



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

**Simulação Hidrológico-Hidrodinâmica Integrada ao  
Geoprocessamento para Avaliação da Macrodrenagem em  
Centros Urbanos**

Tese apresentada à UFPE para a obtenção do grau de Doutor em Ciências

**VALÉRIA CAMBOIM GÓES**  
**Orientador: José Almir Cirilo**

Recife, PE - Brasil  
Julho de 2009

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**G598s**

**Góes, Valéria Camboim.**

Simulação hidrológico-hidrodinâmica integrada ao geoprocessamento para avaliação da macrodrenagem em centros urbanos / Valéria Camboim Góes. – Recife: O Autor, 2009. xvii, 152 folhas, il : figs., tabs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, 2009.

Inclui Referências.

1. Engenharia Civil. 2. Modelagem Hidrológica. 3. Drenagem Urbana. 4. Sensoriamento Remoto. I. Título.

**UFPE**

**624**

**CDD (22. ed.)**

**BCTG/2009-176**

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICO-HIDRODINÂMICA INTEGRADA AO  
GEOPROCESSAMENTO PARA AVALIAÇÃO DA MACRODRENAGEM EM  
CENTROS URBANOS**

**Valéria Camboim Góes**

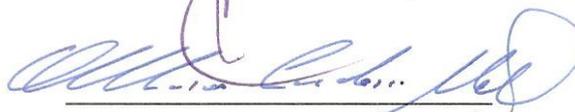
TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTORA EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:



---

Prof. José Almir Cirilo, D.Sc.



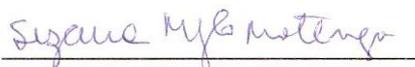
---

Prof. Oscar de Moraes Cordeiro Netto, D.Sc.



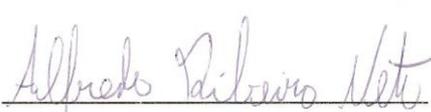
---

Prof. Celso Augusto Guimarães Santos, Ph.D.



---

Profa. Suzana Maria Gico Lima Montenegro, Ph.D.



---

Prof. Alfredo Ribeiro Neto, D.Sc.

Recife, PE - Brasil

Julho de 2009

A **Deus**, alicerce incontestável da minha vida.

Aos meus pais, **Edvaldo e Damiana**, exemplos de esforço, perseverança e otimismo.

Aos meus irmãos, **Adriano e Daniela**, companheiros de sempre.

Ao meu marido, amigo e consultor, **Rodrigo**.

Ao meu filho **Thiago**, alegria da minha vida.

## Agradecimentos

---

Ao meu orientador, Professor José Almir Cirilo, pela orientação sempre enriquecedora, pela confiança depositada e, principalmente, pelo bom convívio no decorrer deste trabalho.

Aos demais professores, alunos, bolsistas e funcionários do GRH/UFPE (Grupo de Recursos Hídricos da Universidade Federal de Pernambuco). Em especial ao Engenheiro Severino Lopes e ao bolsista Luiz Carlos Teixeira, que arduamente me ajudaram no trabalho de campo.

Às queridas Suely, Walkíria, Janaína, Laudénice e Andréa, que sempre atenciosas me acolheram e ajudaram nas questões do departamento.

Aos amigos, Paulo Frassinete, Roberta Alcoforado, Crystianne Rosal, Carlos Eduardo Dantas, pelas valiosas contribuições em diferentes épocas da pesquisa.

Ao meu marido, Rodrigo, que como colega de doutorado e excelente técnico compartilhou e auxiliou nas diversas etapas de realização deste trabalho.

Aos meus sogros, Glória e Irapuan; aos meus cunhados, Lucas, Suênia, Alana, Segundo e Andréia; e aos meus sobrinhos, Beatriz e Henrique, Matheus e Henrique.

Ao CNPq/CT-Hidro (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo auxílio financeiro concedido durante grande parte do período do curso de doutorado.

Ao Professor Heiko Diestel, pelo apoio e orientação no estágio realizado no Departamento de Hidrologia Aplicada e Proteção de Recursos Hídricos do Instituto de Planejamento Ambiental e Arquitetura de Paisagem da Universidade Técnica de Berlim, que foi viabilizado por meio do Projeto de Cooperação Técnica CAPES/DAAD entre a Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) e a Universidade Técnica de Berlim (TUB), no contexto do Programa PROBRAL 2004/2005.

Às amigas Renata Caminha de Carvalho e Margarida Regueira da Costa, companheiras do estágio realizado na Universidade Técnica de Berlim.

Aos amigos Gisele e George Mamede, pela força e incentivo durante o período na Alemanha.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa para o estágio de doutorado na Universidade Técnica de Berlim.

Ao DHI (*Danish Hydraulic Institute*) pela liberação da licença de uso do *software* MIKE SHE para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Engenheiro Alejandro Ernesto Lasarte, representante do DHI no Brasil, pela atenção e cordialidade nos vários momentos em que foi requisitado.

Ao Sr. Ovídio Ferreira de Paulo e o Sr. Manoel da Silva, líderes comunitários do Bairro Beberibe, que sempre comprometidos com a questão ambiental daquela região, viabilizaram as diversas visitas às comunidades e auxiliaram na escolha dos moradores responsáveis pela leitura das réguas limnimétricas.

Aos diversos moradores que se comprometeram e fielmente realizaram o trabalho de leitura das réguas limnimétricas.

À Secretaria de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco, que proporcionou a ajuda de custo aos moradores da região do Rio Beberibe como estímulo para realização do trabalho.

À Fabiana Aymar e Jacilene Cezar, da Secretaria de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco, e ao Sr. Carlos Cezar da Associação Comunitária de atuação na região do Rio Beberibe, pela disposição e auxílio na efetivação do convênio para realização do trabalho.

À Prefeitura da Cidade do Recife pela disponibilização da imagem de satélite utilizada na pesquisa.

À FIDEM (Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife) pelo fornecimento das ortofotocartas da Região Metropolitana do Recife na escala 1:2.000.

À Prefeitura de Olinda, pelo suporte policial fornecido durante uma parte do trabalho de campo.

Ao LAMEPE (Laboratório de Meteorologia de Pernambuco) pelo fornecimento dos dados de chuva extraídos da Plataforma de Coleta de Dados instalada na região de estudo.

Ao DECART (Departamento de Engenharia Cartográfica da Universidade Federal de Pernambuco) por permitir a utilização do *software* ENVI para manipulação e processamento da imagem de satélite.

À UFPE (Universidade Federal de Pernambuco) por tão bem acolher e permitir o pleno desenvolvimento deste trabalho.

## Resumo

---

A modelagem hidrológico-hidrodinâmica de sistemas fluviais complexos em áreas urbanas é abordada neste trabalho utilizando-se para isso um modelo hidrológico determinístico de base física distribuído que requer informações cartográficas, informações extraídas de imagens de satélite e informações hidrológicas. O sistema hidrológico estudado consiste da bacia hidrográfica do Rio Beberibe, que é uma das principais bacias da Região Metropolitana de Recife, no Estado de Pernambuco, Brasil. A partir da hidrografia e do Modelo Numérico do Terreno foram traçados automaticamente os contornos das bacias hidrográficas dos diversos canais enquanto que a classificação multiespectral da imagem de satélite de alta resolução permitiu a obtenção do mapa de uso do solo por cada bacia hidrográfica. Os dados de chuva foram coletados da Plataforma de Coleta de Dados (PCD) localizada em Olinda. Os dados de nível d'água foram obtidos das régua limnimétricas instaladas nos vários canais e as campanhas de medição de velocidades de fluxo permitiram o cálculo das vazões nesses canais. O período de obtenção dos dados para modelagem teve início em maio de 2007 e término em agosto de 2007 com intervalo de 2 horas. Para isso foi feito o treinamento de voluntários, moradores das regiões próximas aos canais, para efetuarem as leituras das régua limnimétricas, nos horários das 07:00h, 09:00h, 11:00h, 13:00h, 15:00h e 17:00h. Os resultados das simulações permitiram avaliar que o uso do modelo hidrológico-hidrodinâmico MIKE SHE/MIKE 11 se configura em uma ferramenta bastante eficaz para simulação de eventos na região de estudo, para fins diversos como suporte à decisão na ocorrência de eventos extremos (Defesa Civil), planejamento de uso e ocupação do solo e ações estruturais e não-estruturais de macrodrenagem. Em situações de enchentes, em que se necessita de respostas rápidas, a modelagem hidrológico-hidrodinâmica, baseada em dados de entrada confiáveis, representa uma ferramenta importante que permite fazer as intervenções e auxiliar as populações de áreas de risco.

