sul**. Volume IV. Tomo I. Cap. III. Biblioteca Geográfica Brasileira, IBGE, CBG, Rio de Janeiro, 1963. p. 117-169.

MONTEITH, J. L. **Evaporation and environment**. *Symp. Soc. Expl. Biol.*, 19:205-234, 1965.

MOORE, I. D.; TURNER, A. K.; WILSON, J. P.; JENSON, S. K.; BAND, L. E. GIS and landsurface-subsurface process modeling. In: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, Cap. 19, 1993. p. 196-230.

MORE, R. Os Modelos Hidrológicos e a Geografia. In: CHORLEY, R. J.; HAGGETT, P. **Modelos físicos e de informação geográfica**. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos; São Paulo: Ed. Universidade de São Paulo, 1975. p. 104-138.

MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**. London:Longman Group, 1986, 298 p.

MORGAN, R. P. C.; QUINTON, J. N.; SMITH, R. E.; GOVERS, G.; POESEN, J. W. A.; AUERSWALD, K.; CHISCI, G.; TORRI, D.; STYCZEN, M. E. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 23, n°. 6, p. 527-544, 1998a.

MORGAN, R. P. C.; QUINTON, J. N.; SMITH, R. E.; GOVERS, G.; POESEN, J. W. A.; AUERSWALD, K.; CHISCI, G.; TORRI, D.; STYCZEN, M. E.; FOLLY, A. J. V. **The European soil erosion model (EUROSEM): documentation and user guide**. Silsoe College, Cranfield University, UK, 1998b.

MORRIS, G. L.; FAN, J. **Reservoir sedimentation handbook: design and management of dams, reservoirs, and watercheds for sustainable use**. New York: McGraw-Hill. 1997. p. 5.1-12.55.

MÜLLER, I. I. **Métodos de Avaliação da Evaporação e Evapotranspiração - Análise Comparativa para o Estado do Paraná**. Curitiba, 1995. 171 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) – Centro de Hidráulica e Hidrologia Prof. Parigot de Souza, Universidade Federal do Paraná.

NAKAMURA, F.; SUDO, T.; KAMEYAMA, S.; JITSU, M. Influences of channelization on discharge of suspended sediment and wetland vegetation in Kushiro Marsh, northern Japan. **Geomorphology**. v. 18, p. 279-289, 1997.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models I: A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, p. 282 – 290, 1970.

OLIVEIRA, S. M. de. **Análise do processo chuva-vazão de duas bacias hidrográficas na região litorânea do Estado do Paraná, através do Modelo de Tanque**. Curitiba, 1999. 116 f. Dissertação (Mestrado em Ciências do Solo) – Universidade Federal do Paraná.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1981. 440 p.

PAIVA, J. B. D. Métodos de cálculo do transporte de sedimento em rios. In: PAIVA, J. B. D. de; PAIVA, E. M. C. D. de. **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas**. Porto Alegre: ABRH, 2003. p. 313-364.

PAIVA, J. B. D. **Avaliação dos Modelos Matemáticos de Cálculo do Transporte de Sedimentos em Rios**. São Paulo, 1988. 315 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) - Universidade de São Carlos.

PAIVA, L. E. D. **Aplicação de Métodos Macroscópicos na Determinação da Carga Sólida Total Transportada em Rios**. São Paulo, 1995. 186 f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento) - Universidade Estadual de Campinas.

PENMAN, H. L. Evaporation : an Introductory Survey. **Neth. J. Agric. Sci**, n. 4, p. 9-29, 1956.

PENMAN, H. L. Natural evaporation, from open water, bare soil and grass. **Proc. Roy. Soc. London Ser. A**, London, v. 193, p. 12-145, 1948.

PEREIRA, A. R.; NOVA, N. A. V.; SEDIYANA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

POLYA, G. **How to solve it: A New Aspect of Mathematical method**. 2<sup>a</sup>. ed. Princeton, Princeton University Press, 1973. 196 p.

PONCE, R. J. C. **Análise da Aplicabilidade e Modificações de Modelos de Cálculo do Transporte de Sedimento por Arraste de Fundo em Rios de Médio Porte**. São Paulo, 1990. 373 f. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento). Universidade de São Carlos.

PULLAR, D.; SPRINGER, D. Towards integrating GIS and catchment models. **Environmental Modelling & Software**, 15, p. 451–459, 2000.

PUNDEK, M. Utilização prática da equação universal de perdas de solo para as condições de Santa Catarina. In: Santa Catarina. Secretaria de Estado da Agricultura e Abastecimento. **Manual de uso, manejo e conservação do solo e da água: projeto de recuperação, conservação e manejo dos recursos naturais em microbacias hidrográficas**. 2. ed. Florianópolis: EPAGRI, 1994. 384p.

QUINN, P. F.; BEVEN, K. J.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models, **Hydrological Processes**, Chichester, v. 5, p. 59–79, 1991.

REID, I.; BARTHURST, J. C.; CARLING, P. A.; WALLING, D. E.; WEBB, B. Sediment Erosion, Transport and Deposition. In: THORNE, C. R.; HEY, R. D.; NEWSON, M. D. **Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management**. New York: John Wiley & Sons, 1997. p. 95-135.

REID, L. M.; DUNNE, T. Sediment production from forest roads surfaces. **Water Resources Research**. v. 20, n.º. 11, p. 1753-1761, November 1984.

RANZINI, M. **Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da Serra do Mar, SP, com o modelo TOPMODEL – simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso**. São Carlos, 2002. 116f. Tese (Doutorando em Ciências da Engenharia Ambiental) – Escola de Engenharia de São Carlos – USP.

SACHET, Z. P. Levantamento edafoclimatológico da microbacia do Rio Caeté. **Documento Técnico n. 20**. Florianópolis: FAPEU. 1994.

SAMMORI, T.; YUSOP, Z.; KASRAN, B.; NOGUCHI, S.; TANI, M. Suspended solids discharge from a small forested basin in the humid tropics, **Hydrological Processes**. 18, p. 721 –738, 2004.

SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. **Atlas do Estado de Santa Catarina**. Rio de Janeiro. 1986. 173 p.

SANTOS, I. **Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: Estudo da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR**. Curitiba, 2001. 92 f. Dissertação (Mestrado em ciências do solo) – Universidade Federal do Paraná.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. **Hidrometria Aplicada**. Curitiba: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001. 372 p.

SANTOS, I.; KOBİYAMA, M. Aplicação do TOPMODEL para zoneamento hidrológico da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais - PR. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1., 2004, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina. 2004. p. 188-202. 1 CD-ROM

SCAPIN, J. **Caracterização do Transporte de Sedimentos em um Pequeno Rio Urbano na Cidade de Santa Maria – RS**. Santa Maria, 2005. 115 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Santa Maria.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. John Wiley & Sons, Inc. New York, USA, 1977. 338 p.

SEEGER, M.; ERREA, M. P.; BEGUERÍA, S.; ARNÁEZ, J.; MARTÍ, C. GARCÍA-RUIZ, J. M. Catchment soil moisture and rainfall characteristic as determinant factor for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish pyrenees. **Journal of Hydrology**, 288, p. 299 – 311, 2004.

SHEN, H. W. **River Mechanics**. Volume I: Chapters 1-19. Published by H. W. Shen, Fort Collins, CO. 1971.

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

SHIMIZU et al, Síntese temática: geologia. In: **Projeto Gerenciamento Costeiro: 2º Fase**. Florianópolis: IBGE. 1995a. 231 p. Mapas

SHIMIZU et al, Síntese temática: solos. In: **Projeto Gerenciamento Costeiro: 2º fase**. Florianópolis: IBGE. 1995b. 231 p. Mapas

SIAKEU, J.; OGUCHI, T.; AOKI, T.; ESAKI, Y.; JARVIE, H. P. Change in riverine suspended sediment concentration in central Japan in response to late 20th century human activities. **Catena**. v. 55, p. 231-254, 2004.

SILVA, A. M. da; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. de. **Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas**. São Carlos: RiMa, 2003. 320 p.

SILVA, F. das G. B. da; CRESTANA, S. **Reunião de modelos e formulações para a análise de erosão de solos em bacias hidrográficas voltados ao planejamento ambiental**. In: ESPÍNDOLA, E.; WENDLAND, E. (Orgs.) *Bacia hidrográfica: diversas abordagens em pesquisa*. São Carlos: RiMa, 2004. 412 p.

SILVA, R. V. da. **Análise comparativa de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno - PR**. Florianópolis, 2005. 128 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina.

SILVA, R. V.; KOBAYAMA, M. (2004) Mapeamento de erosão potencial de encostas por meio de delineamento automático do escoamento superficial. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1., 2004, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina. 2004. p. 129-143. 1 CD-ROM

SILVEIRA, A. L. L. da. Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (ABRH), 2000, p. 35-51.

SINGH, V. P. Watershed modeling. In: SINGH, V. P. **Computer Models of Watershed Hydrology**. Colorado: Water Resource Publications, 1995. p. 1–22.

STEEGEN, A.; GOVERS, G.; NACHTERGAELE, J.; TAKKEN, I.; BEUSELINCK.; POESEN, J. Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. **Geomorphology**. v. 33, p. 25-36, 2000.

SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J.G. Integration of a basin-scale water quality model with GIS. **Water Res. B.**, 30, p. 453-462, 1994.

SRINIVASAN, V. S.; GALVÃO, C. O. Evaluation of runoff and erosion loss in micro-basins utilizing the hydrodynamic model WEPP. **Advances in Engineering Software**, N°. 22, p. 79-85, 1995.

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

SUGAWARA, M.; WATANABE, I.; OZAKI, E.; KATSUTAMA, Y. **Research notes of the national research center for disaster prevention**. n°. 65, Tsukuba, Japão. 1983. 293 p.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambientes Fluviais**. Florianópolis: Editora da UFSC e UFPR, 1990. 183 p.

SCHULER, A. E.; MORAES, J. M.; MILDE, L. C.; GROPPPO, J. D.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; CALIJURI, M. L. Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de meso escala localizada nas cabeceiras do rio Corumbataí, São Paulo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, n.º 2, p. 5-25, 2000.

TEIXEIRA, A. L. de A.; CHRISTOFOLETTI, A. **Sistemas de Informações Geográficas: Dicionário Ilustrado**. São Paulo: HUCITEC. 1997. 320 p.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669 p.

TUCCI, C. E. M.; BELTRAME, L. F. S. Evaporação e Evapotranspiração. In: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia Ciência e Aplicação**. Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (ABRH), 2000. p. 253-287.

UNIVERSITY OF LANCASTER. **Department of Environmental Science**. Hydrology and Fluid Dynamics Group. Lancaster. Disponível em: <[http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/freeware/hfdg\\_freeware\\_top.htm](http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/freeware/hfdg_freeware_top.htm)> Acesso em: 30 ago. 2005.

VAN DIJK, P. M.; KWAAD, F. J. P. M. Runoff generation and soil erosion in small agricultural catchments with loess-derived soils. **Hydrological Processes**. 10, p. 1049–1059, 1996.

VENTE, J.; POESEN, J.; ARABKHEDRI, M.; VERSTRAETEN, G. The sediment delivery problem revisited. **Progress in Physical Geography**. 31 (2), p. 155-178, 2007.

VARELLA, R. F.; CAMPANA, N. A. Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 5 n. 4, p. 121-139, out./dez., 2000.

VESTENA, L. R.; CHECCHIA, T.; KOBIYAMA, M. Análise morfométrica da bacia hidrográfica do Caeté, Alfredo Wagner/SC. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia Regional Conference on Geomorphology, 6., 2006, Goiânia. **Anais/Actes...** Volume II. Goiânia: União da Geomorfologia Brasileira / International Association of Geomorphologists, 2006. 1 CD-ROM

VIECILI, F. L. **Mapeamento temático do uso e cobertura do solo na bacia do Caeté, município de Alfredo Wagner, SC.** Florianópolis, 2005. 197 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada.** São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, Ltda, 1975. 245 p.

WALLING D. E.; RUSSEL, M. A.; HODGKINSON, R. A.; ZHANG, Y. Establishing sediment budgets for two small lowland catchments in the UK, **Catena**. 47, p. 323 –353, 2002.

WALLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 111, p. 89-106, 1989.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 65, p. 209-237, 1983.

WARD, A. D.; ELLIOT, W. J. **Environmental Hydrology.** Lewis Publ., 1995. 328 p.

WARD, A. D.; TRIMBLE, S. W. **Environmental hydrology.** 2<sup>nd</sup> ed. New York: Lewis Publishers, 1995. 475 p.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting soil erosion losses: a guide to conservation planning.** Soil Conservation Service, United States Department of Agriculture, Handbook, n°. 537, 1978. 58 p.

XAVIER, L. N. R. **Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TOPMODEL.** Rio de Janeiro, 2002. 124 f. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.

XU, J. Implication of relationships among suspended sediment size, water discharge and suspended sediment concentration: the Yellow River basin, China. **Catena**. v. 49, p. 289-307, 2002.

YANG, C. T. **Sediment transport: Theory and practice.** New York: The McGraw-Hill Companies, Inc., 1996. 396 p.

YANG, C. T. Incipient Motion and Sediment Transport. **Journal of the Hydraulics Division**, ASCE, Vol.99, n°. HY10, Oct., p. 1679-1701, 1973.

YOUNG, R. A.; ONSTAD, C. A.; BOSCH, D. D.; ANDERSON, P. **AGNPS: an agricultural nonpoint-source pollution model - a watershed analysis tool.** Washington DC, USA: US Department of Agriculture Conservation Research Report, n. 35, 1987.

**ZAKIA, M. J. B. Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de matas nativas.** São Carlos, 1998. 98 f. (Doutorado em Ciências da Engenharia Florestal) – Escola Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

**APÊNDICES**

- APÊNDICE A - MÉTODOS DE PENMAN MODIFICADO POR DOORENBOS E PRUIT (1977) PARA ESTIMAR A EVAPOTRANPIRAÇÃO POTENCIAL**
- APÊNDICE B - RESUMO DOS MÉTODOS DE CALCULO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS**
- APÊNDICE C - PROPRIEDADES GEOMÉTRICAS DAS SEÇÕES DO RIO CAETÉ UTILIZADAS NAS MEDIÇÕES FLUVIOSEDIMENTOLÓGICAS**
- APÊNDICE D - DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO**
- APÊNDICE E - DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS DE ARRASTO**
- APÊNDICE F - DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS DO LEITO**
- APÊNDICE G - CLASSIFICAÇÃO DO SEDIMENTO DE ACORDO COM A GRANULOMETRIA PELA AGU, *AMERICAN GEOPHYSICAL UNION* (CLASSIFICAÇÃO DE WENTWORTH)**
- APÊNDICE H - RESUMO DOS DADOS HIDRÁULICOS E SEDIMENTOLÓGICOS DA SEÇÃO TRANSVERSAL PARA O RIO CAETÉ UTILIZADOS NA ESTIMATIVA DA DESCARGA SÓLIDA**
- APÊNDICE I - CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA DOS MÉTODOS DE MEYER PETER E MULHER (1948), COLBY (1957), SHEN E HUNG (1971), ENGELUND E HANSEN (1997), ACKERS E WHITE (1973), KARIM (1998) E CHENG (2002)**
- APÊNDICE J - EXEMPLO DE CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA PELO MÉTODO DE YANG (1973)**
- APÊNDICE K - HIDROGRAMAS DE SIMULAÇÃO NOS PROCESSOS DE CALIBRAÇÃO**
- APÊNDICE L - HIDROGRAMAS DE SIMULAÇÃO NOS PROCESSOS DE VALIDAÇÃO**

**APÊNDICE M - HIDROSEDIMENTOGRAMAS E ÍNDICE DE CORRELAÇÃO ENTRE VAZÃO E CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO**

**APÊNDICE N - DINÂMICA DAS ÁREAS SATURADAS, DA DESCARGA LÍQUIDA, DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO, DA PLUVIOSIDADE E DA DESCARGA SÓLIDA TOTAL**

## APÊNDICE A – MÉTODOS DE PENMAN MODIFICADO POR DOORENBOS E PRUIT (1977) PARA ESTIMAR A EVAPOTRANPIRAÇÃO POTENCIAL

O método de Penman modificado por Doorenbos e Pruit (1977) estima a *ETP* diária, a partir dos seguintes parâmetros diários: temperatura média (graus Celsius), insolação (horas/dia), umidade relativa do ar média (%) e velocidade média do vento (km/hora).

A Evapotranspiração Potencial (*ETP*) é obtida pela seguinte equação:

$$ETP = C[W \cdot R_n + (1-W) \cdot f(u) \cdot (e_a - e_d)] \quad (A.1)$$

$\downarrow$   
 Componente da  
 Radiação

$\downarrow$   
 Componente  
 Aerodinâmico

onde:

*ETP* é a evapotranspiração potencial (mm/dia);

*C* é o fator de correção da fórmula (adimensional) para compensar o efeito do dia e da noite nas condições climáticas, relaciona a radiação solar, a umidade relativa máxima e a velocidade do vento diária e noturna. Para a região em questão adotou-se o valor tabelado de 1,10, segundo Doorenbos e Pruit (1977);

*W* é o fator de ponderação relacionado com a temperatura e altitude (adimensional);

*R<sub>n</sub>* é a radiação líquida (mm/dia);

*f(u)* é a função relacionada com o vento (adimensional);

*(e<sub>a</sub> - e<sub>d</sub>)* é a diferença entre a pressão de saturação do vapor d'água em '*e<sub>a</sub>*' e da pressão de saturação real do vapor no ar '*e<sub>d</sub>*' (mbar).

As variáveis e métodos de cálculo são:

*e<sub>a</sub>* é a pressão de saturação do vapor d'água em mmHg (milímetros/mercúrio). É em função da temperatura do ar (termômetro de bulbo seco). O valor de *e<sub>a</sub>* é constante para cada temperatura (Tabela A.1), podendo ser expresso tanto em mbar como em mmHg (1mbar = 1,333224 mmHg).

Tabela A.1 - Pressão máxima do vapor, sobre a água em mbar ( $ea(t)$ )

| t (°C) | 0,0   | 0,1   | 0,2   | 0,3   | 0,4   | 0,5   | 0,6   | 0,7   | 0,8   | 0,9   |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 4°     | 8,13  | 8,19  | 8,25  | 8,31  | 8,36  | 8,43  | 8,48  | 8,55  | 8,60  | 8,67  |
| 5°     | 8,72  | 8,79  | 8,85  | 8,91  | 8,97  | 9,04  | 9,09  | 9,16  | 9,23  | 9,29  |
| 6°     | 9,35  | 9,41  | 9,48  | 9,55  | 9,61  | 9,68  | 9,75  | 9,81  | 9,88  | 9,95  |
| 7°     | 10,01 | 10,09 | 10,16 | 10,23 | 10,29 | 10,37 | 10,44 | 10,51 | 10,59 | 10,65 |
| 8°     | 10,73 | 10,80 | 10,88 | 10,95 | 11,03 | 11,09 | 11,17 | 11,25 | 11,32 | 11,40 |
| 9°     | 11,48 | 11,56 | 11,64 | 11,72 | 11,80 | 11,88 | 11,96 | 12,04 | 12,12 | 12,20 |
| 10°    | 12,28 | 12,36 | 12,44 | 12,53 | 12,61 | 12,69 | 12,79 | 12,87 | 12,95 | 13,04 |
| 11°    | 13,12 | 13,21 | 13,31 | 13,39 | 13,48 | 13,57 | 13,65 | 13,75 | 13,84 | 13,93 |
| 12°    | 14,03 | 14,12 | 14,21 | 14,31 | 14,40 | 14,49 | 14,59 | 14,68 | 14,79 | 14,88 |
| 13°    | 14,97 | 15,08 | 15,17 | 15,27 | 15,37 | 15,47 | 15,55 | 15,68 | 15,77 | 15,88 |
| 14°    | 15,99 | 16,09 | 16,19 | 16,29 | 16,40 | 16,51 | 16,61 | 16,72 | 16,83 | 16,95 |
| 15°    | 17,05 | 17,16 | 17,27 | 17,39 | 17,49 | 17,61 | 17,72 | 17,84 | 17,95 | 18,07 |
| 16°    | 18,17 | 18,29 | 18,41 | 18,53 | 18,65 | 18,77 | 18,89 | 19,05 | 19,13 | 19,25 |
| 17°    | 19,37 | 19,49 | 19,63 | 19,75 | 19,87 | 20,00 | 20,12 | 20,25 | 20,37 | 20,50 |
| 18°    | 20,64 | 20,77 | 20,89 | 21,02 | 21,16 | 21,29 | 21,42 | 21,56 | 21,69 | 21,82 |
| 19°    | 21,97 | 22,10 | 22,25 | 22,34 | 22,52 | 22,66 | 22,81 | 22,94 | 23,09 | 23,24 |
| 20°    | 23,38 | 23,52 | 23,66 | 23,81 | 23,96 | 24,12 | 24,26 | 24,41 | 24,60 | 24,72 |
| 21°    | 24,86 | 25,02 | 25,17 | 25,33 | 25,48 | 25,64 | 25,80 | 25,96 | 26,12 | 26,28 |
| 22°    | 26,44 | 26,60 | 26,76 | 26,92 | 27,09 | 27,25 | 27,42 | 27,58 | 27,76 | 27,92 |
| 23°    | 28,09 | 28,26 | 28,49 | 28,60 | 28,77 | 28,94 | 29,13 | 29,30 | 29,48 | 29,65 |
| 24°    | 29,84 | 30,01 | 30,20 | 30,38 | 30,56 | 30,74 | 30,93 | 31,12 | 31,30 | 31,49 |
| 25°    | 31,68 | 31,86 | 32,05 | 32,24 | 32,42 | 32,62 | 32,82 | 33,01 | 33,21 | 33,41 |
| 26°    | 33,61 | 33,81 | 34,01 | 34,21 | 34,41 | 34,61 | 34,82 | 35,02 | 35,28 | 35,44 |
| 27°    | 35,65 | 35,86 | 36,08 | 36,28 | 36,49 | 36,72 | 36,93 | 37,14 | 37,36 | 37,58 |
| 28°    | 37,80 | 38,01 | 38,24 | 38,46 | 38,69 | 38,90 | 39,13 | 39,37 | 39,60 | 39,82 |
| 29°    | 40,05 | 40,29 | 40,52 | 40,76 | 41,00 | 41,22 | 41,46 | 41,70 | 41,94 | 42,18 |
| 30°    | 42,42 | 42,68 | 42,92 | 43,17 | 43,41 | 43,66 | 43,90 | 44,16 | 44,41 | 44,66 |
| 31°    | 44,93 | 45,18 | 45,44 | 45,70 | 45,96 | 46,22 | 46,48 | 46,74 | 47,01 | 47,28 |
| 32°    | 47,54 | 47,82 | 48,09 | 48,36 | 48,64 | 49,30 | 49,18 | 49,46 | 49,74 | 50,02 |
| 33°    | 50,30 | 50,58 | 50,88 | 51,16 | 51,44 | 51,73 | 52,02 | 52,32 | 52,61 | 52,90 |
| 34°    | 53,20 | 53,49 | 53,78 | 54,09 | 54,40 | 54,69 | 55,00 | 55,30 | 55,61 | 55,92 |
| 35°    | 56,24 | 56,54 | 56,85 | 57,17 | 57,49 | 57,81 | 58,13 | 58,45 | 58,77 | 59,09 |

FONTE: Elaborada a partir de OMETTO (1981, p. 178).

$$e_d = e_a \left( \frac{Ur}{100} \right) \quad (\text{A.2})$$

onde:

$e_d$  é a pressão real de vapor em mbar. É a pressão do vapor de água em relação ao ponto de saturação do ar;

$Ur$  é a umidade relativa do ar em %.

$$f(u) = 0,27 \left[ \frac{1+U_2}{100} \right] \quad (\text{A.3})$$

onde:

$U_2$  é a velocidade média diária do vento em km/dia, obtida a dois metros acima da superfície do solo.

$$\frac{U_2}{U_{10}} = \frac{Z_2^{1/7}}{Z_{10}} \quad (\text{A.4})$$

onde:

$U_{10}$  é a velocidade média diária do vento km/dia, obtida a 10 m acima da superfície do solo;

$Z_2$  é a altura de 2 m acima da superfície do solo;

$Z_{10}$  é a altura de 10 m acima da superfície do solo;

$(I-W)$  é o fator de ponderação correspondente aos efeitos do vento e da umidade sobre a *ETP*. Os valores de  $(I-W)$  e sua relação com a temperatura média diária e a altura estão relacionados na Tabela A.2.

Tabela A.2 - Valores do fator de ponderação ( $I-W$ ) para os efeitos do vento e da umidade sobre o  $ET$  a diferentes temperaturas e altitudes

| Altitude<br>(metro) | Temperatura (°C) |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|---------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                     | 12               | 14   | 16   | 18   | 20   | 22   | 24   | 26   | 28   | 30   | 32   | 34   |
| 0                   | 0,42             | 0,39 | 0,36 | 0,34 | 0,32 | 0,29 | 0,27 | 0,25 | 0,23 | 0,22 | 0,20 | 0,18 |
| 500                 | 0,45             | 0,38 | 0,35 | 0,33 | 0,30 | 0,28 | 0,26 | 0,24 | 0,22 | 0,21 | 0,19 | 0,18 |
| 1000                | 0,39             | 0,36 | 0,34 | 0,31 | 0,29 | 0,27 | 0,25 | 0,23 | 0,21 | 0,20 | 0,18 | 0,17 |
| 2000                | 0,36             | 0,34 | 0,31 | 0,27 | 0,27 | 0,25 | 0,23 | 0,21 | 0,19 | 0,18 | 0,16 | 0,15 |

FONTE: DOORENBOS e PRUIT (1977, p. 24)

$$R_s = \left( a + b \frac{n}{N} \right) R_a \quad (\text{A.5})$$

onde:

$R_s$  é a radiação solar. É a fração de radiação extraterrestre ( $R_a$ ) absorvida pela superfície da terra;

$a$  e  $b$  são coeficientes de Angstron  $a = 0,29$  e  $b = 0,42$ ;

$n$  é o número de horas diárias de insolação;

$N_i$  é o número máximo possível de horas de insolação (Tabela A.3);

$R_a$  é a quantidade de radiação solar recebida na parte superior da atmosfera, depende da latitude e do mês do ano, expressa em equivalente de vapor (mm/dia) (Tabela A.4).

Tabela A.3 – Número máximo de horas de insolação ( $N_i$ )

| Lat. Sul | Jan  | Fev  | Mar  | Abr  | Mai  | Jun  | Jul  | Ago  | Set  | Out  | Nov  | Dez  |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 35°      | 14,3 | 13,5 | 12,4 | 11,3 | 10,3 | 9,8  | 10,1 | 11,0 | 11,9 | 13,1 | 14,0 | 14,5 |
| 30°      | 13,9 | 13,2 | 12,4 | 11,5 | 10,6 | 10,2 | 10,4 | 11,1 | 12,0 | 12,9 | 13,6 | 14,0 |
| 25°      | 13,5 | 13,0 | 12,3 | 11,6 | 10,9 | 10,6 | 10,7 | 11,3 | 12,0 | 12,7 | 13,3 | 13,7 |
| 20°      | 13,2 | 12,8 | 12,3 | 11,7 | 11,2 | 10,9 | 11,0 | 11,5 | 12,0 | 12,6 | 13,1 | 13,3 |
| 15°      | 12,9 | 12,6 | 12,2 | 11,8 | 11,4 | 11,2 | 11,3 | 11,6 | 12,0 | 12,5 | 12,8 | 13,0 |
| 10°      | 12,6 | 12,4 | 12,1 | 11,8 | 11,6 | 11,5 | 11,6 | 11,8 | 12,0 | 12,3 | 12,6 | 12,7 |

FONTE: DOORENBOS e PRUIT (1977, p. 26)

Tabela A.4 - Radiação que chega no topo da atmosfera ( $R_a$ ), em mm/dia

| Lat. Sul | Jan  | Fev  | Mar  | Abr  | Mai  | Jun  | Jul  | Ago  | Set  | Out  | Nov  | Dez  |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 20°      | 17,3 | 16,5 | 15,0 | 13,0 | 11,0 | 10,0 | 10,4 | 12,0 | 13,9 | 15,8 | 17,0 | 17,4 |
| 22°      | 17,4 | 16,5 | 14,8 | 12,6 | 10,6 | 9,6  | 10,0 | 11,6 | 13,7 | 15,7 | 17,0 | 17,5 |
| 24°      | 17,5 | 16,5 | 14,6 | 12,3 | 10,2 | 9,1  | 9,5  | 11,2 | 13,4 | 15,6 | 17,1 | 17,7 |
| 26°      | 17,6 | 16,4 | 14,4 | 12,0 | 9,7  | 8,7  | 9,1  | 10,9 | 13,2 | 15,5 | 17,2 | 17,7 |
| 28°      | 17,7 | 16,4 | 14,3 | 11,6 | 9,3  | 8,2  | 8,6  | 10,4 | 13,0 | 15,4 | 17,2 | 17,8 |
| 30°      | 17,8 | 16,4 | 14,0 | 11,3 | 8,9  | 7,8  | 8,1  | 10,1 | 12,7 | 15,3 | 17,3 | 17,9 |

FONTE: DOORENBOS e PRUIT (1977, p. 25)

$$R_{ns} = (1 - \beta) R_s \quad (\text{A.6})$$

em que:

$R_{ns}$  é a radiação solar líquida de ondas curtas em mm/dia. É função da relação ( $n/N$ ) e do coeficiente de reflectância (*albedo*) de uma superfície;

$\beta$  é o coeficiente de reflectância. Valores de 0,05 para superfícies livres de água, 0,15 para solo sem vegetação e 0,23 para superfícies com vegetação, são aceitos geralmente segundo Penman (1948).

$$R_{nl} = f(t) \cdot f(e_d) \cdot f(n/Ni) \quad (\text{A.7})$$

onde:

$R_{nl}$  é a radiação solar líquida de ondas longas. É a diferença entre toda a radiação recebida e a reflectida de ondas longas, em função da temperatura real de vapor ( $e_d$ ) e da relação ( $n/Ni$ ) expressa em mm/dia;

$f(t)$  é a função da temperatura média do ar, obtido na Tabela A.5.

Tabela A.5 – Relação entre temperatura  $f(t)$  e à radiação de ondas curtas ( $R_{nl}$ )

| $t$ (°C) | 14   | 16   | 18   | 20   | 22   | 24   | 26   | 28   | 30   | 32   | 34   |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| $f(t)$   | 13,5 | 13,8 | 14,2 | 14,6 | 15,0 | 15,4 | 15,9 | 16,3 | 16,7 | 17,2 | 17,7 |

FONTE: DOORENBOS e PRUIT (1977, p. 27)

$f(e_d)$  é a função da pressão real de vapor, alcançado pela equação:

$$f(e_d) = 0,34 - 0,044 \sqrt{e_d} \quad (\text{A.8})$$

$f(n/Ni)$  é a função da relação  $n/Ni$ , levantado por meio da equação:

$$f(n/Ni) = 0,1 + 0,9 n/Ni \quad (\text{A.9})$$

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (\text{A.10})$$

onde:

$R_n$  é a radiação total líquida. É a diferença entre toda a radiação incidente e toda a refletida, que se expressa em mm/dia.

## APÊNDICE B – RESUMO DOS MÉTODOS DE CÁLCULO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

### B1. Método de Yang (1973)

Yang (1973), a partir de um grande número de experimentos em diferentes situações de escoamento turbulento, relacionando a taxa de transporte de sedimento com a taxa de dissipação de energia do fluido (potência unitária da corrente) (*stream power*) usada no transporte de sedimento. A potência unitária do escoamento é definida como o valor da energia potencial dissipada, por unidade de peso da água, sendo expressa pelo produto da velocidade pela declividade. Por ser difícil a associação da potência unitária do escoamento com cada modo de transporte, deslizamento, rolamento, salto e suspensão, considerou a mesma exclusivamente com a carga total de sedimento transportada.

O método de Yang (1973), segundo Paiva (2003), apresentou bom resultados em diversas avaliações a qual foi submetido, citando os trabalhos realizados por Alonso (1980), ASCE (1982), Yang e Molinas (1982) e Paiva (1988).

Os dados de entrada necessários para a aplicação do método de Yang (1973) são: D: diâmetro médio do sedimento (m); U: velocidade média do escoamento (m/s); Q: vazão (m<sup>3</sup>/s); B: largura da superfície da água (m<sup>2</sup>/s);  $\nu$ : viscosidade cinemática da água (m<sup>2</sup>/s); d: profundidade hidráulica (m); Rh: raio hidráulico (m); e S: declividade da linha d'água (m/m).

No método de Yang a concentração total de material de leito no escoamento, para grãos de diâmetro até 2 mm é estimado pela equação B.1, e para grãos com diâmetros superiores a 2 mm pela equação B.2, apresenta Yang (1996).

$$\log CT = 5,435 - 0,286 \cdot \log \left( \frac{W \cdot D}{\nu} \right) - 0,457 \cdot \log \left( \frac{U_*}{W} \right) +$$

(B.1)

$$+ \left( 1,799 - 0,409 \cdot \log \frac{W \cdot D}{\nu} - 0,314 \cdot \log \frac{U_*}{W} \right) \cdot \log \left( \frac{U \cdot S}{W} - \frac{U_c \cdot S}{W} \right)$$

$$\log CT = 6,681 - 0,633 \cdot \log \left( \frac{W \cdot D}{\nu} \right) - 4,816 \cdot \log \left( \frac{U_*}{W} \right) +$$

$$+ \left( 2,784 - 0,305 \cdot \log \frac{W \cdot D}{\nu} - 0,282 \cdot \log \frac{U_*}{W} \right) \cdot \log \left( \frac{U \cdot S}{W} - \frac{U_c \cdot S}{W} \right)$$
(B.2)

onde:

$CT$  é a concentração total em ppm por peso;

$D$  é o diâmetro médio do sedimento (m);

$U$  é a velocidade média do escoamento (m/s);

$S$  é a declividade da linha d'água (m/m);

$U_*$  é a velocidade de atrito (m/s);

$\nu$  é a viscosidade cinemática da água (m<sup>2</sup>/s);

$W$  é a velocidade termina de queda;

$U_c$  é a velocidade crítica do escoamento, no movimento incipiente.

A velocidade de atrito relativa aos grãos ( $U_*$ ) é obtida pela equação:

$$U_* = (9,815 \cdot Rh \cdot S)^{0,5}$$
(B.3)

sendo:

$Rh$  o raio hidráulico (m); e

$S$  é a declividade da linha d'água (m/m).

A velocidade de queda da partícula de sedimento em suspensão ( $W$ ) pode ser calculada para partículas maiores ou iguais a 0,1 mm, usando-se a equação proposta por Rubey (1933) (equação B.4), e para partículas menores pela equação de Stokes (equação B.5).

$$W = \frac{\left[ \frac{2}{3} \cdot g \cdot \left( \frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right) \cdot D_i^3 + 36 \cdot \nu^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 6 \cdot \nu}{D_i}$$
(B.4)

$$W = \frac{1}{18} \cdot \frac{(s-1) \cdot g \cdot D_s^2}{\nu} \quad (\text{B.5})$$

onde:

$\gamma_s$  é o peso específico do sedimento, igual a 2650 Kgf/m<sup>3</sup>;

$\gamma$  é o peso específico da água, igual a 1000 kgf/m<sup>3</sup>;

$g$  é a aceleração da gravidade, igual a 9,815 m/s<sup>2</sup>;

$D_i$  é o diâmetro médio da faixa considerada (m);

$D_s$  é o diâmetro médio das partículas em suspensão (m);

$\nu$  é a viscosidade cinemática da água (m<sup>2</sup>/s);

$s$  igual a  $\frac{\gamma_s}{\gamma}$ .

O valor da relação entre a velocidade crítica do escoamento no movimento incipiente e a velocidade de queda, pela equação:

$$\frac{U_c}{W} = \frac{2,5}{\log\left(\frac{U_* \cdot D}{\nu}\right) - 0,06} + 0,66 \quad \text{para } 1,2 \leq \frac{U_* \cdot D}{\nu} < 70 \quad (\text{B.6})$$

e:

$$\frac{U_c}{W} = 2,05 \quad \text{para } 70 < \frac{U_* \cdot D}{\nu} \quad (\text{B.7})$$

A descarga sólida (ton/dia) ( $Q_{st}$ ) é calculada pela equação:

$$Q_{st} = 0,0864 \cdot Q \cdot CT \quad (\text{B.8})$$

na qual:

$Q$  é a vazão (m<sup>3</sup>/s).

## B2. Método de Ackers e White (1973)

O método de Ackers e White (1973) foi desenvolvido com base em quase mil experimentos em calhas com movimento uniforme e aproximadamente uniforme, e com profundidade de escoamento de até 0,4 metros. Ackers e White obtiveram uma função para cálculo da descarga sólida do material do leito em termo de três grupos adimensionais, um diâmetro adimensional da partícula, um parâmetro referente a mobilidade da partícula e uma taxa adimensional do transporte de sedimentos.

A aplicação do método de Ackers e White exige os seguintes dados:  $Q$ : vazão ( $m^3/s$ );  $D_{35}$ : diâmetro do grão de sedimento, para o qual 35% do material do leito são mais finos (m);  $\gamma_s$ : peso específico do sedimento, igual a  $2,65 t/m^3$ ;  $U$ : velocidade média do escoamento (m/s);  $d$ : profundidade hidráulica (m);  $S$ : declividade da linha d'água (m/m);  $\nu$ : viscosidade cinemática da água ( $m^2/s$ );  $g$ : aceleração da gravidade ( $m/s^2$ ).

A velocidade de atrito ( $U_*$ ) é determinada a partir da equação:

$$U_* = (g \cdot d \cdot S)^{0,5} \quad (B.9)$$

sendo:

$d$  é a profundidade hidráulica (m); e

$S$  é a declividade da linha d'água (m/m).

De acordo com Paiva (1998) para a aplicação do método determina-se:

a) O valor do diâmetro adimensional do grão ( $D_{gr}$ ) pela equação:

$$D_{gr} = D_{35} \cdot \left[ \frac{g \cdot (s-1)}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (B.10)$$

b) A grandeza adimensional de mobilidade  $F_{gr}$  é dada pela formula:

$$Fgr = \frac{U_*^n}{\sqrt{g \cdot D_{35} \cdot (s-1)}} \cdot \left[ \frac{U}{5,657 \cdot \log\left(\frac{\alpha \cdot d}{D_{35}}\right)} \right]^{1-n} \quad (\text{B.11})$$

c) A descarga sólida adimensional ( $Ggr$ ) por meio da relação:

$$Ggr = C_A \cdot \left( \frac{Fgr}{A} - 1 \right)^m \quad (\text{B.12})$$

onde:

$\alpha$  é um coeficiente, que no regime turbulento, devido a rugosidade tem valor igual a 10;

$n$  é o expoente de transição que depende da granulometria do sedimento;

$m$  é o expoente da função de transporte de sedimento;

$A$  é o valor do número de Froude em movimento inicial; e

$C_A$  é o coeficiente da função de transporte de sedimento.

Os valores de  $n$ ,  $A$ ,  $m$  e  $C_A$  são obtidos:

- Para  $1 \leq Dgr \leq 60$ :

$$n = 1 - 0,56 \cdot \log Dgr \quad (\text{B.13})$$

$$A = \frac{0,23}{(Dgr)^{0,5}} + 0,14 \quad (\text{B.14})$$

$$m = \frac{9,66}{Dgr} - 1,34 \quad (\text{B.15})$$

$$\log C_A = 2,86 \cdot \log Dgr - (\log Dgr)^2 - 3,53 \quad (\text{B.16})$$

- Para  $Dgr \leq 60$ :  $n = 0$ ,  $A = 0,17$ ,  $m = 1,5$ , e  $C_A = 0,025$ .

- Para  $Dgr < 1$  o método não se aplica.

Posteriormente, estima-se a concentração da descarga sólida ( $C$ ) expressa como fluxo de sedimento por unidade de peso de fluxo fluido, pela equação:

$$C = 10^6 \cdot \frac{Ggr.s.D_{35}}{d} \cdot \frac{1}{\left(\frac{U_*}{U}\right)^n} \quad (\text{B.17})$$

A descarga sólida total em ton/dia e dada por:

$$Q_{st} = 0,0864.Q.C \quad (\text{B.19})$$

O método de Ackers e White (1973) não se aplica para materiais finos com  $Dgr < 1$ , os quais apresentam propriedades coesivas. No entanto, pode ser aplicado a fundos planos, com rugas e com dunas, por não ser sensíveis às formas de fundo (SCAPIN, 2005).

### B3. Método de Shen e Hung (1971)

Os dados de entrada necessários para a aplicação do método de Yang (1973) são:  $D$ : diâmetro médio do sedimento (m);  $U$ : velocidade média do escoamento (m/s);  $Q$ : vazão ( $\text{m}^3/\text{s}$ );  $\nu$ : viscosidade cinemática da água ( $\text{m}^2/\text{s}$ );  $g$ : aceleração da gravidade ( $\text{m}/\text{s}^2$ );  $\gamma_s$ : peso específico do sedimento, igual a  $2,65 \text{ ton}/\text{m}^3$ ;  $\gamma$ : peso específico da água, igual a  $1 \text{ ton}/\text{m}^3$ ; e  $S$ : declividade da linha d'água (m/m).

Shen e Hung (1971) por meio de análises experimentais de 587 amostras, obtiveram segundo Paiva (1988) a seguinte equação:

$$\log C = -107404,459 + 324214,747.X - 326309,589.X^2 + 109503,872.X^3 \quad (\text{B.20})$$

sendo:

$$X = \left( \frac{U.S^{0,57}}{W^{0,32}} \right)^{0,0075} \quad (\text{B.21})$$

onde:

$C$  é a concentração de sedimentos da carga de material de fundo por peso (“*Wash Load*” é arbitrariamente tomado como os diâmetros menores que 0,0625 mm);

$U$  é a velocidade média do escoamento (m/s);

$W$  é a velocidade de sedimentação, dada pela equação (C).

A descarga sólida total em ton/dia e dada por:

$$Q_{st} = 0,0864.Q.C \quad (\text{B.22})$$

#### B4. Método de Karin (1998)

O método de Karin (1998) determina a descarga total de sedimento por unidade de largura, a partir de experimentos considerando a velocidade média do escoamento (m/s), a velocidade de atrito (m/s) e a velocidade de queda das partículas (m/s) (KARIN, 1998).

Nos experimentos de Karin (1998), o  $D_{50}$  variou de 0,137 a 28,65 mm e a concentração de sedimento de 20 a 49,3 ppm. O  $D_{50}$  representa a granulométrica do material de leito, quando esta apresenta uma graduação uniforme.

Os dados necessários para emprego do método de Karin (1998) são:  $D_{50}$ : diâmetro do grão de sedimento, para o qual 50% do material do leito são mais finos (m);

B: largura da superfície do canal (m); d: profundidade hidráulica (m); S: declividade da linha d'água (m/m); e  $\nu$ : viscosidade cinemática da água (m<sup>2</sup>/s).

A descarga total de sedimentos por unidade de largura ( $qs$ ) é dada por:

$$\frac{qs}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_{50}^3}} = 0,00139 \left( \frac{U}{\sqrt{g \cdot \Delta \cdot D_{50}}} \right)^{2,97} \cdot \left( \frac{U_*}{W} \right)^{1,47} \quad (\text{B.23})$$

onde:

$\Delta$  é igual a 1,65; e

$W$  é a velocidade de queda das partículas (m/s), dada por:

$$W = \left( \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36.v^2}{g.\Delta.D_{50}^3}} - \sqrt{\frac{36.v^2}{g.\Delta.D_{50}^3}} \right) \cdot \sqrt{g.\Delta.D_{50}} \quad (\text{B.24})$$

A descarga s33lida em ton/dia e dada por:

$$Q_{st} = qb.B.86400.2,65 \quad (\text{B.25})$$

### B5. M33todo de Cheng (2002)

Cheng (2002) ap33s avaliar diferentes m33todos de estimativa do transporte de sedimento constatou que as equa333es n33o consideravam a varia3333o na condi3333o de atrito. Diante disso, buscou uma forma de calcular as taxas de transporte de leito de forma a considerar as condi3333es de baixas a altas tens3333es de atrito.

Para aplica3333o do m33todo de Cheng (2002) 333 necess3333rio:  $D_{50}$ : di3333metro do gr3333o de sedimento, para o qual 50% do material do leito s33o mais finos (m); B: largura da superf3333cie do canal (m); d: profundidade hidr3333ulica (m); e S: declividade da linha d'3333gua (m/m).