**Palavras-chave:** modelagem hidrológica, drenagem urbana, sensoriamento remoto.

## Abstract

---

The hydrodynamic-hydrological modelling of complex fluvial systems in urban areas is boarded in this work using for this a deterministic hydrological model of distributed physical basis that requires cartographic, hydrological and satellite image information. The studied hydrological system consists of Beberibe River basin that is one of the main basins of the Metropolitan Region of Recife, Pernambuco State, Brazil. From the hydrography and the Numerical Terrain Model the drainage basin contours of several channels had been automatically traced whereas the multispectral classification of the high resolution satellite image allowed obtaining the land use map for each drainage basin. The rainfall data had been collected from the Data Collection Platform located in Olinda. The level data had been gotten of the limnimetric rulers installed in some channels and the campaigns of flow speeds measurement had allowed the calculation of the outflows in these channels. The period of the data attainment for modelling had beginning in May 2007 and ending in August 2007 with interval of 2 hours. In this order, volunteers were trained, who lived near to the channels and were able to read the limnimetric rulers, in the schedules of 07:00 h, 09:00 h, 11:00 h, 13:00 h, 15:00 h and 17:00 h. The simulations results allowed us to assess the use of hydrodynamic-hydrological model MIKE SHE/MIKE 11 is configured in a very effective tool for simulating events in the study area, for purposes other than as decision support in extreme events occurrence (Civil Defense), use and land use planning and macrodrainage structural and non-structural actions. In flooding situations, when it is needed fast answers, the hydrodynamic-hydrological modelling, based on trustworthy input data, represents an important tool that allows the interventions and to assist the population within risk areas.

**Keywords:** hydrological modelling, urban drainage, remote sensing.

## ÍNDICE

Capítulo 1 - Introdução.....	1
1.1. Apresentação .....	1
1.2. Objetivos.....	3
1.2.1. Objetivo Geral .....	3
1.2.1. Objetivos Específicos .....	4
1.3. Estrutura da Tese .....	4
<hr/>	
Capítulo 2 - Fundamentação Teórica e Revisão Bibliográfica.....	5
2.1. Sensoriamento Remoto e Imagens de Satélite de Alta Resolução .....	5
2.2. Sistemas de Informações Geográficas.....	11
2.3. Modelagem Hidrológica .....	16
2.3.1. Componentes da Modelagem Hidrológica .....	17
2.3.1.1. Precipitação .....	17
2.3.1.2. Evaporação e Evapotranspiração.....	19
2.3.1.3. Infiltração e Percolação .....	21
2.3.1.4. Escoamento Superficial .....	25
2.3.2. Escala e Variabilidade .....	26
2.3.3. Tipos de Modelos .....	28
2.3.4. Modelos Hidrológicos Concentrados e Distribuídos.....	29
<hr/>	
Capítulo 3 – Modelo Hidrológico Distribuído MIKE SHE.....	37
3.1. Descrição do Modelo MIKE SHE.....	37
3.1.1. Evapotranspiração .....	40
3.1.1.1. Método de Kristensen e Jensen .....	40
3.1.1.2. Evapotranspiração Simplificada para o Método do Balanço Hídrico em Duas Camadas .....	45
3.1.2. Fluxo na Zona Não-Saturada.....	52
3.1.2.1. Equação de Richards .....	53
3.1.2.2. Procedimento Simplificado de Fluxo Gravitacional .....	55
3.1.2.3. Método do Balanço Hídrico em Duas Camadas.....	56
3.1.3. Fluxo na Zona Saturada.....	56
3.1.3.1. Método Diferencial – Equação Geral do Fluxo Subterrâneo .....	57
3.1.3.2. Método do Reservatório Linear.....	59
3.1.4. Fluxo Superficial .....	60
3.1.5. Fluxo no Canal .....	63
3.2. Dados Básicos de Entrada para o Modelo Hidrológico/Hidrodinâmico .....	67
3.3. Parâmetros do Modelo Hidrológico/Hidrodinâmico .....	69
<hr/>	
Capítulo 4 – Área de Estudo.....	71
4.1. Bacia Hidrográfica do Rio Beberibe .....	71
4.2. Problemática da Drenagem Urbana.....	75
4.2.1. Sistema de Drenagem .....	77
4.2.2. Atividades Impactantes Negativas sobre a Drenagem Urbana.....	78
4.2.3. Sistema de Controle de Enchentes .....	81

---

Capítulo 5 - Base de Dados e Componentes para a Simulação.....	83
5.1. Dados Cartográficos .....	83
5.1.1. Delimitação das Bacias Hidrográficas.....	87
5.1.2. Classificação Multiespectral da Imagem de Satélite .....	88
5.2. Dados Hidrológicos .....	93
5.2.1. Dados de Chuva.....	93
5.2.2. Dados de Nível .....	94
5.2.2.1. Monitoramento da Maré nos Canais.....	97
5.2.2.2. Leitura Periódica das Régua.....	99
5.2.3. Dados de Vazão .....	100
5.2.4. Traçado das Curvas-Chave.....	103
5.3. Tempo de Concentração .....	106
5.4. Componentes para a Simulação.....	108
5.4.1. Dados de Entrada.....	108
5.4.2. Parâmetros .....	112
5.5. Dados e Parâmetros Gerados por outras Metodologias aplicadas na Região....	114
5.5.1. Método Regional e Método SCS.....	115
5.5.2. Modelo hidrológico-hidrodinâmico MIKE Urban A/MIKE 11. ....	117

---

Capítulo 6 – Resultados e Discussões .....	120
6.1. Simulações.....	120
6.2. Incertezas, Sensibilidade e Calibração dos Parâmetros.....	127
6.3. Comparação com outras metodologias.....	128

---

Capítulo 7 – Considerações Finais .....	134
---	-----

---

Capítulo 8 – Conclusões e Recomendações .....	137
---	-----

---

Referências Bibliográficas.....	138
---------------------------------	-----

---

## Lista de Figuras

---

Figura 2.1 – Obtenção de imagens por sensoriamento remoto.....	5
Figura 2.2 – O espectro eletromagnético, a transmissividade atmosférica e os comprimentos de onda usados em sensoriamento remoto.....	6
Figura 2.3 – Imagem do Satélite <i>QuickBird</i> – Porto do Recife.....	9
Figura 2.4 – Papel de um SIG na produção de informação, como apoio à decisão .....	13
Figura 2.5 –Caracterização esquemática das zonas não-saturada e saturada no subsolo	22
Figura 3.1 – Representação esquemática dos componentes do MIKE SHE .....	37
Figura 3.2 – Variação da umidade do solo na camada superior de evapotranspiração como uma função da profundidade do lençol freático. ....	47
Figura 3.3 – Representação Esquemática do Método do Reservatório Linear.....	60
Figura 3.4 – Trechos e Pontos-H no <i>grid</i> do MIKE SHE com as ligações do rio.....	65
Figura 3.5 – Fluxograma de uma aplicação de modelo hidrológico, com relação aos dados de entrada e ao geoprocessamento .....	67
Figura 4.1 – Bacia hidrográfica do Rio Beberibe.....	71
Figura 4.2 – Localização da bacia hidrográfica do Rio Beberibe na RMR.....	72
Figura 4.3 – Cenas de enchentes o núcleo metropolitano Recife-Olinda..... (Fonte: ALHEIROS <i>et al.</i> , 2007).....	76
Figura 4.4 – Foto do depósito de lixo em trecho do Rio Beberibe.....	79
Figura 4.5 – Foto de ocupação das margens do Rio Beberibe. ....	80
Figura 5.1 – Mapa índice destacando as cartas altimétricas utilizadas. ....	84
Figura 5.2 – Modelo Numérico do Terreno da região em estudo.....	84
Figura 5.3 – Bacias hidrográficas dos rios Beberibe e Capibaribe (delimitada pelo posto fluviométrico de São Lourenço da Mata II). ....	86
Figura 5.4 – Temas do MNT e hidrografia sobrepostos.....	87
Figura 5.5 – Bacias hidrográficas geradas automaticamente. ....	88
Figura 5.6 – Imagem do Satélite <i>QuickBird</i> com as bacias hidrográficas sobrepostas. .	90
Figura 5.7 – Mapa resultante da classificação da imagem de satélite com as bacias hidrográficas sobrepostas. ....	91
Figura 5.8 – Plataforma de Coleta de Dados .....	93
Figura 5.9 – Seções de instalação das régua limnimétricas na bacia hidrográfica do Rio Beberibe.....	95
Figura 5.10 – Régua instaladas nos canais da bacia hidrográfica do Rio Beberibe.....	95
Figura 5.11 – Pontos escolhidos para efetuar as medições de velocidade, o cálculo das vazões, o traçado das curvas-chave e as simulações. ....	99
Figura 5.12 – Exemplo de medição de vazão em uma seção de um rio com a indicação das verticais, distâncias e profundidades; e detalhe da área da seção do rio para a qual é válida a velocidade média da vertical de número 2.....	101
Figura 5.13 – Distâncias utilizadas no processo de medição de velocidade com flutuador. ....	102
Figura 5.14 – Curva-chave para seção do Canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS). .....	104
Figura 5.15 – Curva-chave para seção do Canal da Bomba do Hemetério. ....	104
Figura 5.16 – Curva-chave para seção do Riacho Lava-Tripa. ....	105
Figura 5.17 – Curva-chave para seção do Rio Morno.....	105
Figura 5.18 – Curva-chave para seção do Rio Beberibe (Portão do Gelo). ....	105
Figura 5.19 – Células permeáveis e impermeáveis da bacia hidrográfica do rio Beberibe. .....	109

Figura 5.20 - Variação da maré no Porto do Recife no período de abril a agosto de 2007. .....	112
Figura 5.21 - Hidrograma Unitário obtido a partir das expressões regionais.....	116
Figura 5.22 – Hidrograma triangular do SCS.....	117
Figura 6.1 – Simulação do 1º Evento: 11:00h do dia 30/04/2007 às 23:00h do dia 01/05/2007.....	121
Figura 6.2 – Simulação do 2º Evento: 01:00h do dia 11/06/2007 às 23:00h do dia 12/06/2007.....	123
Figura 6.3 – Simulação do 3º Evento: 11:00h do dia 22/06/2007 às 23:00h do dia 23/06/2007.....	124
Figura 6.4 – Geração da vazão no período entre 01:00h do dia 19/04/2007 e 23:00h do dia 21/04/2007.....	125
Figura 6.5 – Geração dos hidrogramas na foz do Rio Beberibe para o (a) 1º evento, (b) 2º evento e (c) 3º evento.....	126
Figura 6.6 - Localização e área de contribuição das bacias hidrográficas consideradas na comparação.....	129
Figura 6.7 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal Vasco da Gama.....	130
Figura 6.8 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal da Bomba do Hemetério.....	130
Figura 6.9 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal São Sebastião.....	130
Figura 6.10 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal da Regeneração.....	131
Figura 6.11 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Córrego da Areia.....	131

## Lista de Tabelas

---

Tabela 2.1 – Principais satélites utilizados em meio ambiente .....	7
Tabela 2.2 – Tecnologias relacionadas com SIG .....	12
Tabela 2.3 – Valores relativos de infiltração, escoamento superficial e evaporação em diferentes tipos de ocupação.....	26
Tabela 4.1 - Resumo das principais características físico-ambientais da bacia hidrográfica do Rio Beberibe. ....	75
Tabela 4.2 – Rede de drenagem da RMR.....	78
Tabela 5.1 – Quantitativo das áreas de cada classe por bacia hidrográfica.....	92
Tabela 5.2 – Cálculo do tempo de concentração. ....	107
Tabela 5.3 – Tempo de concentração das principais sub-bacias do Rio Beberibe.....	108
Tabela 5.4 – Constantes Harmônicas para o Porto do Recife. ....	111
Tabela 5.5 – Valores dos dados de entrada para o modelo MIKE SHE/MIKE 11. ....	112
Tabela 5.6 – Valores dos parâmetros para o modelo MIKE SHE/MIKE 11.....	113

## Lista de Abreviaturas e Símbolos

---

- A - Área de drenagem da bacia hidrográfica
- AÇUMOD - Modelo Hidrológico Distribuído desenvolvido pelo Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal da Paraíba
- $A_i$  - Área da sub-seção da vertical  $i$  do rio
- $A_{imp}$  - Fração de área impermeável
- AM/FM – *Automated Mapping e Facilities Management*
- ANA - Agência Nacional de Águas
- ARROT - Parâmetro que descreve a distribuição de massa das raízes
- ATEPE - Associação Tecnológica de Pernambuco
- C - Declividade da curva de retenção de umidade do solo
- $C_1$  - Parâmetro empírico que depende do tipo de planta
- $C_2$  - Parâmetro empírico que influencia a distribuição entre a evaporação do solo e a transpiração
- $C_3$  - Parâmetro empírico que depende do tipo de solo e da densidade das raízes
- CAD – *Computer Aided Design*
- CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
- $C_{int}$  - Coeficiente de interceptação
- CN - *Curve Number*
- CODERM - Conselho de Desenvolvimento da Região Metropolitana
- COHAB - Companhia Metropolitana de Habitação
- COMPESA - Companhia Pernambucana de Saneamento
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil
- CRWR - Centro para Pesquisa em Recursos Hídricos da Universidade do Texas
- DAAD - *Deutscher Akademischer Austausch Dienst*
- DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo
- DBMS - *Data Base Management System*
- DBO - Demanda bioquímica de oxigênio
- DHI - *Danish Hydraulic Institute Water and Environment*
- DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha
- DNAEE - Departamento Nacional de Águas e Energia
- DNOCS - Departamento Nacional de Obras Contra as Secas
- $d_s$  - Quantidade de água empoçada antes da infiltração

$D_{zns}$  - Déficit de armazenamento total da camada superior da zona não-saturada  
 $E_{cmp}$  - Evapotranspiração a partir da água empoçada  
EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária  
EMLURB - Empresa Municipal de Limpeza Urbana  
 $E_p$  - Evapotranspiração potencial  
 $E_{real}$  - Evapotranspiração Real  
 $E_s$  - Evaporação do solo  
 $E_{tr}$  - Transpiração real  
 $ET_o$  - Evapotranspiração de referência  
 $ET_{sup}$  - Superfície de evapotranspiração  
 $E_{veg}$  - Evapotranspiração a partir da vegetação  
 $E_{zns}$  - Evapotranspiração a partir da zona não-saturada  
 $E_{zs}$  - Evapotranspiração a partir da zona saturada  
 $f_1(IAF)$  - Função baseada no índice de área foliar  
 $f_2(\theta)$  - Função baseada no teor de umidade do solo na zona de raízes  
FAO - *Food and Agriculture Organization of the United Nations*  
FDR - Função de distribuição das raízes  
FEMAR – Fundação de Estudos do Mar  
FIDEM - Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife  
GIS - *Geographic Information System*  
GPS – *Global Position System*  
GRH/UFPE - Modelo Hidrológico Conceitual de Simulação Mensal desenvolvido pelo Grupo de Recursos Hídricos da Universidade Federal de Pernambuco  
GS - *Groupware Systems*  
h – Cota, desnível  
H - Lâmina escoada  
HBV - *Hydrologiska Byråns Vattenbalansmodell*  
IAF - Índice de área foliar  
IDW - *Inverse Distance Weighted*  
 $I_{max}$  - Capacidade de armazenamento da interceptação  
IMP - Percentual de áreas impermeáveis  
 $Inf_k$  - Taxa que limita a quantidade de infiltração  
 $Inf_{real}$  - Infiltração real para a zona não-saturada  
 $Inf_v$  - Volume máximo de infiltração

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

$I_{\text{real}}$  - Armazenamento da interceptação real

IS - *Intenert – Based Systems*

ITEP - Fundação Instituto Tecnológico do Estado de Pernambuco

$K(\theta)$  - Condutividade hidráulica não-saturada

$K_{\text{inf}}$  - Taxa de infiltração

KVL - *Royal Veterinary and Agricultural University of Denmark*

$K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  e  $K_{zz}$  - Condutividades hidráulicas ao longo dos eixos x, y e z

L - Comprimento do coletor pluvial

$L_{25}$  - Largura do HU ao 25% da vazão de pico

$L_{50}$  - Largura do HU ao 50% da vazão de pico

LAMEPE - Laboratório de Meteorologia de Pernambuco

$L_{CG}$  - Comprimento do talvegue até o centro de gravidade da bacia

LIS - *Land Information Systems*

$L_R$  - Máxima profundidade das raízes

M - Coeficiente de rugosidade de Strickler

MERO - Modelo Determinístico de Simulação Hidrológica desenvolvido por Mero

MNT - Modelo Numérico do Terreno

MODHAC - Modelo Hidrológico Auto-Calibrável

MS - *Multimedia Systems*

n – Coeficiente de rugosidade de Manning

OD - Oxigênio dissolvido

ORSTOM - Instituto Francês de Pesquisa Científica para o Desenvolvimento em Cooperação