A descarga total de sedimentos por unidade de largura ( $qb$ ) 333 obtida pela equa3333o:

$$\Phi = \frac{qb}{D_{50} \cdot \sqrt{\Delta \cdot g \cdot D_{50}}} \quad (\text{B.26})$$

sendo, o par3333metro adimensional da tens3333o de atrito dado pela rela33333o:

$$\Theta = \frac{U_*^2}{\Delta \cdot g \cdot D_{50}} \quad (\text{B.27})$$

e o par3333metro adimensional de transporte dado por:

$$\Phi = 13 \cdot \Theta^{1,5} \exp\left(-\frac{0,05}{\Theta^{1,5}}\right) \quad (\text{B.28})$$

A descarga s33lida em t/dia e dada por:

$$Q_{st} = qb.B.86400.2,65 \quad (\text{B.29})$$

### B6. Método de Engelund e Hansen (1997)

O método de Engelund e Hansen (1997) utiliza-se da potência da corrente e o princípio da similaridade. De acordo com Carvalho (1994) o mesmo não deve ser utilizado quando o diâmetro médio do grão de sedimento de leito for inferior a 0,15 mm.

Os dados de entrada para aplicação do método são:  $\gamma_s$ : peso específico do sedimento, igual a 2,65 ton/m<sup>3</sup>;  $\gamma$  peso específico da água, igual a 1 ton/m<sup>3</sup>; U: velocidade média do escoamento (m/s);  $D_{50}$ : diâmetro do grão de sedimento, para o qual 50% do material do leito são mais finos (m);  $g$ : aceleração da gravidade, igual a 9,815 m/s<sup>2</sup>; Rh: raio hidráulico (m); S: declividade da linha d'água (m/m); e B: largura da superfície da água (m<sup>2</sup>/s).

A tensão de atrito média da corrente em kgf/m<sup>2</sup> ( $\tau_0$ ) e tida pela equação:

$$\tau_0 = \gamma.Rh.S \quad (\text{B.30})$$

Calcula-se a descarga sólida total do material transportado em kgf/m.s ( $g_s$ ) pela fórmula:

$$g_s = 0,05.\gamma_s.U^2 \cdot \left[ \frac{D_{50}}{g \cdot \left( \frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right)} \right]^{\frac{1}{2}} \cdot \left[ \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma).D_{50}} \right]^{\frac{3}{2}} \quad (\text{B.31})$$

A descarga sólida total em ton/dia e dada por:

$$Q_{st} = g_s.B.86,4 \quad (\text{B.32})$$

### B7. Método de Colby (1957)

Os dados exigidos para a aplicação do método de Colby (1957), segundo Paiva (1988) são: descarga líquida ou vazão, profundidade média, velocidade média, largura da seção e concentração de sedimentos em suspensão.

A descarga sólida total ( $Q_{sT}$ ) é dada pela soma da descarga sólida medida ( $Q_{sm}$ ), com a descarga sólida não medida ( $Q_{nm}$ ), ou seja:

$$Q_{sT} = Q_{sm} + Q_{nm} \quad (\text{B.33})$$

A  $Q_{sm}$  é obtida por meio da equação:

$$Q_{sm} = 0,0864.Q.C's \quad (\text{B.34})$$

onde:

$Q_{sm}$  é a descarga sólida medida (ton/dia);

$Q$  é a vazão ( $\text{m}^3/\text{s}$ );

$C's$  é a concentração de sedimento em suspensão medida em ppm (mg/l).

O cálculo da  $Q_{nm}$ , por unidade de largura é dado pela Figura B.1 ou por meio da equação:

$$\log q'_{nm} = 3,432.\log U + B \quad (\text{B.35})$$

onde:

$q'_{nm}$  é a descarga sólida não medida por unidade de largura (t/dia/m);

$U$  é a velocidade média do escoamento (m/s);

$B$  é a largura da superfície do canal (m).

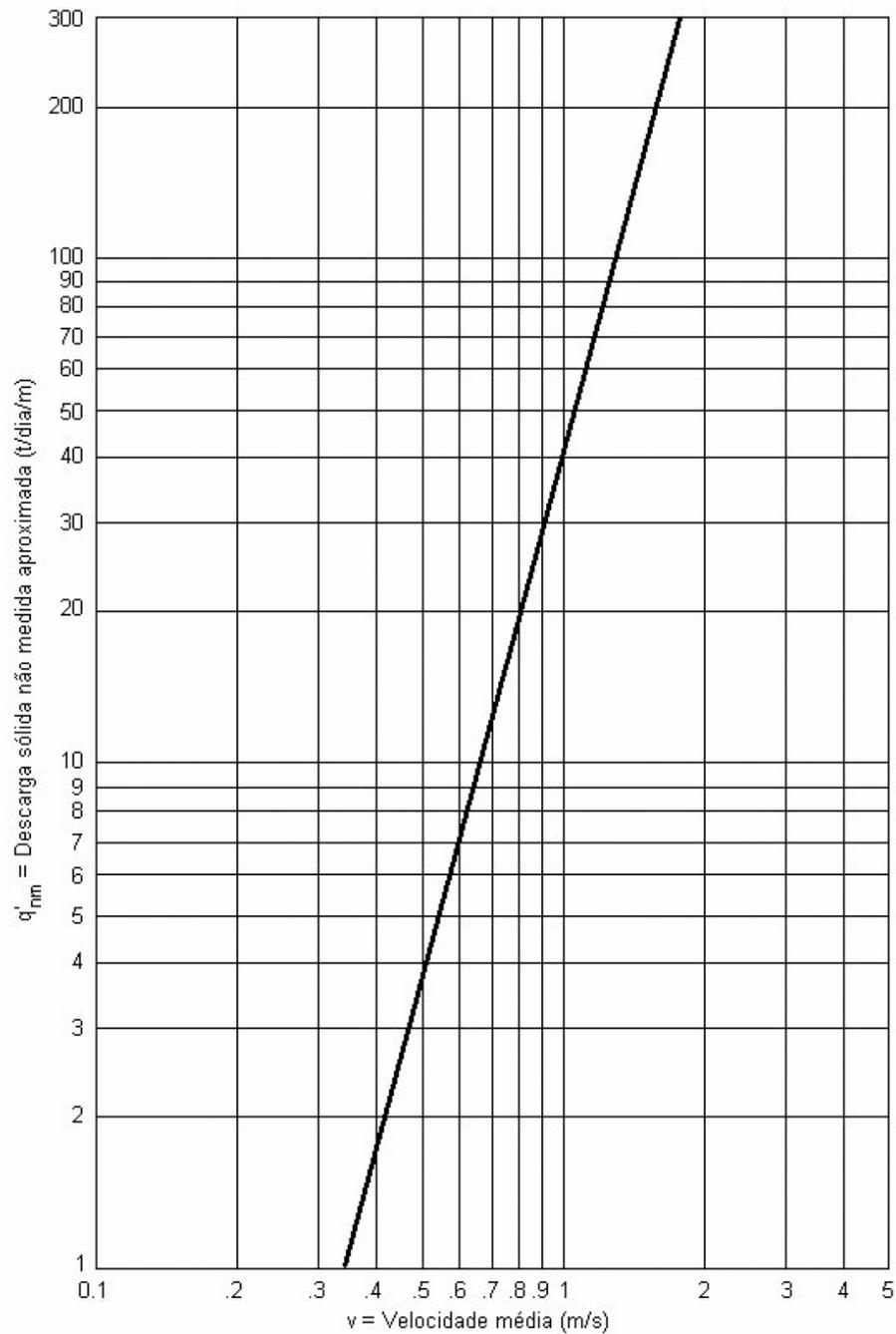


Figura B.1 – Ábaco para a obtenção da descarga sólida não medida por metro de largura do rio a partir da velocidade média

Fonte: PAIVA (2003)

A concentração relativa ( $Cr$ ) é calculada por:

$$\log Cr = A \cdot \log U + B \quad (\text{B.36})$$

onde:

$A$  e  $B$  são valores decorrente da profundidade do escoamento ( $D$ ), obtido na Tabela B.1.

Tabela B.1 – Valores de  $A$  e  $B$  para  $Cr$  em função da profundidade média

| $D$ (m)     | $A$    | $B$    |
|-------------|--------|--------|
| < 0,35      | 1,8066 | 3,2627 |
| 0,35 a 0,45 | 1,8365 | 3,1760 |
| 0,45 a 0,55 | 1,9111 | 3,1139 |
| 0,55 a 0,65 | 1,9512 | 3,0881 |
| 0,65 a 0,75 | 1,9730 | 3,0512 |
| 0,75 a 0,85 | 1,9897 | 3,0212 |
| 0,85 a 0,95 | 1,8213 | 2,9289 |
| 0,95 a 1,10 | 2,0388 | 2,9692 |
| 1,10 a 1,30 | 1,9069 | 2,9002 |
| 1,30 a 1,50 | 2,1377 | 2,9031 |
| 1,50 a 1,70 | 2,1772 | 2,8642 |
| 1,90 a 2,50 | 2,2393 | 2,7782 |
| 2,50 a 3,50 | 2,2319 | 2,6990 |
| 3,50 a 4,50 | 2,4540 | 2,6236 |
| 4,50 a 5,50 | 2,5129 | 2,5446 |
| 5,50 a 6,50 | 2,5727 | 2,4914 |
| 6,50 a 7,50 | 2,6857 | 2,4651 |
| 7,50 a 8,50 | 2,6674 | 2,3979 |
| 8,50 a 9,50 | 2,7665 | 2,3696 |
| 9,50 a 11,0 | 2,8102 | 2,3224 |
| 11,0 a 13,0 | 2,9199 | 2,2304 |
| 13,0 a 15,0 | 3,0768 | 2,1303 |
| 15,0 a 17,0 | 3,1964 | 2,0414 |
| 17,0 a 19,0 | 3,3046 | 1,9590 |
| 19,0 a 21,0 | 3,4190 | 1,8554 |
| 21,0 a 23,0 | 3,5844 | 1,7661 |
| 23,0 a 25,0 | 3,5913 | 1,6532 |
| 25,0 a 27,0 | 3,5476 | 1,5341 |
| 27,0 a 29,0 | 3,9694 | 1,4639 |
| 29,0 a 31,0 | 4,1821 | 1,3441 |

FONTE: PAIVA (1988)

A razão da eficiência é calculada por:

$$e = \frac{C's}{Cr} \quad (\text{B.37})$$

O fator de correção ( $K$ ) é estimado por meio da expressão:

$$\log K = 0,4732 \cdot \log\left(\frac{C's}{Cr}\right) + 0,0753 \quad (\text{B.38})$$

A descarga s33lida n33o medida 33 tida a partir de:

$$Q_{nm} = q'_{nm} \cdot B \cdot K \quad (\text{B.39})$$

### B8. M33todo de Einstein modificado por Colby e Hembree (1955)

Os dados empregados para a aplica333o do m33todo de Einstein modificado por Colby e Hembree (1955), segundo Paiva, 2003 s33o: vaz33o ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), velocidade m33dia do escoamento ( $\text{m/s}$ ), 33rea da se333o transversal ( $\text{m}^2$ ), largura da se333o ( $\text{m}$ ), profundidade m33dia das verticais de coletas de sedimento ( $\text{m}$ ), concentra333o de sedimento em suspens33o (ppm), distribui333o granulom33trica de materiais de leito e suspens33o coletados na se333o, e temperatura da 33gua.

A estimativa da intensidade de atrito, para cada fra333o individual de gr33o, 33 dada pela equa333o que apresentar o maior valor.

$$\psi = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{D_{35}}{R' \cdot S} \quad (\text{B.40})$$

$$\psi = 0,4 \cdot \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{D_i}{R' \cdot S} \quad (\text{B.41})$$

onde

$\rho$  e  $\rho_s$  s33o a massa espec33fica da 33gua e do sedimento, respectivamente;

$D_{35}$  33 o di33metro do sedimento maior que 35% do material de fundo,

$D_i$  33 o di33metro do gr33o, da fra333o considerada,

$R' \cdot S$  33 o produto do raio hidr33ulico pela declividade da linha de energia, calculado por intera333o pela equa333o:

$$(SR')^{0,5} = \frac{U}{5,75 \cdot g^{0,5} \cdot \log \left[ \frac{12,27 \cdot x \cdot d}{D_{65}} \right]} \quad (\text{B.42})$$

onde:

$U$  é a velocidade do escoamento,

$x$  o fator de correção da distribuição logarítmica de velocidade, dado pela Figura B.2, com  $d$  substituindo o raio hidráulico e sendo  $\delta$  a espessura da subcamada limite laminar, dada pela equação:

$$\delta = 11,6 \frac{\nu}{u^*} \quad (\text{B.43})$$

na qual:

$$u^* = (g.d.S)^{(1/2)} \quad (\text{B.44})$$

onde:

$u^*$  é a velocidade de atrito relativa aos grãos,

$\nu$  é a viscosidade cinemática da água,

$S$  é a declividade da linha de energia,

$d$  é a profundidade do escoamento, e

$D_{65}$  é o diâmetro da partícula, para o qual 65% do material do leito, são mais finos.

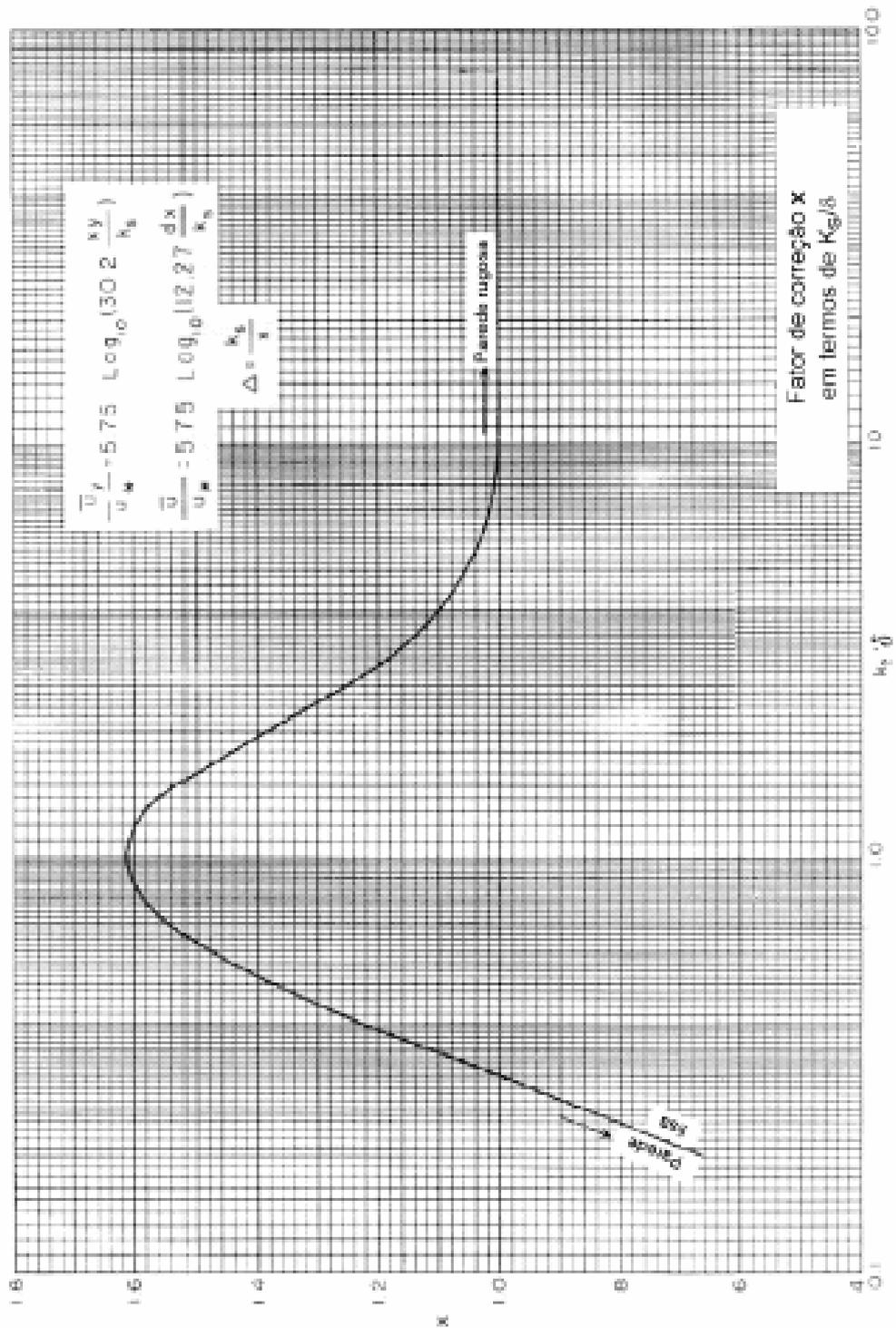


Figura B.2 – Fator de correção da distribuição logarítmica da velocidade segundo Einstein (1950)

Fonte: PAIVA (2003)

A intensidade de transporte de sedimento,  $\Phi^*$ , é obtida da Figura B.3, com  $\Psi$  substituído por  $\Psi^*$ .

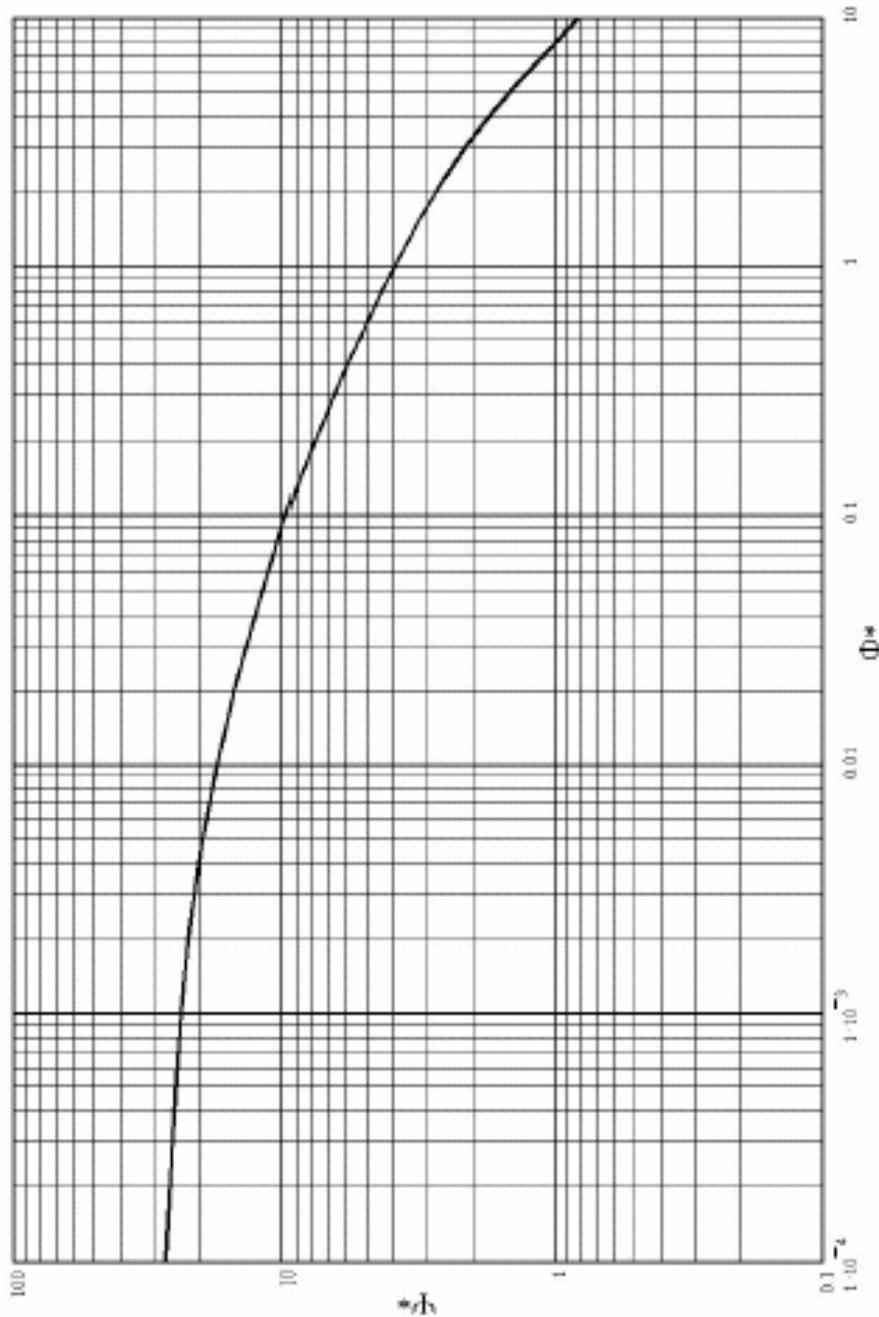


Figura B.3 – Ábaco da função de carga do fundo segundo Einstein (1950)  
Fonte: PAIVA (2003)

O cálculo da descarga de fundo, em peso por unidade de largura do canal, para cada fração de diâmetro, é dado pela equação:

$$i_B q_B = \frac{1}{2} \cdot \phi_* \cdot i_b \cdot \gamma_s \cdot [d' \cdot g \cdot D_i^3]^{0,5} \quad (\text{B.45})$$

onde:

$$d' = \frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \quad (\text{B.46})$$

onde:

$i_b$  a fração do material em suspensão de diâmetro  $D_i$ .

O cálculo da carga em suspensão, em peso por unidade de largura, para cada fração de diâmetro, é dado pela equação:

$$q_{s_i} = i_s \cdot \gamma \cdot C \cdot q \cdot \left[ (1 - E') - 2,3 \cdot \frac{E' \cdot \log E'}{Pm - 1} \right] \quad (\text{B.47})$$

onde:

$i_s$  é a fração do material em suspensão de diâmetro  $D_i$ ,

$C$  é a concentração medida de sedimentos em suspensão,

$q$  é a descarga líquida por unidade de largura do canal,

$$E' = \frac{a'}{dv} \quad (\text{B.48})$$

onde:

$a'$  é a profundidade não amostrada,

$dv$  é a profundidade média nas verticais de amostragem, e

$$Pm = 2,3 \cdot \log \left( \frac{30,2 \cdot x \cdot d}{D_{65}} \right) \quad (\text{B.49})$$

O valor de  $Z'$ , da distribuição de concentração, de Rouze (1937), para cada fração de diâmetro é calculado por tentativas, de modo a satisfazer a equação:

$$\frac{Q_{s'1}}{i_b \cdot Q_b} = \frac{q_{s'i} \cdot B}{B \cdot i_b \cdot q_b} = \frac{I_1}{J_1} \cdot (Pm \cdot J'1 + J'2) \quad (\text{B.50})$$

$$I_1 = 0,216 \cdot \frac{E1^{z'-1}}{(1-E1)^{z'}} \cdot J1 \quad (\text{B.51})$$

$$J1 = \int_{E1}^1 \left( \frac{1-y}{y} \right)^{z'} \cdot dy \quad (\text{B.52})$$

$$J2 = \int_{E1}^1 \left( \frac{1-y}{y} \right)^{z'} \cdot \ln y \cdot dy \quad (\text{B.53})$$

$$J1' = \int_{E1}^1 \left( \frac{1-y}{y} \right)^{z'} \cdot dy \quad (\text{B.54})$$

$$J2' = \int_{E1}^1 \left( \frac{1-y}{y} \right)^{z'} \cdot \ln y \cdot dy \quad (\text{B.55})$$

$$E1 = \frac{2 \cdot D1}{d} \quad (\text{B.56})$$

sendo os valores obtidos:

$I1$  na Figura B.4,

$J1$  e  $J1'$  nas Figuras B.5a e B.5b,

$J2$  e  $J2'$  nas Figuras B.6a e B.6b.

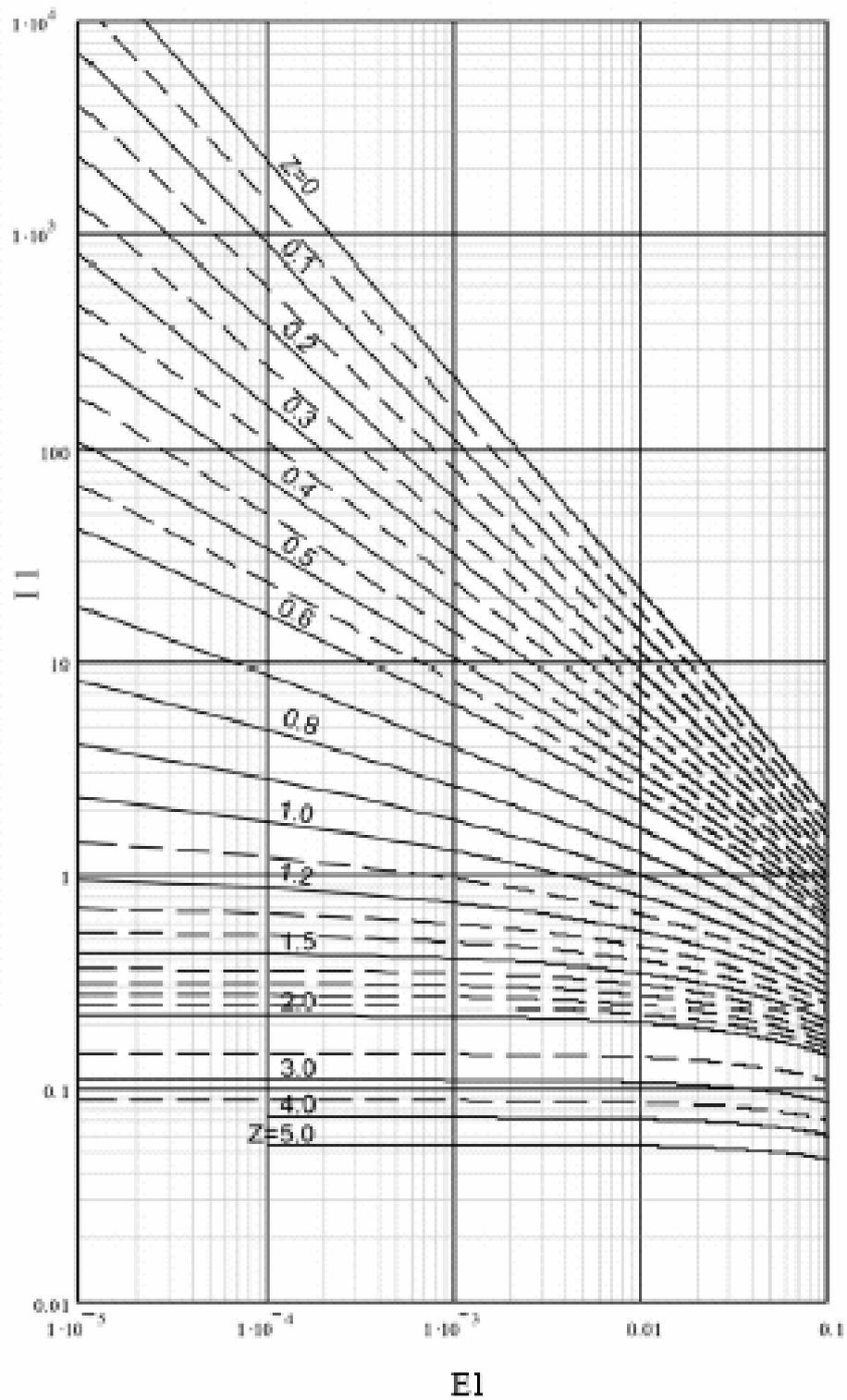


Figura B.4 – Valores de  $I_1$ , em termos de  $E_1$ , para vários valores de  $z$  segundo Einstein (1950)  
 Fonte: PAIVA (2003)

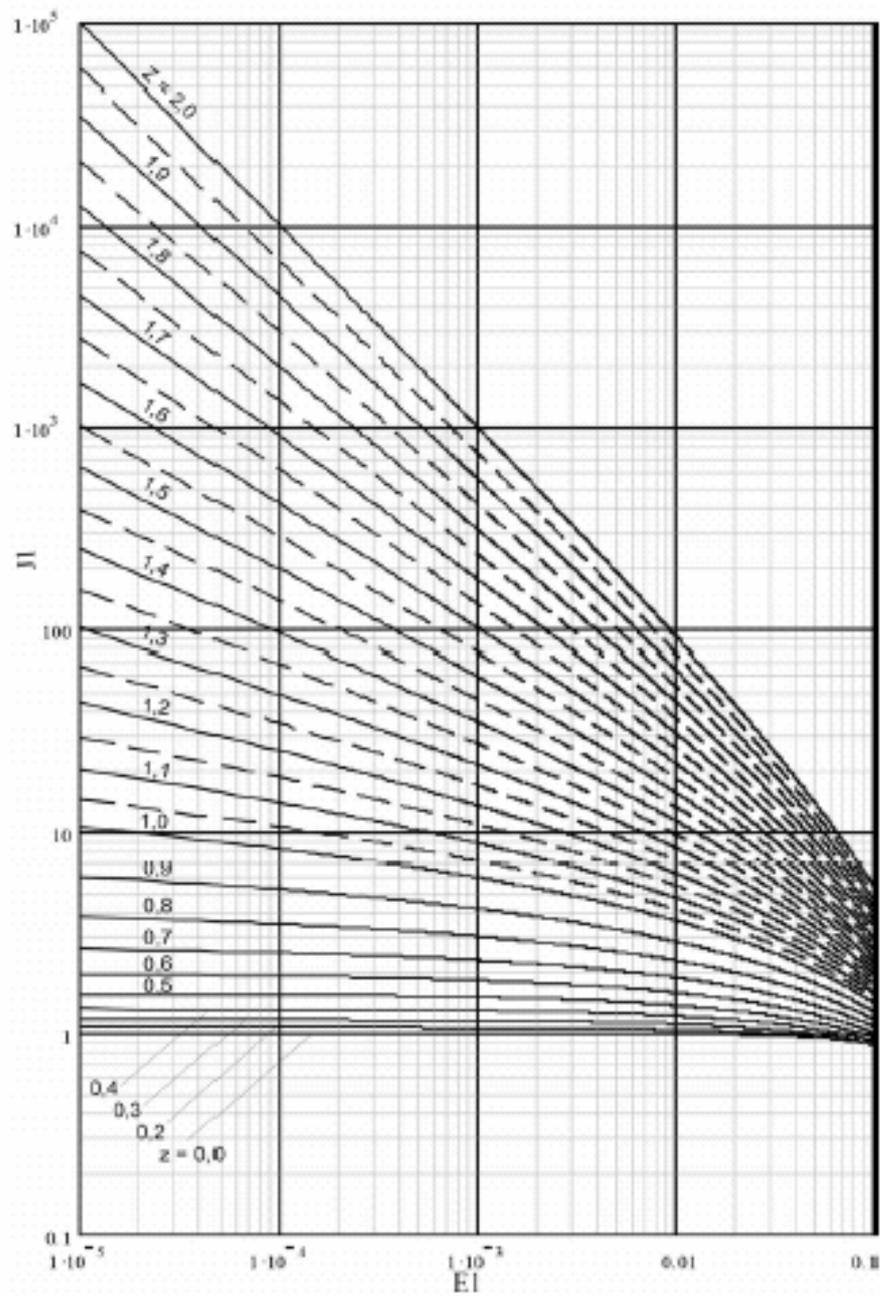


Figura B.5a – Integral de  $J_1$  em termos de  $EI$  e  $Z'$  segundo Colby e Hembree (1955)  
 Fonte: PAIVA (2003)

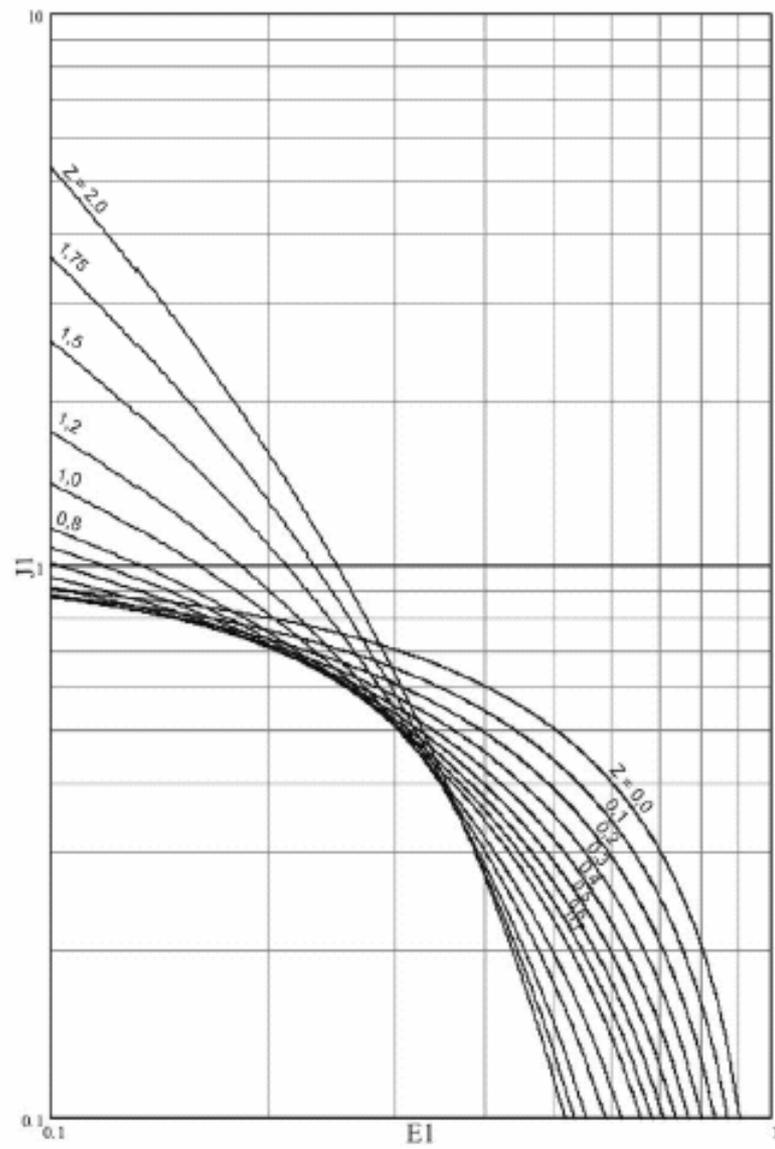


Figura B.5b – Integral de  $J_1$  em termos de  $EI$  e  $Z'$  segundo Colby e Hembree (1955)  
 Fonte: PAIVA (2003)

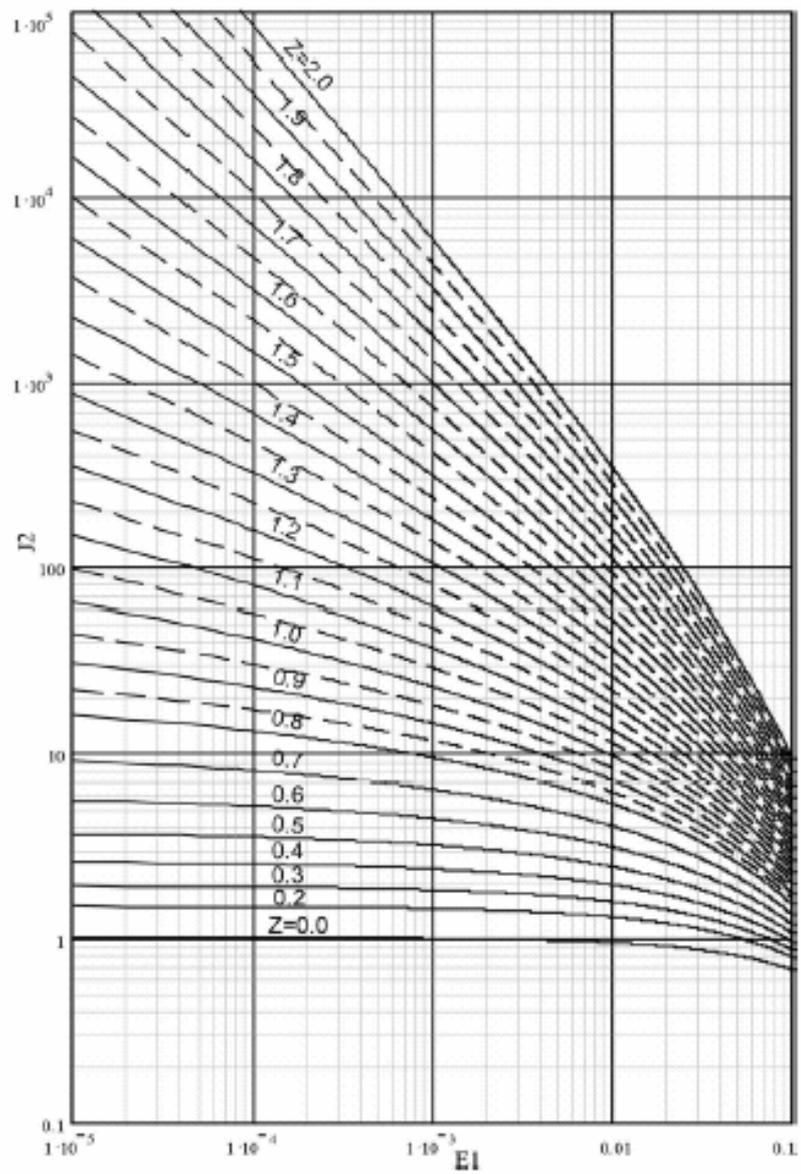


Figura B.6a – Integral de  $j2$  em termos de  $EI$  e  $Z'$  segundo Colby e Hembree (1955)  
 Fonte: PAIVA (2003)

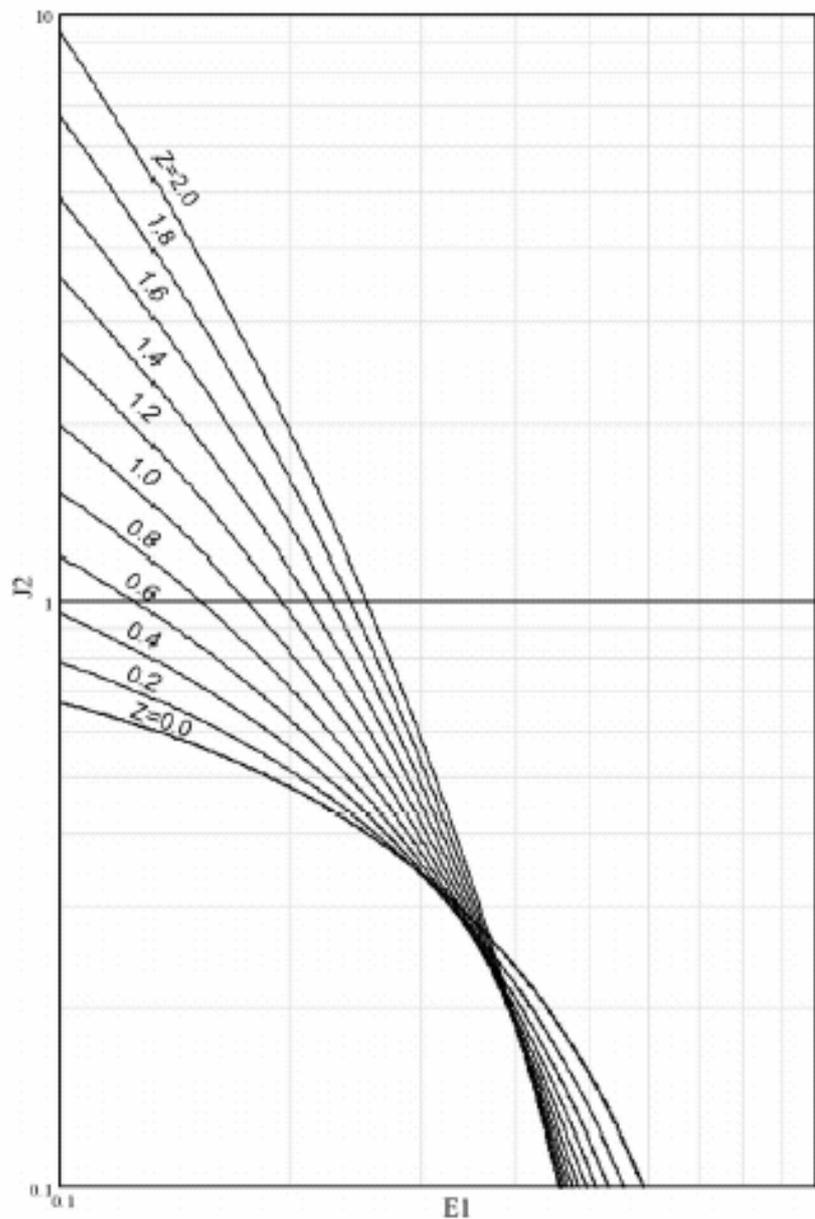


Figura B.6b – Integral de  $j2$  em termos de  $E1$  e  $z'$  segundo Colby e Hembree (1955)  
 Fonte: PAIVA (2003)

De acordo com o procedimento de Lara (1966): 1) selecionam-se três frações de diâmetros existentes tanto na carga em suspensão como na carga de fundo e calculam-se os valores correspondentes de  $Z'i$  para esses diâmetros pela equação  $E1 = \frac{2.D1}{d}$ ; 2) plota-se os valores de  $Z'i$  em papel logarítmico em função da velocidade de sedimentação  $w_i$ , em seguida, obtêm-se por mínimos quadrados, uma equação, da qual são obtidos os valores de  $Z'$  para as demais faixas de diâmetro. A equação tem a forma:

$$Z'_i = a.w_i \quad (\text{B.57})$$

onde:

$w_i$  é a velocidade de sedimentação da partícula de diâmetro  $D_i$ , dada pela equação de Rubey (1933) na forma:

$$w = \frac{\left[ \frac{2}{3} \cdot g \cdot \left( \frac{\gamma_s}{\gamma} - 1 \right) D_i^3 + 36.v^2 \right]^{\left(\frac{1}{2}\right)} - 6.v}{D_i} \quad (\text{B.58})$$

Quando não se tem 3 frações de diâmetro comuns em suspensão e no fundo, adota-se o procedimento original de Colby e Hembree (1955): 1) calcula-se o valor de  $Z'$  para o diâmetro de grão dominante na carga em suspensão por iteração de modo a satisfazer a equação  $E1 = \frac{2.D1}{d}$ , partindo com o valor inicial obtido da Figura B.7, proposta por Hubbel (1964) e calculam-se os valores de  $Z'$  para as demais frações, pela equação:

$$\frac{Z'_{i'}}{Z'_{1'}} = \left( \frac{w_i}{w_1} \right)^{0.7} \quad (\text{B.59})$$

onde:

$Z'_{1'}$  é o valor de  $Z'$  para o grão dominante,

$w_1$  é a velocidade de sedimentação do grão dominante.

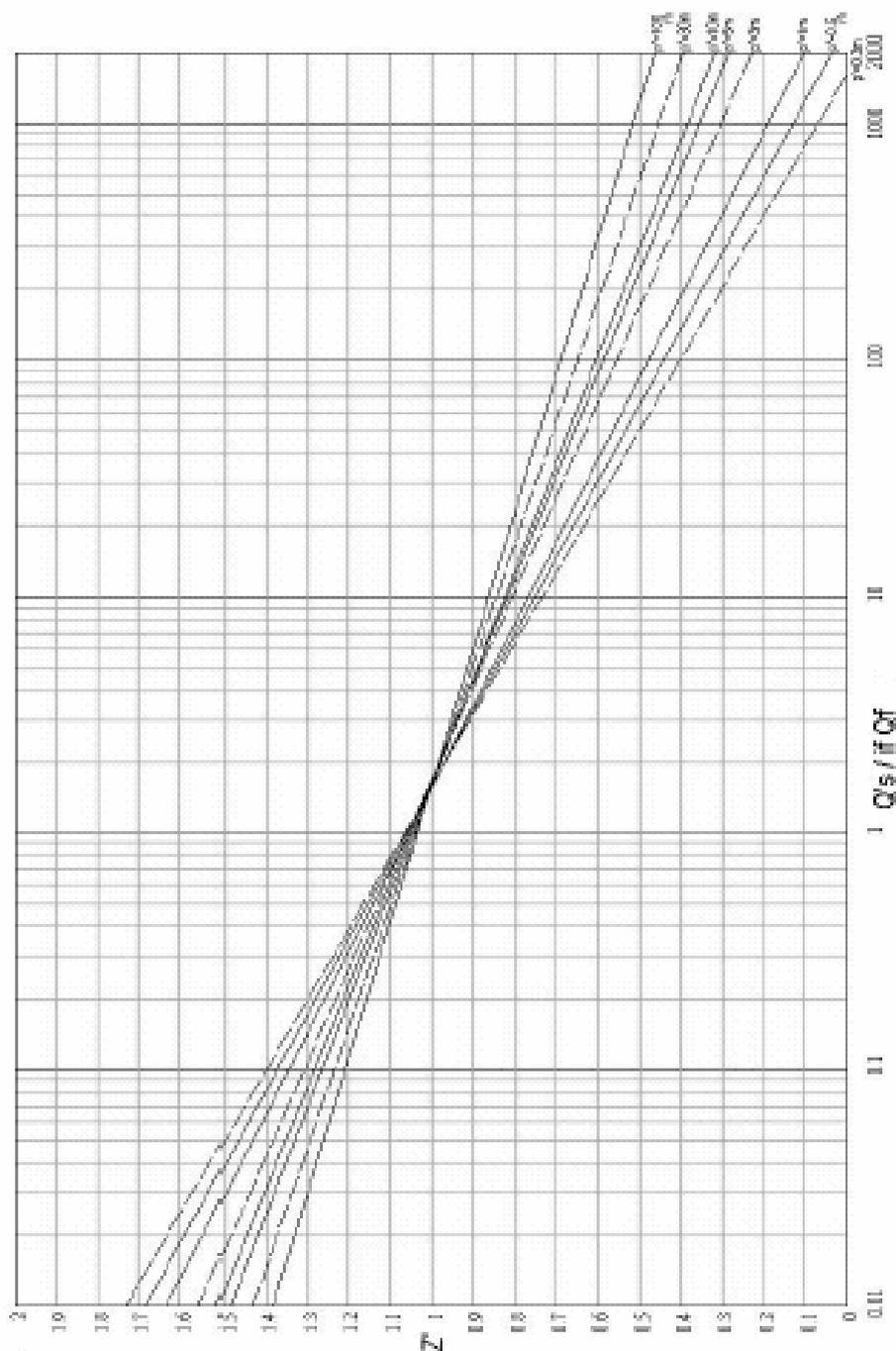


Figura B.7 – Valores de  $Z'$  em função de  $Q's/If.Qf$ , para o grão dominante segundo Colby e Hubel (1964)

Fonte: PAIVA (2003)

Calcula-se  $J1$ ,  $J1'$ ,  $J2$  e  $J2'$  pelas equações B.52, B.53, B.54 e B.55 ou pelas Figuras B.5a, B.5b, B.6a, B.6b e B.1:

- a) Calcula-se  $I1$  pela equação B.51 ou pela Figura B.4 e  $I2$  pela Figura B.8 ou pela equação:

$$I2 = 0,216 \cdot \frac{E1^{z-1}}{(1-E1)^z} \int_{E1}^1 \left( \frac{1-Y}{Y} \right)^z \cdot \ln y \cdot dy \quad (\text{B.60})$$

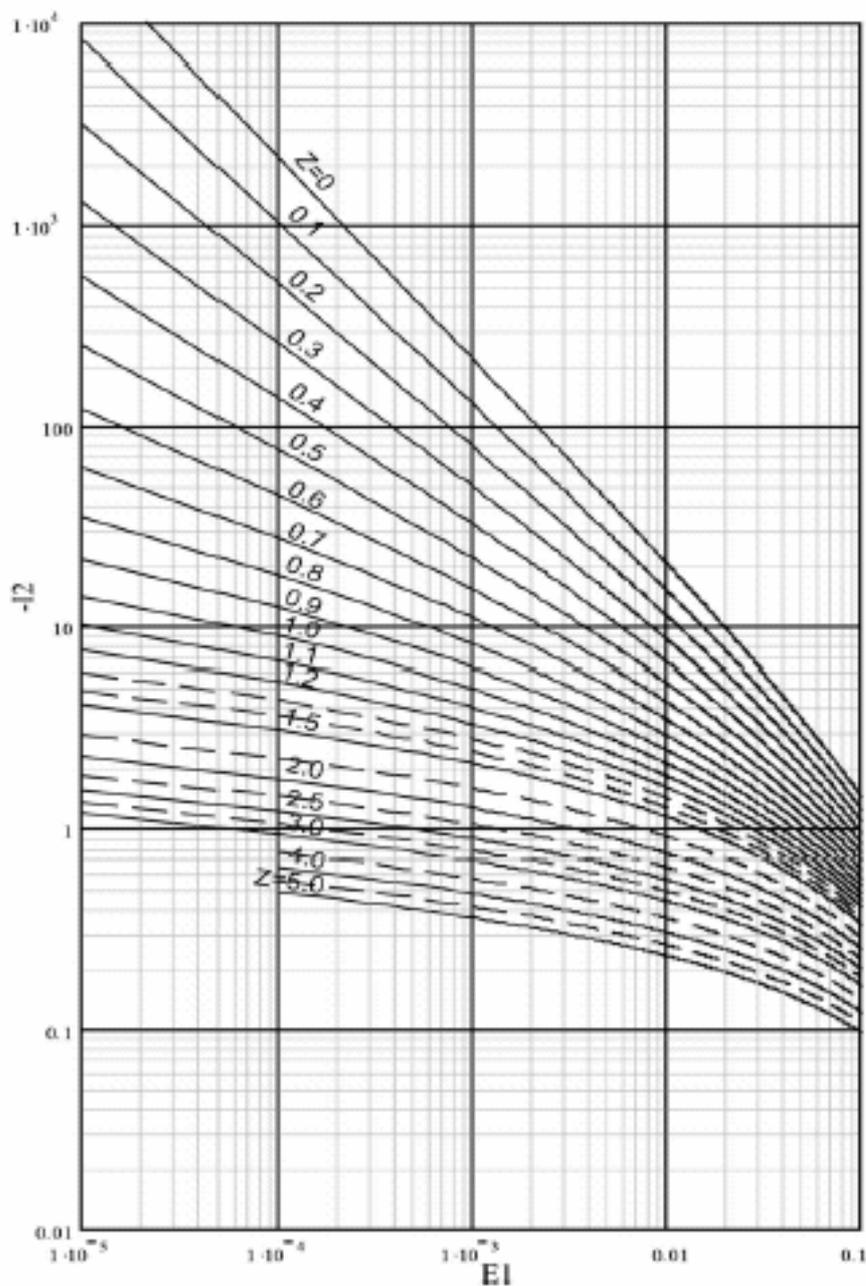


Figura B.8 – Valores de  $I2$ , em termos de  $E1$ , para vários valores de  $Z$  segundo Einstein (1950)

Fonte: PAIVA (2003)

- b) Calcula-se, para cada fração de diâmetro, a carga total de sedimento, pelas equações:
- a. Para sedimentos finos (*wash load*):

$$i_T \cdot Q_T = Q_{s'i} \cdot \frac{Pm \cdot J1 + J2}{Pm J_1' + J2'} \quad (\text{B.61})$$

b. Para sedimentos grossos (de fundo):

$$i_T \cdot Q_T = i_b \cdot Q_b \cdot (Pm \cdot I1 + I2 + 1) \quad (\text{B.62})$$

## APÊNDICE C – PROPRIEDADES GEOMÉTRICAS DAS SEÇÕES DO RIO CAETÉ UTILIZADAS NAS MEDIÇÕES FLUVIOSEDIMENTOLÓGICAS

Tabela C.1 – Propriedades geométricas da seção do Rio Caeté a 50 metros a jusante da estação fluviométrica Ponte do Caeté

| Cota (cm) | A (m <sup>2</sup> ) | P (m) | L (m) | R (m) | h (m) |
|-----------|---------------------|-------|-------|-------|-------|
| 142       | 0,00                | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00  |
| 152       | 0,02                | 0,41  | 0,40  | 0,05  | 0,05  |
| 162       | 0,23                | 2,84  | 2,80  | 0,08  | 0,08  |
| 172       | 0,59                | 7,55  | 7,50  | 0,08  | 0,08  |
| 182       | 1,70                | 14,06 | 14,00 | 0,12  | 0,12  |
| 192       | 3,25                | 16,23 | 16,15 | 0,20  | 0,20  |
| 202       | 5,03                | 17,56 | 17,45 | 0,29  | 0,29  |
| 212       | 6,89                | 18,81 | 18,67 | 0,37  | 0,37  |
| 222       | 8,76                | 18,98 | 18,80 | 0,46  | 0,47  |
| 232       | 10,65               | 19,14 | 18,93 | 0,56  | 0,56  |
| 242       | 13,01               | 21,93 | 21,66 | 0,59  | 0,60  |
| 252       | 15,18               | 22,10 | 21,80 | 0,69  | 0,70  |
| 262       | 17,37               | 22,26 | 21,93 | 0,78  | 0,79  |
| 272       | 19,56               | 22,43 | 22,06 | 0,87  | 0,89  |
| 282       | 21,78               | 22,60 | 22,19 | 0,96  | 0,98  |
| 292       | 24,0                | 22,78 | 22,35 | 1,05  | 1,07  |
| 302       | 26,25               | 23,04 | 22,59 | 1,14  | 1,16  |
| 312       | 28,52               | 23,30 | 22,83 | 1,22  | 1,25  |
| 322       | 30,82               | 23,57 | 23,07 | 1,31  | 1,34  |
| 332       | 33,14               | 23,83 | 23,32 | 1,39  | 1,42  |
| 342       | 35,48               | 24,09 | 23,56 | 1,47  | 1,51  |
| 352       | 37,85               | 24,35 | 23,80 | 1,55  | 1,59  |
| 362       | 40,24               | 24,65 | 24,08 | 1,63  | 1,67  |
| 372       | 42,66               | 24,95 | 24,36 | 1,71  | 1,75  |
| 382       | 45,12               | 25,25 | 24,64 | 1,79  | 1,83  |
| 392       | 47,59               | 25,55 | 24,93 | 1,86  | 1,91  |
| 402       | 50,10               | 25,84 | 25,21 | 1,94  | 1,99  |
| 412       | 52,63               | 26,14 | 25,49 | 2,01  | 2,07  |
| 422       | 55,20               | 26,44 | 25,77 | 2,09  | 2,14  |
| 432       | 57,79               | 26,74 | 26,05 | 2,16  | 2,22  |
| 442       | 60,41               | 27,04 | 26,33 | 2,23  | 2,29  |
| 452       | 63,05               | 27,34 | 26,61 | 2,31  | 2,37  |
| 462       | 65,84               | 29,79 | 26,99 | 2,21  | 2,44  |
| 472       | 68,56               | 30,09 | 27,28 | 2,28  | 2,51  |
| 480       | 70,75               | 30,32 | 27,50 | 2,33  | 2,57  |

FONTE: EPAGRI (2007)

NOTA: A é a área molhada; P é a perímetro molhado; L é a largura; R é o raio hidráulico, igual a A/P; e h é a profundidade hidráulica, dada por A/L.

Tabela C.2 – Propriedades geométricas da seção do Rio Caeté junto à estação fluviométrica Ponte do Caeté

| Cota (cm) | A (m <sup>2</sup> ) | P (m) | L (m) | R (m) | h (m) |
|-----------|---------------------|-------|-------|-------|-------|
| 117       | 0,00                | 2,00  | 2,00  | 0,00  | 0,00  |
| 127       | 0,24                | 2,81  | 2,80  | 0,09  | 0,09  |
| 137       | 0,56                | 3,61  | 3,60  | 0,16  | 0,16  |
| 147       | 1,01                | 5,36  | 5,33  | 0,19  | 0,19  |
| 157       | 1,65                | 7,15  | 7,11  | 0,23  | 0,23  |
| 167       | 2,43                | 8,40  | 8,33  | 0,29  | 0,29  |
| 177       | 4,29                | 12,70 | 12,56 | 0,34  | 0,34  |
| 187       | 5,86                | 17,07 | 16,78 | 0,34  | 0,35  |
| 197       | 7,55                | 17,31 | 17,00 | 0,44  | 0,44  |
| 207       | 9,72                | 21,74 | 21,38 | 0,45  | 0,45  |
| 217       | 11,87               | 22,03 | 21,66 | 0,54  | 0,55  |
| 227       | 14,05               | 22,32 | 21,94 | 0,63  | 0,64  |
| 237       | 16,26               | 22,62 | 22,21 | 0,72  | 0,73  |
| 247       | 18,49               | 22,91 | 22,49 | 0,81  | 0,82  |
| 257       | 21,37               | 25,26 | 24,77 | 0,85  | 0,86  |
| 267       | 23,85               | 25,46 | 24,95 | 0,94  | 0,96  |
| 277       | 26,35               | 25,63 | 25,08 | 1,03  | 1,05  |
| 287       | 28,87               | 25,80 | 25,22 | 1,12  | 1,14  |
| 297       | 31,40               | 25,97 | 25,35 | 1,21  | 1,24  |
| 307       | 33,94               | 26,14 | 25,49 | 1,30  | 1,33  |
| 317       | 36,53               | 27,00 | 25,73 | 1,35  | 1,42  |
| 327       | 39,15               | 27,82 | 26,51 | 1,41  | 1,48  |
| 337       | 41,80               | 27,99 | 26,65 | 1,49  | 1,57  |
| 347       | 44,48               | 28,16 | 26,79 | 1,58  | 1,66  |
| 357       | 47,22               | 29,58 | 28,20 | 1,60  | 1,67  |
| 367       | 50,04               | 29,70 | 28,27 | 1,68  | 1,77  |
| 377       | 52,87               | 29,83 | 28,35 | 1,77  | 1,87  |
| 387       | 55,71               | 29,95 | 28,42 | 1,86  | 1,96  |
| 397       | 58,56               | 30,08 | 28,50 | 1,95  | 2,05  |
| 407       | 61,41               | 30,20 | 28,57 | 2,03  | 2,15  |
| 417       | 64,27               | 30,33 | 28,65 | 2,12  | 2,24  |
| 427       | 67,14               | 30,45 | 28,72 | 2,20  | 2,34  |
| 437       | 70,02               | 30,58 | 28,79 | 2,29  | 2,43  |
| 447       | 72,90               | 30,70 | 28,87 | 2,37  | 2,53  |
| 457       | 75,79               | 30,83 | 28,94 | 2,46  | 2,62  |
| 467       | 78,69               | 30,95 | 29,02 | 2,54  | 2,71  |
| 477       | 81,59               | 31,08 | 29,09 | 2,63  | 2,80  |
| 487       | 84,51               | 31,20 | 29,17 | 2,71  | 2,90  |
| 497       | 87,43               | 31,32 | 29,24 | 2,79  | 2,99  |
| 507       | 90,35               | 31,45 | 29,32 | 2,87  | 3,08  |
| 517       | 93,29               | 31,57 | 29,39 | 2,95  | 3,17  |
| 527       | 96,23               | 31,70 | 29,46 | 3,04  | 3,27  |
| 537       | 99,18               | 31,82 | 29,54 | 3,12  | 3,36  |
| 547       | 102,14              | 31,95 | 29,61 | 3,20  | 3,45  |
| 557       | 105,11              | 32,07 | 29,69 | 3,28  | 3,54  |
| 567       | 108,08              | 32,20 | 29,76 | 3,36  | 3,63  |
| 577       | 111,06              | 32,32 | 29,84 | 3,44  | 3,72  |
| 587       | 114,04              | 32,45 | 29,91 | 3,51  | 3,81  |
| 597       | 117,04              | 32,57 | 29,98 | 3,59  | 3,90  |
| 607       | 120,04              | 32,70 | 30,06 | 3,67  | 3,99  |
| 617       | 123,05              | 32,82 | 30,13 | 3,75  | 4,08  |
| 626       | 125,77              | 32,93 | 30,20 | 3,82  | 4,16  |

FONTE: EPAGRI (2007)

NOTA: A é a área molhada; P é a perímetro molhado; L é a largura; R é o raio hidráulico, igual a A/P; e h é a profundidade hidráulica, dada por A/L.

## APÊNDICE D – DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO

Tabela D.1 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 01/08/2007, às 13:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 99         |
| 0,04420                  | 97         |
| 0,03210                  | 95         |
| 0,02210                  | 84         |
| 0,01560                  | 73         |
| 0,01100                  | 62         |
| 0,00780                  | 45         |
| 0,00550                  | 34         |
| 0,00390                  | 22         |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 5909/2007.

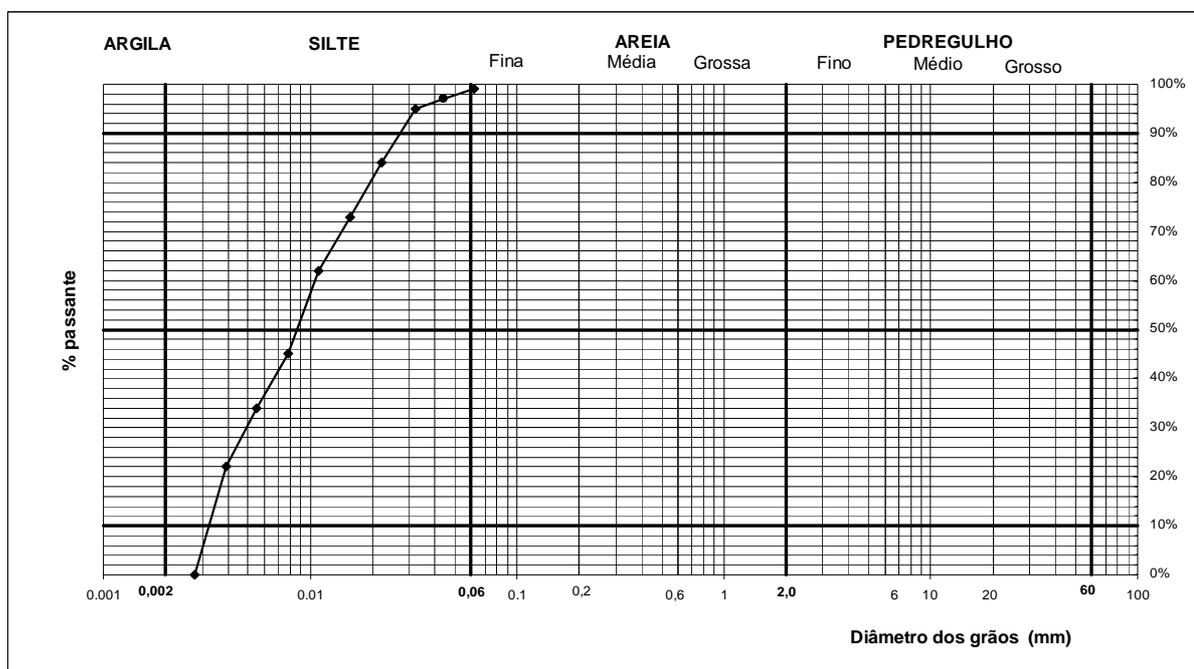


Figura D.1 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 01/08/2007, às 13:30 horas

Tabela D.2 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 21/09/2007, às 14:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 96         |
| 0,04420                  | 72         |
| 0,03210                  | 60         |
| 0,02210                  | 40         |
| 0,01560                  | 27         |
| 0,01100                  | 24         |
| 0,00780                  | 15         |
| 0,00550                  | 11         |
| 0,00390                  | 8          |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 6101/2007.

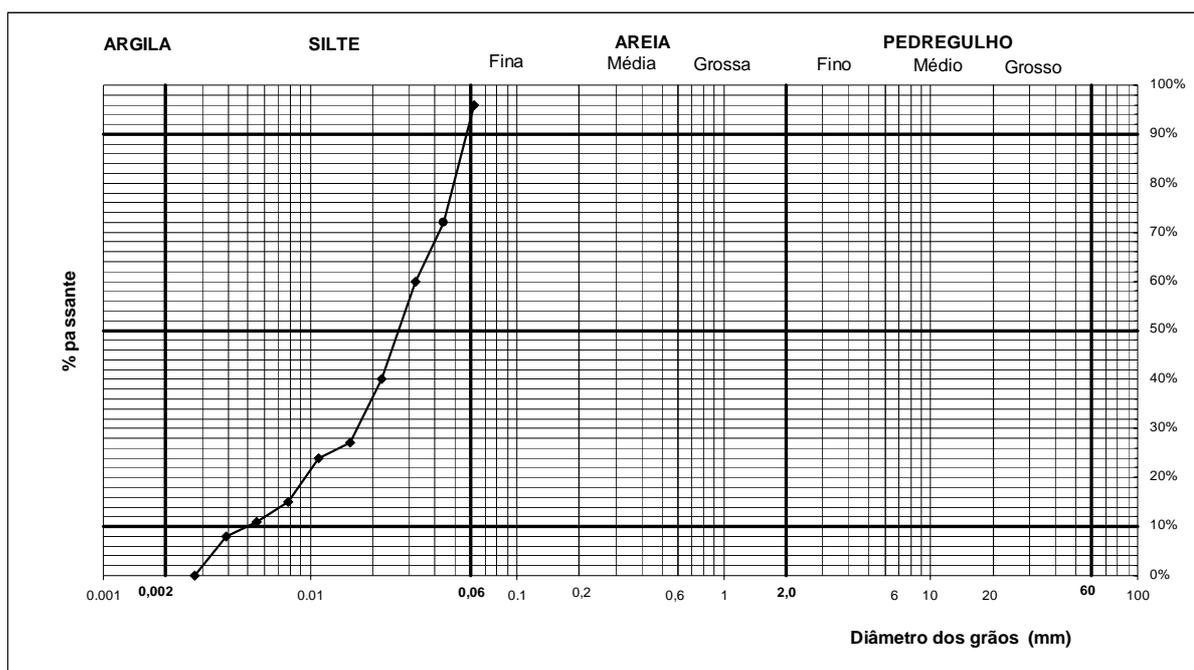


Figura D.2 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 21/09/2007, às 14:30 horas

Tabela D.3 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 12/10/2007, às 10:00 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 95         |
| 0,04420                  | 84         |
| 0,03210                  | 74         |
| 0,02210                  | 51         |
| 0,01560                  | 48         |
| 0,01100                  | 38         |
| 0,00780                  | 34         |
| 0,00550                  | 22         |
| 0,00390                  | 14         |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 6536/2007.

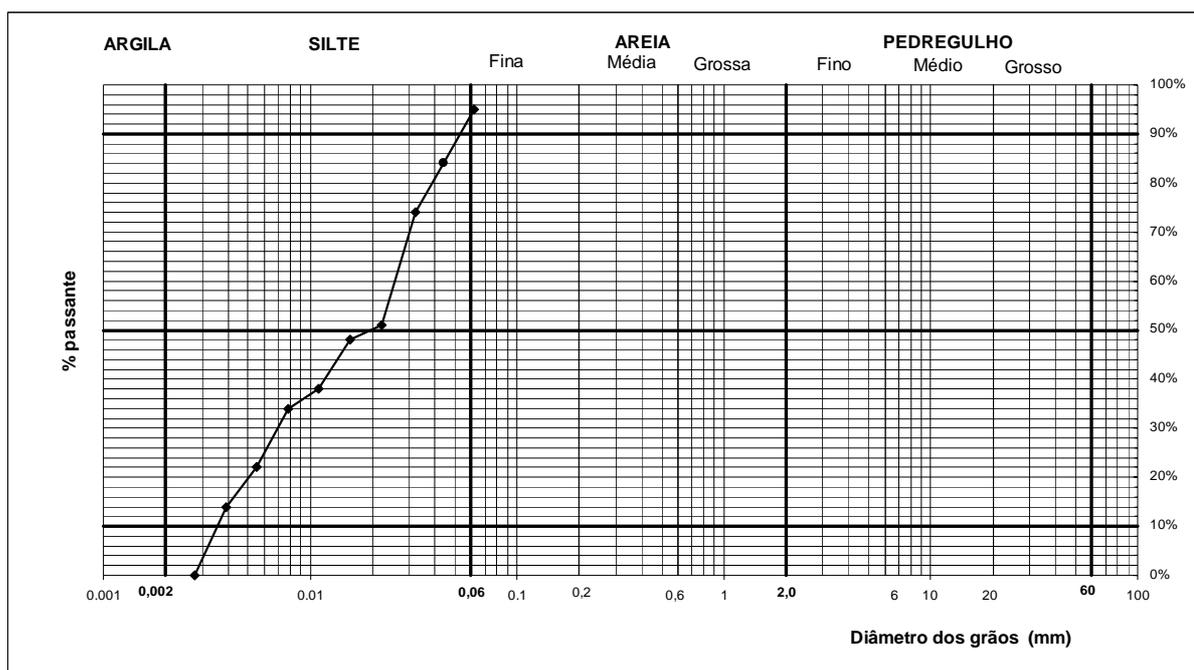


Figura D.3 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 12/10/2007, às 10:00 horas

Tabela D.4 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 13/10/2007, às 09:00 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 97         |
| 0,04420                  | 90         |
| 0,03210                  | 76         |
| 0,02210                  | 67         |
| 0,01560                  | 45         |
| 0,01100                  | 44         |
| 0,00780                  | 43         |
| 0,00550                  | 27         |
| 0,00390                  | 11         |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 6538/2007.

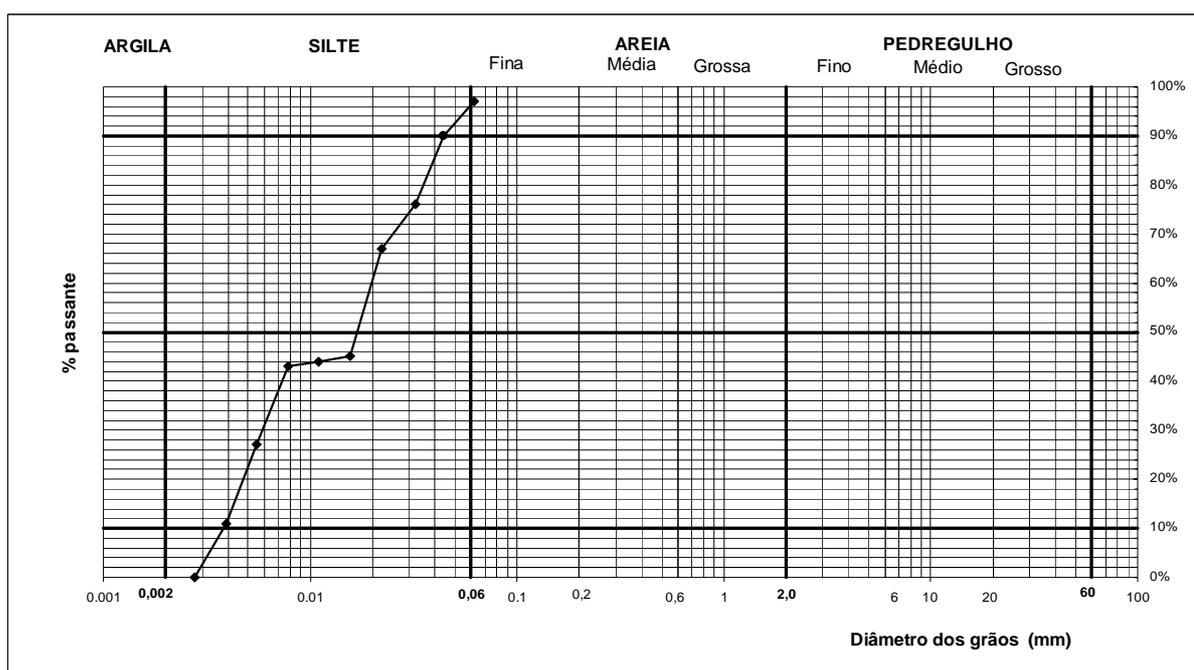


Figura D.4 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 13/10/2007, às 09:00 horas

Tabela D.5 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 13/10/2007, às 16:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 98         |
| 0,04420                  | 89         |
| 0,03210                  | 81         |
| 0,02210                  | 70         |
| 0,01560                  | 53         |
| 0,01100                  | 51         |
| 0,00780                  | 48         |
| 0,00550                  | 30         |
| 0,00390                  | 12         |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 6537/2007.

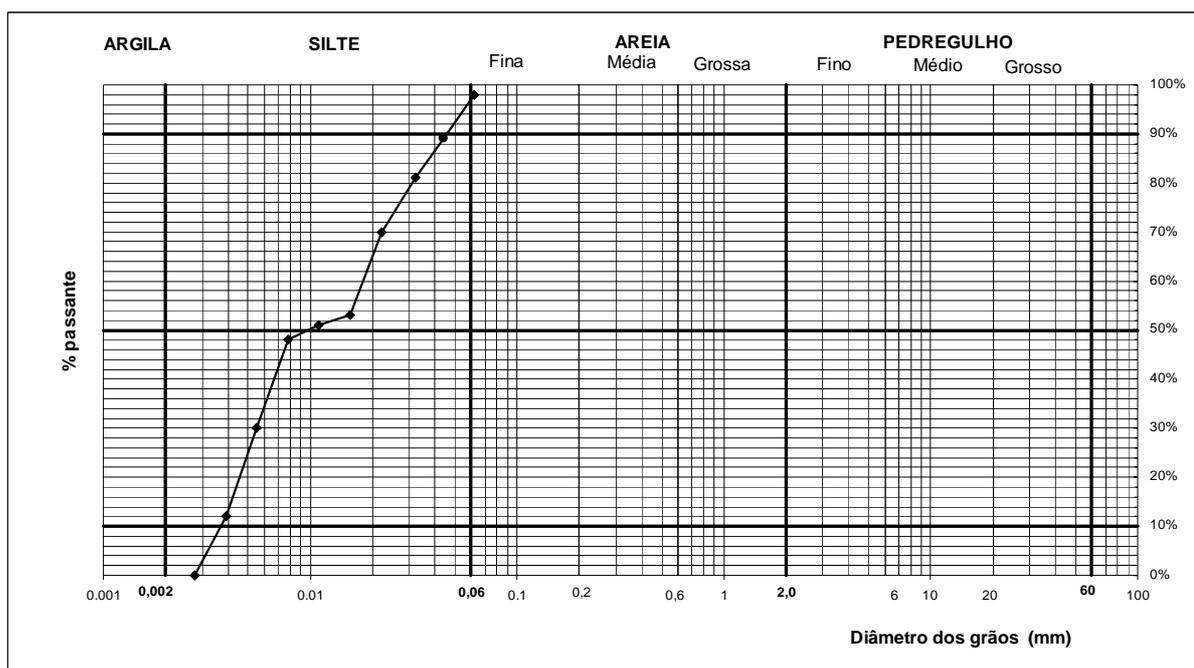


Figura D.5 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 13/10/2007, às 16:30 horas

Tabela D.6 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 02/01/2008, às 19:57 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 99         |
| 0,04420                  | 93         |
| 0,03210                  | 75         |
| 0,02210                  | 30         |
| 0,01560                  | 17         |
| 0,01100                  | 15         |
| 0,00780                  | 8          |
| 0,00550                  | 4          |
| 0,00390                  | 1          |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 1034/2008.

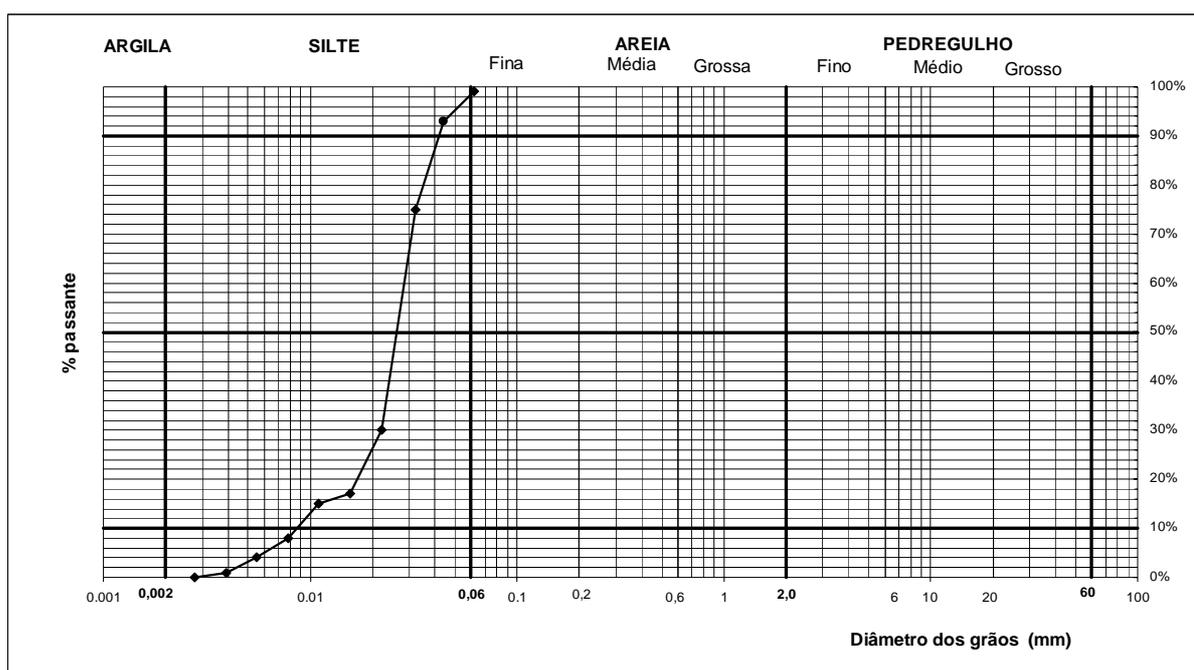


Figura D.6 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 02/01/2008, às 19:57 horas

Tabela D.7 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 03/01/2008, às 10:17 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 97         |
| 0,04420                  | 78         |
| 0,03210                  | 70         |
| 0,02210                  | 58         |
| 0,01560                  | 49         |
| 0,01100                  | 27         |
| 0,00780                  | 25         |
| 0,00550                  | 21         |
| 0,00390                  | 18         |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 1057/2008.

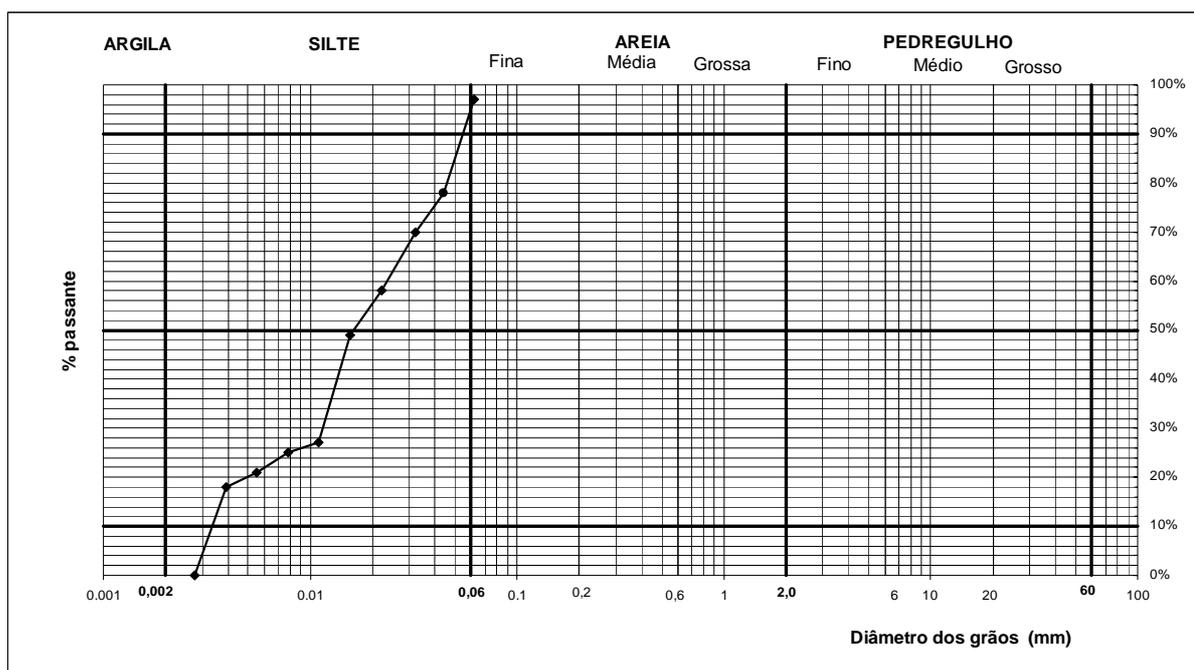


Figura D.7 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 03/01/2008, às 10:17 horas

Tabela D.8 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 31/01/2008, às 18:20 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 97         |
| 0,04420                  | 45         |
| 0,03210                  | 40         |
| 0,02210                  | 33         |
| 0,01560                  | 28         |
| 0,01100                  | 19         |
| 0,00780                  | 18         |
| 0,00550                  | 13         |
| 0,00390                  | 9          |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 1058/2008.

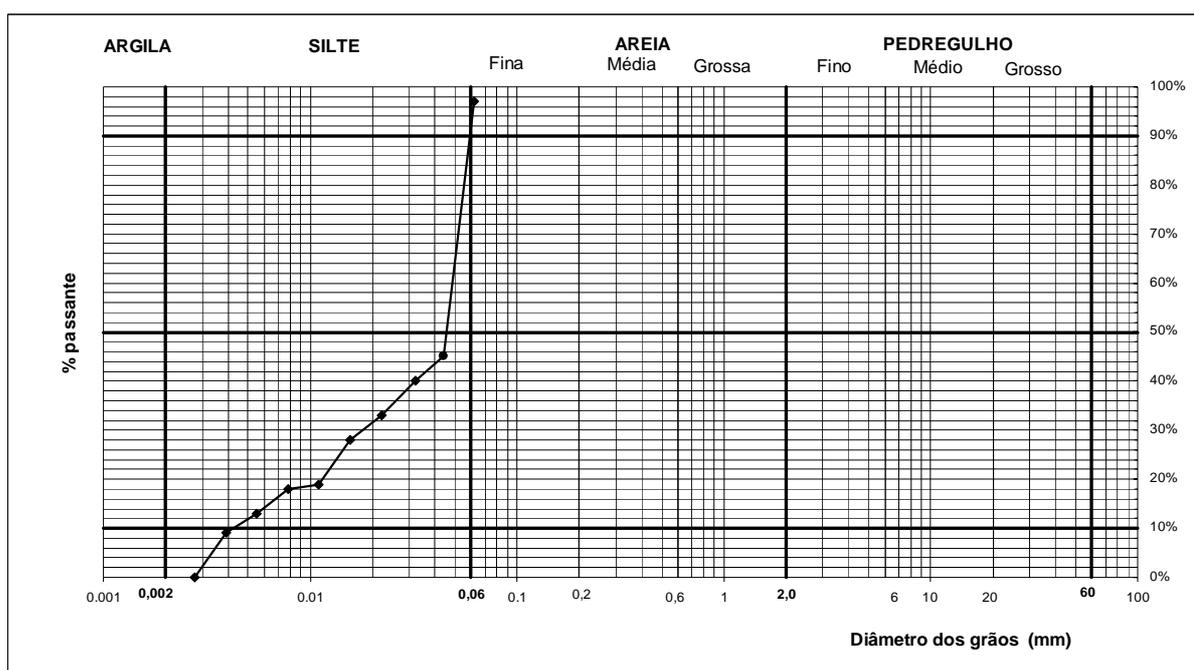


Figura D.8 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 31/01/2008, às 18:20 horas

Tabela D.9 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 01/02/2008, às 07:40 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 99         |
| 0,04420                  | 95         |
| 0,03210                  | 45         |
| 0,02210                  | 38         |
| 0,01560                  | 23         |
| 0,01100                  | 18         |
| 0,00780                  | 14         |
| 0,00550                  | 10         |
| 0,00390                  | 7          |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 1059/2008.

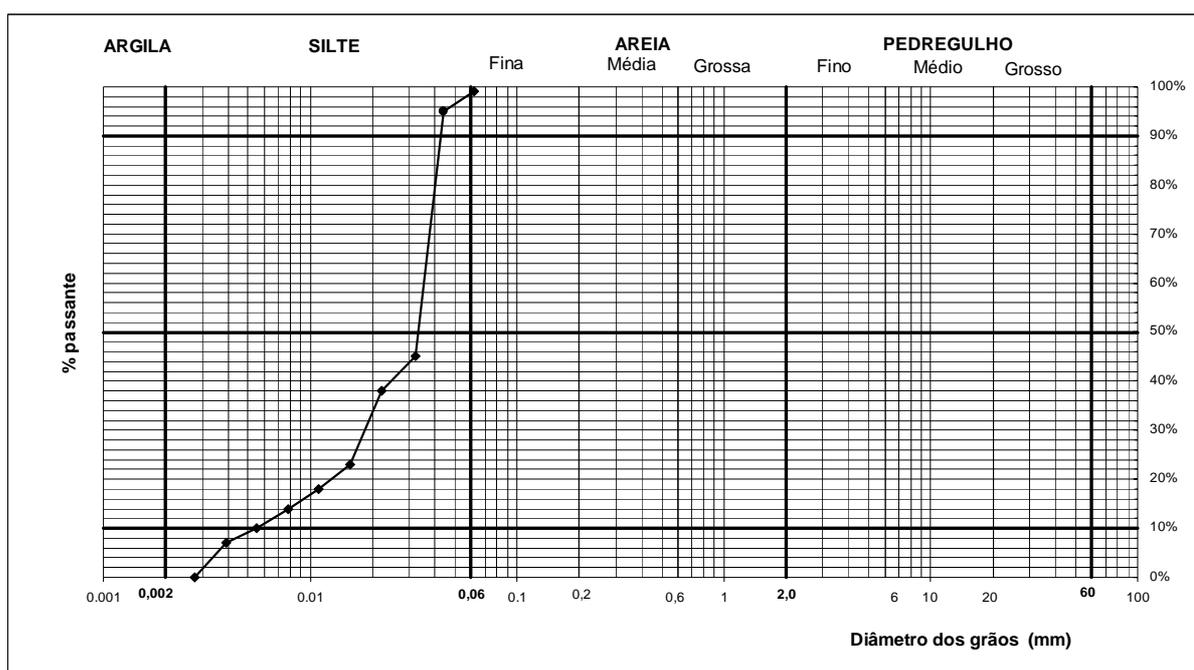


Figura D.9 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 01/02/2008, às 07:40 horas

Tabela D.10 – Faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão, a partir de ensaio granulométrico de tubo de retirada pelo fundo - 01/02/2008, às 13:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 0,06200                  | 98         |
| 0,04420                  | 92         |
| 0,03210                  | 73         |
| 0,02210                  | 60         |
| 0,01560                  | 49         |
| 0,01100                  | 40         |
| 0,00780                  | 18         |
| 0,00550                  | 12         |
| 0,00390                  | 9          |
| 0,00276                  | 0          |
| 0,00195                  | 0          |

DADOS: Laboratório de Sedimentometria (IAP) - Ensaio N°. 1060/2008.