P - precipitação

PCD – Plataforma de Coleta de Dados

PCR - Prefeitura da Cidade do Recife

PQA - Projeto de Qualidade das Águas e Controle da Poluição Hídrica das Bacias dos Rios Beberibe, Capibaribe e Jaboatão

PROBRAL - Programa Brasil-Alemanha de Cooperação Internacional da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

PROMETRÓPOLE - Programa de Infraestrutura em Áreas de Baixa Renda da Região Metropolitana do Recife

PSS - *Planning Spatial Systems*

q - Fluxo volumétrico  
q<sub>p</sub> - Vazão de pico do HU  
Q - Termo de fonte/extração, Vazão  
Q<sub>R</sub> - Recarga de água subterrânea  
R<sub>0</sub> - Extração de água pelas raízes na superfície do solo  
RMR - Região Metropolitana de Recife  
RS – *Remote Sensing*  
S - Coeficiente de armazenamento específico, retenção potencial do solo ou declividade média do coletor pluvial  
SCS - *Soil Conservation Service*  
SDSS - *Spatial Decision Support Systems*  
SECTMA/PE - Secretaria de Ciências, Tecnologia e Meio Ambiente do Estado de Pernambuco  
SEPLAN/PE – Secretaria de Planejamento do Estado de Pernambuco  
SES - *Spatial Expert Systems*  
S<sub>fx</sub> e S<sub>fy</sub> - Declividades de atrito nas direções x e y  
SHE - *Système Hydrologique Européen*  
SIG - Sistema de Informação Geográfica  
SIMMQE - Simulação a Malhas Quadradas Embutidas  
SINAENCO/PE – Sindicato Nacional das Empresas de Arquitetura e Engenharia Consultiva em Pernambuco  
SMAP - *Soil Moisture Accounting Procedure*  
S<sub>o</sub> - Declividade da superfície do solo  
SOGREAH - *Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques*  
SPT - *Standard Penetration Test*  
SRH/PE - Secretaria de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco  
SS - *Statistical Software*  
Stanford Watershed IV – Modelo desenvolvido na Stanford University  
SWRRB - *Simulator for Water Resources in Rural Basins*  
S<sub>zns</sub> - Armazenamento total disponível para a evapotranspiração  
t - Duração da chuva  
T - Período de retorno  
TOPMODEL - *Topography-based hydrological model*  
Tc = tempo de concentração;

$t_p$  - Tempo de pico do HU  
 $t'_p$  - Tempo contado do início da precipitação  
 $t_r$  - Duração da precipitação  
TUB - *Technischen Universität Berlin*  
U - Velocidade média  
 $u_h$  e  $v_h$  - Descarga por unidade de área nas direções x e y  
UTM - *Universal Transverse Mercator*  
V - Velocidade superficial  
 $v_i$  - Velocidade média da vertical i  
WASIM-ETH - *Water Flow and Balance Simulation Model*  
z - Componente gravitacional  
 $z_f$  - Profundidade do lençol freático  
 $z_r$  - Profundidade da zona de raízes  
 $\Delta t$  - Passo de tempo  
 $\theta$  - Teor de umidade volumétrica do solo  
 $\theta_{CC}$  - Teor de umidade volumétrica na capacidade de campo  
 $\theta_{max}$  - Teor de umidade máximo que é o teor de água que poderia estar presente se não ocorresse evapotranspiração  
 $\theta_{min}$  - Teor de umidade mínimo que pode existir na camada superior de evapotranspiração  
 $\theta_{PM}$  - Teor de umidade volumétrica no ponto de murchamento  
 $\theta_{real}$  - Teor de umidade real  
 $\theta_{sat}$  - Teor de umidade saturada  
 $\theta_{t-1}$  - Teor de água no final do passo de tempo anterior  
 $\psi$  - Componente de pressão

## Capítulo 1 - Introdução

---

### 1.1. Apresentação

A necessidade humana em representar os processos hidrológicos é algo inerente à evolução do homem visto que a observação da natureza sempre despertou a curiosidade em descobrir a dinâmica dos processos que nela ocorrem. Com base nessas observações, foi-se descobrindo que as respostas para as indagações de como os processos ocorriam encontravam-se não só na própria natureza mas, também, em como o homem intervinha nela.

Exemplos dessas intervenções são os desmatamentos, a impermeabilização crescente de áreas urbanas, a construção de reservatórios para captação de água superficial, a perfuração de poços para exploração da água subterrânea, os assoreamentos, dentre outras.

No caso das áreas urbanas, os estragos causados pela ocupação desordenada de áreas podem ter implicações catastróficas, tais como as enchentes e inundações que provocam danos ambientais e sociais. Os locais que deveriam ser ocupados naturalmente pelas águas são indevidamente ocupados por terrenos impermeabilizados e habitações fazendo com que a água não tenha como infiltrar, provocando o aumento dos picos de vazões.

Em ambientes urbanos costeiros, o problema toma dimensões maiores visto que, além do aumento de áreas impermeabilizadas, existe a preocupação com as marés que avançam no sentido do continente, deixando áreas permanentemente alagadas e aumentando ainda mais os prejuízos para a população.

Cidades densamente ocupadas como o Recife convivem com uma história que se caracteriza pela ocupação desordenada de planícies e morros. A degradação ambiental observada pode ser relacionada a um estilo de urbanização que configurou um "círculo vicioso", cujas consequências se agravaram com a explosão urbana da segunda metade do século XX: enquanto as áreas que apresentavam melhores condições para construção, sem exigência de pesados investimentos de engenharia ambiental (terraços enxutos, topos planos de colinas), foram ocupadas por segmentos sociais mais aquinhoados, as áreas cuja ocupação exigia conhecimento especializado e investimentos maiores (planícies de inundação, manguezais, zonas estuarinas e as encostas) foram em

geral deixadas para a iniciativa de segmentos pobres da população, incapazes de prover os referidos conhecimentos e investimentos (FIDEM, 2003a).

A falta de regulamentação do uso e ocupação do solo em cidades densamente ocupadas contribui para o aumento na recorrência das inundações, acarretando diversos prejuízos. Entre os vários efeitos e danos causados pelas enchentes e inundações podem ser citados os surtos de leptospirose, a destruição de moradias, as perdas econômicas, os gastos com a recuperação dos danos e, principalmente, os óbitos.

As soluções adotadas para minimizar os problemas causados pelas inundações, de um modo geral, apresentam caráter localizado. Os trechos de canais, muitas vezes ampliados, reduzem o prejuízo das áreas afetadas, mas, por causa da transferência de vazões, as inundações agravam-se para jusante, uma vez que a drenagem urbana é fundamentalmente uma questão de “alocação de espaços”. Isso é, a várzea utilizada pelo rio ou córrego nas cheias, suprimida pelas obras de urbanização será sempre requerida a jusante (CANHOLI, 2005).

Os problemas de drenagem devem ser tratados de forma integrada aos outros problemas urbanos, permitindo que o planejamento da cidade esteja ligado ao planejamento da água, tendo a bacia hidrográfica como referência.

Algumas ferramentas têm sido avaliadas e aplicadas como forma de auxiliar os tomadores públicos de decisões na tarefa de planejar, gerenciar, prevenir e prover soluções para os problemas de drenagem urbana. Entre essas ferramentas, citam-se as técnicas de modelagem hidrológica que auxiliam no gerenciamento dos recursos hídricos com o intuito de melhor quantificar e caracterizar os eventos de cheias nessas áreas urbanas.

Na literatura, existem vários exemplos de modelos hidrológicos aplicados a bacias urbanas (TUCCI e MARQUES, 2000). Vale ressaltar que a maioria desses modelos é do tipo concentrado, ou seja, consideram propriedades médias da bacia hidrográfica, desconsiderando sua variação espacial.

Em ALCOFORADO (2006), foi utilizado o modelo hidrológico-hidrodinâmico do tipo concentrado, MIKE Urban A/MIKE 11, para gerar os hidrogramas para diversos canais da Região Metropolitana do Recife - RMR a partir de diferentes eventos de chuva. Esses resultados foram comparados com os resultados obtidos pelos métodos empíricos (Método Regional e SCS) utilizados no Projeto de Qualidade das Águas e Controle da Poluição Hídrica para as Bacias do Beberibe, Capibaribe e Jaboatão – PQA

(SEPLAN/PE, 1997), onde também foi gerado um conjunto de hidrogramas para eventos extremos de precipitação.