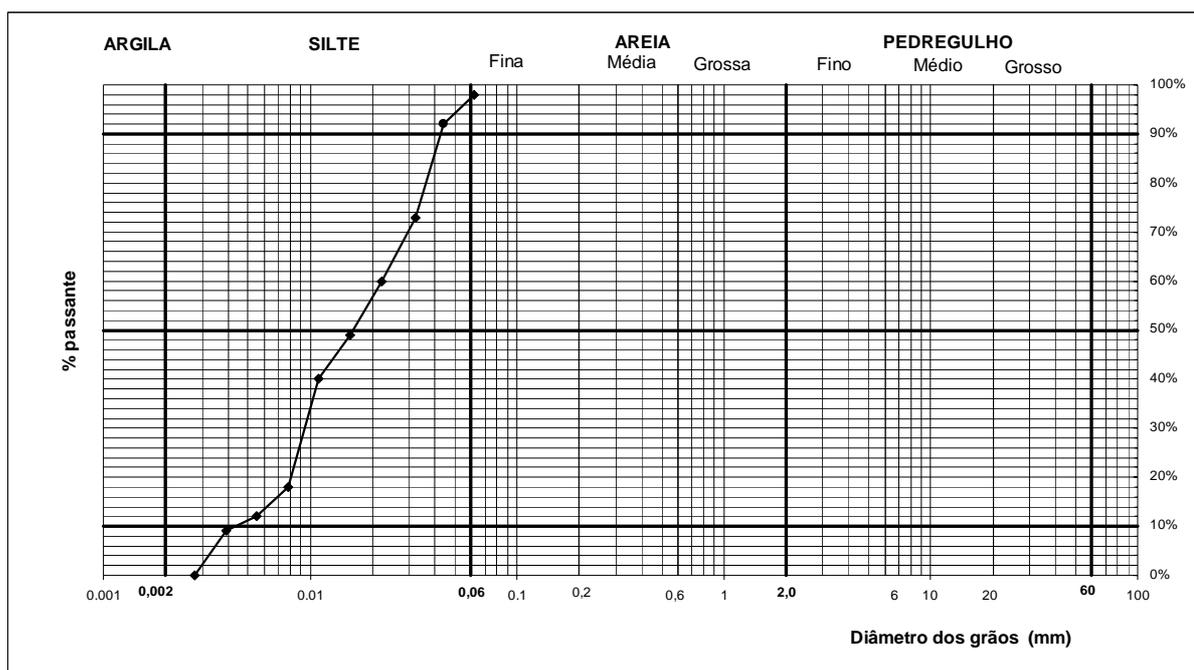


Figura D.10 – Curva granulométrica dos sedimentos em suspensão - 01/02/2008, às 13:30 horas

## APÊNDICE E – DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS DE ARRASTO

Tabela E.1 – Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento - 21/09/2007, às 15:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 4,000                    | 100,0      |
| 1,700                    | 92,2       |
| 1,000                    | 83,6       |
| 0,500                    | 74,3       |
| 0,250                    | 33,5       |
| 0,125                    | 6,0        |
| 0,062                    | 1,0        |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

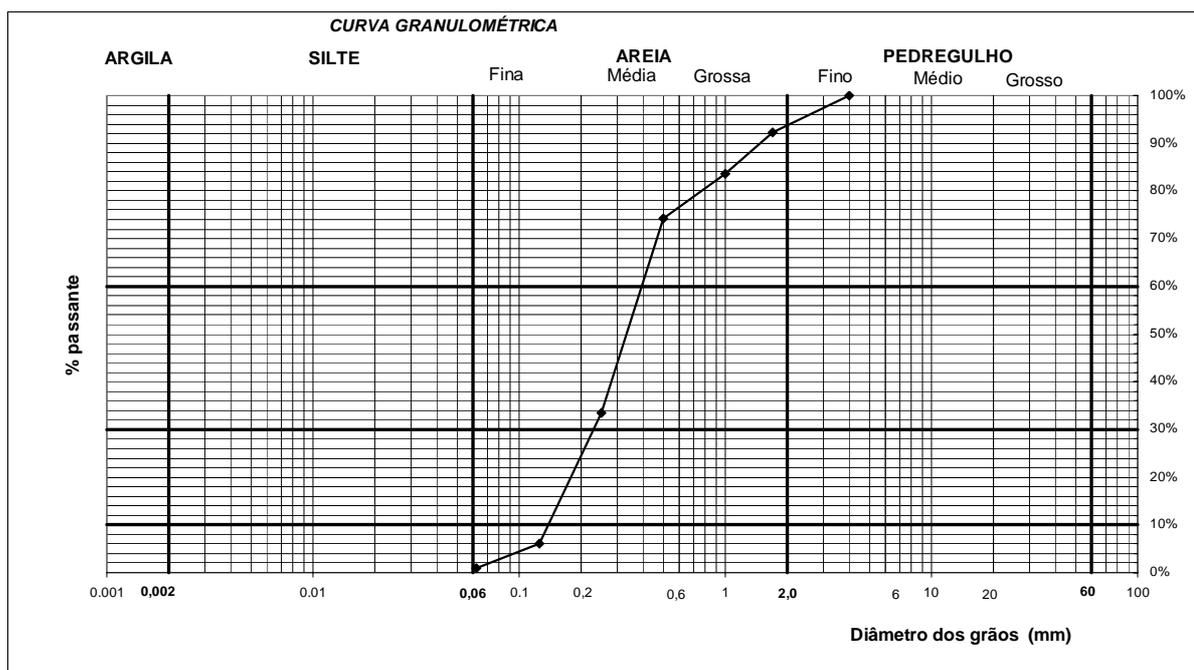


Figura E.1 – Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto - 21/09/2007, às 15:30 horas

Tabela E.2 – Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento - 13/10/2007, às 10:30 horas

| <b>Diâmetro (<math>\phi</math>) (mm)</b> | <b>% &lt; <math>\phi</math></b> |
|--|---------------------------------|
| 4,000                                    | 100,0                           |
| 1,700                                    | 26,0                            |
| 1,000                                    | 10,4                            |
| 0,500                                    | 8,4                             |
| 0,250                                    | 4,2                             |
| 0,125                                    | 0,8                             |
| 0,062                                    | 0,1                             |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

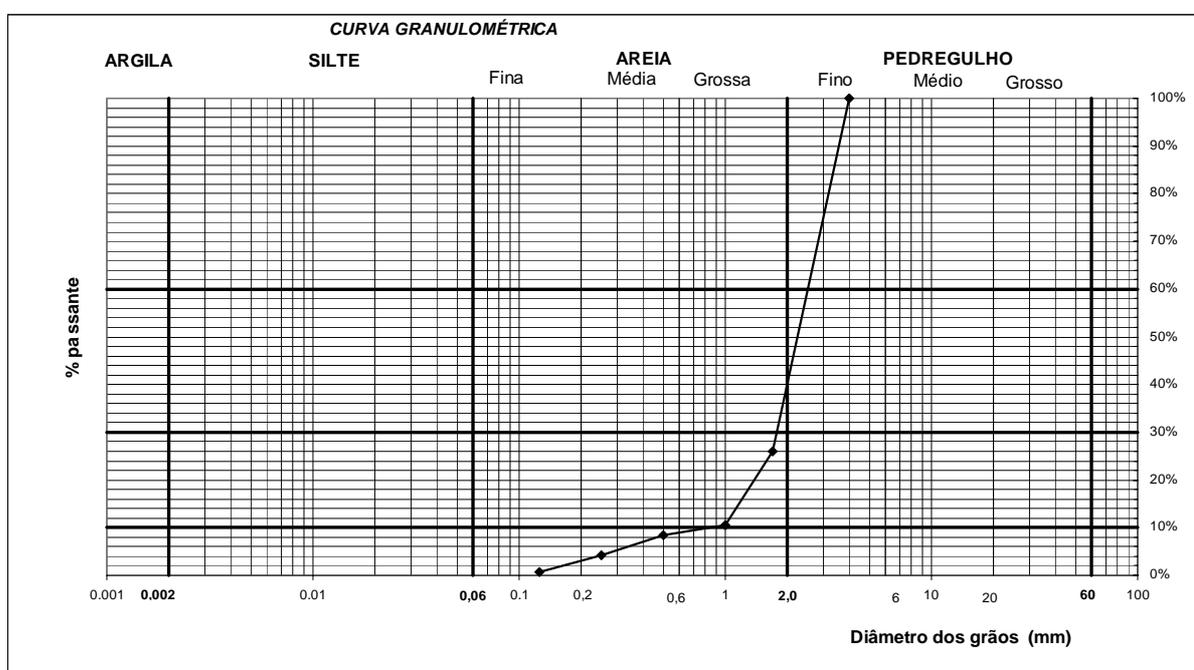


Figura E.2 – Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto - 13/10/2007, às 10:30 horas

Tabela E.3 – Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento - 13/10/2007, às 18:00 horas

| <b>Diâmetro (<math>\phi</math>) (mm)</b> | <b>% &lt; <math>\phi</math></b> |
|--|---------------------------------|
| 4,000                                    | 100,0                           |
| 1,700                                    | 59,0                            |
| 1,000                                    | 36,6                            |
| 0,500                                    | 21,6                            |
| 0,250                                    | 2,2                             |
| 0,125                                    | 0,1                             |
| 0,062                                    | 0,1                             |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

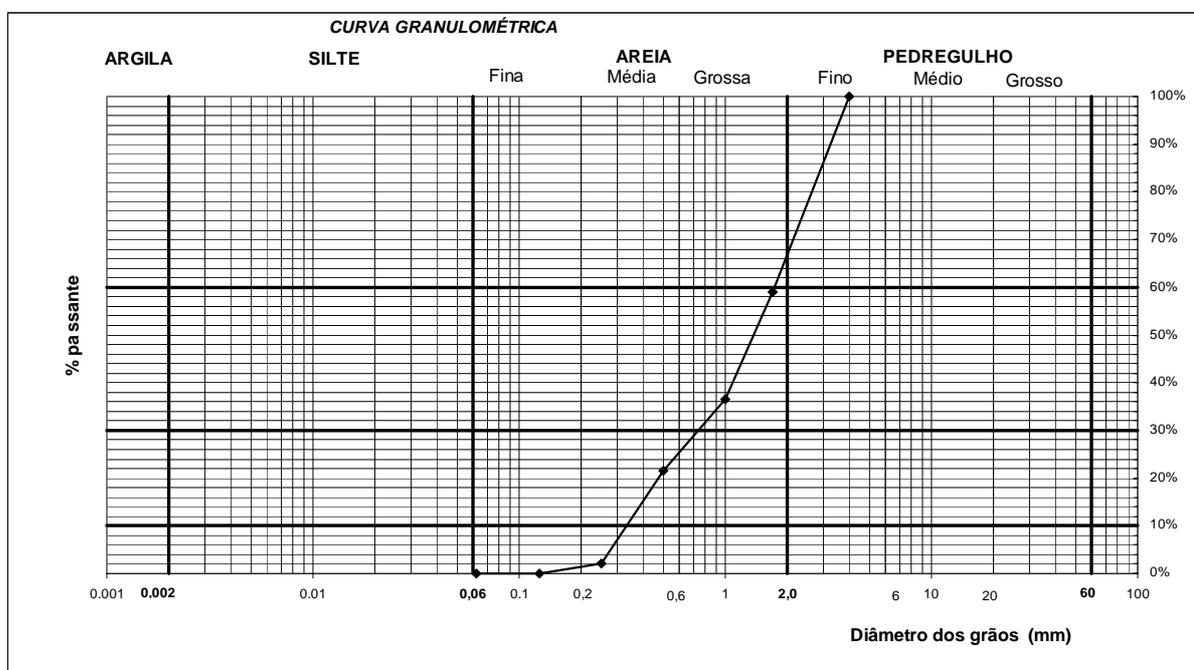


Figura E.3 – Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto - 13/10/2007, às 18:00 horas

Tabela E.4 – Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento - 02/01/2008, às 21:15 horas

| <b>Diâmetro (<math>\phi</math>) (mm)</b> | <b>% &lt; <math>\phi</math></b> |
|--|---------------------------------|
| 4,000                                    | 100,0                           |
| 1,700                                    | 58,3                            |
| 1,000                                    | 24,6                            |
| 0,500                                    | 14,2                            |
| 0,250                                    | 3,9                             |
| 0,125                                    | 0,8                             |
| 0,062                                    | 0,1                             |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

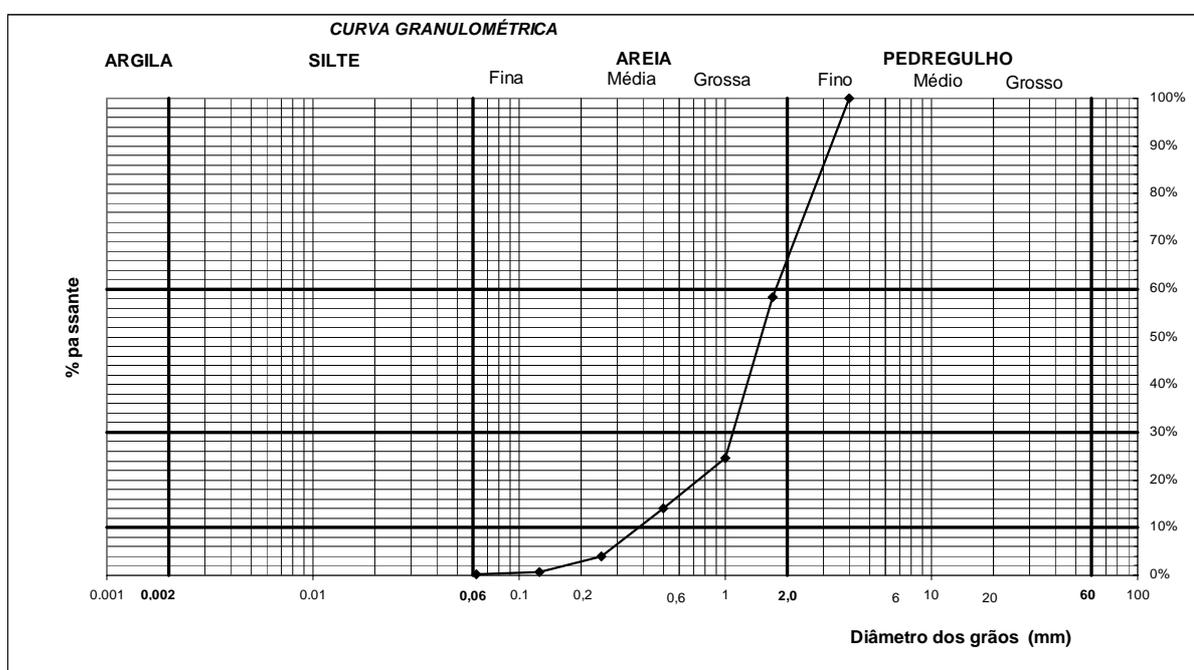


Figura E.4 – Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto - 02/01/2008, às 21:15 horas

Tabela E.5 – Faixa granulométrica dos sedimentos de arrasto, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento - 03/01/2008, às 10:45 horas

| <b>Diâmetro (<math>\phi</math>) (mm)</b> | <b>% &lt; <math>\phi</math></b> |
|--|---------------------------------|
| 4,000                                    | 100,0                           |
| 1,700                                    | 50,8                            |
| 1,000                                    | 21,5                            |
| 0,500                                    | 13,0                            |
| 0,250                                    | 4,5                             |
| 0,125                                    | 0,8                             |
| 0,062                                    | 0,0                             |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

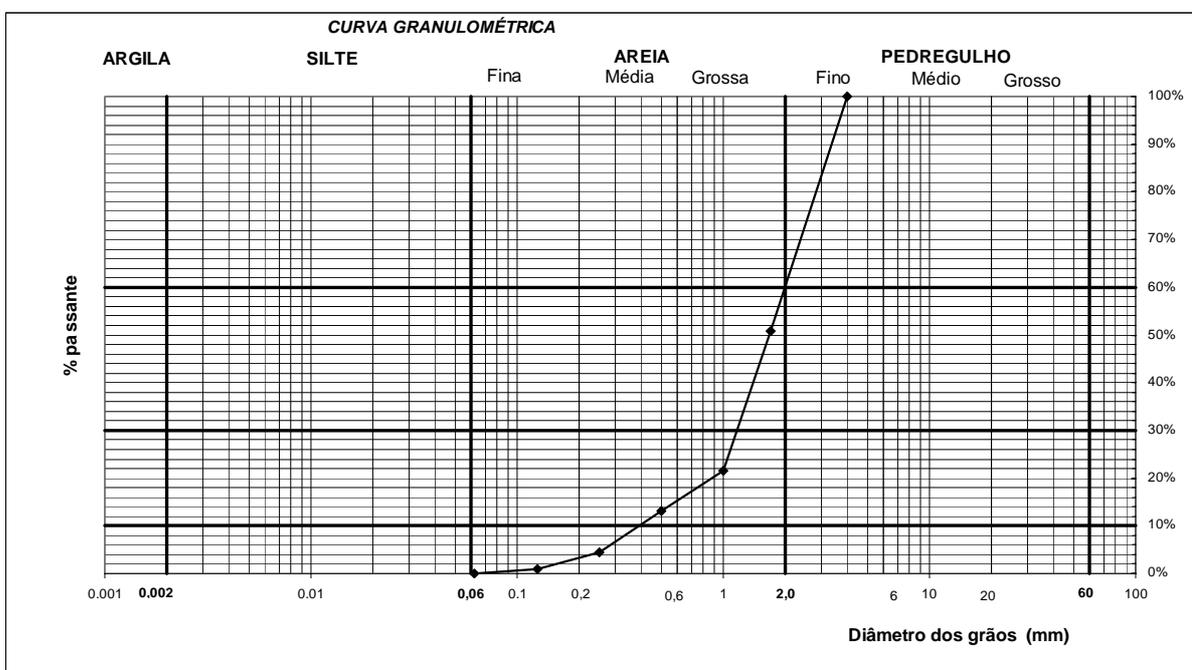


Figura E.5 – Curva Granulométrica dos sedimentos de arrasto - 03/01/2008, às 10:45 horas

## APÊNDICE F – DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS DO LEITO

Tabela F.1 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem- 01/08/2007, às 15:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 83,89      |
| 1,700                    | 78,47      |
| 1,000                    | 73,49      |
| 0,500                    | 37,73      |
| 0,250                    | 7,89       |
| 0,125                    | 4,36       |
| 0,062                    | 3,31       |
| 0,031                    | 1,68       |
| 0,016                    | 1,68       |
| 0,008                    | 1,34       |
| 0,004                    | 1,01       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

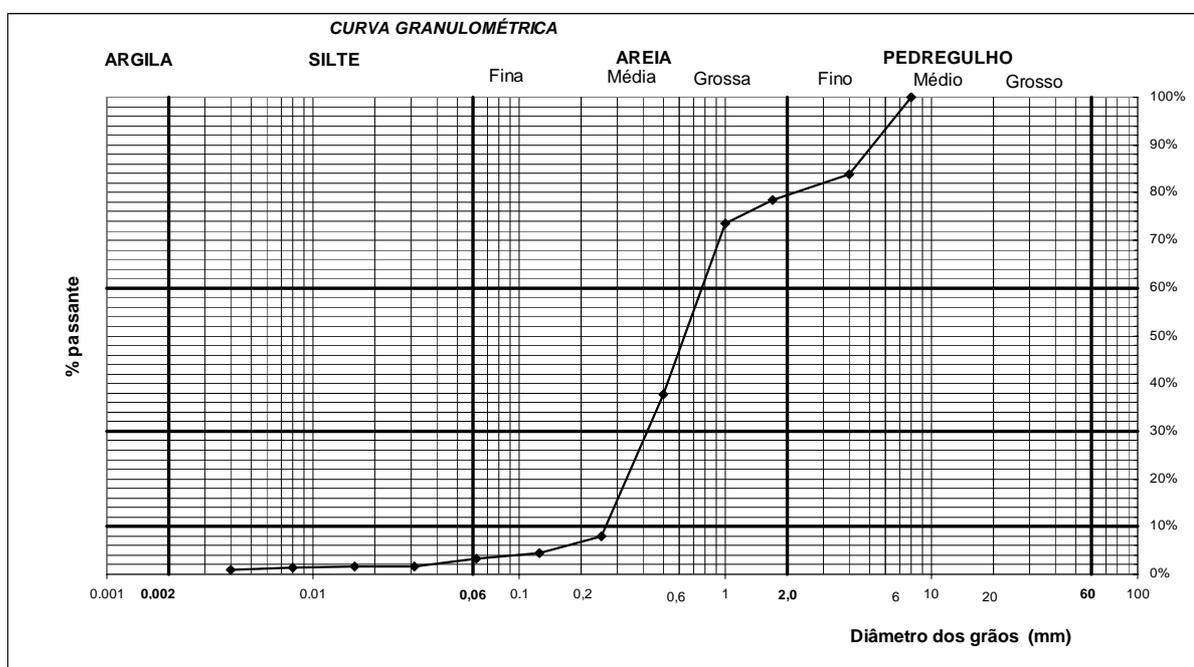


Figura F.1 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 01/08/2007, às 15:30 horas

Tabela F.2 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem – 11/10/2007, às 15:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 64,90      |
| 1,700                    | 46,09      |
| 1,000                    | 37,16      |
| 0,500                    | 16,91      |
| 0,250                    | 5,20       |
| 0,125                    | 2,31       |
| 0,062                    | 1,24       |
| 0,031                    | 1,16       |
| 0,016                    | 1,09       |
| 0,008                    | 1,03       |
| 0,004                    | 0,97       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

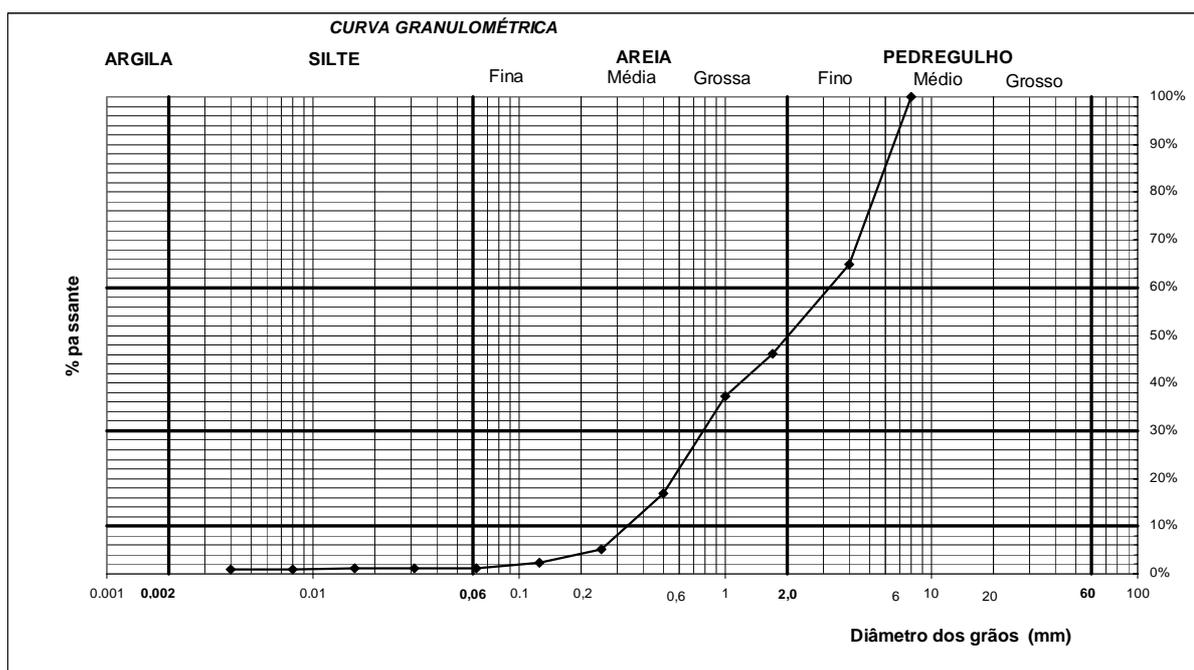


Figura F.2 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 11/10/2007, às 15:30 horas

Tabela F.3 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem- 12/10/2007, às 10:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 53,94      |
| 1,700                    | 26,11      |
| 1,000                    | 15,23      |
| 0,500                    | 5,24       |
| 0,250                    | 2,99       |
| 0,125                    | 1,93       |
| 0,062                    | 0,95       |
| 0,031                    | 0,87       |
| 0,016                    | 0,81       |
| 0,008                    | 0,75       |
| 0,004                    | 0,70       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

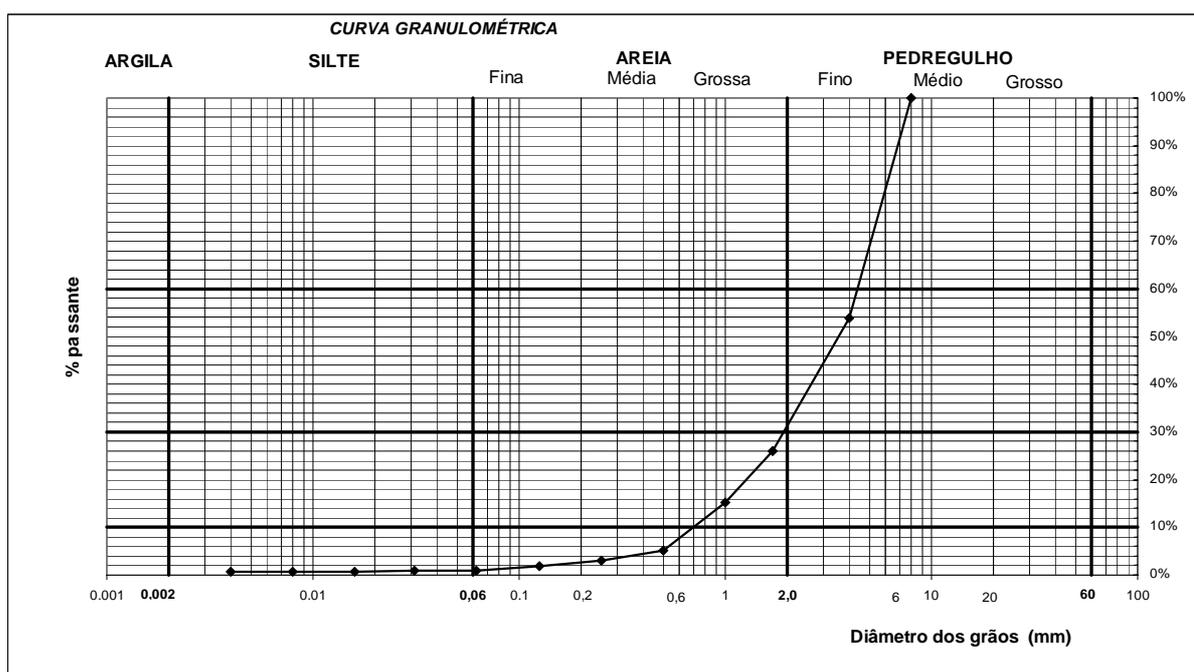


Figura F.3 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 12/10/2007, às 10:30 horas

Tabela F.4 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem - 13/10/2007, às 09:00 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 61,34      |
| 1,700                    | 46,01      |
| 1,000                    | 35,74      |
| 0,500                    | 11,77      |
| 0,250                    | 2,71       |
| 0,125                    | 1,96       |
| 0,062                    | 1,90       |
| 0,031                    | 1,79       |
| 0,016                    | 1,69       |
| 0,008                    | 1,59       |
| 0,004                    | 1,50       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

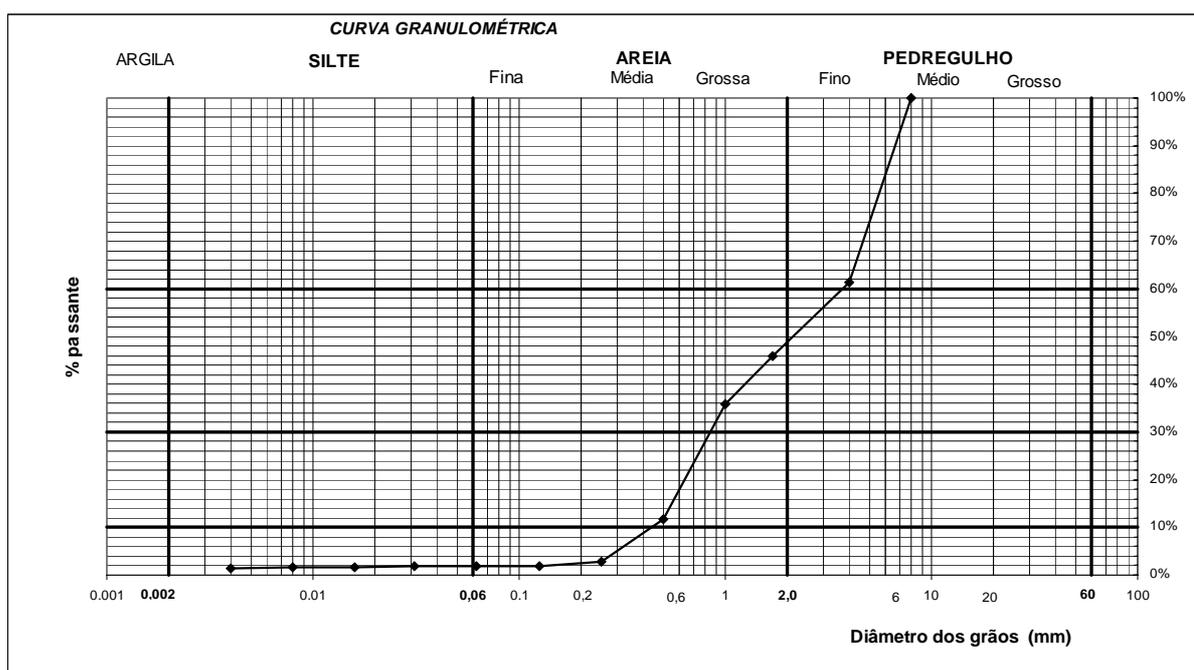


Figura F.4 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 13/10/2007, às 09:00 horas

Tabela F.5 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem - 13/10/2007, às 15:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 64,64      |
| 1,700                    | 56,11      |
| 1,000                    | 48,55      |
| 0,500                    | 30,76      |
| 0,250                    | 15,11      |
| 0,125                    | 6,97       |
| 0,062                    | 2,48       |
| 0,031                    | 2,33       |
| 0,016                    | 2,21       |
| 0,008                    | 2,11       |
| 0,004                    | 2,01       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

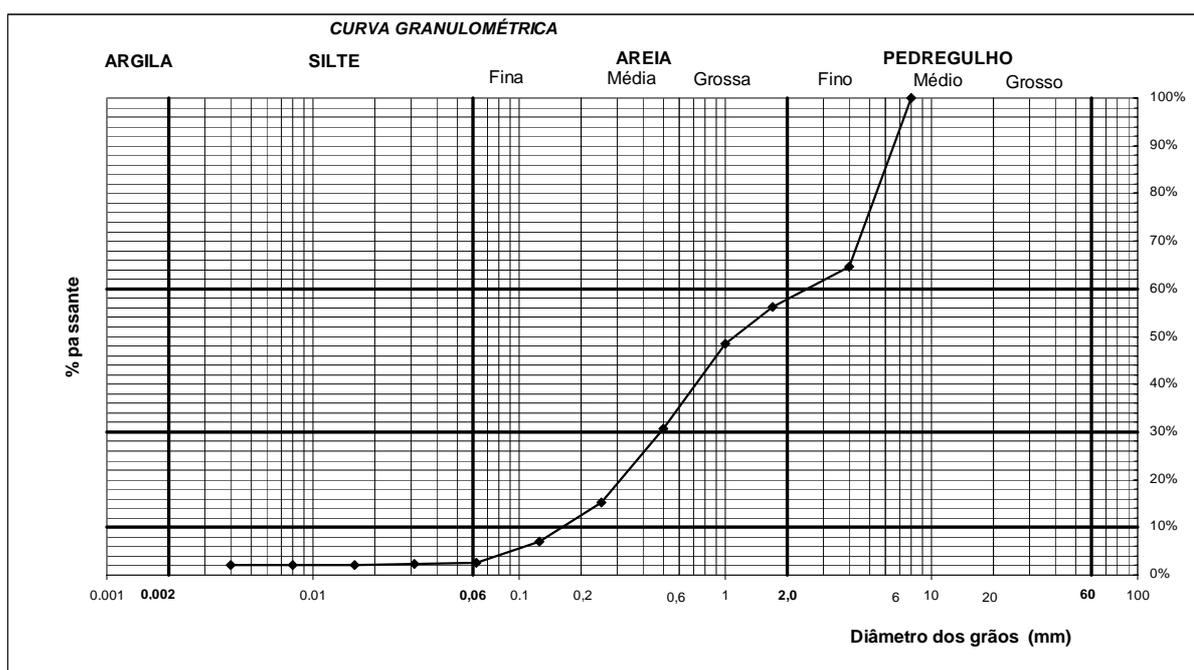


Figura F.5 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 13/10/2007, às 15:30 horas

Tabela F.6 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem - 21/11/2007, às 09:00 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 59,27      |
| 1,700                    | 39,66      |
| 1,000                    | 23,36      |
| 0,500                    | 4,85       |
| 0,250                    | 1,49       |
| 0,125                    | 1,19       |
| 0,062                    | 1,09       |
| 0,031                    | 0,79       |
| 0,016                    | 0,65       |
| 0,008                    | 0,55       |
| 0,004                    | 0,47       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

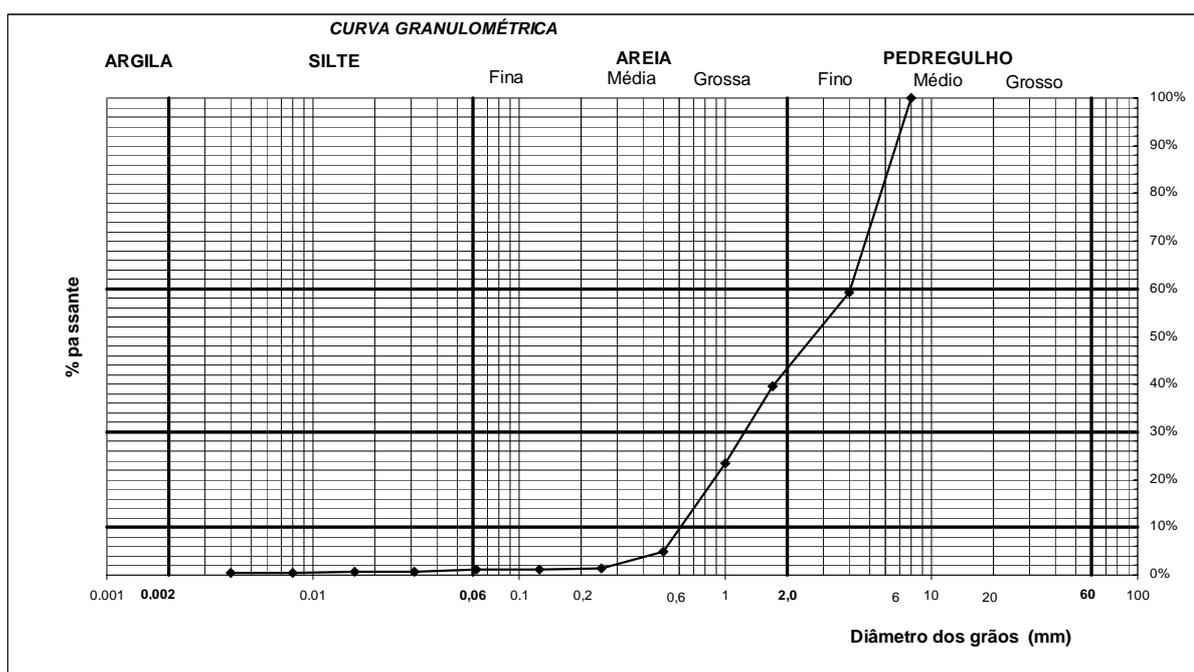


Figura F.6 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 21/11/2007, às 09:00 horas

Tabela F.7 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem - 02/01/2008, às 20:15 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 50,73      |
| 1,700                    | 39,23      |
| 1,000                    | 30,57      |
| 0,500                    | 11,57      |
| 0,250                    | 2,78       |
| 0,125                    | 1,61       |
| 0,062                    | 1,52       |
| 0,031                    | 1,28       |
| 0,016                    | 1,10       |
| 0,008                    | 0,92       |
| 0,004                    | 0,80       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

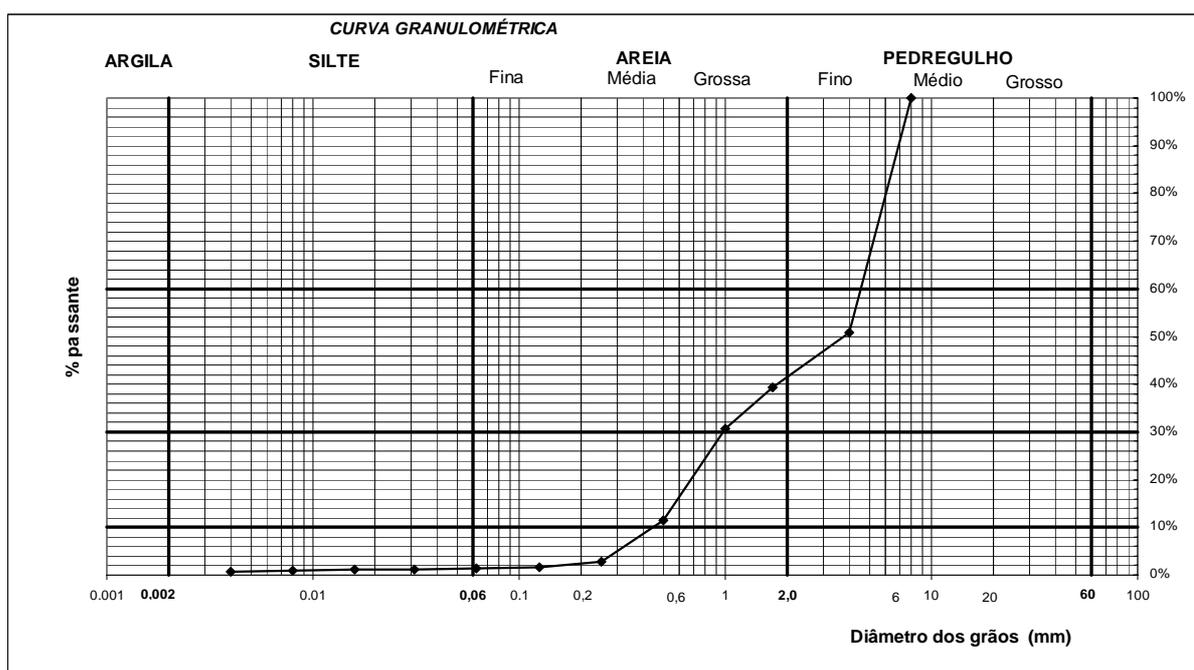


Figura F.7 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 02/01/2008, às 20:15 horas

Tabela F.8 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem - 03/01/2008, às 10:20 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 52,52      |
| 1,700                    | 41,20      |
| 1,000                    | 33,80      |
| 0,500                    | 14,54      |
| 0,250                    | 3,58       |
| 0,125                    | 2,23       |
| 0,062                    | 2,03       |
| 0,031                    | 1,79       |
| 0,016                    | 1,59       |
| 0,008                    | 1,41       |
| 0,004                    | 1,25       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

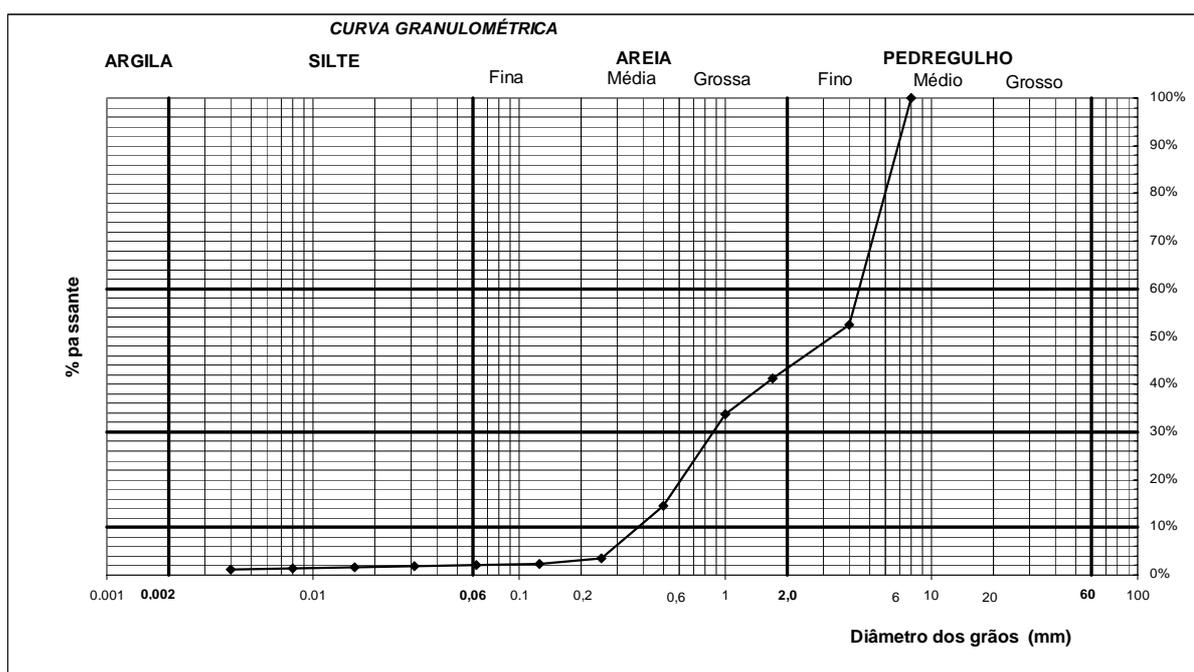


Figura F.8 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 03/01/2008, às 10:20 horas

Tabela F.9 – Faixa granulométrica do material de leito, a partir de ensaio granulométrico de peneiramento e pipetagem - 02/02/2008, às 07:30 horas

| Diâmetro ( $\phi$ ) (mm) | % < $\phi$ |
|--------------------------|------------|
| 8,000                    | 100,00     |
| 4,000                    | 43,86      |
| 1,700                    | 27,11      |
| 1,000                    | 23,28      |
| 0,500                    | 18,14      |
| 0,250                    | 9,80       |
| 0,125                    | 3,87       |
| 0,062                    | 1,88       |
| 0,031                    | 1,70       |
| 0,016                    | 1,52       |
| 0,008                    | 1,38       |
| 0,004                    | 1,20       |

DADOS: Laboratório de Geomorfologia (UNICENTRO)

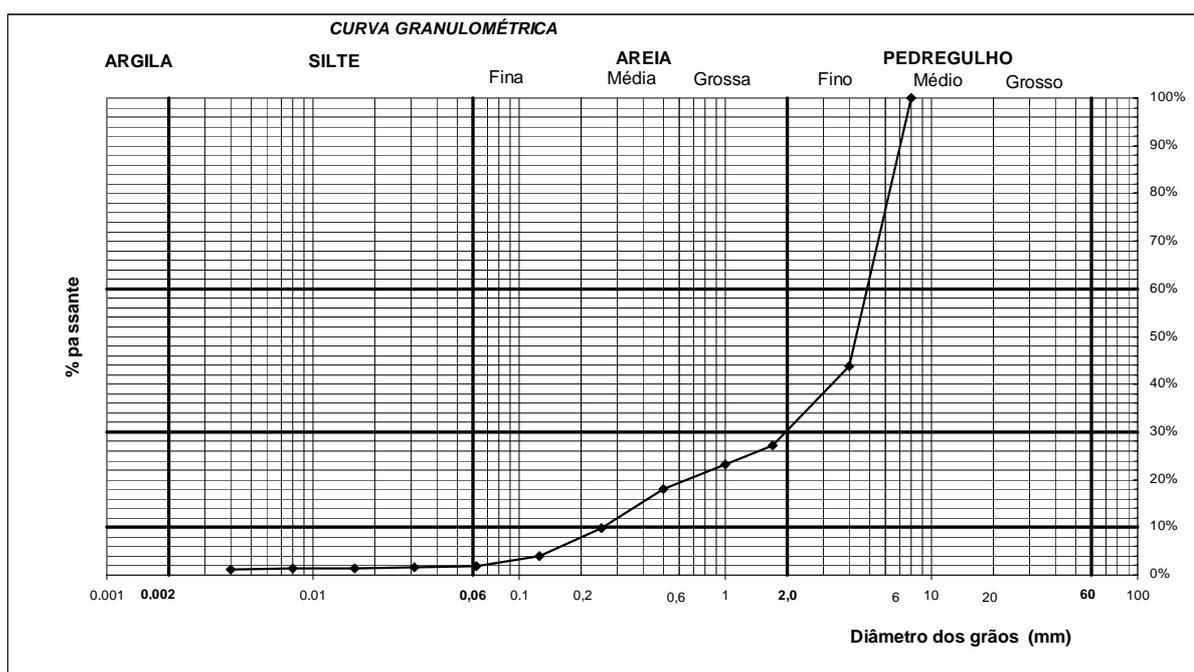


Figura F.9 – Curva granulométrica dos sedimentos de leito - 02/02/2008, às 07:30 horas

**APÊNDICE G – CLASSIFICAÇÃO DO SEDIMENTO DE ACORDO COM A GRANULOMETRIA PELA AGU, AMERICAN GEOPHYSICAL UNION (CLASSIFICAÇÃO DE WENTWORTH)**

Tabela G.1 – Classificação do sedimento de acordo com a granulometria pela AGU, *American Geophysical Union* (Classificação de Wentworth)

| <b>Classe Granulométrica</b>   | <b>Milímetro</b> | <b>Mícron</b> | <b>Pés</b>  | <b>Tyler Standard</b>        | <b>US Standard</b>           |
|--------------------------------|------------------|---------------|-------------|------------------------------|------------------------------|
|                                | <b>(mm)</b>      | <b>(μ)</b>    | <b>(in)</b> | <b>(diâmetro da peneira)</b> | <b>(diâmetro da peneira)</b> |
| <i>Matacão</i> muito grande    | 4096 – 2048      |               | 160 - 80    |                              |                              |
| <i>Matacão</i> grande          | 2048 – 1024      |               | 80 - 40     |                              |                              |
| <i>Matacão</i> médio           | 1024 - 512       |               | 40 - 20     |                              |                              |
| <i>Matacão</i> pequeno         | 512 - 256        |               | 20 - 10     |                              |                              |
| <i>Pedra</i> grande            | 256 – 128        |               | 10 - 5      |                              |                              |
| <i>Pedra</i> pequena           | 128 - 64         |               | 5 - 2,5     |                              |                              |
| <i>Pedregulho</i> muito grosso | 64 – 32          |               | 2,5 - 1,3   |                              |                              |
| <i>Pedregulho</i> grosso       | 32 – 16          |               | 1,3 - 0,6   |                              |                              |
| <i>Pedregulho</i> médio        | 16 - 8           |               | 0,6 - 0,3   | 2 - ½                        |                              |
| <i>Pedregulho</i> fino         | 8 – 4            |               | 0,3 – 0,16  | 5                            | 5                            |
| <i>Pedregulho</i> muito fino   | 4 – 2            |               | 0,16 - 0,08 | 9                            | 10                           |
| <i>Areia</i> muito grossa      | 2,000 - 1,000    | 2000 - 1000   |             | 16                           | 18                           |
| <i>Areia</i> grossa            | 1,000 - 0,500    | 1000 - 500    |             | 32                           | 35                           |
| <i>Areia</i> média             | 0,500 - 0,250    | 500 - 250     |             | 60                           | 60                           |
| <i>Areia</i> fina              | 0,250 - 0,125    | 250 - 125     |             | 115                          | 120                          |
| <i>Areia</i> muito fina        | 0,125 - 0,062    | 125 - 62      |             | 250                          | 230                          |
| <i>Silte</i> grosso            | 0,062 - 0,031    | 62 - 31       |             |                              |                              |
| <i>Silte</i> médio             | 0,031 - 0,016    | 31 - 16       |             |                              |                              |
| <i>Silte</i> fino              | 0,016 - 0,008    | 16 - 8        |             |                              |                              |
| <i>Silte</i> muito fino        | 0,008 - 0,004    | 8 - 4         |             |                              |                              |
| <i>Argila</i> grossa           | 0,004 – 0,0020   | 4 - 2         |             |                              |                              |
| <i>Argila</i> média            | 0,0020 - 0,0010  | 2 - 1         |             |                              |                              |
| <i>Argila</i> fina             | 0,0010 - 0,0005  | 1 – 0,5       |             |                              |                              |
| <i>Argila</i> muito fina       | 0,0005 - 0,00024 | 0,5 – 0,24    |             |                              |                              |
| <i>Colóide</i>                 | < 0,00024        | < 0,24        |             |                              |                              |

FONTE: CARVALHO et al, (2000).

NOTA: Em alguns países, inclusive o Brasil, é adotada a Classificação de Atterberg - Pedregulho: 76 - 4,8 mm; Areia: 4,8 - 0,05 mm; Silte: 0,05 - 0,005 mm; e Argila: < 0,005 mm.

## APÊNDICE H – RESUMO DOS DADOS HIDRÁULICOS E SEDIMENTOLÓGICOS DA SEÇÃO TRANSVERSAL PARA O RIO CAETÉ UTILIZADOS NA ESTIMATIVA DA DESCARGA SÓLIDA

Tabela H.1 – Resumo dos dados hidráulicos e sedimentológicos utilizados na estimativa da descarga sólida

| Amostra         | Data     | Hora  | Q (m³/s) | d (m) | Css (mg/L) | S (m/m)   | U (m) | A (m²) | P molhado (m) | Rh (m) | B (m) | T (°C) | D <sub>m</sub> (mm) | D <sub>35</sub> (mm) | D <sub>50</sub> (mm) | D <sub>65</sub> (mm) | D <sub>90</sub> (mm) |
|-----------------|----------|-------|----------|-------|------------|-----------|-------|--------|---------------|--------|-------|--------|---------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| 1               | 01/08/07 | 15:30 | 2,3      | 0,398 | 3,25       | 0,0003306 | 0,33  | 7,12   | 18,91         | 0,376  | 18,54 | 13,0   | 2,108               | 0,469                | 0,634                | 0,848                | 5,203                |
| 2 <sup>1</sup>  | 21/09/07 | 14:00 | 10,0     | 0,734 | 152,00     | 0,0006887 | 0,79  | 14,01  | 21,75         | 0,644  | 19,79 | 17,0   | 4,168               | 0,979                | 2,124                | 4,272                | 6,687                |
| 3 <sup>3</sup>  | 11/10/07 | 15:00 | 1,5      | 0,330 | 7,00       | 0,0002560 | 0,24  | 5,74   | 18,81         | 0,305  | 18,29 | 22,0   | 1,948               | 0,464                | 1,117                | 1,704                | 3,135                |
| 4               | 12/10/07 | 10:30 | 3,0      | 0,442 | 12,00      | 0,0003774 | 0,39  | 8,04   | 18,98         | 0,423  | 18,71 | 20,0   | 5,098               | 2,234                | 3,544                | 4,724                | 6,882                |
| 5               | 13/10/07 | 09:00 | 6,8      | 0,622 | 19,00      | 0,0005637 | 0,64  | 11,71  | 20,81         | 0,563  | 19,38 | 19,0   | 4,168               | 0,979                | 2,124                | 4,272                | 6,687                |
| 6               | 13/10/07 | 15:30 | 5,2      | 0,554 | 14,00      | 0,0004927 | 0,55  | 10,33  | 19,14         | 0,540  | 19,13 | 22,4   | 3,581               | 0,59                 | 1,107                | 4,029                | 6,576                |
| 7 <sup>3</sup>  | 20/11/07 | 09:00 | 2,3      | 0,398 | 9,07       | 0,0003306 | 0,33  | 7,12   | 18,91         | 0,376  | 18,54 | 20,0   | 4,523               | 1,461                | 2,669                | 4,409                | 6,748                |
| 8               | 02/01/08 | 20:15 | 6,5      | 0,610 | 49,50      | 0,0005518 | 0,62  | 11,48  | 20,54         | 0,559  | 19,33 | 22,0   | 4,786               | 1,312                | 3,788                | 4,889                | 6,950                |
| 9               | 03/01/08 | 10:20 | 3,4      | 0,465 | 30,50      | 0,0004004 | 0,42  | 8,50   | 19,01         | 0,447  | 18,79 | 21,1   | 4,628               | 1,09                 | 3,306                | 4,799                | 6,913                |
| 10 <sup>2</sup> | 31/01/08 | 18:20 | 320,0    | 2,996 | 480,00     | 0,0058389 | 3,90  | 60,45  | 27,10         | 2,230  | 28,22 | 20,0   | 5,337               | 2,544                | 4,315                | 5,193                | 7,071                |
| 11 <sup>2</sup> | 01/02/08 | 07:30 | 32,7     | 1,204 | 68,00      | 0,0013380 | 1,44  | 23,67  | 22,86         | 1,035  | 21,54 | 21,5   | 5,337               | 2,544                | 4,315                | 5,193                | 7,071                |
| 12 <sup>2</sup> | 01/02/08 | 13:30 | 21,0     | 1,002 | 47,50      | 0,0010332 | 1,16  | 19,53  | 22,39         | 0,872  | 20,79 | 22,0   | 5,337               | 2,544                | 4,315                | 5,193                | 7,071                |
| 13 <sup>4</sup> | 02/02/08 | 07:30 | 15,8     | 0,890 | 44,82      | 0,0008814 | 1,01  | 17,23  | 22,12         | 0,779  | 20,38 | 21,9   | 5,337               | 2,544                | 4,315                | 5,193                | 7,071                |

NOTAS: (1) <sup>1</sup>Utilizou-se os dados da faixa granulométrica da amostra 5; <sup>2</sup>Utilizou-se os dados da faixa granulométrica da amostra 13; <sup>3</sup> Utilizou-se dados de faixa granulométrica dos sedimentos em suspensão da amostra 1; e <sup>4</sup>Utilizou-se os dados de faixa granulométrica em suspensão da amostra 12.

(2) A escolha das faixas granulométrica para as amostras não obtida diretamente em campo deu-se considerando a descarga líquida e a concentração de sedimento em suspensão mais próxima das amostras coletadas.

A declividade da linha de energia ( $S$ ), em m/m foi obtida pela equação:

$$S = \left( \frac{Q.n}{A.R_h^{\frac{2}{3}}} \right)^2 \quad (\text{H.1})$$

onde:  $Q$  é a vazão (m³/s);  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning (s/m<sup>1/3</sup>), igual a 0,03 para rios naturais (CHOW,1959);  $A$  é a área da seção transversal (m²); e  $R_h$  o raio hidráulico da seção (m).

**APÊNDICE I – CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA DOS MÉTODOS DE COLBY (1957), SHEN E HUNG (1971), ENGELUND E HANSEN (1997), ACKERS E WHITE (1973), KARIM (1998) E CHENG (2002)**

Tabela I.1 – Cálculo da descarga sólida total pelo método de Colby (1948)

| Amostra | Data     | Hora  | Q (m³/s) | C <sub>ss</sub> (mg/L) | U (m/s) | d (m) | a     | b     | B (m)  | Q <sub>sn</sub> (t/dia) | log q <sub>nm</sub> (t/dia/m) | log Cr (mg/L) | e       | logK   | Q <sub>nm</sub> (ton/dia) | Q <sub>st</sub> (ton/dia) |
|---------|----------|-------|----------|------------------------|---------|-------|-------|-------|--------|-------------------------|-------------------------------|---------------|---------|--------|---------------------------|---------------------------|
| 1       | 01/08/07 | 15:30 | 2,3      | 3,25                   | 0,330   | 0,398 | 0,051 | 0,292 | 18,541 | 0,655                   | 0,885                         | 1,850         | 1,757   | 1,553  | 25,486                    | 26,141                    |
| 2       | 21/09/07 | 14:00 | 10,0     | 152,00                 | 0,792   | 0,734 | 0,037 | 0,251 | 19,792 | 130,934                 | 17,883                        | 1,766         | 86,051  | 9,791  | 3465,534                  | 3596,468                  |
| 3       | 11/10/07 | 15:00 | 1,5      | 7,00                   | 0,237   | 0,330 | 0,214 | 0,574 | 18,291 | 0,884                   | 0,286                         | 2,753         | 2,543   | 1,850  | 9,691                     | 10,575                    |
| 4       | 12/10/07 | 10:30 | 3,0      | 12,00                  | 0,391   | 0,442 | 0,051 | 0,292 | 18,708 | 3,132                   | 1,593                         | 1,866         | 6,430   | 2,869  | 85,519                    | 88,651                    |
| 5       | 13/10/07 | 09:00 | 6,8      | 19,00                  | 0,638   | 0,622 | 0,037 | 0,251 | 19,375 | 11,084                  | 8,513                         | 1,752         | 10,843  | 3,674  | 605,992                   | 617,076                   |
| 6       | 13/10/07 | 15:30 | 5,2      | 14,00                  | 0,545   | 0,554 | 0,037 | 0,251 | 19,125 | 6,242                   | 4,975                         | 1,742         | 8,037   | 3,188  | 303,384                   | 309,625                   |
| 7       | 20/11/07 | 09:00 | 2,3      | 9,07                   | 0,330   | 0,398 | 0,051 | 0,292 | 18,541 | 1,827                   | 0,885                         | 1,850         | 4,903   | 2,524  | 41,420                    | 43,248                    |
| 8       | 02/01/08 | 20:15 | 6,5      | 49,50                  | 0,622   | 0,610 | 0,037 | 0,251 | 19,334 | 27,671                  | 7,828                         | 1,751         | 28,276  | 5,782  | 875,122                   | 902,793                   |
| 9       | 03/01/08 | 10:20 | 3,4      | 30,50                  | 0,422   | 0,465 | 0,045 | 0,274 | 18,792 | 8,960                   | 2,066                         | 1,806         | 16,884  | 4,530  | 175,908                   | 184,867                   |
| 10      | 31/01/08 | 18:20 | 320,0    | 480,00                 | 3,903   | 2,996 | 0,043 | 0,268 | 28,216 | 13270,003               | 4265,079                      | 1,963         | 244,517 | 16,049 | 1931370,394               | 1944640,397               |
| 11      | 01/02/08 | 07:30 | 32,7     | 68,00                  | 1,439   | 1,204 | 0,046 | 0,277 | 21,544 | 191,878                 | 138,819                       | 1,924         | 35,346  | 6,426  | 19219,516                 | 19411,394                 |
| 12      | 01/02/08 | 13:30 | 21,0     | 47,50                  | 1,161   | 1,002 | 0,122 | 0,439 | 20,793 | 86,012                  | 66,591                        | 2,801         | 16,959  | 4,540  | 6286,226                  | 6372,238                  |
| 13      | 02/02/08 | 07:30 | 15,8     | 44,82                  | 1,007   | 0,890 | 0,102 | 0,404 | 20,376 | 61,115                  | 40,869                        | 2,535         | 17,679  | 4,630  | 3855,774                  | 3916,889                  |

Tabela I.2 – Cálculo da descarga sólida total pelo método de Shen e Hung (1971)

| Amostra | Data     | Hora  | Q (m³/s) | D <sub>50</sub> (mm) | S (m/m)   | g (m/s²) | U (m/s) | U (m²/s)    | W (m/s) | X     | Css (ppm) | Qst (ton/dia) |
|---------|----------|-------|----------|----------------------|-----------|----------|---------|-------------|---------|-------|-----------|---------------|
| 1       | 01/08/07 | 15:30 | 2,3      | 0,634                | 0,0003306 | 9,815    | 0,3298  | 1,2567E-06  | 0,072   | 0,964 | 0,040     | 0,008         |
| 2       | 21/09/07 | 14:00 | 10,0     | 2,124                | 0,0006887 | 9,815    | 0,7918  | 1,11895E-06 | 0,148   | 0,972 | 8,254     | 7,110         |
| 3       | 11/10/07 | 15:00 | 1,5      | 1,117                | 0,0002560 | 9,815    | 0,2374  | 9,8544E-07  | 0,105   | 0,960 | 0,001     | 0,000         |
| 4       | 12/10/07 | 10:30 | 3,0      | 3,544                | 0,0003774 | 9,815    | 0,3914  | 1,0363E-06  | 0,194   | 0,964 | 0,026     | 0,007         |
| 5       | 13/10/07 | 09:00 | 6,8      | 2,124                | 0,0005637 | 9,815    | 0,6378  | 1,06425E-06 | 0,148   | 0,970 | 1,980     | 1,155         |
| 6       | 13/10/07 | 15:30 | 5,2      | 1,107                | 0,0004927 | 9,815    | 0,5454  | 9,75662E-07 | 0,104   | 0,969 | 1,124     | 0,501         |
| 7       | 20/11/07 | 09:00 | 2,3      | 2,669                | 0,0003306 | 9,815    | 0,3298  | 1,0363E-06  | 0,167   | 0,962 | 0,007     | 0,001         |
| 8       | 02/01/08 | 20:15 | 6,5      | 3,788                | 0,0005518 | 9,815    | 0,6224  | 9,8544E-07  | 0,201   | 0,969 | 1,054     | 0,589         |
| 9       | 03/01/08 | 10:20 | 3,4      | 3,306                | 0,0004004 | 9,815    | 0,4222  | 1,00792E-06 | 0,187   | 0,965 | 0,054     | 0,016         |
| 10      | 31/01/08 | 18:20 | 320,0    | 4,315                | 0,0058389 | 9,815    | 3,9026  | 1,0363E-06  | 0,214   | 0,992 | 6223,718  | 172059,901    |
| 11      | 01/02/08 | 07:30 | 32,7     | 4,315                | 0,0013380 | 9,815    | 1,4386  | 9,97848E-07 | 0,214   | 0,978 | 149,736   | 422,517       |
| 12      | 01/02/08 | 13:30 | 21,0     | 4,315                | 0,0010332 | 9,815    | 1,1614  | 9,8544E-07  | 0,214   | 0,976 | 50,161    | 90,829        |
| 13      | 02/02/08 | 07:30 | 15,8     | 4,315                | 0,0008814 | 9,815    | 1,0074  | 9,87905E-07 | 0,214   | 0,974 | 22,550    | 30,748        |

CONSTANTES:  $\gamma$  = peso específico da água = 1 t/m³;  $\gamma_s$  = peso específico do sedimento = 2,65 t/m³; e g = aceleração da gravidade = 9,815 m/s².

Tabela I.3 – Cálculo da descarga sólida total pelo método de Engelund e Hansen (1997)

| Amostra | Data     | Hora  | D <sub>50</sub> (mm) | B (m)   | S (m/m)   | U (m/s) | Rh (m)      | $\tau_0$ (kgf/m²) | qb (kgf/m.s) | Qst (ton/dia) |
|---------|----------|-------|----------------------|---------|-----------|---------|-------------|-------------------|--------------|---------------|
| 1       | 01/08/07 | 15:30 | 0,634                | 18,5413 | 0,0003306 | 0,3298  | 0,376299508 | 0,124             | 0,004        | 5,925         |
| 2       | 21/09/07 | 14:00 | 2,124                | 19,7923 | 0,0006887 | 0,7918  | 0,644285057 | 0,444             | 0,043        | 73,285        |
| 3       | 11/10/07 | 15:00 | 1,117                | 18,2911 | 0,0002560 | 0,2374  | 0,304954284 | 0,078             | 0,001        | 0,854         |
| 4       | 12/10/07 | 10:30 | 3,544                | 18,7081 | 0,0003774 | 0,3914  | 0,423449439 | 0,160             | 0,001        | 2,193         |
| 5       | 13/10/07 | 09:00 | 2,124                | 19,3753 | 0,0005637 | 0,6378  | 0,562803882 | 0,317             | 0,017        | 28,146        |
| 6       | 13/10/07 | 15:30 | 1,107                | 19,1251 | 0,0004927 | 0,5454  | 0,539958203 | 0,266             | 0,018        | 29,930        |
| 7       | 20/11/07 | 09:00 | 2,669                | 18,5413 | 0,0003306 | 0,3298  | 0,376299508 | 0,124             | 0,001        | 1,408         |
| 8       | 02/01/08 | 20:15 | 3,788                | 19,3336 | 0,0005518 | 0,6224  | 0,559254931 | 0,309             | 0,009        | 14,385        |
| 9       | 03/01/08 | 10:20 | 3,306                | 18,7915 | 0,0004004 | 0,4222  | 0,446901631 | 0,179             | 0,002        | 3,256         |
| 10      | 31/01/08 | 18:20 | 4,315                | 28,2157 | 0,0058389 | 3,9026  | 2,23049109  | 13,024            | 81,495       | 198670,984    |
| 11      | 01/02/08 | 07:30 | 4,315                | 21,5437 | 0,0013380 | 1,4386  | 1,035253466 | 1,385             | 0,384        | 714,948       |
| 12      | 01/02/08 | 13:30 | 4,315                | 20,7931 | 0,0010332 | 1,1614  | 0,872455999 | 0,901             | 0,131        | 236,098       |
| 13      | 02/02/08 | 07:30 | 4,315                | 20,3761 | 0,0008814 | 1,0074  | 0,77897925  | 0,687             | 0,066        | 115,724       |

CONSTANTES:  $\gamma$  = peso específico da água = 1000 kgf/m³;  $\gamma_s$  = peso específico do sedimento = 2650 kgf/m³; e g = aceleração da gravidade = 9,815 m/s².

Tabela I.4 – Cálculo da descarga sólida total pelo método de Ackers e White (1973)

| Amostra | Data     | Hora  | Q (m³/s) | D <sub>35</sub> (mm) | U (m/s) | S (m/m)   | D (m)  | U (m²/s)    | U* (m/s) | Dgr   | n    | A    | CA   | m    | Fgr  | Ggr     | C       | Qst       |
|---------|----------|-------|----------|----------------------|---------|-----------|--------|-------------|----------|-------|------|------|------|------|------|---------|---------|-----------|
| 1       | 01/08/07 | 15:30 | 2,3      | 0,469                | 0,3298  | 0,0003306 | 0,3975 | 1,2567E-06  | 0,04     | 10,19 | 0,44 | 0,21 | 0,02 | 2,29 | 0,25 | 0,00042 | 3,447   | 0,694     |
| 2       | 21/09/07 | 14:00 | 10,0     | 0,979                | 0,7918  | 0,0006887 | 0,7335 | 1,11895E-06 | 0,07     | 22,98 | 0,24 | 0,19 | 0,03 | 1,76 | 0,34 | 0,02082 | 130,892 | 112,751   |
| 3       | 11/10/07 | 15:00 | 1,5      | 0,464                | 0,2374  | 0,0002560 | 0,3303 | 9,8544E-07  | 0,03     | 11,85 | 0,40 | 0,21 | 0,02 | 2,15 | 0,19 | 0,000   | 0,000   | 0,000     |
| 4       | 12/10/07 | 10:30 | 3,0      | 2,234                | 0,3914  | 0,0003774 | 0,4423 | 1,0363E-06  | 0,04     | 55,19 | 0,02 | 0,17 | 0,03 | 1,52 | 0,11 | 0,000   | 0,000   | 0,000     |
| 5       | 13/10/07 | 09:00 | 6,8      | 0,979                | 0,6378  | 0,0005637 | 0,6215 | 1,06425E-06 | 0,06     | 23,76 | 0,23 | 0,19 | 0,03 | 1,75 | 0,28 | 0,00853 | 61,592  | 35,931    |
| 6       | 13/10/07 | 15:30 | 5,2      | 0,59                 | 0,5454  | 0,0004927 | 0,5543 | 9,75662E-07 | 0,05     | 15,17 | 0,34 | 0,20 | 0,03 | 1,98 | 0,32 | 0,01051 | 65,784  | 29,328    |
| 7       | 20/11/07 | 09:00 | 2,3      | 1,461                | 0,3298  | 0,0003306 | 0,3975 | 1,0363E-06  | 0,04     | 36,10 | 0,13 | 0,18 | 0,03 | 1,61 | 0,12 | 0,000   | 0,000   | 0,000     |
| 8       | 02/01/08 | 20:15 | 6,5      | 1,312                | 0,6224  | 0,0005518 | 0,6103 | 9,8544E-07  | 0,06     | 33,52 | 0,15 | 0,18 | 0,03 | 1,63 | 0,23 | 0,00347 | 27,996  | 15,650    |
| 9       | 03/01/08 | 10:20 | 3,4      | 1,09                 | 0,4222  | 0,0004004 | 0,4647 | 1,00792E-06 | 0,04     | 27,43 | 0,19 | 0,18 | 0,03 | 1,69 | 0,18 | 0,000   | 0,000   | 0,000     |
| 10      | 31/01/08 | 18:20 | 320,0    | 2,544                | 3,9026  | 0,0058389 | 2,9959 | 1,0363E-06  | 0,41     | 62,85 | 0,00 | 0,17 | 0,03 | 1,50 | 0,83 | 0,19336 | 435,120 | 12029,272 |
| 11      | 01/02/08 | 07:30 | 32,7     | 2,544                | 1,4386  | 0,0013380 | 1,2039 | 9,97848E-07 | 0,13     | 64,46 | 0,00 | 0,17 | 0,03 | 1,50 | 0,34 | 0,02520 | 141,123 | 398,212   |
| 12      | 01/02/08 | 13:30 | 21,0     | 2,544                | 1,1614  | 0,0010332 | 1,0023 | 9,8544E-07  | 0,10     | 65,00 | 0,00 | 0,17 | 0,03 | 1,50 | 0,28 | 0,01325 | 89,097  | 161,334   |
| 13      | 02/02/08 | 07:30 | 15,8     | 2,544                | 1,0074  | 0,0008814 | 0,8903 | 9,87905E-07 | 0,09     | 64,89 | 0,00 | 0,17 | 0,03 | 1,50 | 0,25 | 0,00770 | 58,334  | 79,542    |

CONSTANTES:  $\gamma$  = peso específico da água = 1 t/m³;  $\gamma_s$  = peso específico do sedimento = 2,65 t/m³;  $s$  = 2,65; e  $\alpha$  = 10, coeficiente adotado e que representa regime turbulento, devido à rugosidade do canal fluvial.

Tabela I.5 – Cálculo da descarga sólida total pelo método de Karim (1998)

| Amostra | Data     | Hora  | D <sub>50</sub> (mm) | B (m)   | S (m/m)   | U (m/s) | d (m) | U (m²/s)    | U* (m/s) | W (m/s) | qb (m³/s/m) | Qst (ton/dia) |
|---------|----------|-------|----------------------|---------|-----------|---------|-------|-------------|----------|---------|-------------|---------------|
| 1       | 01/08/07 | 15:30 | 0,634                | 18,5413 | 0,0003306 | 0,3298  | 0,398 | 1,2567E-06  | 0,036    | 0,083   | 0,0000009   | 3,700         |
| 2       | 21/09/07 | 14:00 | 2,124                | 19,7923 | 0,0006887 | 0,7918  | 0,734 | 1,11895E-06 | 0,070    | 0,151   | 0,0000132   | 59,972        |
| 3       | 11/10/07 | 15:00 | 1,117                | 18,2911 | 0,0002560 | 0,2374  | 0,330 | 9,8544E-07  | 0,029    | 0,110   | 0,0000002   | 0,661         |
| 4       | 12/10/07 | 10:30 | 3,544                | 18,7081 | 0,0003774 | 0,3914  | 0,442 | 1,0363E-06  | 0,040    | 0,196   | 0,0000005   | 2,144         |
| 5       | 13/10/07 | 09:00 | 2,124                | 19,3753 | 0,0005637 | 0,6378  | 0,622 | 1,06425E-06 | 0,059    | 0,151   | 0,0000053   | 23,601        |
| 6       | 13/10/07 | 15:30 | 1,107                | 19,1251 | 0,0004927 | 0,5454  | 0,554 | 9,75662E-07 | 0,052    | 0,109   | 0,0000044   | 19,484        |
| 7       | 20/11/07 | 09:00 | 2,669                | 18,5413 | 0,0003306 | 0,3298  | 0,398 | 1,0363E-06  | 0,036    | 0,170   | 0,0000003   | 1,314         |
| 8       | 02/01/08 | 20:15 | 3,788                | 19,3336 | 0,0005518 | 0,6224  | 0,610 | 9,8544E-07  | 0,057    | 0,202   | 0,0000032   | 14,025        |
| 9       | 03/01/08 | 10:20 | 3,306                | 18,7915 | 0,0004004 | 0,4222  | 0,465 | 1,00792E-06 | 0,043    | 0,189   | 0,0000007   | 3,070         |
| 10      | 31/01/08 | 18:20 | 4,315                | 28,2157 | 0,0058389 | 3,9026  | 2,996 | 1,0363E-06  | 0,414    | 0,216   | 0,0122736   | 79290,832     |
| 11      | 01/02/08 | 07:30 | 4,315                | 21,5437 | 0,0013380 | 1,4386  | 1,204 | 9,97848E-07 | 0,126    | 0,216   | 0,0001097   | 541,355       |
| 12      | 01/02/08 | 13:30 | 4,315                | 20,7931 | 0,0010332 | 1,1614  | 1,002 | 9,8544E-07  | 0,101    | 0,216   | 0,0000420   | 199,974       |
| 13      | 02/02/08 | 07:30 | 4,315                | 20,3761 | 0,0008814 | 1,0074  | 0,890 | 9,87905E-07 | 0,088    | 0,216   | 0,0000225   | 104,751       |

CONSTANTES:  $g$  = aceleração da gravidade = 9,815 m/s².

Tabela I.6 – Cálculo da descarga sólida total pelo método de Cheng (2002)

| Amostra | Data     | Hora  | D <sub>50</sub> (mm) | B (m)   | S (m/m)   | d (m)  | U (m <sup>2</sup> /s) | U* (m/s) | Θ           | Φ         | qb          | Qst (ton_dia) |
|---------|----------|-------|----------------------|---------|-----------|--------|-----------------------|----------|-------------|-----------|-------------|---------------|
| 1       | 01/08/07 | 15:30 | 0,634                | 18,5413 | 0,0003306 | 0,3975 | 1,2567E-06            | 0,04     | 0,125640882 | 0,188385  | 0,000012102 | 51,377        |
| 2       | 21/09/07 | 14:00 | 2,124                | 19,7923 | 0,0006887 | 0,7335 | 1,11895E-06           | 0,07     | 0,144134654 | 0,285278  | 0,000112380 | 509,264       |
| 3       | 11/10/07 | 15:00 | 1,117                | 18,2911 | 0,0002560 | 0,3303 | 9,8544E-07            | 0,03     | 0,045873342 | 0,000787  | 0,000000118 | 0,495         |
| 4       | 12/10/07 | 10:30 | 3,544                | 18,7081 | 0,0003774 | 0,4423 | 1,0363E-06            | 0,04     | 0,028546652 | 0,000002  | 0,000000002 | 0,007         |
| 5       | 13/10/07 | 09:00 | 2,124                | 19,3753 | 0,0005637 | 0,6215 | 1,06425E-06           | 0,06     | 0,099969856 | 0,084480  | 0,000033279 | 147,633       |
| 6       | 13/10/07 | 15:30 | 1,107                | 19,1251 | 0,0004927 | 0,5543 | 9,75662E-07           | 0,05     | 0,14951694  | 0,316508  | 0,000046913 | 205,427       |
| 7       | 20/11/07 | 09:00 | 2,669                | 18,5413 | 0,0003306 | 0,3975 | 1,0363E-06            | 0,04     | 0,029845005 | 0,000004  | 0,000000002 | 0,010         |
| 8       | 02/01/08 | 20:15 | 3,788                | 19,3336 | 0,0005518 | 0,6103 | 9,8544E-07            | 0,06     | 0,053877204 | 0,002983  | 0,000002799 | 12,389        |
| 9       | 03/01/08 | 10:20 | 3,306                | 18,7915 | 0,0004004 | 0,4647 | 1,00792E-06           | 0,04     | 0,034113282 | 0,000029  | 0,000000022 | 0,096         |
| 10      | 31/01/08 | 18:20 | 4,315                | 28,2157 | 0,0058389 | 2,9959 | 1,0363E-06            | 0,41     | 2,456943924 | 49,419432 | 0,056371043 | 364171,971    |
| 11      | 01/02/08 | 07:30 | 4,315                | 21,5437 | 0,0013380 | 1,2039 | 9,97848E-07           | 0,13     | 0,22624083  | 0,879044  | 0,001002695 | 4945,941      |
| 12      | 01/02/08 | 13:30 | 4,315                | 20,7931 | 0,0010332 | 1,0023 | 9,8544E-07            | 0,10     | 0,145447054 | 0,292774  | 0,000333957 | 1589,898      |
| 13      | 02/02/08 | 07:30 | 4,315                | 20,3761 | 0,0008814 | 0,8903 | 9,87905E-07           | 0,09     | 0,110218636 | 0,121309  | 0,000138373 | 645,553       |

CONSTANTES:  $g$  = aceleração da gravidade = 9,815 m/s<sup>2</sup>.

## APÊNDICE J – EXEMPLO DE CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA PELO MÉTODO DE YANG (1973)

Tabela J.1 - Dados da amostra do dia 01 Fevereiro de 2008 às 7:30 horas

| Dados         | Valores     | Unidade           |
|---------------|-------------|-------------------|
| Q             | 32,659      | m <sup>3</sup> /s |
| B             | 21,5437     | m                 |
| U             | 1,4386      | m/s               |
| d             | 1,2039      | m                 |
| S             | 0,001337967 | m/m               |
| g             | 9,815       | m/s <sup>2</sup>  |
| $\mathcal{U}$ | 9,97848E-07 | m <sup>2</sup> /s |
| $\gamma_s$    | 2,65        | t/m <sup>3</sup>  |
| $\gamma$      | 1,00        | t/m <sup>3</sup>  |
| Rh            | 1,035253466 | m                 |
| U*            | 0,116598015 |                   |

Tabela J.2 – Cálculo da descarga sólida total pelo método de Yang (1973) do dia 01/02/2008 às 07:30 horas

| Dinf                 | Dsup  | D (mm)      | lb (%) | W (m/s) | U*/W        | W.D/v    | U*.D/v      | U.S/W  | Uc/W | Uc.S/W  | log (CT) | Ib.CT             |
|----------------------|-------|-------------|--------|---------|-------------|----------|-------------|--------|------|---------|----------|-------------------|
| 0,004                | 0,125 | 0,02236068  | 9,8    | 0,00072 | 161,0355099 | 0,016    | 2,556089089 | 2,6584 | 7,85 | 0,01051 | 5,72001  | 51415,298         |
| 0,125                | 0,250 | 0,176776695 | 8,3    | 0,02112 | 5,520344067 | 3,661    | 20,20765856 | 0,0911 | 2,67 | 0,00357 | 3,52217  | 277,499           |
| 0,250                | 0,500 | 0,353553391 | 5,1    | 0,04685 | 2,488639006 | 16,240   | 40,41531713 | 0,0411 | 2,28 | 0,00305 | 3,23311  | 88,063            |
| 0,500                | 1,000 | 0,707106781 | 3,8    | 0,07915 | 1,473183185 | 54,868   | 80,83063425 | 0,0243 | 2,05 | 0,00274 | 3,13669  | 52,370            |
| 1,000                | 1,700 | 1,303840481 | 16,8   | 0,11405 | 1,022384633 | 145,781  | 149,0443252 | 0,0169 | 2,05 | 0,00274 | 3,12665  | 224,269           |
| 1,700                | 4,000 | 2,607680962 | 56,1   | 0,16546 | 0,704687818 | 423,008  | 298,0886504 | 0,0116 | 2,05 | 0,00274 | 3,16875  | 827,993           |
| 4,000                | 8,000 | 5,656854249 | 0,0    | 0,24605 | 0,473874543 | 1364,591 | 646,645074  | 0,0078 | 2,05 | 0,00274 | 3,26739  | 0,000             |
| Soma                 |       |             |        |         |             |          |             |        |      |         |          | 52885,492         |
| <b>Qst (ton/dia)</b> |       |             |        |         |             |          |             |        |      |         |          | <b>149228,981</b> |

## APÊNDICE K – HIDROGRAMAS DE SIMULAÇÃO NOS PROCESSOS DE CALIBRAÇÃO

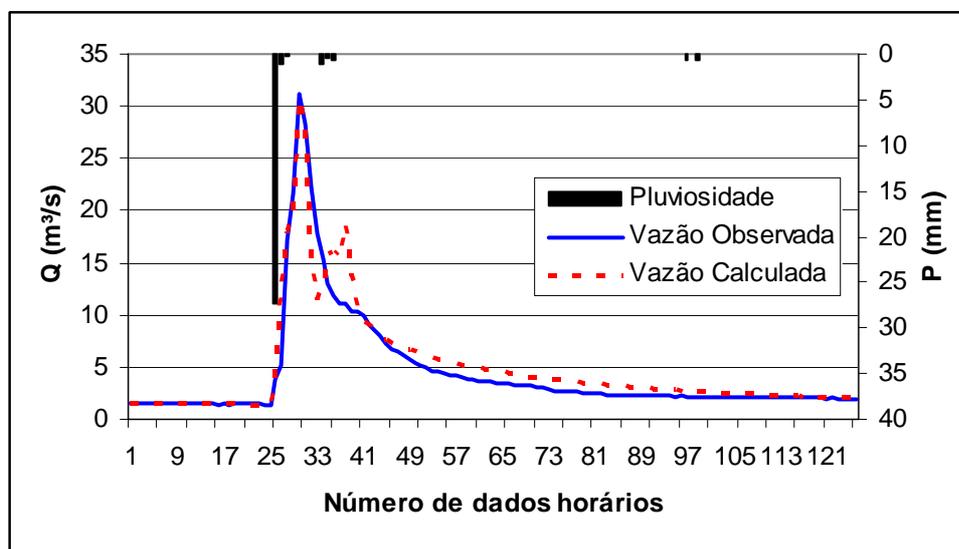


Figura K.1 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 1 (04/10/2006 – 18:00 horas a 09/10/2006 – 23:00 horas)

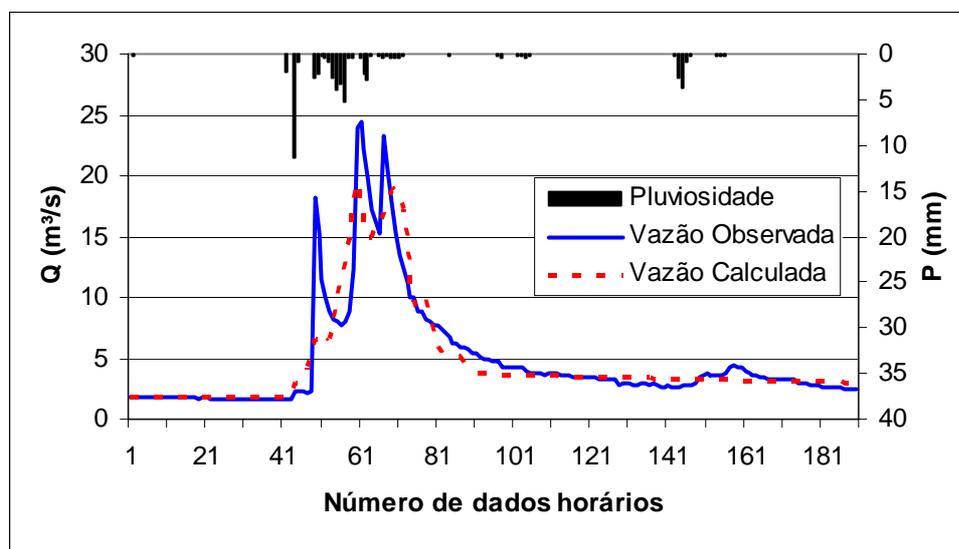


Figura K.2 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 2 (08/10/2006 – 00:00 horas a 15/10/2006 – 21:00 horas)

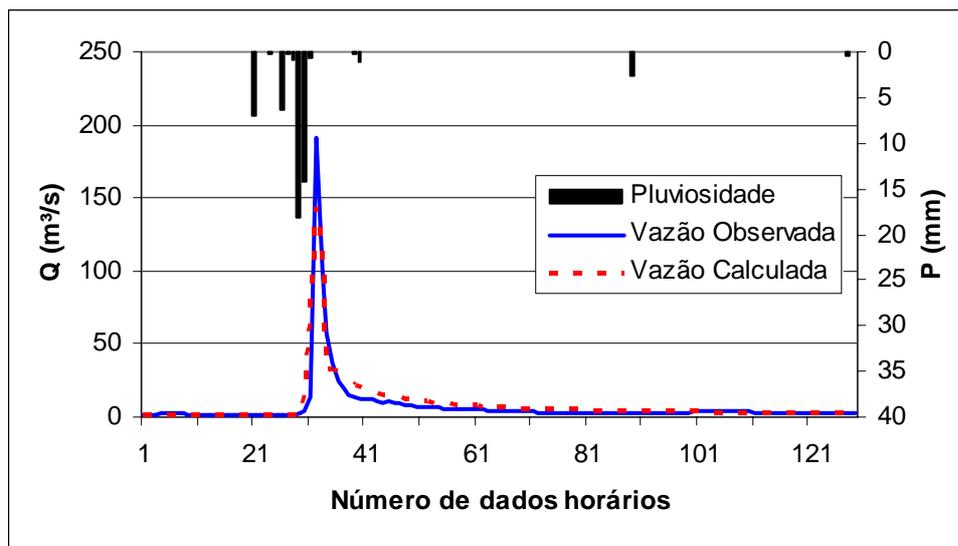


Figura K.3 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 3 (01/11/2006 – 01:00 horas a 06/11/2006 – 09:00 horas)

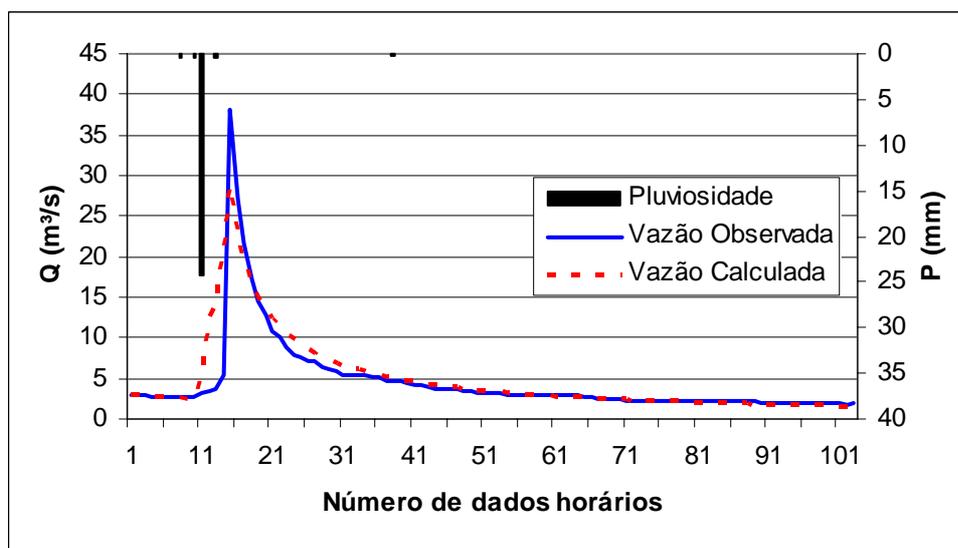


Figura K.4 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 4 (06/11/2006 – 01:00 horas a 10/11/2006 – 07:00 horas)

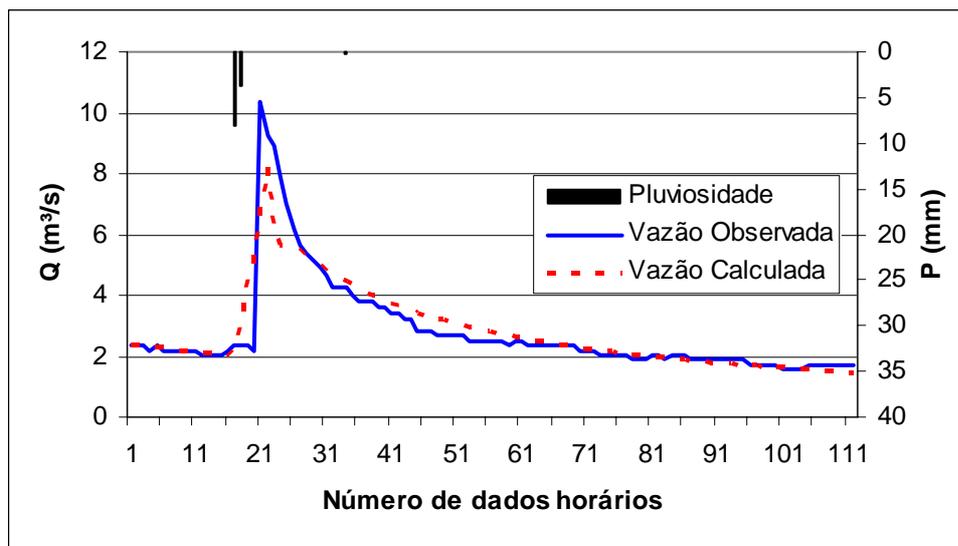


Figura K.5 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 5 (15/12/2006 – 17:00 horas a 19/12/2006 – 15:00 horas)

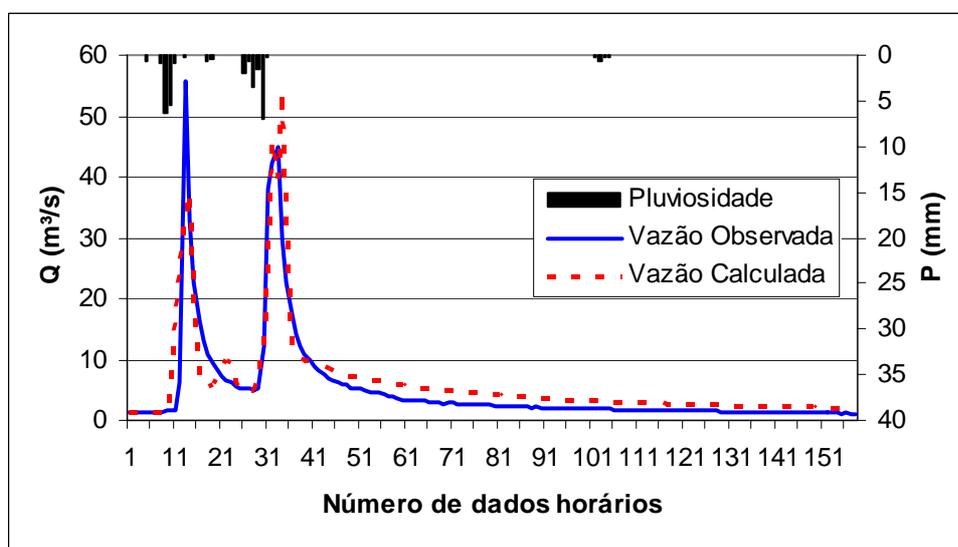


Figura K.6 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 6 (11/01/2007 – 12:00 horas a 18/01/2007 – 01:00 horas)

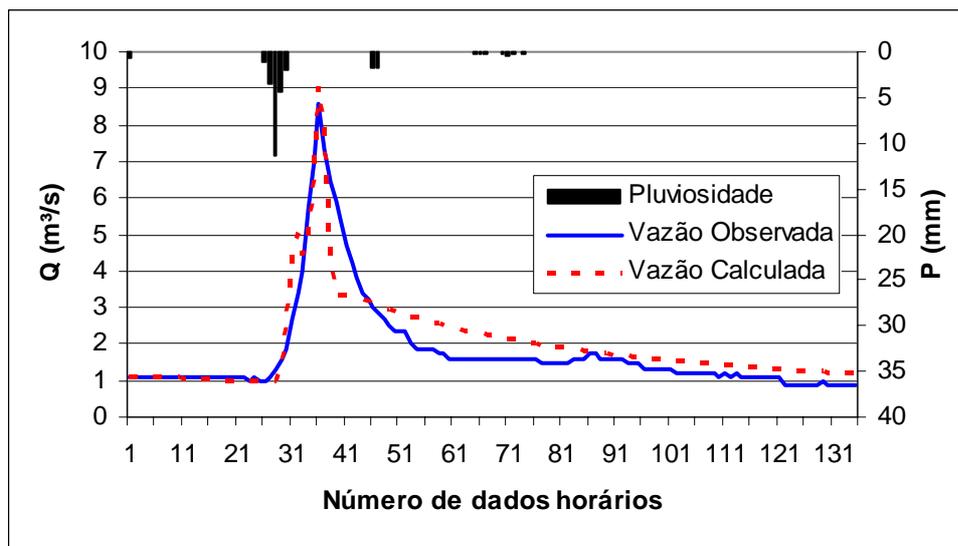


Figura K.7 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 7 (19/01/2007 – 00:00 horas a 24/01/2007 – 14:00 horas)