Diante da variabilidade espacial e da dinamicidade temporal dos processos hidrológicos que ocorrem em bacias hidrográficas urbanas, surge a necessidade da aplicação de modelos distribuídos que permitem a discretização espacial das variáveis e buscam uma melhor representatividade dos processos físicos que ocorrem nessas bacias. Aliadas a esses modelos, as técnicas de geoprocessamento possibilitam a obtenção, agregação e manipulação dessas variáveis discretizadas espacialmente necessárias à utilização dos modelos distribuídos. Exemplos dessas informações são os modelos digitais de elevações e as imagens de satélite de alta resolução que fornecem informações valiosas sobre a realidade de campo.

Se a modelagem auxilia a compreensão dos processos e a tomada de decisão, ressalta-se a importância de monitorar bacias hidrográficas urbanas visto que, na maioria das vezes, a quantidade e a qualidade dos dados disponíveis são reduzidas e, somente com medições em campo é possível calibrar e validar os modelos para aplicações futuras.

Assim, a grande motivação para a realização deste trabalho reside na pouca segurança nas metodologias já existentes de avaliação de vazões de cheia para projetos de intervenção em meios urbanos.

## 1.2. Objetivos

### 1.2.1. Objetivo Geral

O objetivo principal deste trabalho consiste em representar da forma mais real possível a dinâmica de sistemas fluviais complexos com áreas de grande ocupação urbana utilizando para isso técnicas apuradas de levantamentos de dados espaciais, modelo hidrológico distribuído de base física, que incorpore a variabilidade espacial das características das bacias hidrográficas, e levantamento de dados em campo.

O sistema hidrológico estudado consiste da bacia hidrográfica do Rio Beberibe, que é uma das principais bacias da Região Metropolitana do Recife – RMR.

### 1.2.1. Objetivos Específicos

- Avaliar a aplicabilidade do modelo hidrológico-hidrodinâmico para quantificar vazões de cheias em regiões urbanas;
- Analisar e comparar os resultados obtidos pelo modelo hidrológico-hidrodinâmico com as informações obtidas em campo e com os resultados de metodologias mais simplificadas; e
- Estudar o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica do Rio Beberibe para nortear possíveis intervenções e melhorias nas suas condições de drenagem.

### 1.3. Estrutura da Tese

O Capítulo 2 compreende a fundamentação teórica do trabalho e a revisão bibliográfica, enfocando o sensoriamento remoto e as técnicas de geoprocessamento como ferramentas de auxílio aos estudos hidrológicos. Ainda, no segundo capítulo, apresentam-se os principais componentes da modelagem hidrológica, os vários tipos de modelos hidrológicos e alguns exemplos de aplicações.

No Capítulo 3, é descrito o modelo hidrológico distribuído MIKE SHE, destacando os dados de entrada e os parâmetros utilizados pelo modelo.

No Capítulo 4, descreve-se a área de estudo, caracterizando-a em termos de localização, aspectos físicos, clima, recursos hídricos, geologia, vegetação, uso do solo e a problemática da drenagem urbana.

O Capítulo 5 trata do levantamento da base de dados, incluindo os dados cartográficos e os dados hidrológicos necessários à simulação hidrológica e, ainda, destaca os componentes básicos para a simulação.

No Capítulo 6, são feitas as simulações e são apresentadas as análises e discussões sobre os resultados obtidos bem como é feita a comparação com outras metodologias anteriormente aplicadas para a área.

O Capítulo 7 apresenta as considerações finais sobre o trabalho e o Capítulo 8 refere-se às conclusões do trabalho e às recomendações para trabalhos futuros.

## Capítulo 2 - Fundamentação Teórica e Revisão Bibliográfica

---

### 2.1. Sensoriamento Remoto e Imagens de Satélite de Alta Resolução

As imagens de satélite são fontes de informações valiosas sobre os objetos ou fenômenos que ocorrem na superfície terrestre. A aquisição dessas informações é feita por meio da energia eletromagnética refletida e/ou emitida pelos materiais e registrada pelos sensores dos satélites (Figura 2.1).

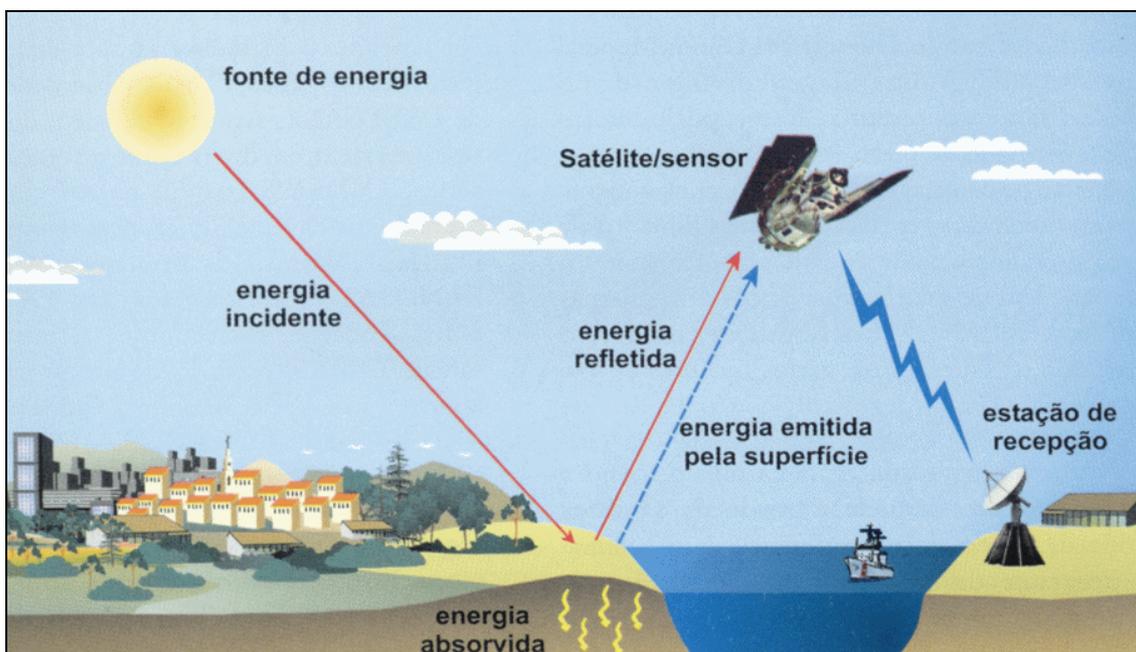


Figura 2.1 – Obtenção de imagens por sensoriamento remoto  
(Fonte: ALMEIDA, 2003).

Os sensores remotos são sistemas fotográficos ou óptico-eletrônicos capazes de detectar e registrar, sob a forma de imagens ou não, o fluxo de energia radiante refletido ou emitido por objetos distantes. Eles podem ser passivos ou ativos. Os sensores passivos não possuem uma fonte própria de radiação, eles medem radiação solar refletida ou radiação emitida pelos alvos, por exemplo, os sistemas fotográficos. Os sensores ativos possuem sua própria fonte de radiação eletromagnética, trabalhando em faixas restritas do espectro, por exemplo, os radares.

Cada ponto imageado pelos sensores corresponde a uma área mínima denominada "pixel" (*picture element*), que deve estar geograficamente identificado, e para o qual são registrados valores digitais relacionados a intensidade de energia

refletida em faixas (bandas) bem definidas do espectro eletromagnético (Figura 2.2). A banda espectral é o intervalo entre dois comprimentos de onda, no espectro eletromagnético.

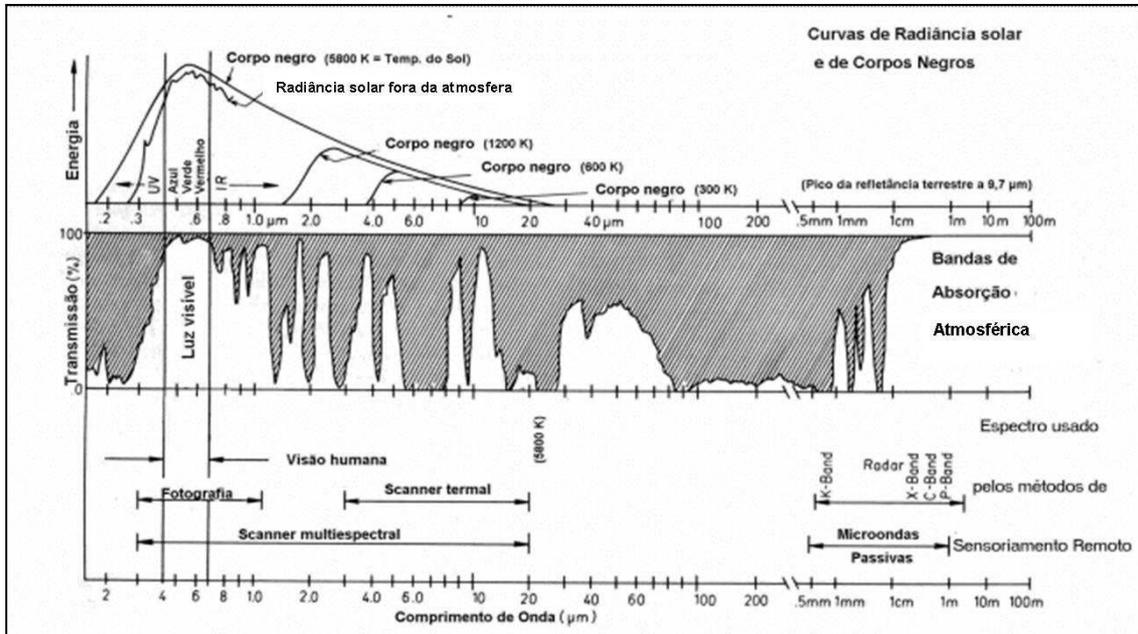


Figura 2.2 – O espectro eletromagnético, a transmissividade atmosférica e os comprimentos de onda usados em sensoriamento remoto (Fonte: KRONBERG, 1985).

A resolução é uma medida da habilidade que um sistema sensor possui de distinguir entre respostas que são semelhantes espectralmente ou próximas espacialmente. A resolução pode ser classificada em espacial, espectral e radiométrica.

A resolução espacial determina a capacidade do sensor do satélite em distinguir objetos na superfície terrestre, ou seja, define a área do terreno focada pelo sensor. A resolução espectral é definida pelo número de bandas espectrais de um sistema sensor e pela amplitude do intervalo de comprimento de onda de cada banda. A resolução radiométrica é dada pelo número de valores digitais representando níveis de cinza usados para expressar os dados coletados pelo sensor.

Uma imagem multiespectral é formada por duas ou mais imagens de diferentes bandas espectrais. Para formar uma composição colorida, são necessárias três ou mais bandas espectrais e essa imagem é chamada composição colorida. A elaboração dessa composição depende do objetivo do trabalho, por exemplo, determinação de corpos d'água e estudos relacionados ao uso da terra, entre outros. Alguns dos principais satélites utilizados em meio ambiente são apresentados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Principais satélites utilizados em meio ambiente  
(Fonte: modificado de BATISTELLA *et al.*, 2008).

SATÉLITE	PAÍS	LANÇAMENTO	SENSOR	CANAIS/ BANDAS ESPECTRAIS	RESOLUÇÃO ESPACIAL	RESOLUÇÃO TEMPORAL	FAIXA IMAGEADA
ALOS	Japão	24/01/06	PRISM	Pancromático	2,5 m	s.d.	35 km- 75 km
			AVNIR-2	1, 2, 3, 4	10 m	s.d.	70 km
			PALSAR	Fine	10 m ou 20 m	45 dias	40 km – 70km
				ScanSAR	100 m	45 dias	250 km – 360km
AQUA	EUA	04/05/02	MODIS	1, 2	250 m	1 a 2 dias	2330 km x 5000 km
				3, 4, 5, 6, 7	500 m		
				Bandas 8 a 36	1000 m		
CBERS-1 e CBERS-2	China/ Brasil	14/10/99 e 21/10/03	Câmara CCD	Pan, Azul, Verde, Vermelho, e Infraver. Próx.	20 m	26 dias (visada vertical) e 3 dias (visada lateral)	113 km
			IRMSS	Pan, Infraver. Médio e Infraver. Termal	80 m e 160 m para o Infraver. Termal	26 dias	120 km
			WFI	Vermelho e Infraver. Próx.	260 m	5 dias	890 km
ENVISAT	Países da ESA	01/03/02	ASAR	Banda C	30 m – 1000 m	35 dias	60 km – 405 km
EROS-A1 e EROS-B1	Israel	05/12/00	Câmara CCD	Visível e Infravermelho	1,8 m	4 dias	12,5 km
		25/04/06	Câmara CCD - TDI		0,9 m	4 dias	16 km
ERS-2	Países da ESA (União Européia)	21/04/95	SAR	Banda C	6 km – 30 km	3, 35 e 176 dias	80 km – 102 km
			WS		45 km		500 km
			RA	Banda K	16 m (altitude)		16 km – 20 km
			ATSR-1	Multiespectral	1 km		500 km
			ATSR-2				
			MS	Infravermelho			
			GOME	Ultravioleta e Visível	40 km		3 dias
GOES-8, GOES-10, GOES-11 e GOES-12	EUA	13/04/94, 25/04/97, 03/05/00 e 23/07/01	VAS	Visível	1 km	1 dia	s.d.
				Infravermelho	4 km		
IKONOS II	EUA	24/09/99	Pancromático	Pan	1 m	2,9 dias	13 km x 13 km
			Multiespectral	Azul, Verde, Vermelho e Infraver. Próx.	4 m		
IRS-1A e IRS-1B	Índia	17/03/88 e 29/08/91	LISS 1/CCD	Visível e Infravermelho	72,5 m	22 dias	148 km
			LISS 2 A & B		36,2 m		74 km
IRS-P2	Índia	15/10/94	LISS 2 A & B	Visível e Infravermelho	32 x 37 m	24 dias	67 km
IRS-P3	Índia	21/03/96	MOS A	Multiespectral	(1569 x 1395m)	s.d.	195 km
			MOS B		(523 x 523m)		200 km
			MOS C		(523 x 644m)		192 km
			WIFS	Vermelho, Infraver. Próx. e Infraver. Médio	189 m	5 dias	810 km
IRS-1D	Índia	29/09/97	LISS 3	Verde, Vermelho e Infraver. Próx.	23,6 m	s.d.	142 km
				Infraver. Médio	70,8 m		148 km
			WIFS	Vermelho e Infraver. Próx.	189 m	5 dias	774 km
			PAN	Pancromático	6 m	5 dias	70 km

Tabela 2.1 – Principais satélites utilizados em agricultura e meio ambiente. (continuação)

SATÉLITE	PAÍS	LANÇAMENTO	SENSOR	CANAIS/ BANDAS ESPECTRAIS	RESOLUÇÃO ESPACIAL	RESOLUÇÃO TEMPORAL	FAIXA IMAGEADA
IRS-P6	Índia	17/10/03	LISS 3	Verde, Vermelho, Infraver. Próx. e Infraver. Médio	23,6 m	24 dias	140 km
			LISS 4	Multiespectral	5,8 m	5 dias	23,5 km (mx) 70,3 km (pan)
			AWIFS	Multiespectral	56 m	s.d.	740 km
LANDSAT 5	EUA	01/03/84	MSS	4, 5, 6, 7	80 m	18 dias	185 km
			TM	1, 2, 3, 4, 5, 7	30 m	16 dias	
				6	120 m		
			ETM+	1, 2, 3, 4, 5, 7	30 m		
				6	60 m		
8	15 m						
METEOSAT-5, METEOSAT-6 e METEOSAT-7	Países da ESA	02/03/91, 20/11/93 e 02/09/97	Radiômetro	Visível	2,5 km	s.d.	s.d.
				Infravermelho e Vapor d'água	5 km		
NOAA-12, NOAA-14, NOAA-15, NOAA-16 e NOAA-17	EUA	14/05/91, 30/12/94, 13/05/98, 21/09/00 e 24/06/02	AVHRR e TOVS	1, 2, 3, 4, 5	1,1 km	1 dia	2400 km
ORBVIEW-2	EUA	01/08/97	SeaWIFS	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8	1,1 km	1 dia	2800 km
ORBVIEW-3		26/06/03	Pan	Pancromático	1 m	3 dias	8 km
			Multiespectral	Multiespectral	4 m		
QUICKBIRD-2	EUA	18/10/01	Quickbird	Pan	61 cm a 72 cm	1 a 3,5 dias	16,5 km x 16,5 km
				Multiespectral	2,4 m a 2,8 m		
RADARSAT-1	Canadá	04/11/95	SAR	Banda C	9 m a 100 m	24 dias	50 a 500 km
RESURS-01-3 e RESURS-01-4	Rússia	04/11/94 e 10/07/98	MSU-e	1, 2, 3	34 m	21 dias	45 km
			MSU-sk	1, 2, 3, 4, 5	137 m x 548 m		600 km
SPOT-2	França/ Bélgica/ Suécia	22/01/90	HRV	PAN	10 m	26 dias	60 km x 60 km
		XS1, XS2, XS3		20 m			
SPOT-4		24/03/98	HR VIR	Monoespectral	10 m	24 horas	2250 km
			Vegetation	B0, B2, B3 e MIR	1 km		
SPOT-5		04/05/02	HRG	PA e SUPERMODE	5 m	26 dias	60 km x 60 km
	B1, B2, B3 e SWIR			10 m			
	HRS			PA	10 m		
		Vegetation-2	B0, B2, B3 e MIR	1 km	24 horas	2250 km	
TERRA	EUA	18/12/99	ASTER	VNIR	15 m	s.d.	60 km
				SWIR	30 m		
				TIR	90 m		
			MODIS	1, 2	250 m	1 a 2 dias	2330 km x 5000 km
				3, 4, 5, 6, 7	500 m		
	Bandas 8 a 36	1000 m					