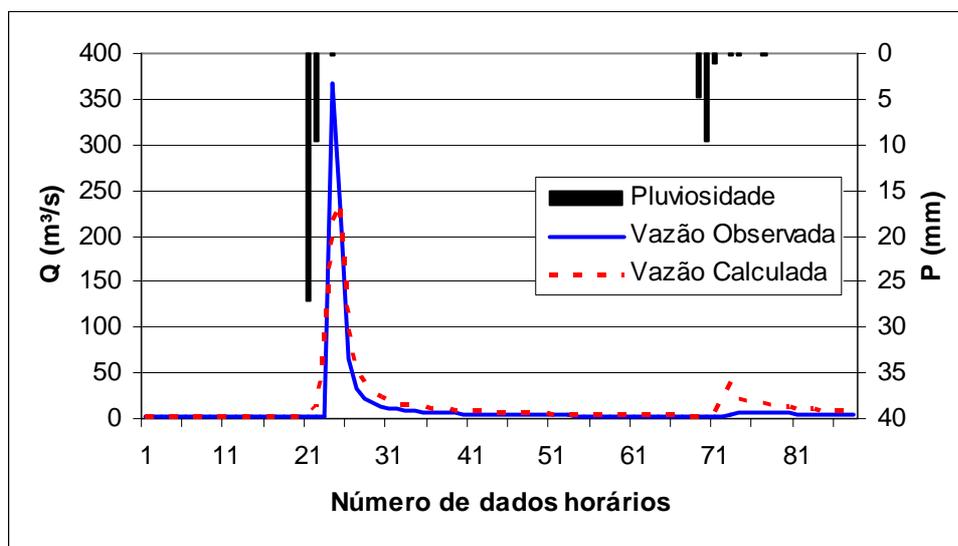


Figura K.8 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 8 (28/02/2007 – 00:00 horas a 03/03/2007 – 15:00 horas)

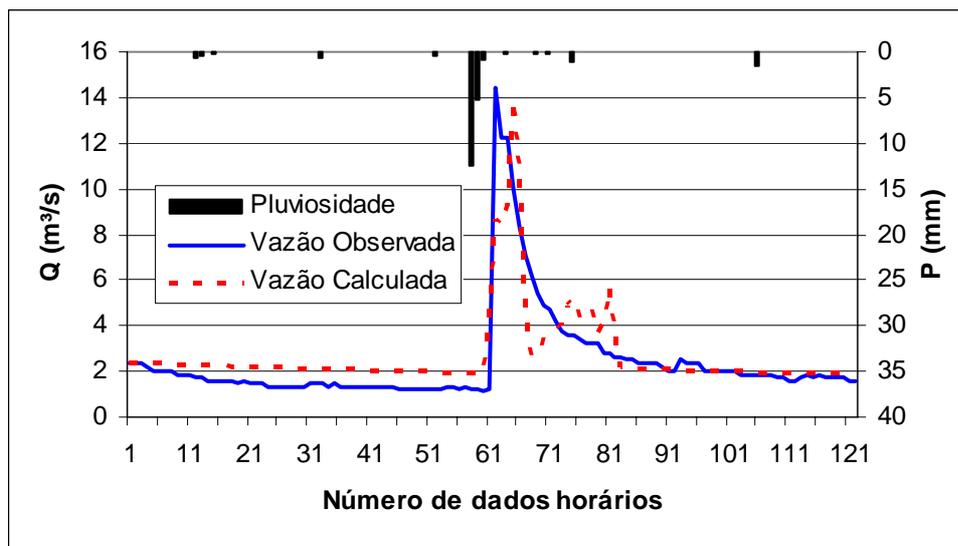


Figura K.9 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 9 (11/03/2007 – 07:00 horas a 16/03/2007 – 08:00 horas)

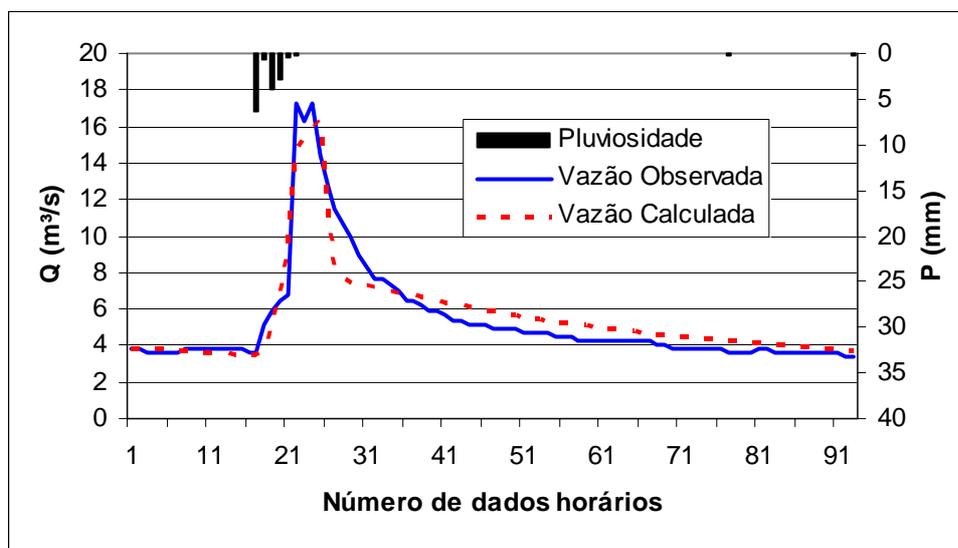


Figura K.10 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 10 (03/04/2007 – 02:00 horas a 06/04/2007 – 22:00 horas)

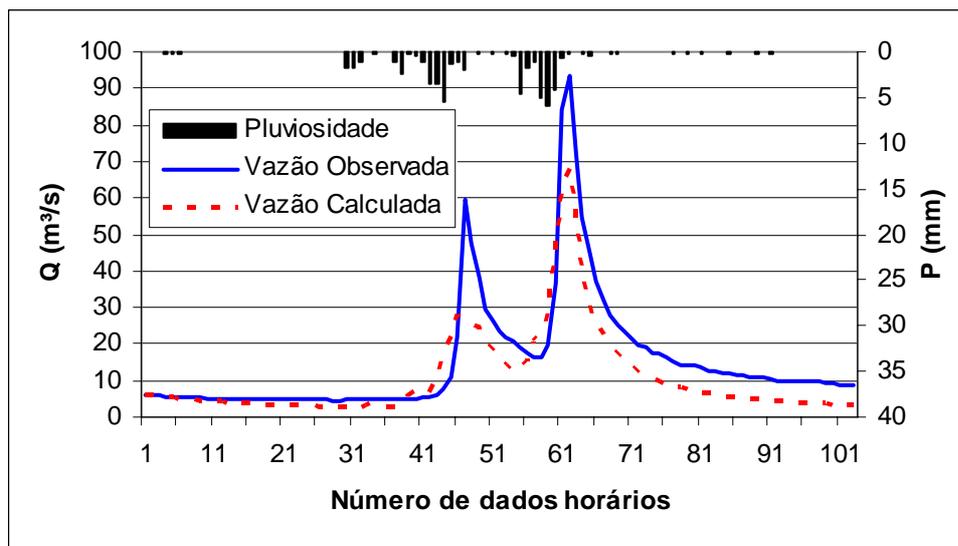


Figura K.11 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 11 (15/05/2007 – 13:00 horas a 19/05/2007 – 19:00 horas)

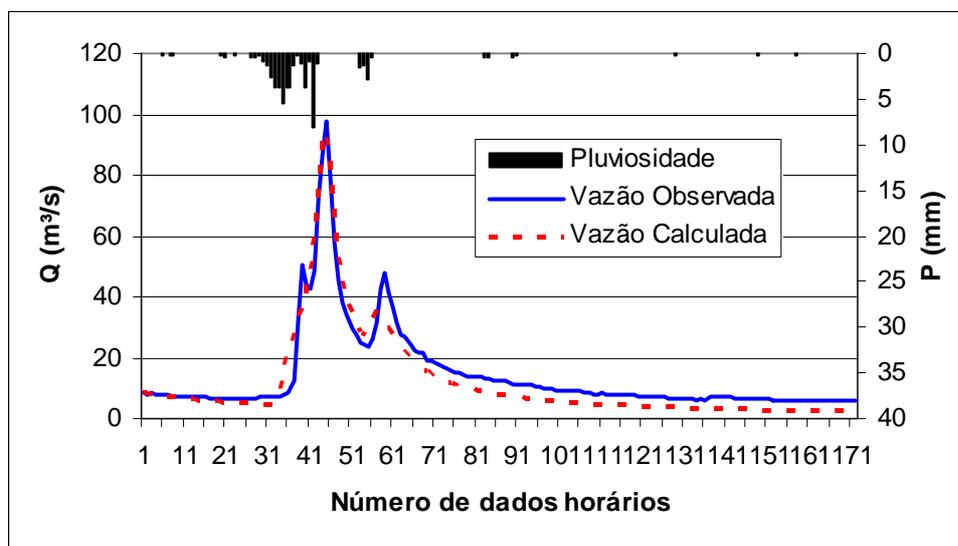


Figura K.12 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 12 (19/05/2007 – 20:00 horas a 26/05/2007 – 23:00 horas)

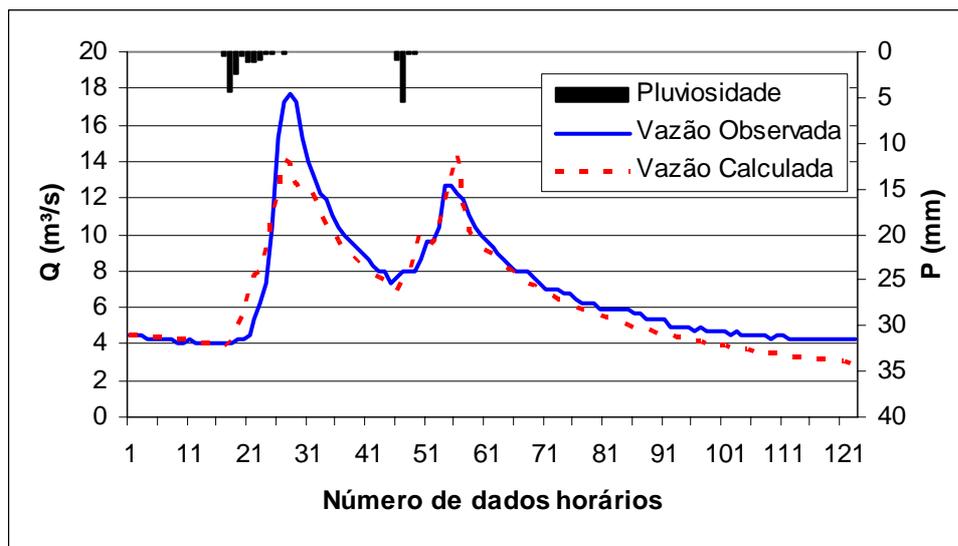


Figura K.13 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 13 (12/07/2007 – 01:00 horas a 17/07/2007 – 03:00 horas)

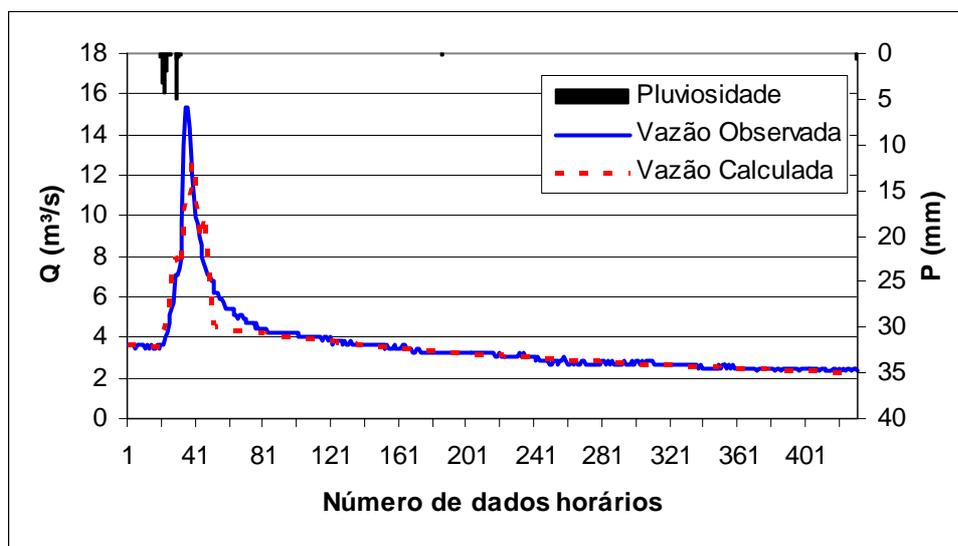


Figura K.14 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 14 (01/08/2007 – 21:00 horas a 19/08/2007 – 19:00 horas)

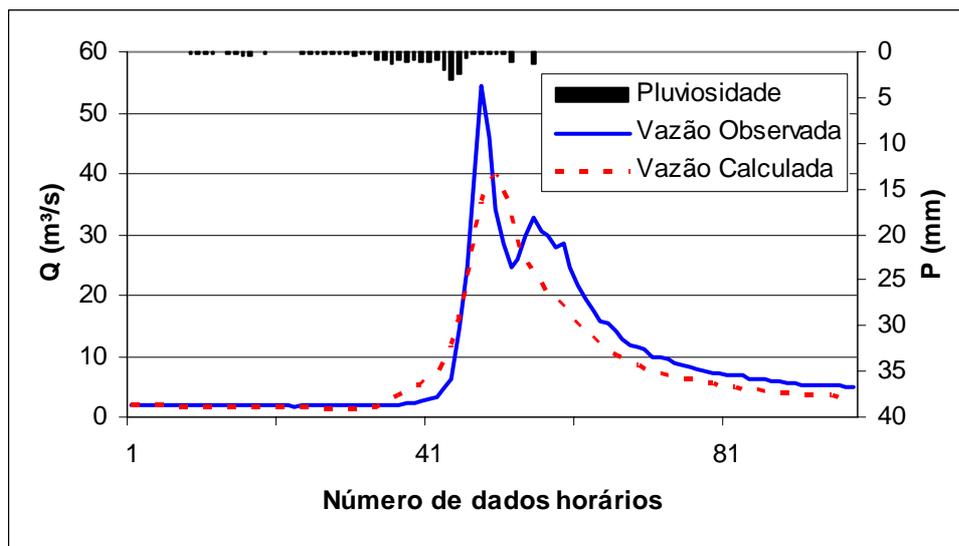


Figura K.15 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de calibração do TOPMODEL, correspondente ao Evento 15 (29/08/2007 – 11:00 horas a 02/09/2007 – 12:00 horas)

## APÊNDICE L – HIDROGRAMAS DE SIMULAÇÃO NOS PROCESSOS DE VALIDAÇÃO

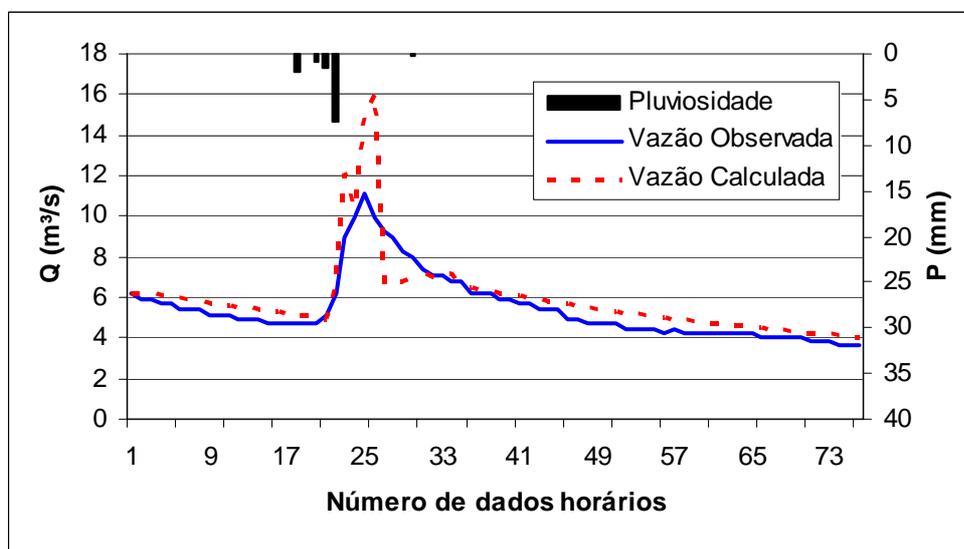


Figura L.1 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 16 (02/09/2007 – 00:00 horas a 05/09/2007 – 03:00 horas)

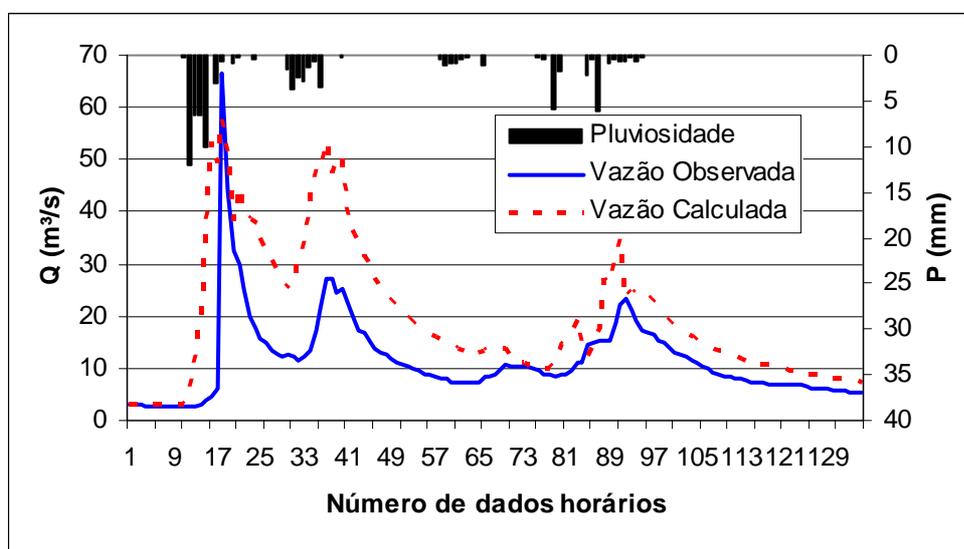


Figura L.2 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 17 (20/09/2007 – 09:00 horas a 25/09/2007 – 23:00 horas)

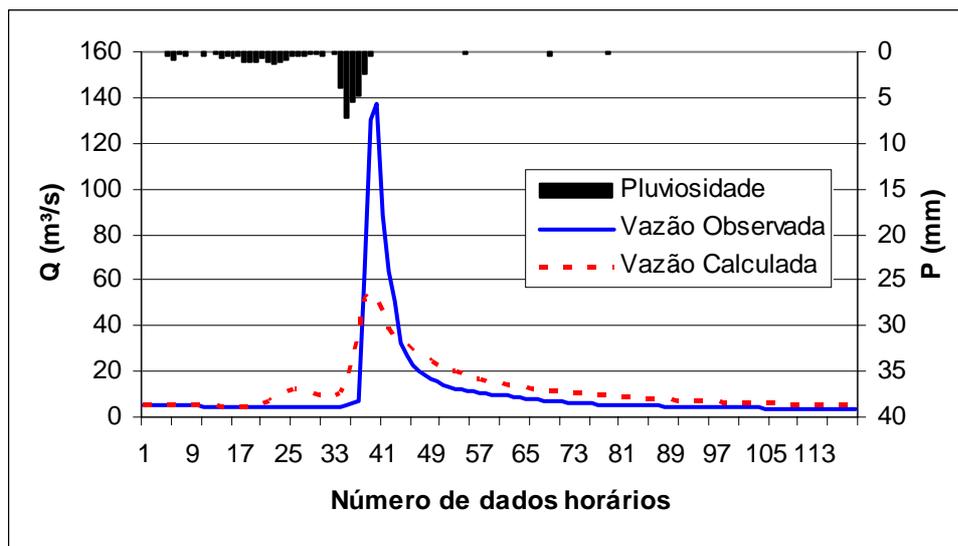


Figura L.3 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 18 (26/09/2007 – 00:00 horas a 30/09/2007 – 23:00 horas)

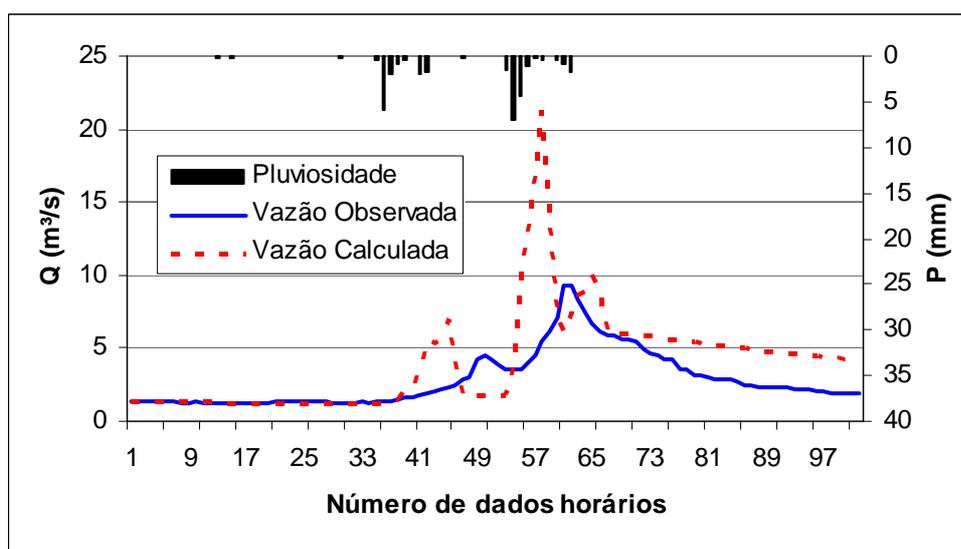


Figura L.4 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 19 (10/10/2007 – 14:00 horas a 14/10/2007 – 19:00 horas)

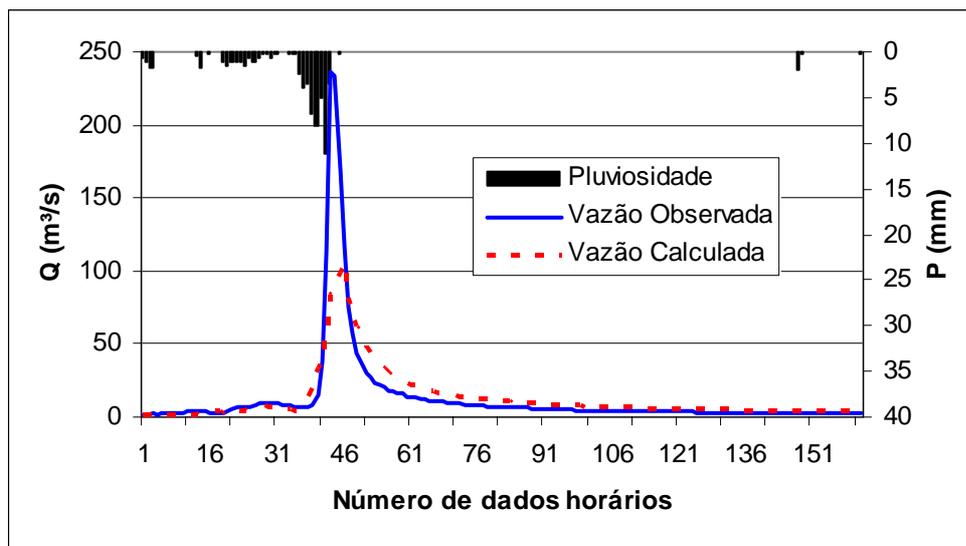


Figura L.5 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 20 (14/10/2007 – 20:00 horas a 21/10/2007 – 13:00 horas)

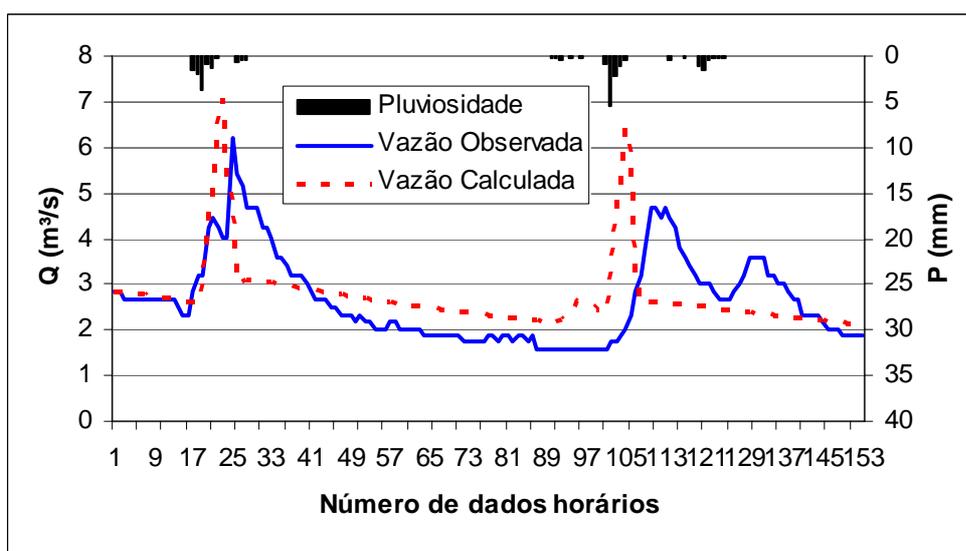


Figura L.6 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 21 (10/11/2007 – 02:00 horas a 16/11/2007 – 10:00 horas)

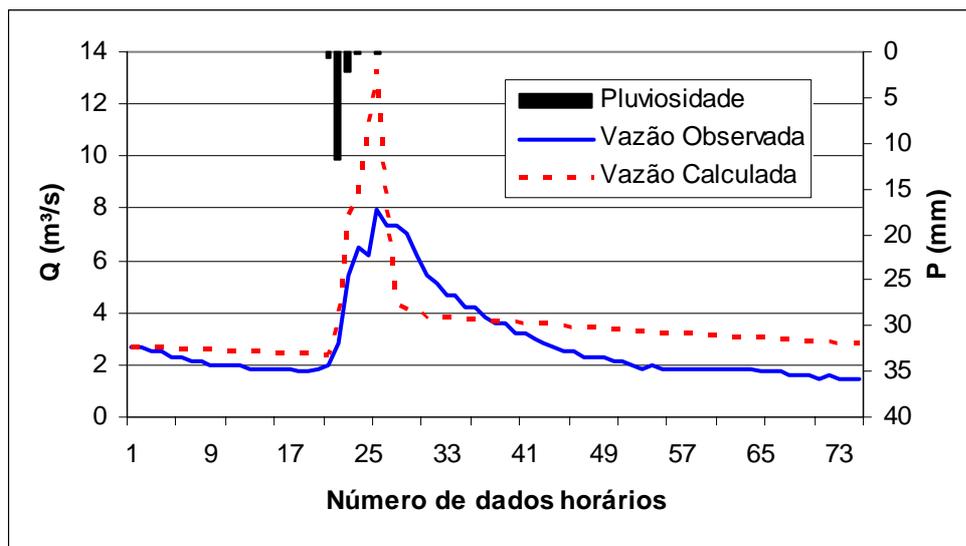


Figura L.7 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 22 (25/12/2006 – 00:00 horas a 28/12/2006 – 02:00 horas)

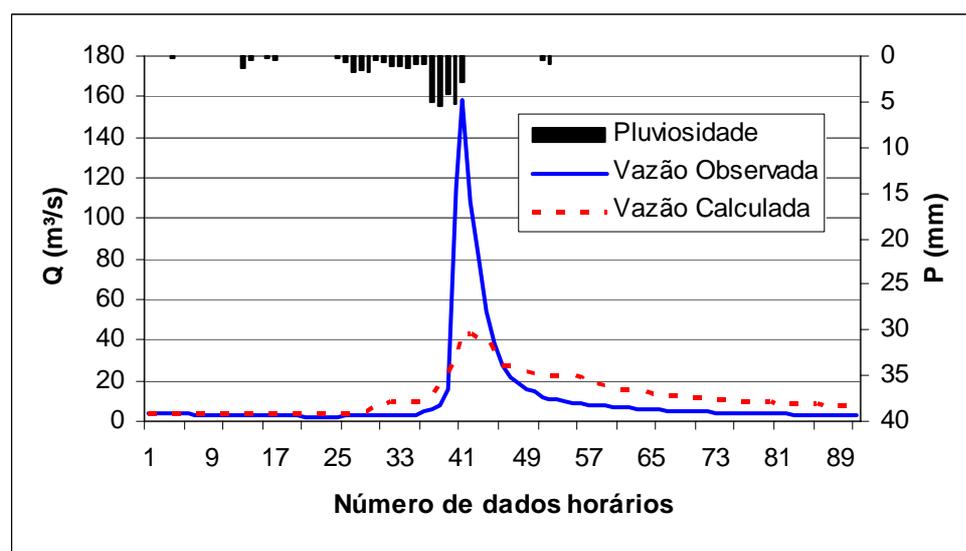


Figura L.8 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 23 (20/02/2007 – 00:00 horas a 23/02/2007 – 18:00 horas)

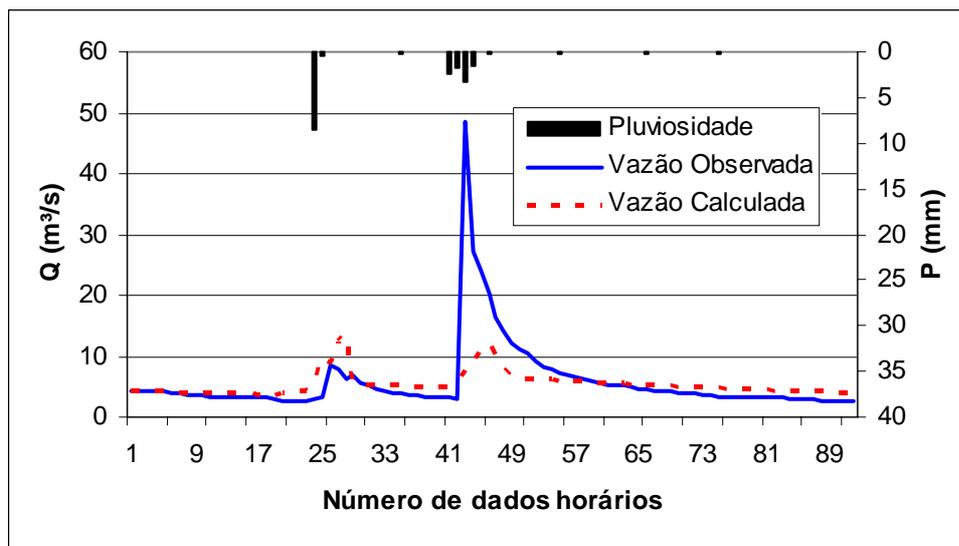


Figura L.9 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 24 (23/02/2007 – 00:00 horas a 26/02/2007 – 19:00 horas)

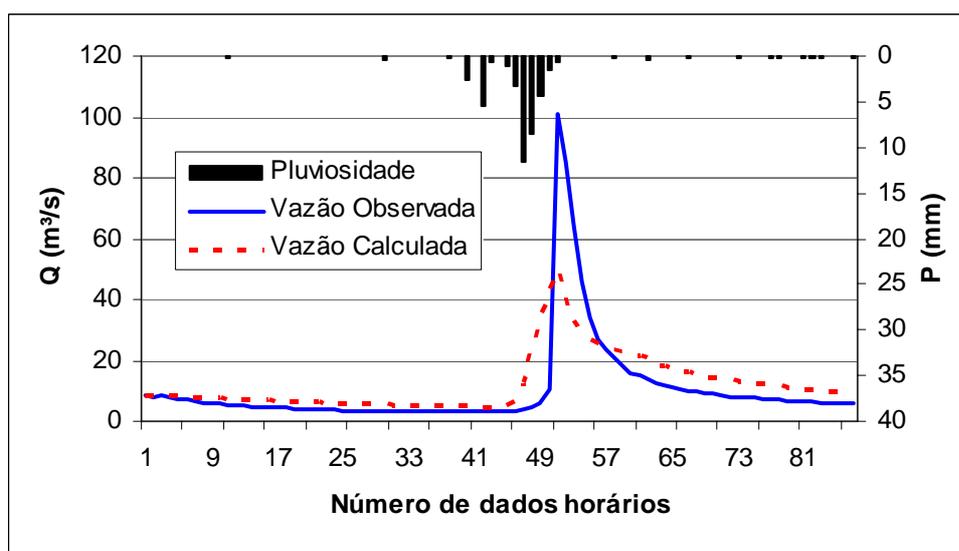
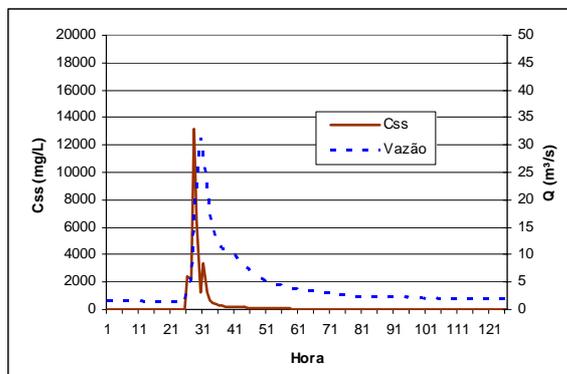
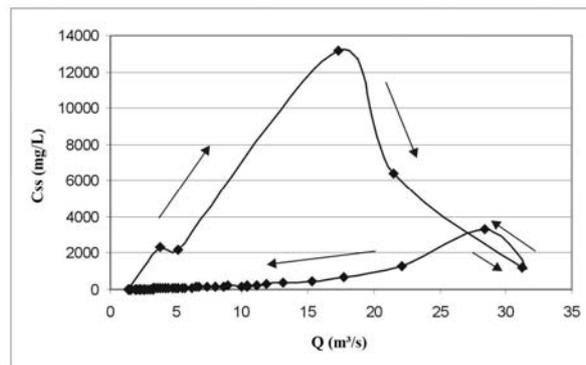


Figura L.10 – Pluviosidade e vazões observada e simulada no processo de validação utilizando o TOPMODEL, correspondente ao Evento 25 (11/05/2007 – 22:00 horas a 15/05/2007 – 12:00 horas)

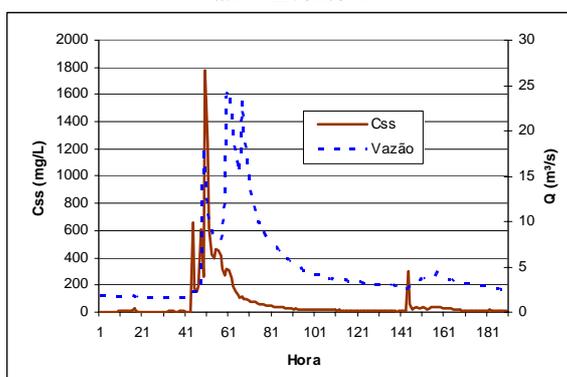
## APÊNDICE M – HIDROSEDIMENTOGRAMAS E ÍNDICE DE CORRELAÇÃO ENTRE VAZÃO E CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO



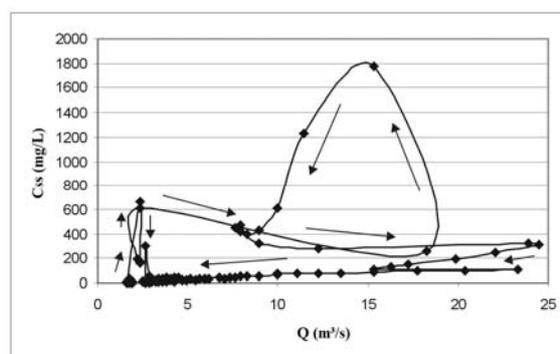
a.1 – Evento 1



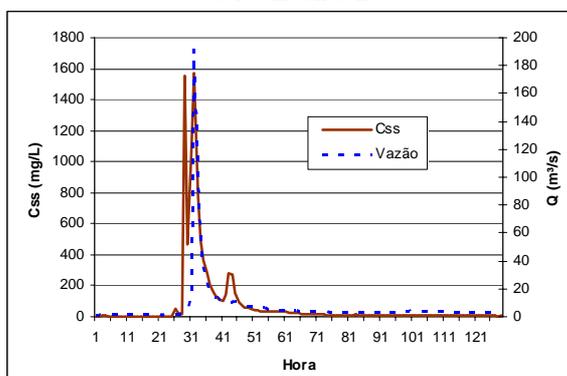
a.2 – Evento 1



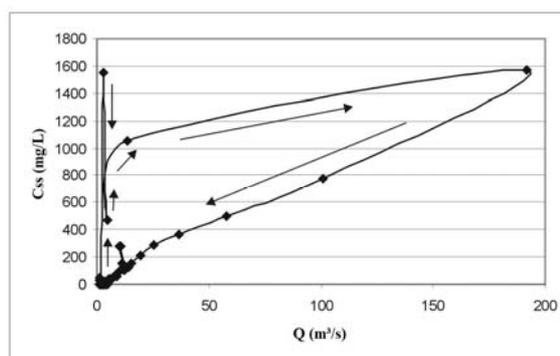
b.1 – Evento 2



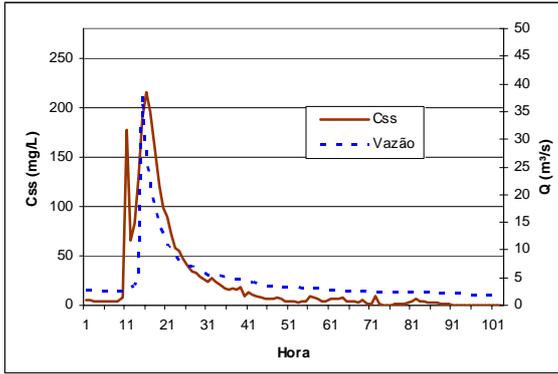
b.2 – Evento 2



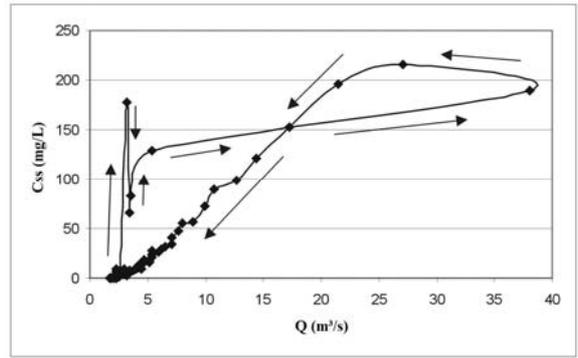
c.1 – Evento 3



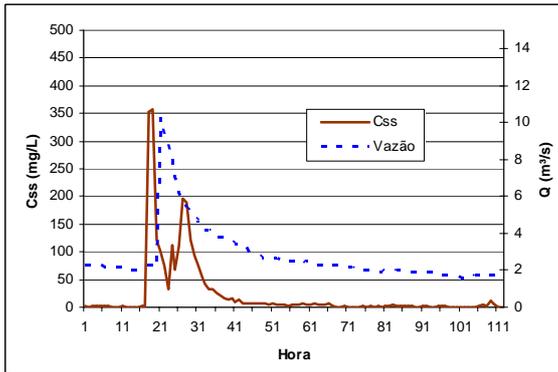
c.2 – Evento 3



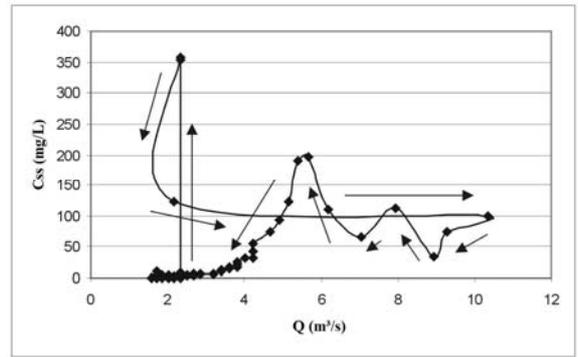
d.1 – Evento 4



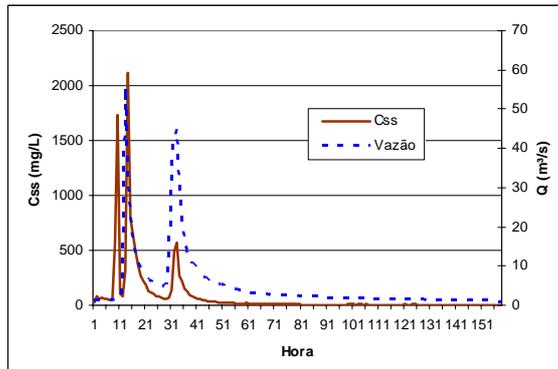
d.2 – Evento 4



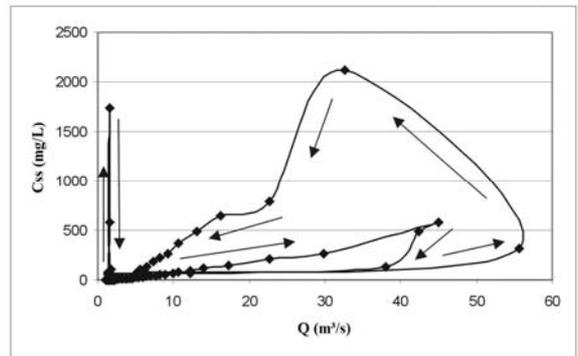
e.1 – Evento 5



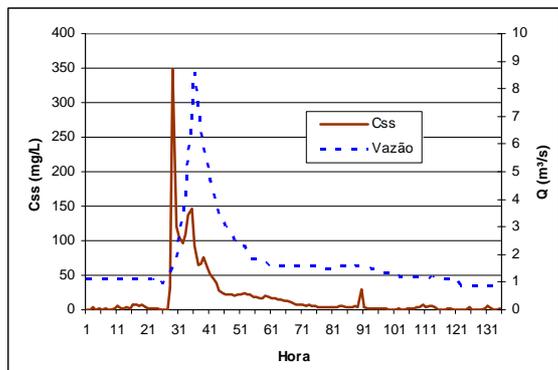
e.2 – Evento 5



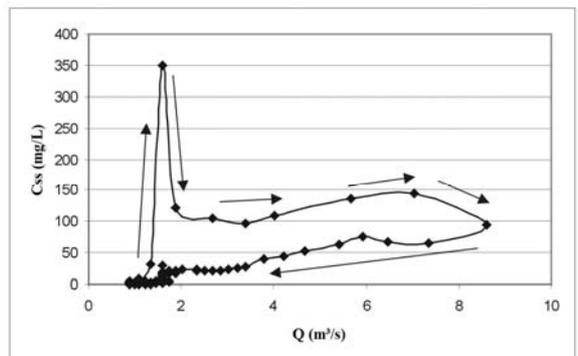
f.1 – Evento 6



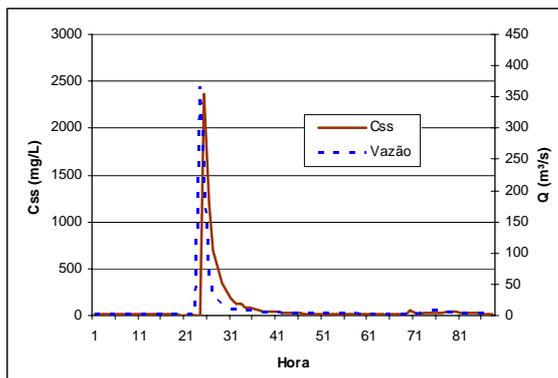
f.2 – Evento 6



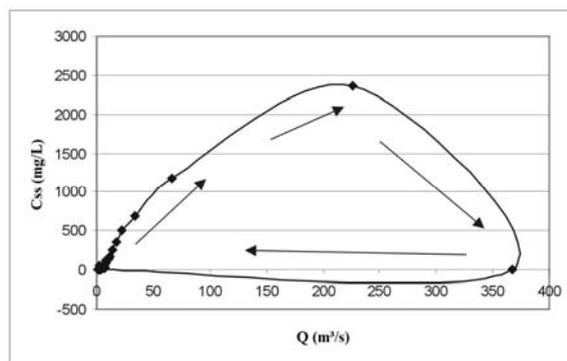
g.1 – Evento 7



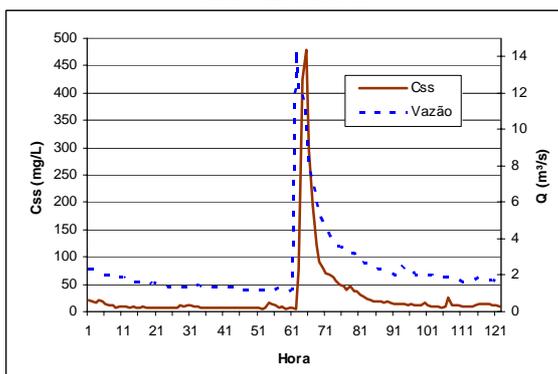
g.2 – Evento 7



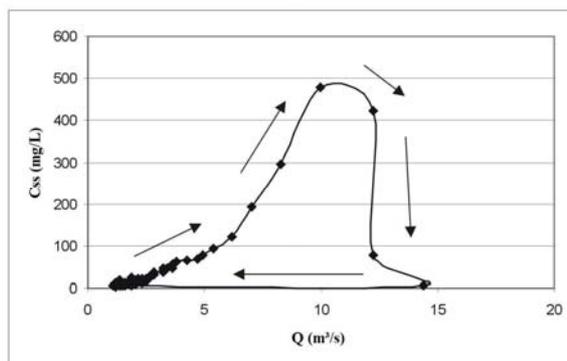
h.1 – Evento 8



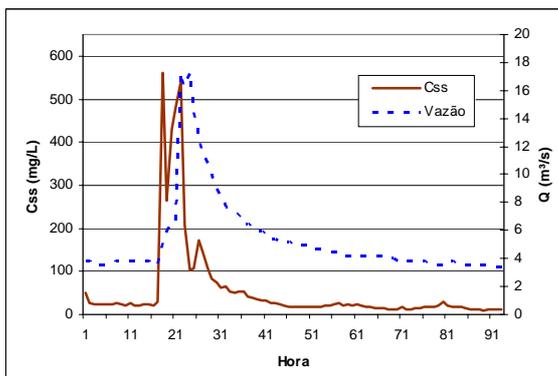
h.2 – Evento 8



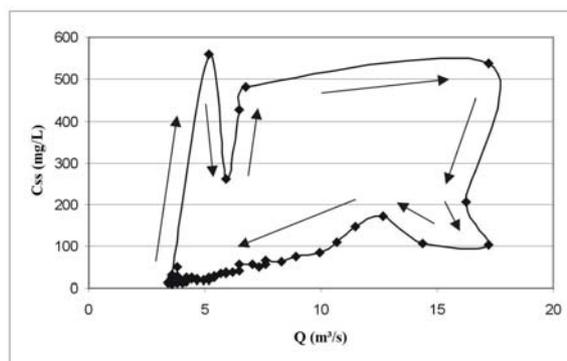
i.1 – Evento 9



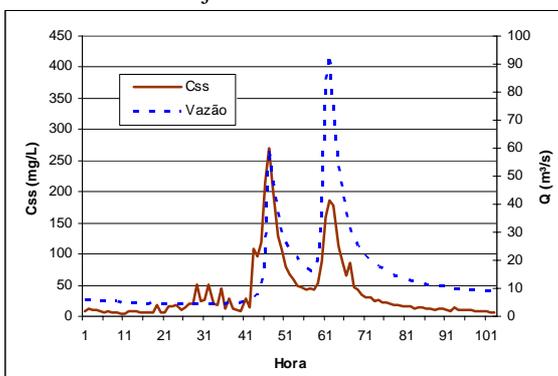
i.2 – Evento 9



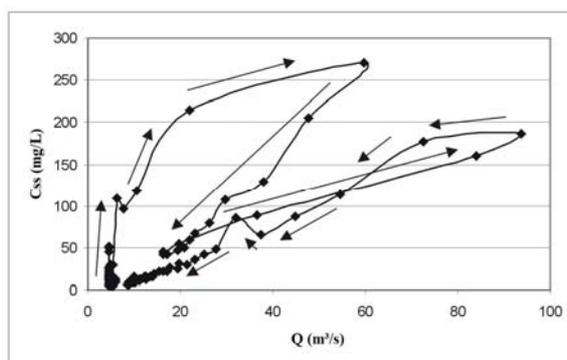
j.1 – Evento 10



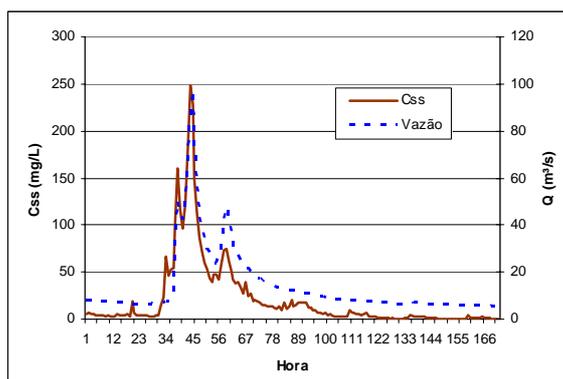
j.2 – Evento 10



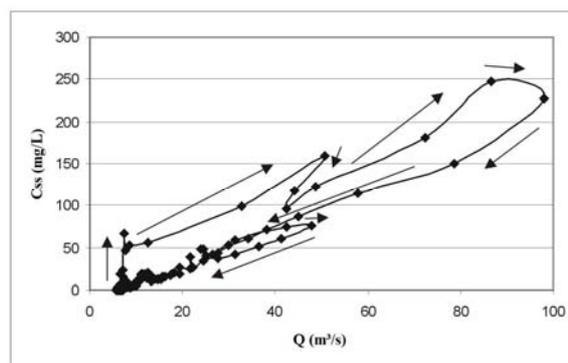
k.1 – Evento 11



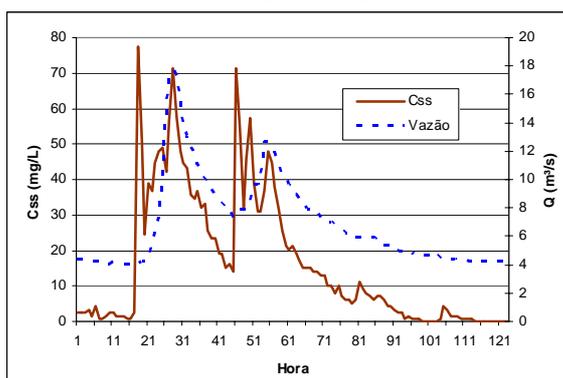
k.2 – Evento 11



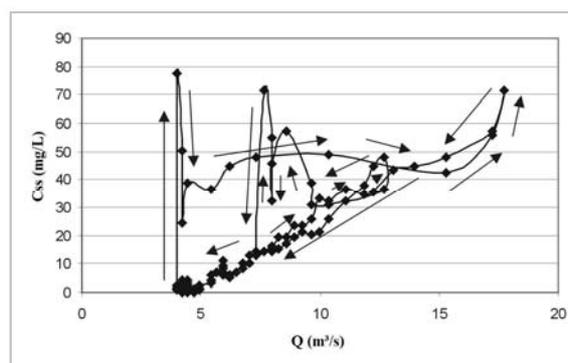
1.1 – Evento 12



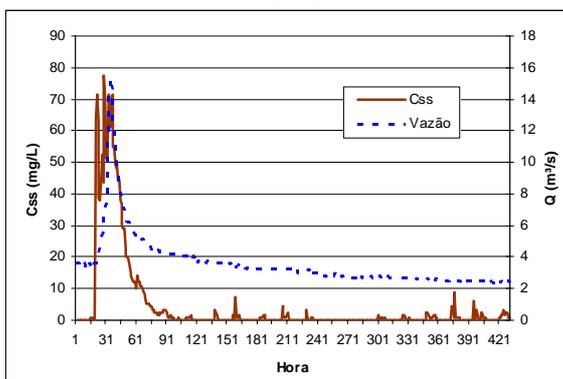
1.2 – Evento 12



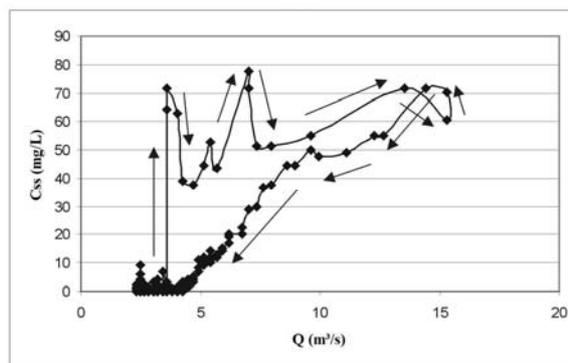
m.1 – Evento 13



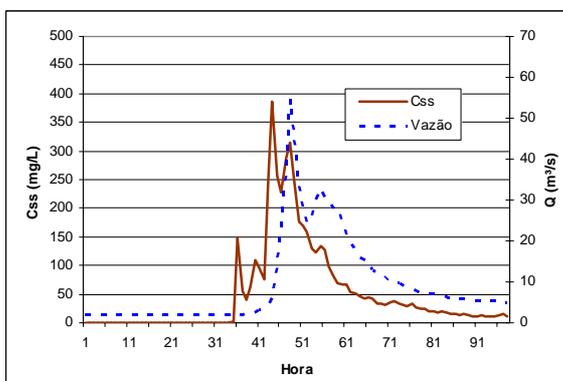
m.2 – Evento 13



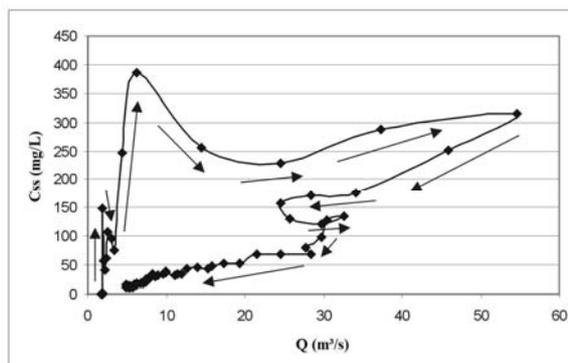
n.1 – Evento 14



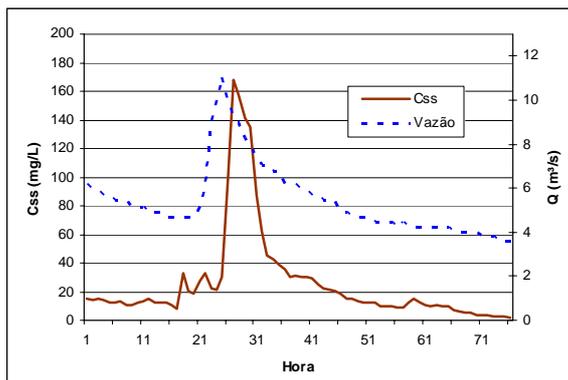
n.2 – Evento 14



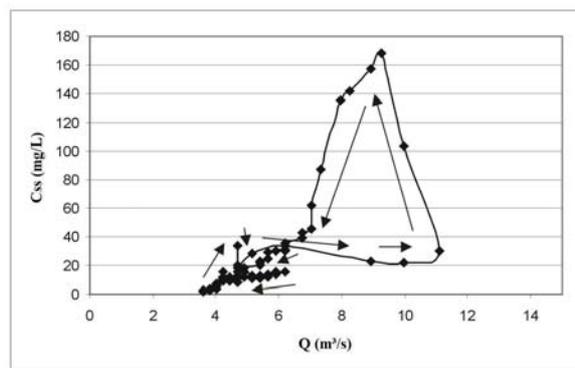
o.1 – Evento 15



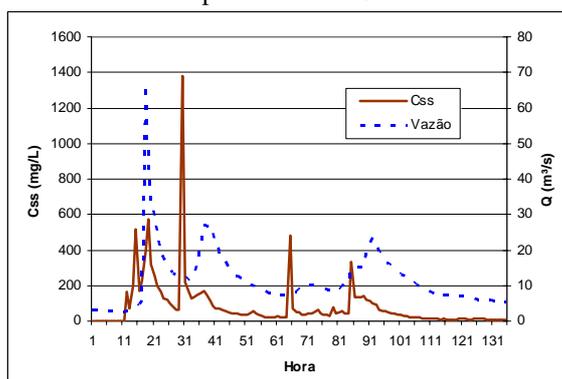
o.2 – Evento 15



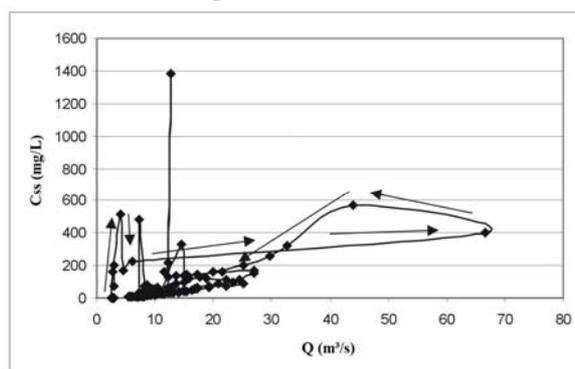
p.1 – Evento 16



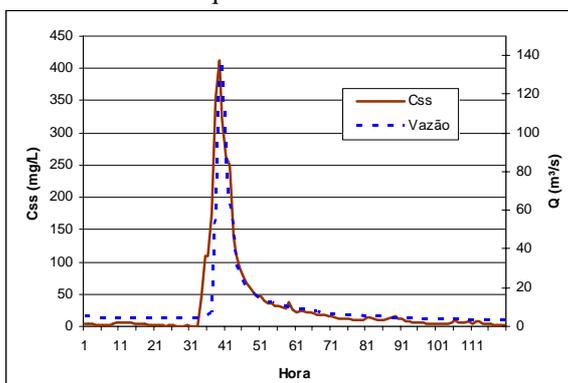
p.2 – Evento 16



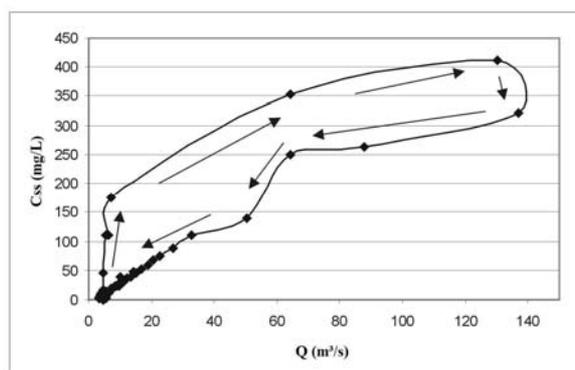
q.1 – Evento 17



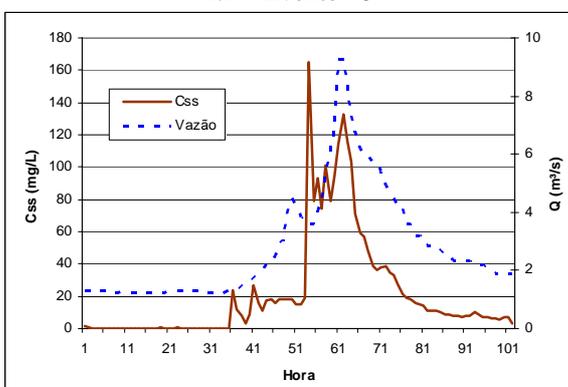
q.2 – Evento 17



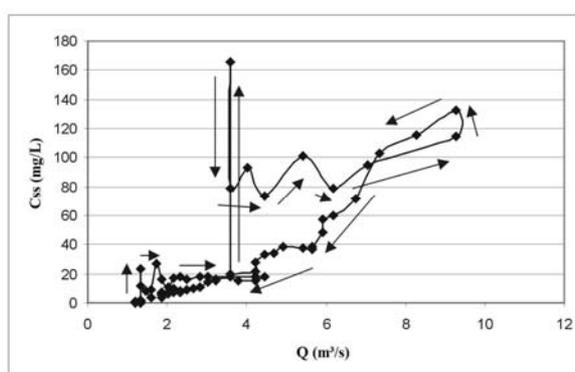
r.1 – Evento 18



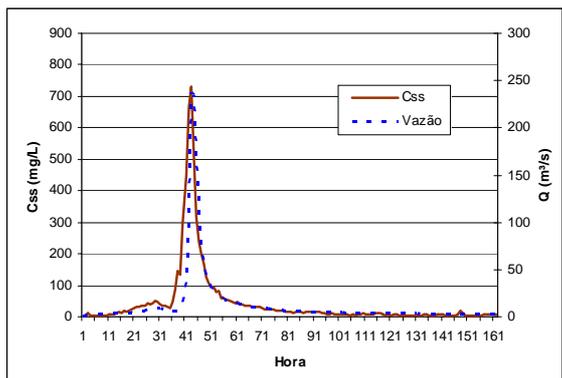
r.2 – Evento 18



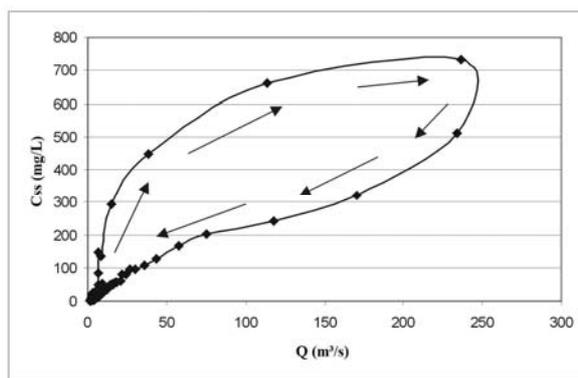
s.1 – Evento 19



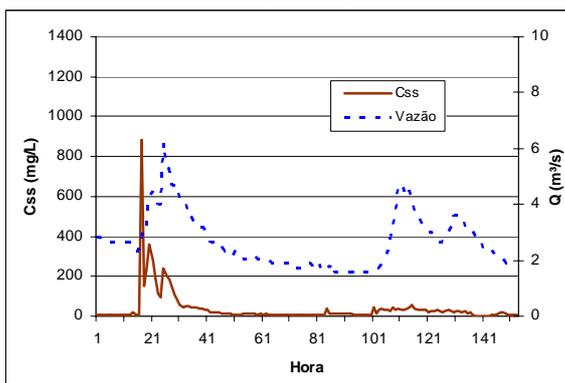
s.2 – Evento 19



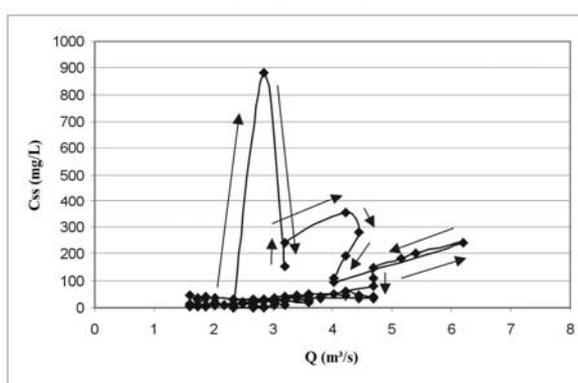
t.1 – Evento 20



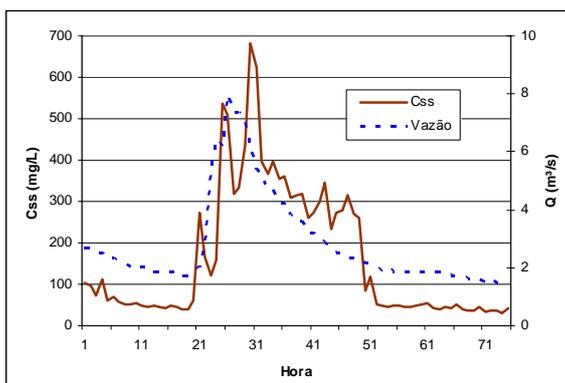
t.2 – Evento 20



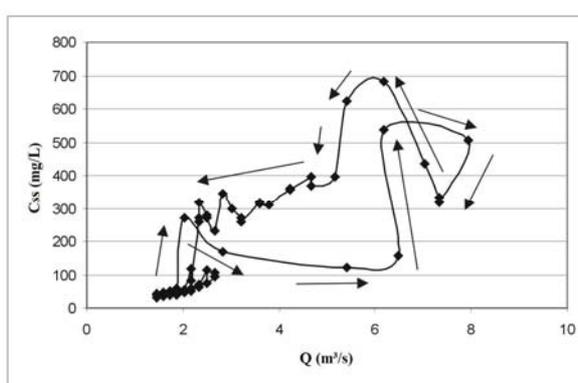
u.1 – Evento 21



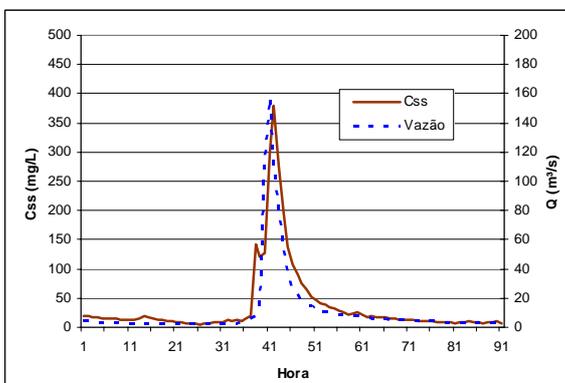
u.2 – Evento 21



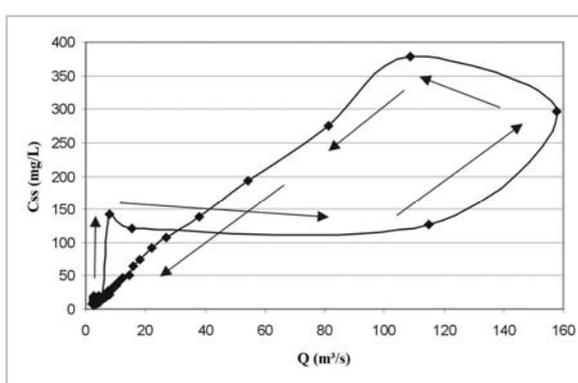
v.1 – Evento 22



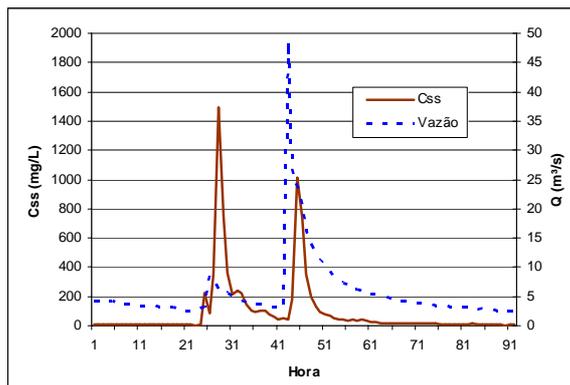
v.2 – Evento 22



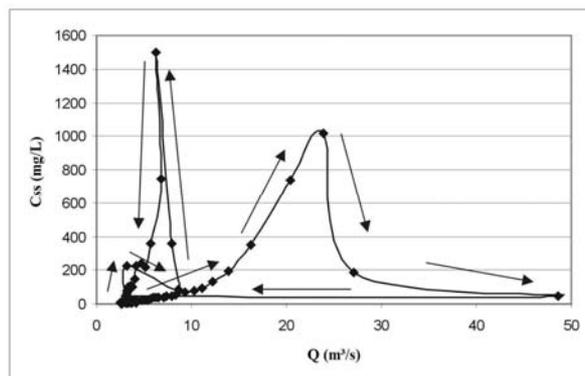
x.1 – Evento 23



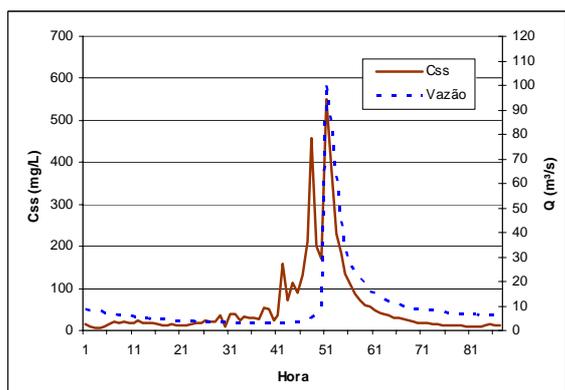
x.2 – Evento 23



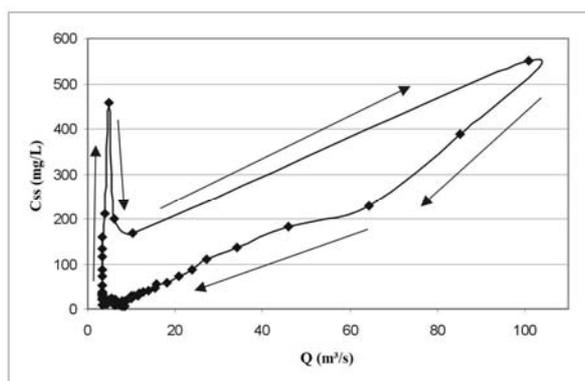
z.1 – Evento 24



z.2 – Evento 24



w.1 – Evento 25



w.2 – Evento 25

Figura M.1 – Hidrossedimentogramas e a relação entre vazão observada e  $C_{SS}$  monitorada horária dos 25 eventos empregados na calibração e validação do TOPMODEL

**APÊNDICE N – DINÂMICA DAS ÁREAS SATURADAS, DA DESCARGA LÍQUIDA, DA CONCENTRAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO, DA PLUVIOSIDADE E DA DESCARGA SÓLIDA TOTAL**

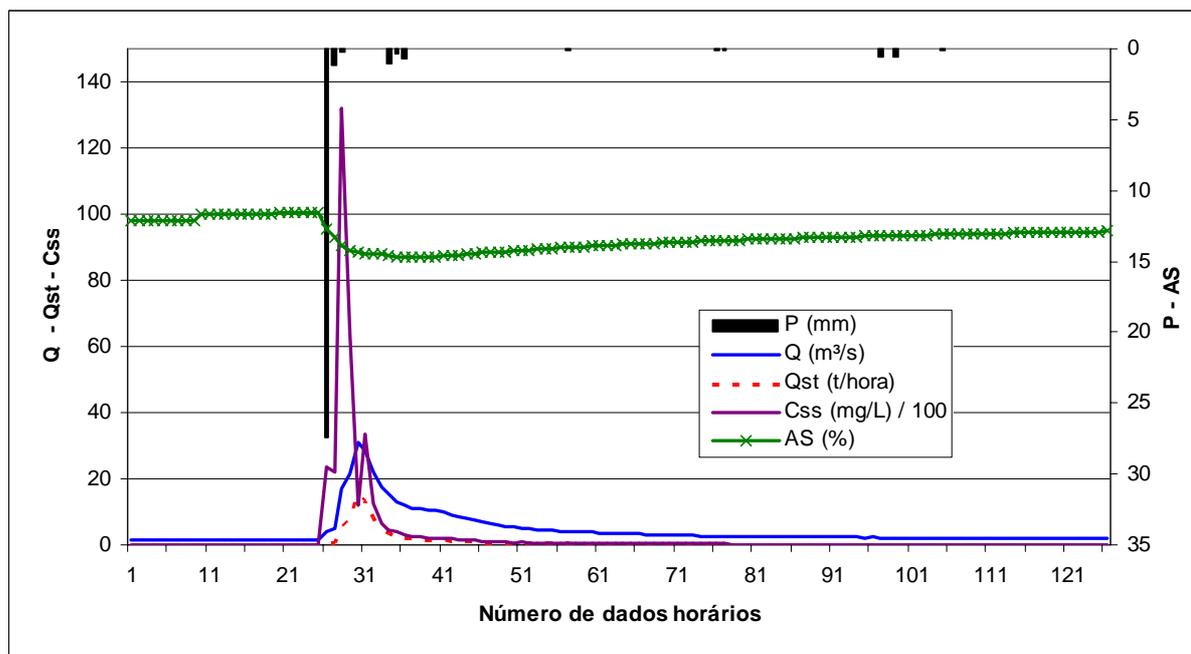


Figura N.1 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 1 (04/10/2006 – 18:00 horas a 09/10/2006 – 23:00 horas)

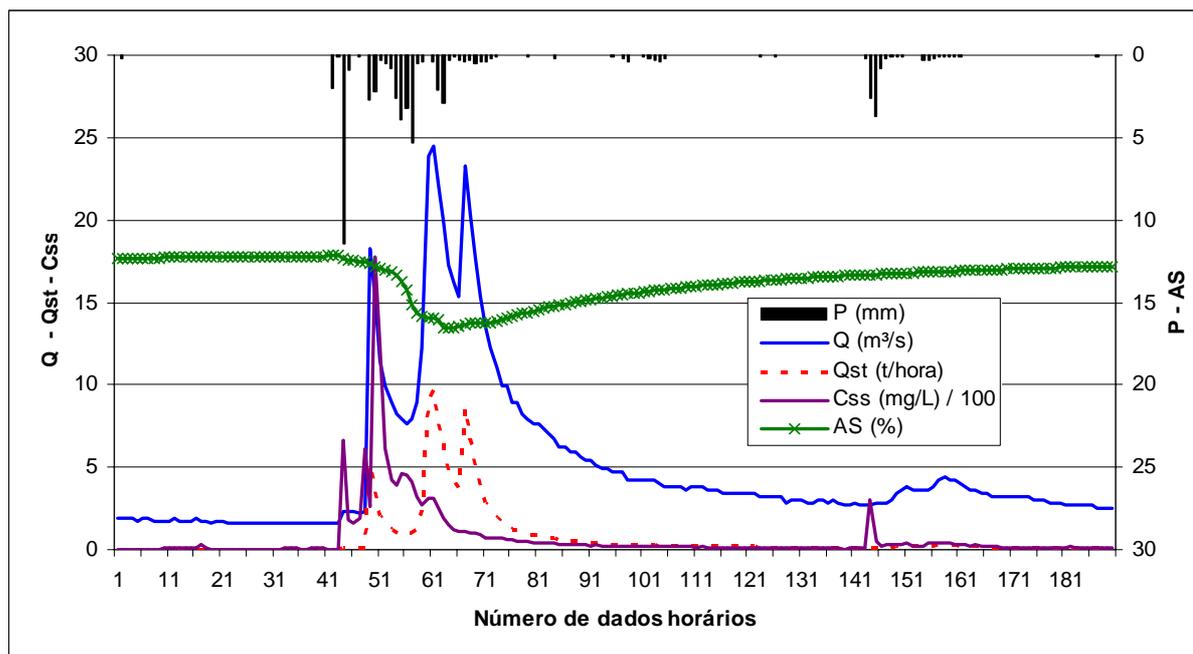


Figura N.2 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 2 (08/10/2006 – 00:00 horas a 15/10/2006 – 21:00 horas)

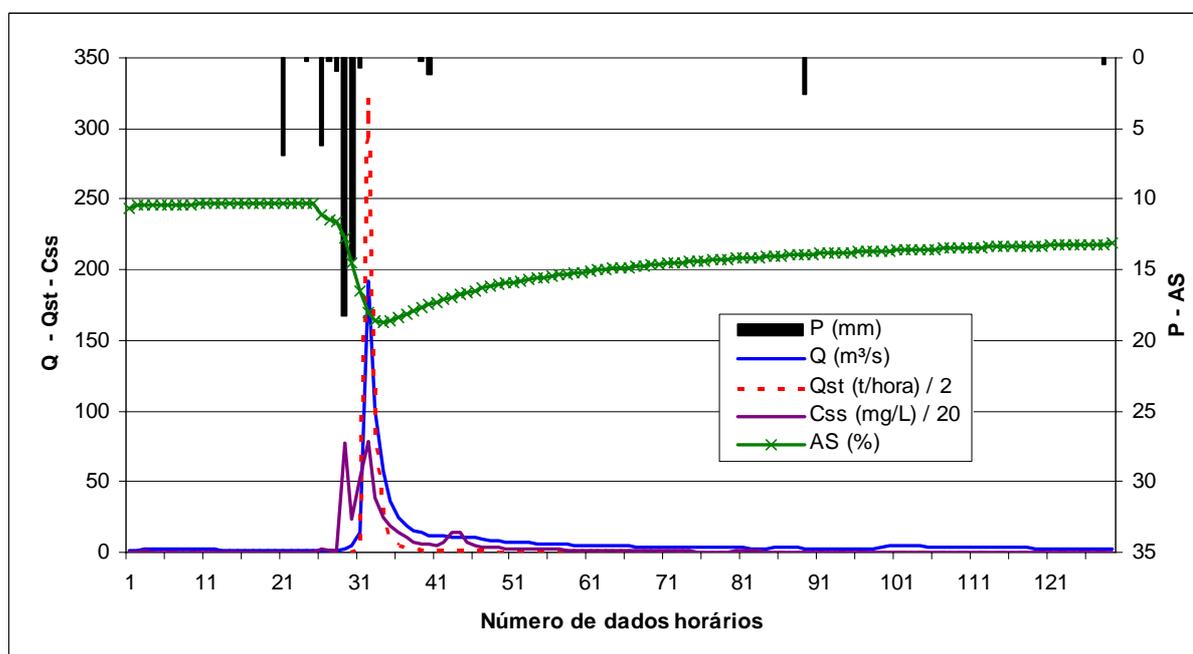


Figura N.3 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 3 (01/11/2006 – 01:00 horas a 06/11/2006 – 09:00 horas)

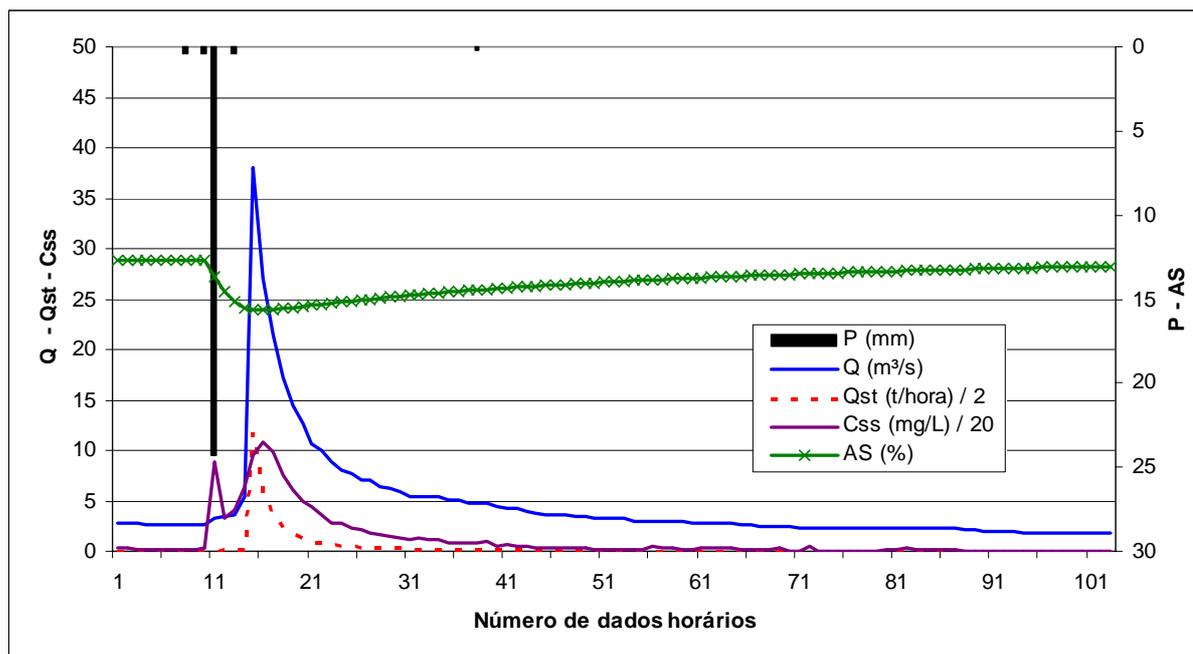


Figura N.4 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 4 (06/11/2006 – 01:00 horas a 10/11/2006 – 07:00 horas)

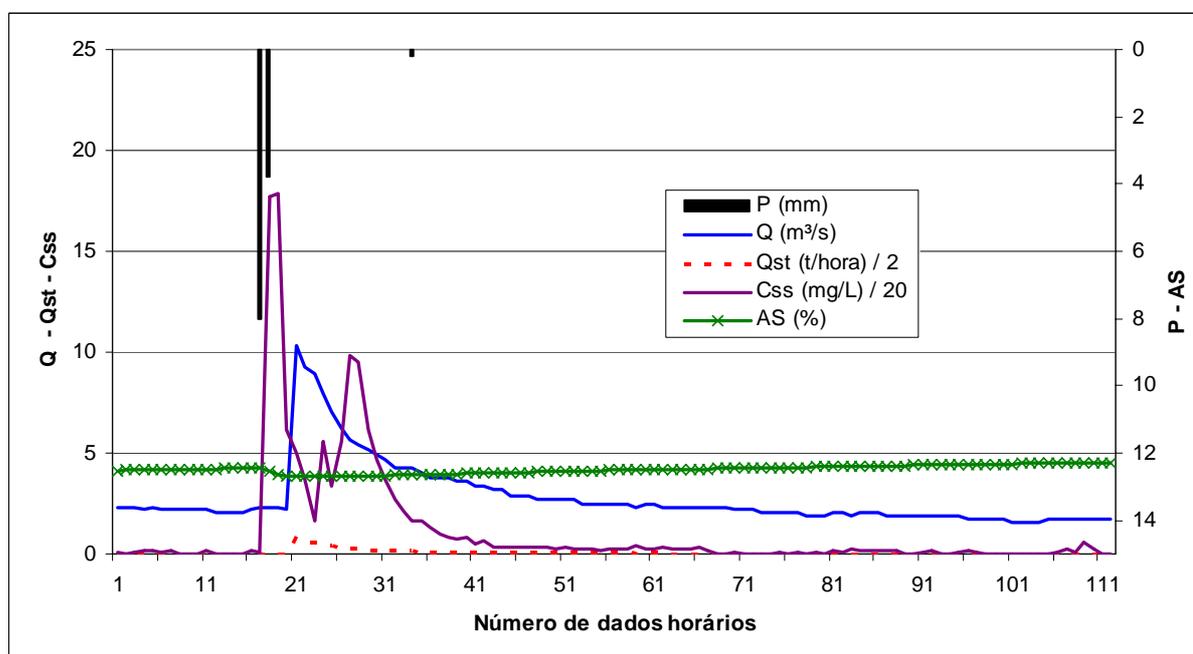


Figura N.5 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 5 (15/12/2006 – 17:00 horas a 19/12/2006 – 15:00 horas)

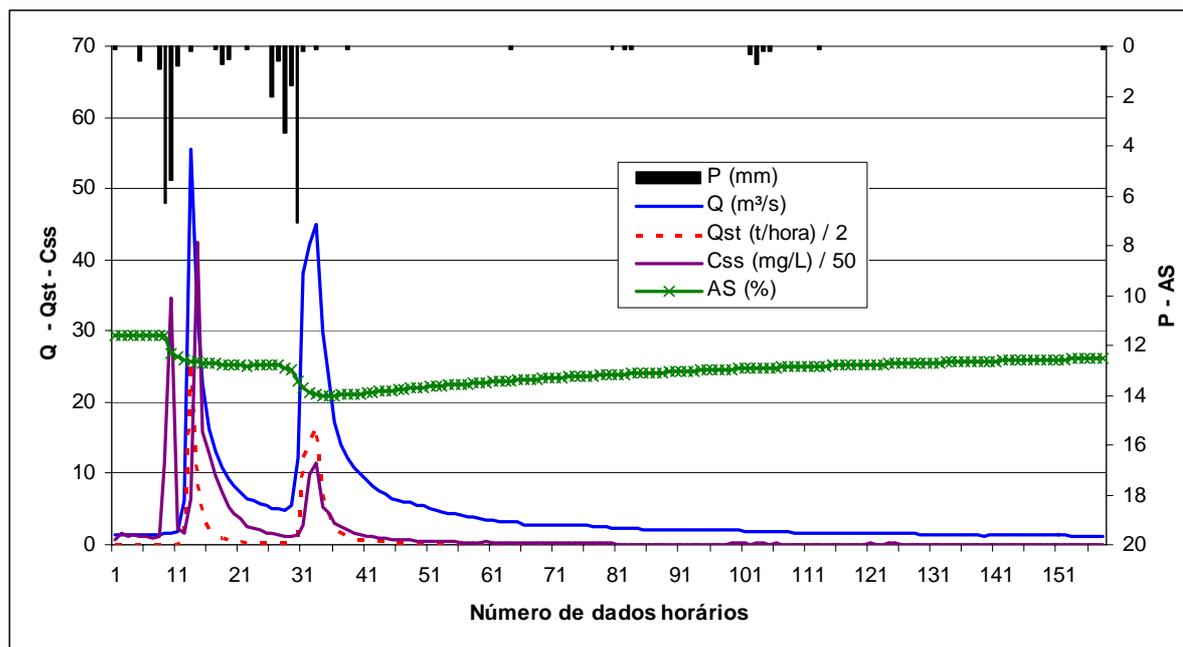


Figura N.6 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 6 (11/01/2007 – 12:00 horas a 18/01/2007 – 01:00 horas)

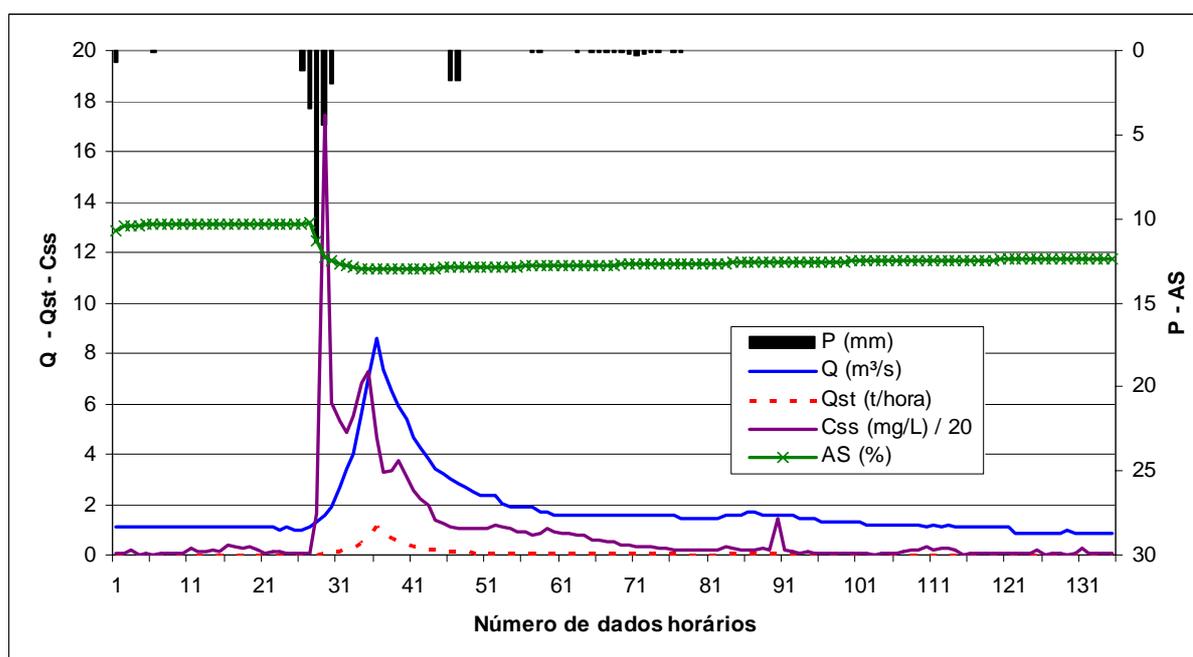


Figura N.7 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 7 (19/01/2007 – 00:00 horas a 24/01/2007 – 14:00 horas)

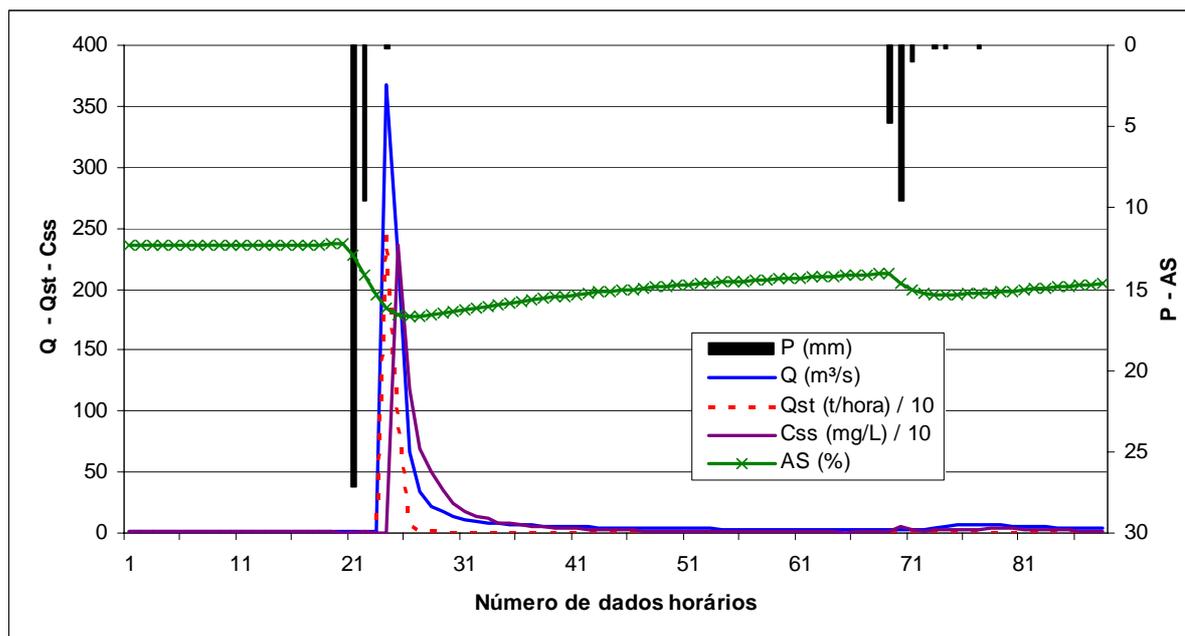


Figura L.8 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 8 (28/02/2007 – 00:00 horas a 03/03/2007 – 15:00 horas)

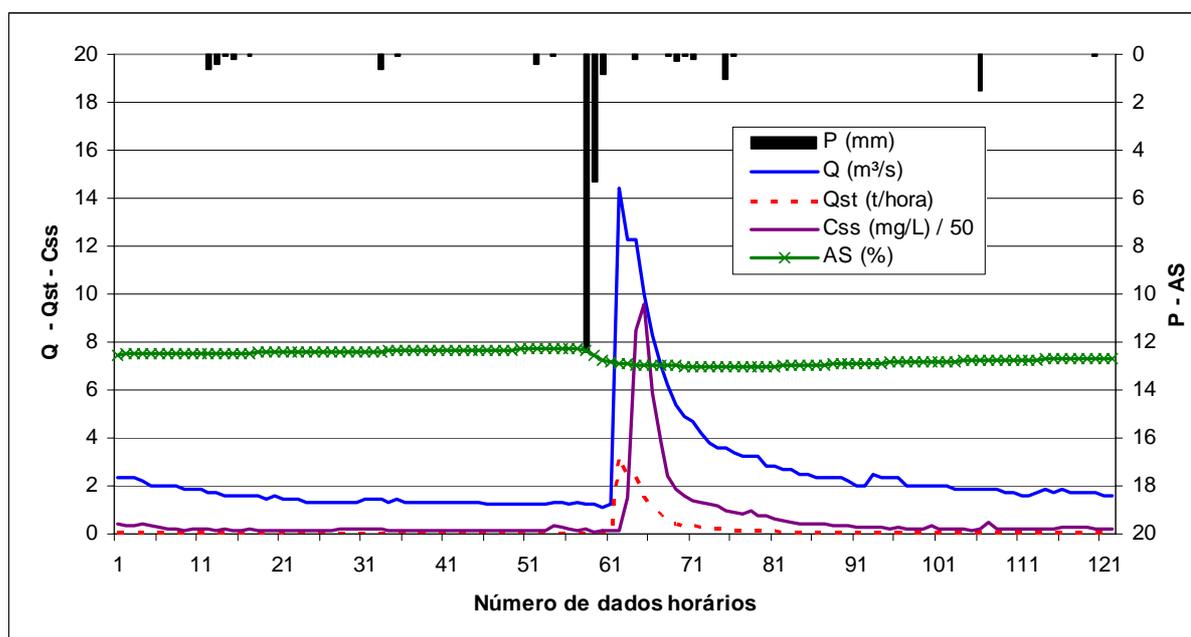


Figura N.9 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 9 (11/03/2007 – 07:00 horas a 16/03/2007 – 08:00 horas)

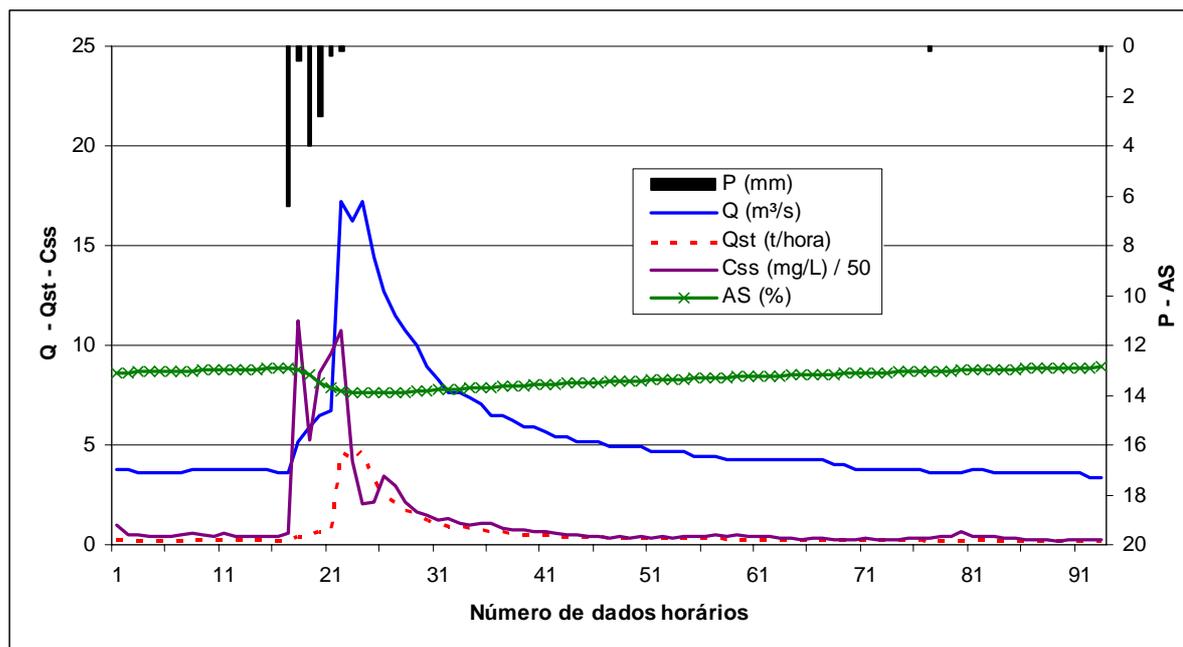


Figura N.10 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 10 (03/04/2007 – 02:00 horas a 06/04/2007 – 22:00 horas)

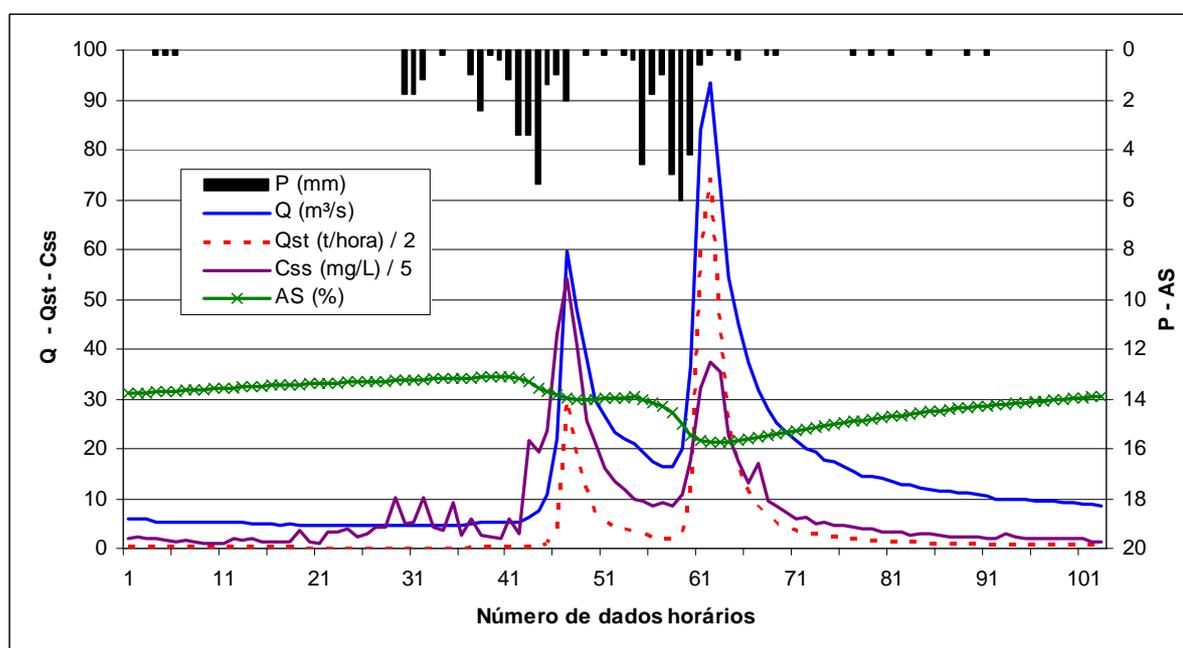


Figura N.11 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 11 (15/05/2007 – 13:00 horas a 19/05/2007 – 19:00 horas)

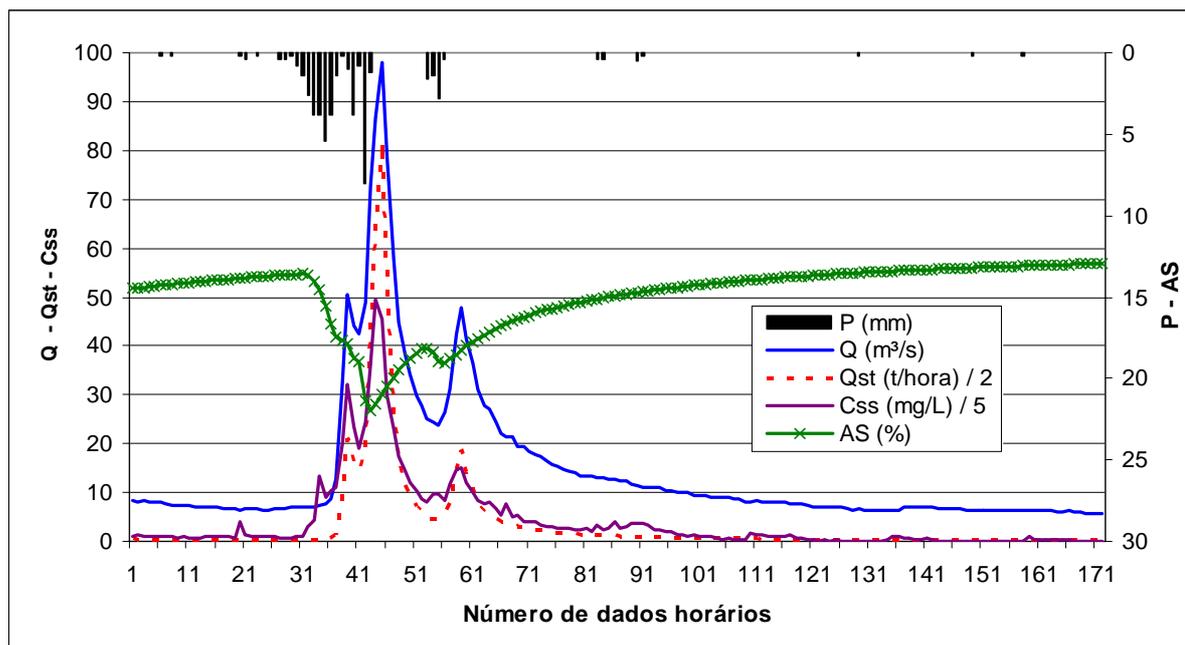


Figura N.12 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 12 (19/05/2007 – 20:00 horas a 26/05/2007 – 23:00 horas)

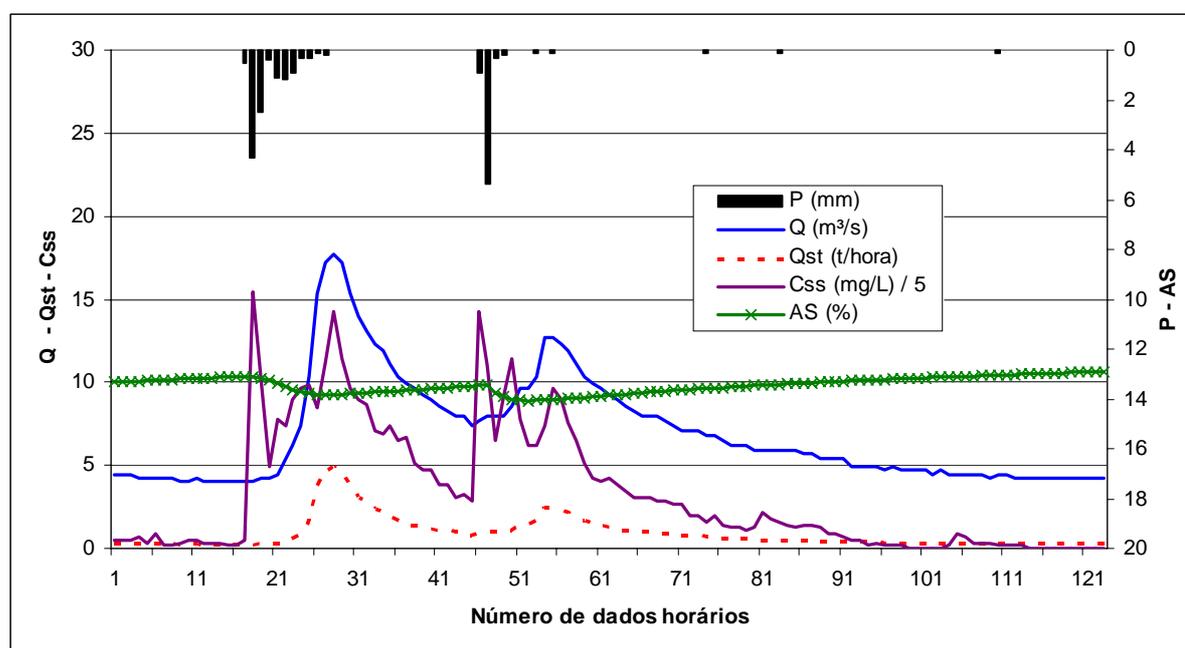


Figura N.13 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 13 (12/07/2007 – 01:00 horas a 17/07/2007 – 03:00 horas)

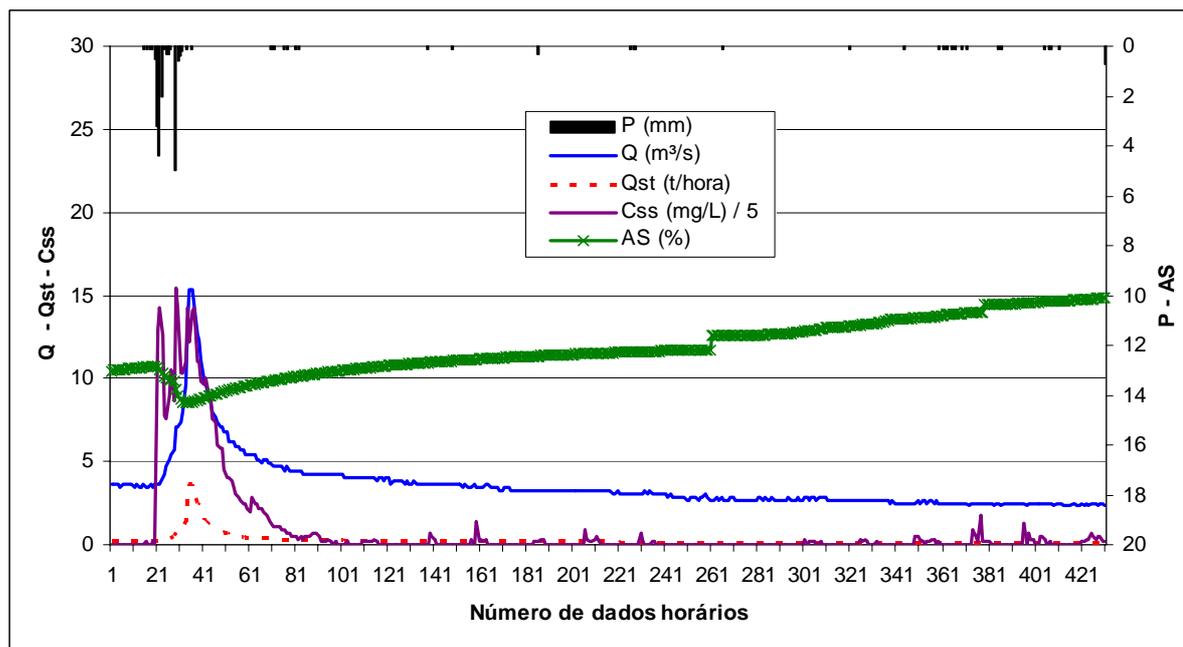


Figura N.14 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 14 (01/08/2007 – 21:00 horas a 19/08/2007 – 19:00 horas)

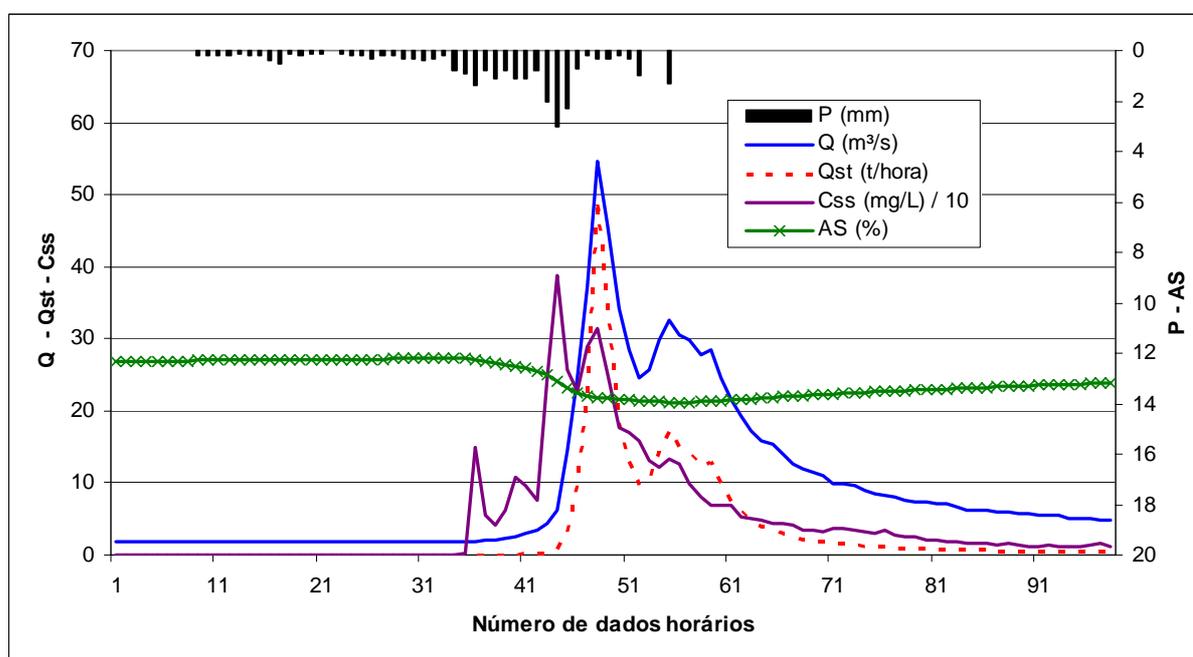


Figura N.15 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 15 (29/08/2007 – 11:00 horas a 02/09/2007 – 12:00 horas)

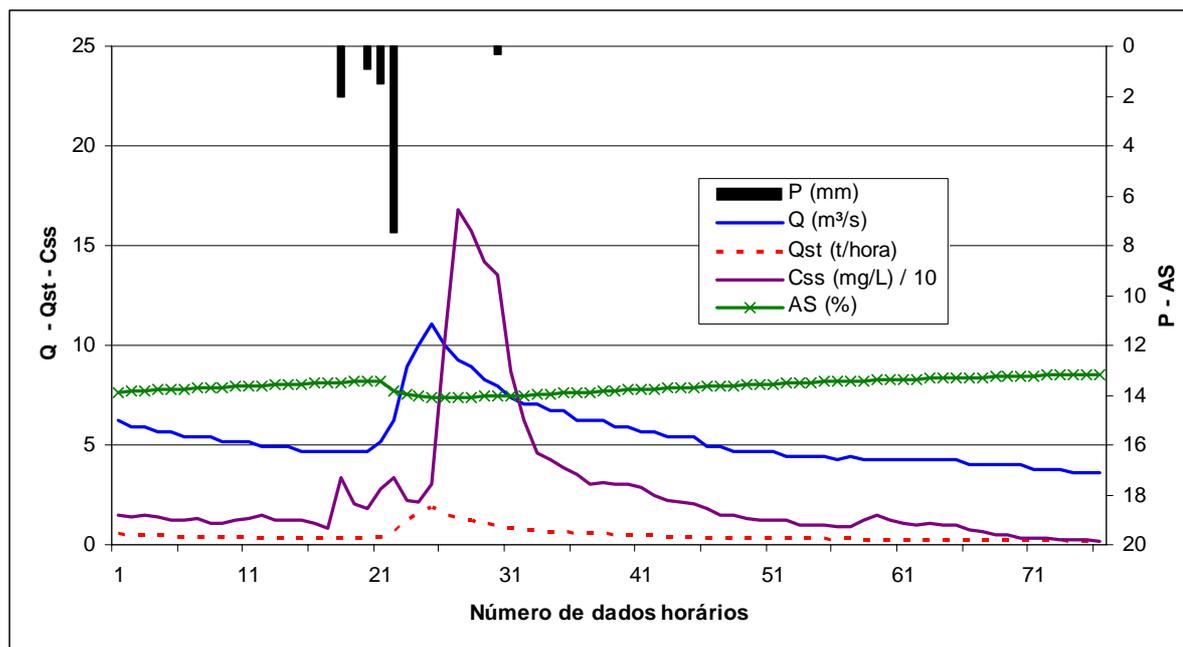


Figura N.16 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 16 (02/09/2007 – 00:00 horas a 05/09/2007 – 03:00 horas)

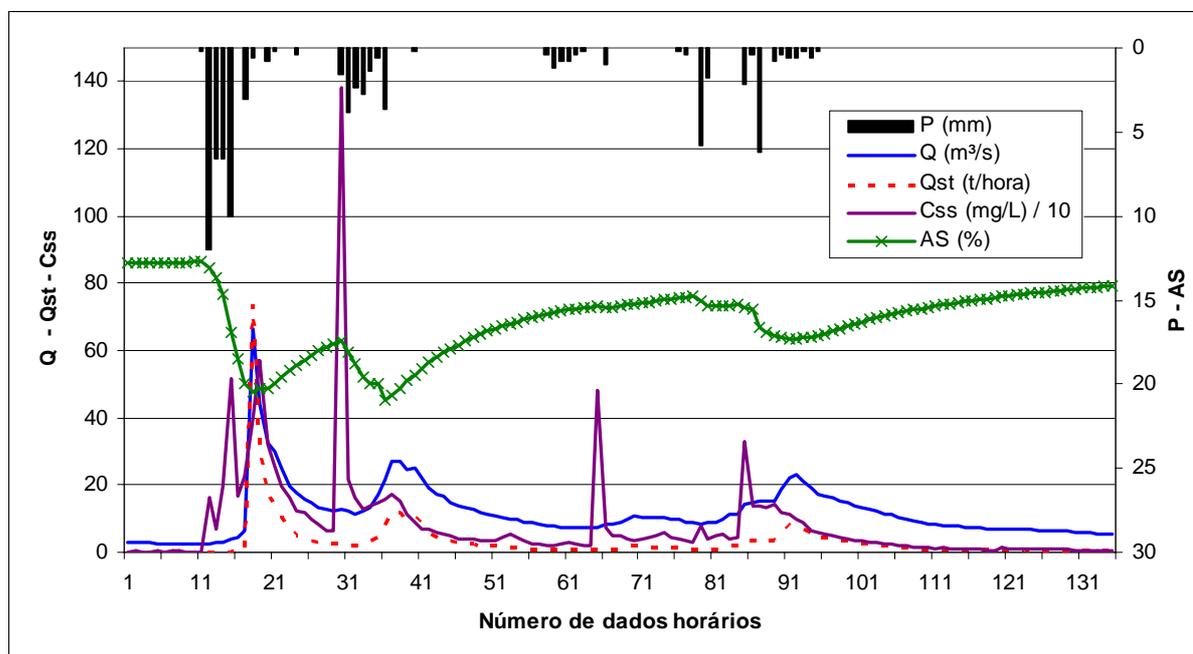


Figura N.17 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 17 (20/09/2007 – 09:00 horas a 25/09/2007 – 23:00 horas)

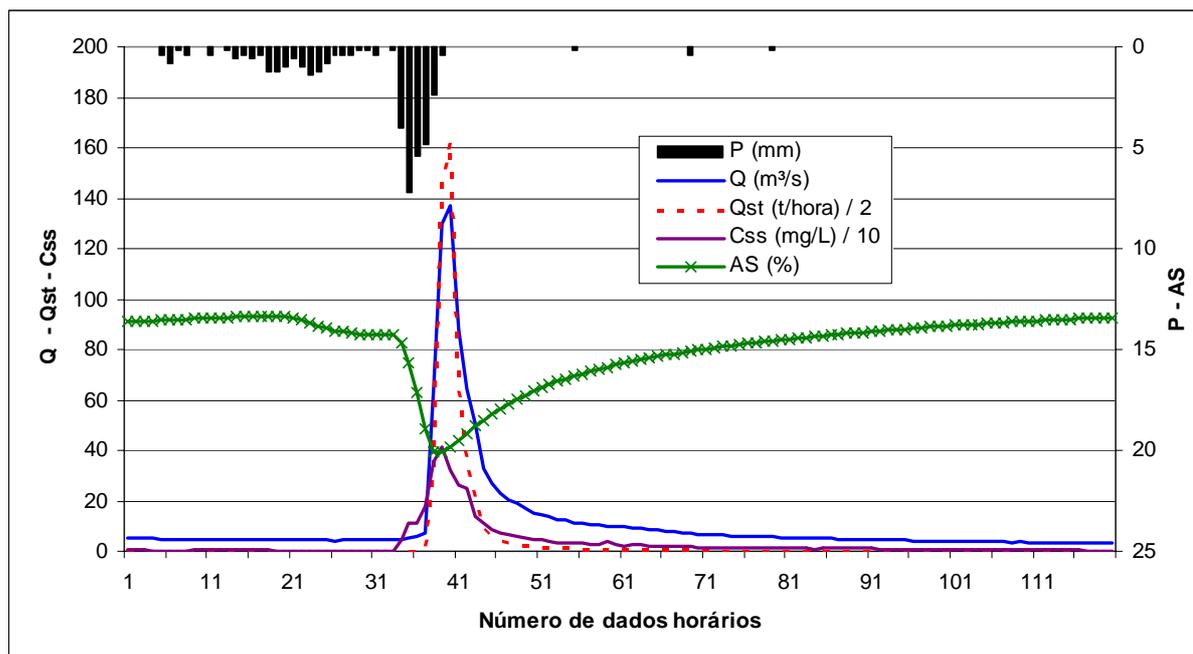


Figura N.18 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 18 (26/09/2007 – 00:00 horas a 30/09/2007 – 23:00 horas)

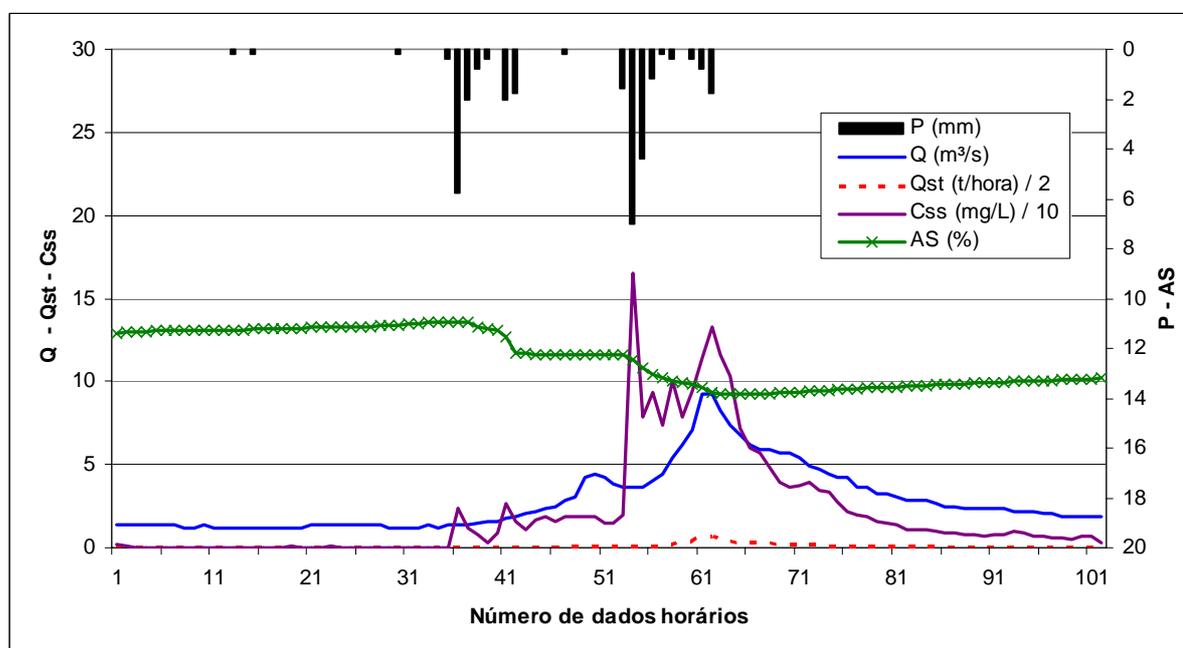


Figura N.19 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 19 (10/10/2007 – 14:00 horas a 14/10/2007 – 19:00 horas)

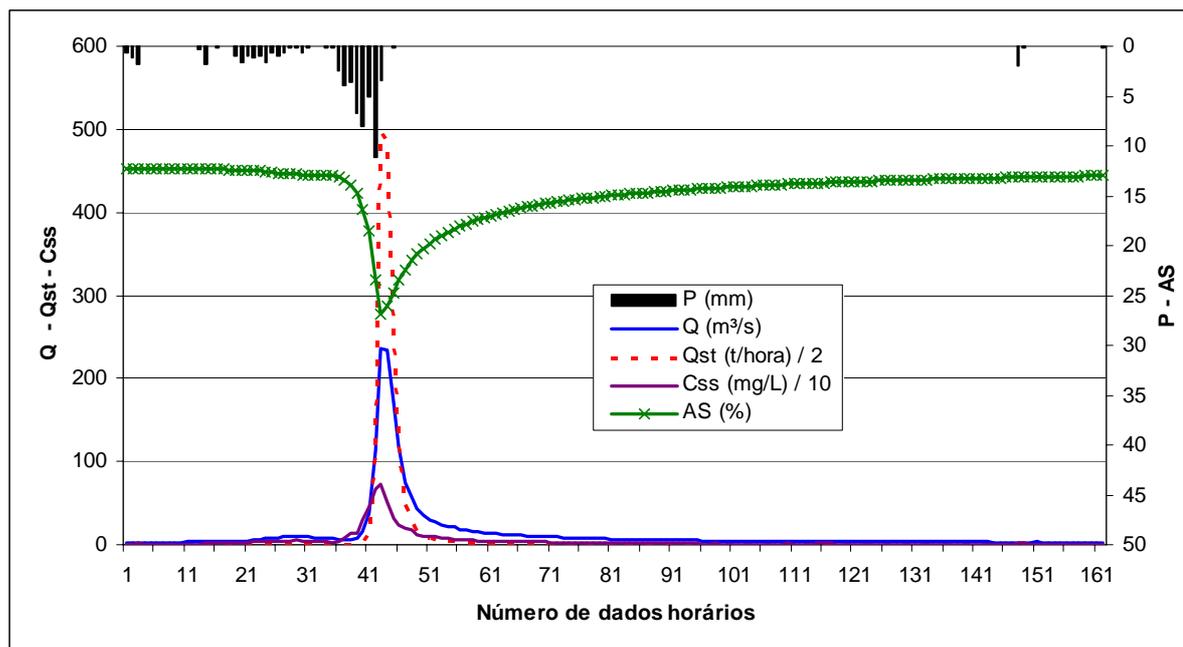


Figura N.20 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 20 (14/10/2007 – 20:00 horas a 21/10/2007 – 13:00 horas)

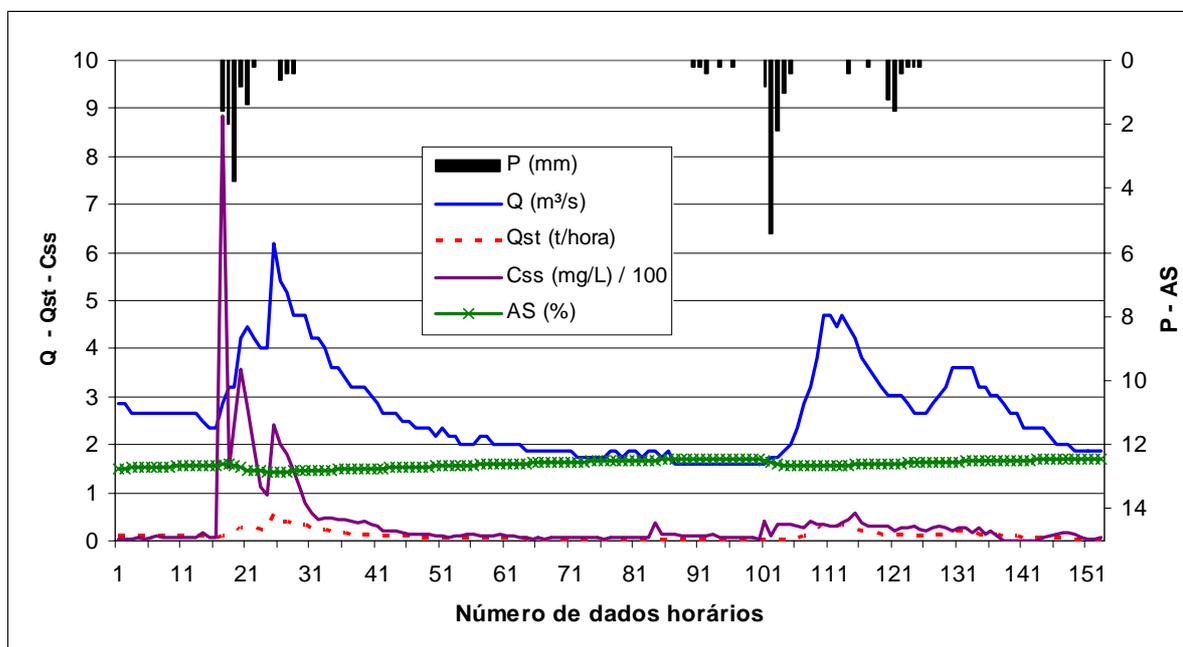


Figura N.21 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 21 (10/11/2007 – 02:00 horas a 16/11/2007 – 10:00 horas)

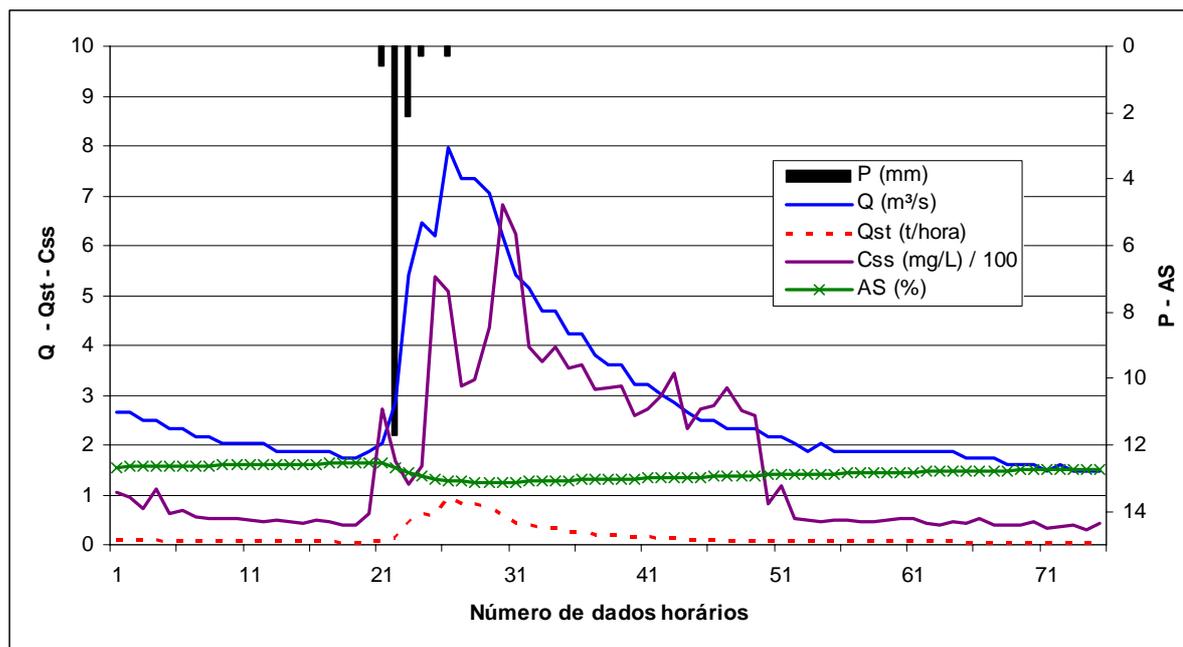


Figura N.22 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 22 (25/12/2006 – 00:00 horas a 28/12/2006 – 02:00 horas)

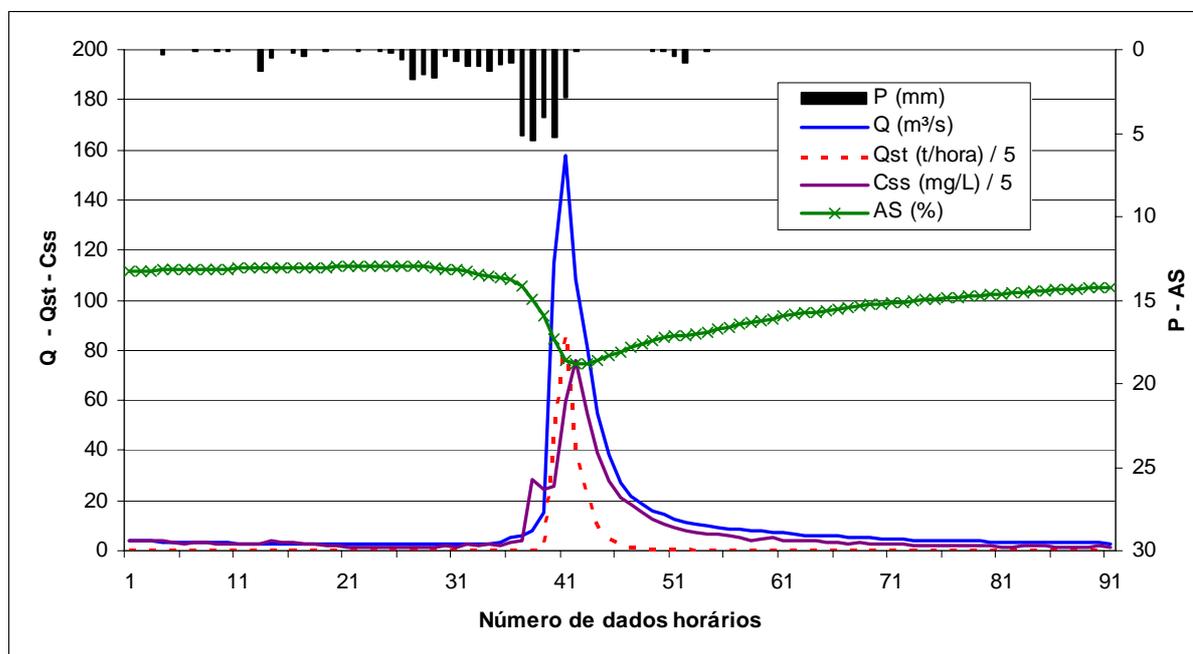


Figura N.23 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 23 (20/02/2007 – 00:00 horas a 23/02/2007 – 18:00 horas)

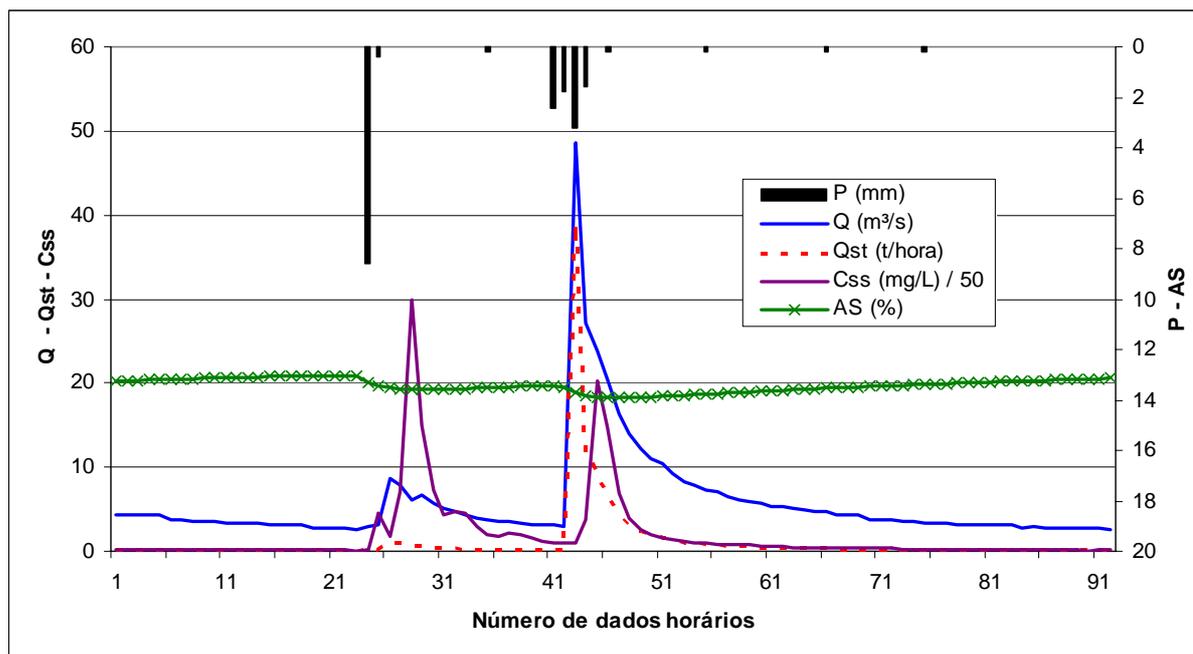


Figura N.24 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 24 (23/02/2007 – 00:00 horas a 26/02/2007 – 19:00 horas)

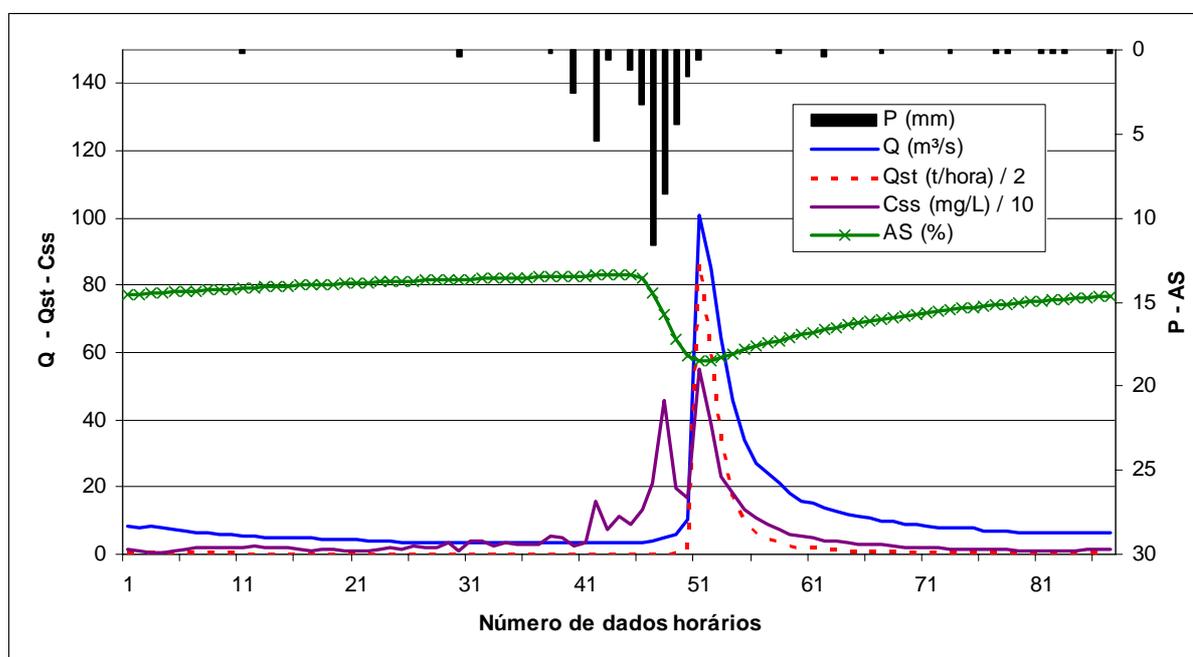


Figura N.25 – Dinâmica das áreas saturadas, da descarga líquida, da  $C_{SS}$ , da pluviosidade e da descarga sólida total, correspondente ao Evento 25 (11/05/2007 – 22:00 horas a 15/05/2007 – 12:00 horas)