De forma geral, as imagens de satélite podem ser utilizadas em diversos estudos para o meio ambiente, podendo ser citados:

- Mapeamento do uso atual das terras;
- Apoio a planos de desenvolvimento rural e urbano;
- Zoneamento agroecológico e ecológico-econômico;
- Caracterização da agricultura;
- Avaliação de impacto ambiental (áreas rural ou urbana);
- Estruturação de sistemas de informação para gestão ambiental, urbana e sócio-econômicas;
- Cartografia ambiental;
- Mapeamento e caracterização de vegetação e habitats faunísticos;
- Detecção e monitoramento de queimadas e desmatamentos;
- Pareceres técnicos sobre questões vinculadas ao uso das terras; e
- Apoio à gestão de bacias e microbacias hidrográficas.

Assim, o foco principal da utilização das imagens de satélite é o monitoramento para estudos da evolução de mudanças ambientais e o impacto das atividades humanas sobre o meio ambiente. Especificamente, as imagens de satélite de alta resolução são amplamente utilizadas nos projetos que exigem um mapeamento mais detalhado do uso e cobertura do solo, ou seja, mapeamentos urbanos e rurais que exijam alta precisão dos dados.

Satélites como o *QuickBird* (Figura 2.3) que possuem resolução pancromática de 61 cm e resolução multiespectral de 2,4 m possibilitam a extração de uma grande variedade de informações com exatidão e permitem a produção de mapas precisos e atualizados em áreas urbanas e rurais.



Figura 2.3 – Imagem do Satélite *QuickBird* – Porto do Recife

Diversos tipos de degradação ambiental são monitorados e visualizados com o uso de imagens de alta resolução. Alterações no uso do solo, construções irregulares, desmatamentos, áreas inundadas e deslizamentos são detectados e mapeados com facilidade.

Os tipos de solo e o índice de umidade podem ser detectados usando as imagens de alta resolução. Coberturas sistemáticas permitem a avaliação oportuna de estágios de crescimento e colheita de talhões, a eficácia de técnicas de irrigação e tratamentos com fertilizantes, pesticidas e herbicidas.

Em áreas urbanas, é vasta a aplicação das imagens de satélite de alta resolução. Em MORAES *et al.* (2007), foi utilizada uma imagem do satélite *QuickBird* para auxiliar na estimativa do coeficiente de escoamento superficial, ou coeficiente de “runoff – C, em uma área de intensa urbanização pertencente à bacia do córrego Botafogo, na cidade de Goiânia, em Goiás. Procurou-se o desenvolvimento de uma metodologia para a obtenção de valores de “C” mais precisos e que refletissem melhor o estado de antropização da bacia estudada. Com auxílio de ferramentas de geoprocessamento foi, realizada a delimitação automática da micro-bacia urbana na cidade de Goiânia-GO, com cerca de 2 km<sup>2</sup> e, em seguida, procedeu-se à classificação da imagem, identificando-se classes de interesse com diferentes influências no escoamento superficial das águas precipitadas. Os resultados apresentaram valores do coeficiente “C” com acréscimo de cerca de 30% em relação aos valores utilizados pela Prefeitura Municipal de Goiânia, para o dimensionamento de galerias de águas pluviais, que se encontravam, em sua maioria, sub-dimensionadas, mostrando a eficiência da metodologia, mesmo em se tratando de bacia urbana de pequeno porte e fortemente ocupada.

OLIVEIRA *et al.* (2004) utilizaram uma imagem de satélite de alta resolução para atualizar informações e caracterizar dados espaciais visando ao planejamento e à gestão do ordenamento e da ocupação do território urbano. As informações obtidas pela imagem possibilitaram a quantificação dos impactos causados pelo homem no meio físico em regiões propícias a inundações e deslizamentos. A região de estudo compreendeu a bacia hidrográfica do rio Itacorubi – Florianópolis – SC, que possui área aproximada de 23 km<sup>2</sup>. Utilizando uma imagem do satélite *Quickbird* e por meio de técnicas de interpretação e processamento de produtos digitais foi possível obter mapas temáticos de interesse ao planejamento urbano e definir um prognóstico da ocupação

espacial com vista à gestão ambiental, permitindo avaliações especializadas das zonas eventualmente inundáveis compreendidas na bacia hidrográfica do rio Itacorubi.

YUHARA *et al.* (2007) utilizaram a imagem do satélite de alta resolução espacial IKONOS II para identificar as áreas que necessitavam de maiores intervenções na infra-estrutura e no saneamento na bacia hidrográfica do ribeirão Cocaia, situada na área de proteção aos mananciais do reservatório Billings, ao sul do município de São Paulo. A bacia possui uma área de aproximadamente 19,29 km<sup>2</sup>. As informações obtidas pela imagem associadas às informações socioeconômicas dos moradores subsidiaram políticas socioambientais na área.

Assim, a utilização das imagens multiespectrais de alta resolução auxilia na identificação e monitoramento de impactos ambientais e no planejamento de ações em áreas urbanas e permite aliar três itens fundamentais: informação detalhada, rapidez na aquisição das informações e custo cada vez mais baixo para obtenção das imagens.

## 2.2. Sistemas de Informações Geográficas

Um Sistema de Informação Geográfica (SIG ou *GIS - Geographic Information System*) é um sistema de informação espacial e procedimentos computacionais, que permite e facilita a análise, gestão ou representação do espaço e dos fenômenos que nele ocorrem. Por meio dele, é possível separar as informações em diferentes camadas temáticas e armazená-las independentemente, permitindo trabalhar com elas de modo rápido e simples, e relacioná-las através da posição e topologia dos objetos, com o fim de gerar novas informações.

Os modelos mais comuns em SIG são o modelo *raster* ou matricial e o modelo vetorial. O modelo de SIG matricial centra-se nas propriedades do espaço, compartimentando-o em células regulares (habitualmente quadradas, mas podendo ser retangulares, triangulares ou hexagonais). Cada célula representa um único valor. Quanto maior for a dimensão de cada célula (resolução) menor é a precisão ou detalhe na representação do espaço geográfico. No caso do modelo de SIG vetorial, o foco das representações centra-se na precisão da localização dos elementos no espaço. Para modelar digitalmente as entidades do mundo real, utilizam-se, essencialmente, três formas espaciais: o ponto, a linha e o polígono.

O SIG é uma tecnologia integradora (Tabela 2.2), que permite relacionar técnicas de Sensoriamento Remoto (*RS – Remote Sensing*), Sistemas de Posicionamento

Global (*GPS – Global Position System*), Desenho Assistido por Computador (*CAD – Computer Aided Design*), Mapeamento Automático e Gerenciamento de Serviços (*AM/FM – Automated Mapping e Facilities Management*), entre outras (RUFINO, 2004).

Tabela 2.2 – Tecnologias relacionadas com SIG  
(Adaptado de MALCZEWSKI, 2004; citado por RUFINO, 2004).

Tecnologias	Papel das tecnologias no aumento dos recursos dos SIGs.
Sistemas Gerenciadores de Bancos de Dados ( <i>Data Base Management System – DBMS</i> )	Armazenam atributos para visualização no SIG. Consulta, armazenamento, recuperação, junção, atualização e manutenção de dados, relacionamentos entre campos e entre tabelas.
Desenho e Projeto assistido por Computador ( <i>Computer Aided Design – CAD</i> )	Estendem os recursos 2D do SIG para 3D. Habilitam recursos de renderização (aplicação de texturas) apropriada.
Sistemas de Informação do Solo ( <i>Land Information Systems – LIS</i> )	Ampliam a capacidade do SIG de levantamento e registro de terra em geral para planejamento e desenvolvimento nas áreas legal e administrativa.
Mapeamento Automático e Gerenciamento de Serviços ( <i>Automated Mapping/Facilities Mapping – AM/FM</i> )	Melhoram as funções do SIG por meio de recursos de automação e manutenção de mapeamentos para serviços públicos de infraestrutura como água e esgoto, telefonia, eletricidade e gás.
Sistemas de Posicionamento Global ( <i>Global Position System – GPS</i> )	Melhoram a precisão de localização dos objetos e auxiliam na verificação de precisão de alguns atributos no SIG.
Sensoriamento Remoto e Aerofotogrametria	Integram SIG e Processamento e Análise Digital de imagens. Fonte de dados de entrada <i>raster</i> para o SIG.
Pacotes Computacionais estatísticos ( <i>Statistical Software – SS</i> )	Integram SIG e procedimentos estatísticos.
Sistemas de Apoio à Decisão Espaciais ( <i>Spatial Decision Support Systems – SDSS</i> )	Estendem as funções de SIG para apoio à Decisão
Sistemas Especialistas Espaciais ( <i>Spatial Expert Systems – SES</i> )	Integram conhecimentos de especialistas e SIG
Sistemas de Planejamento Espaciais ( <i>Planning Spatial Systems – PSS</i> )	Estendem as funções de SIG para Planejamento
Sistemas Multimídia ( <i>Multimedia Systems – MS</i> )	Aumentam os recursos de visualização da informação geográfica pelo uso de sons, vídeo, imagens, hipertextos e <i>hotlinks</i> .
Sistemas da Internet ( <i>Intenert – Based Systems – IS</i> )	Ampliam os recursos de disponibilização da informação geográfica e de utilização on-line do SIG
Sistemas Corporativos ( <i>Groupware Systems – GS</i> )	Possibilitam o trabalho colaborativo em ambiente SIG, de múltiplos usuários em diferentes localizações geográficas como diferentes comitês ligados a planejamento e tomada de decisão.

Os SIGs permitem compatibilizar a informação proveniente de diversas fontes, como informação de sensores espaciais (sensoriamento remoto), informação recolhida com GPS ou obtida com os métodos tradicionais da topografia.

Entre as questões para as um SIG pode ter um papel importante encontram-se:

1. Localização: Inquirir características de um lugar concreto;
2. Condição: Cumprimento ou não de condições impostas aos objetos;
3. Tendência: Comparação entre situações temporais ou espaciais distintas de alguma característica;
4. Rotas: Cálculo de caminhos ótimos entre dois ou mais pontos;
5. Modelos: Geração de modelos explicativos a partir do comportamento observado de fenômenos espaciais.

A aptidão do SIG em simular e inter-relacionar eventos de natureza intrinsecamente espacial permite a projeção de cenários para planeamento, bem como a modelagem de funções de correlação e a interação de dados de monitoramento para efeito de controle, supervisão e obtenção de diagnósticos (RUFINO, 2004).

Para se trabalhar com um SIG, é preciso reconhecer os quatro níveis hierárquicos da informação: o dado, a informação, o conhecimento e a inteligência. Enquanto o dado é convertido em informação por um processamento que lhe confere forma e coerência, processos científicos de generalização de causa e efeito convertem informação em conhecimento. Ao se aplicar a habilidade de utilizar o conhecimento de uma forma eficiente e de acordo com certos objetivos, estar-se-á transformando conhecimento em inteligência (SOUZA, 1999). A Figura 2.4 mostra como o SIG auxilia no entendimento de situações, possibilitando ao decisor visualizar cenários e planejar as ações.

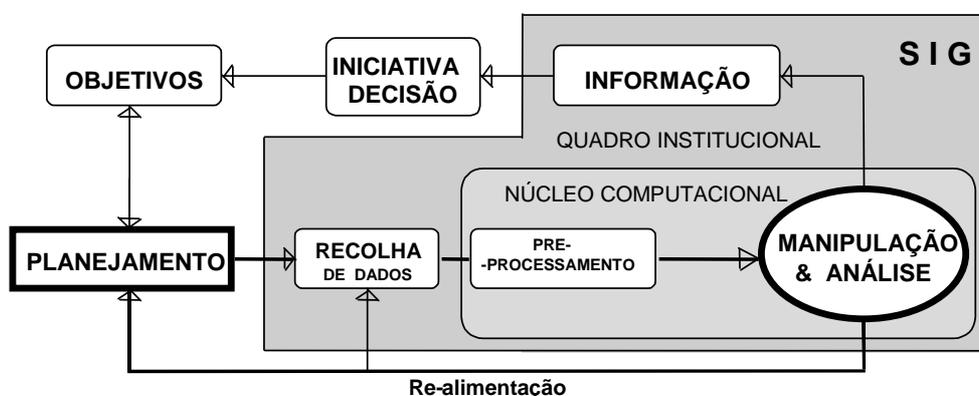


Figura 2.4 – Papel de um SIG na produção de informação, como apoio à decisão (Fonte: CORDEIRO, 2003).

Os SIGs oferecem várias facilidades para análise, modelagem, simulações e previsões que auxiliam na difícil tarefa de planejar. Para isso, realiza várias funções que podem ser divididas em básicas e avançadas.

As funções básicas incluem as funções de medida, (re)classificação, escala, sobreposição, vizinhança e de conectividade. Os SIGs mais utilizados como o ARC/INFO – ArcView-ArcGIS (*Esri Environmental System Research Institute*), o IDRISI (*Clark Labs*), o GRASS (*U.S. Army Corps of Engineers*), o SPRING (DPI/INPE), Geomedia (*Intergraph Corporation*) e o MapInfo (*MapInfo Corporation*), possuem a maioria, senão todas, essas funções básicas (RUFINO, 2004).

Dentre essas funções básicas, a sobreposição é uma das funções mais utilizadas em um SIG. A própria estrutura desses sistemas permite a utilização de uma série de camadas de informação de maneira que a sobreposição já é uma premissa para seu funcionamento. A partir da sobreposição de polígonos, por exemplo, pode ser gerada uma nova camada de informação com uma nova estruturação topológica (relações espaciais entre os objetos). Essas operações requerem que todas as camadas de informação envolvidas tenham a mesma referência geográfica.

As funções avançadas do SIG podem ser subdivididas em duas categorias: funções de Modelagem Estatística e Modelagem Matemática (RUFINO, 2004).

A estatística espacial trata de caracterizar o espaço geográfico por meio de análises do modelo de distribuição dos dados espaciais. É possível integrar a estatística convencional e espacial com o SIG, utilizar módulos estatísticos externos que funcionam em conjunto com o SIG e, por meio de ferramentas de importação/exportação disponíveis em um SIG, possibilitar a transferência de dados entre pacotes SIG e pacotes estatísticos.

Para a modelagem matemática em um ambiente SIG, existem duas ferramentas: a otimização e a simulação. No modelo de otimização, o resultado é uma prescrição de uma estratégia para a solução de um problema. Por outro lado, na simulação tem-se uma aproximação descritiva da solução de um problema.

A otimização especifica as ações que satisfazem um objetivo, estabelecendo condições ótimas e analisando os efeitos das variações no sistema nas proximidades do ponto ótimo. Em contrapartida, a modelagem matemática por simulação é uma abordagem exploratória para os problemas de tomada de decisão. Ela reproduz (simula) um processo para obter uma amostra dos possíveis resultados. A alta disponibilidade de linguagens de simulação, aliada a computadores com grande capacidade de

processamento, tem tornado a simulação um método de modelagem extremamente aceito pelas análises baseadas em SIG. Assim, como na modelagem estatística, existe a possibilidade de importação/exportação de dados entre o SIG e os pacotes de modelagem matemática em recursos hídricos, como modelos de fluxo subterrâneo, modelos de precipitação, etc.

No campo da modelagem hidrológica, é possível por meio dos SIGs determinar parâmetros hidrológicos, por exemplo, pela análise topográfica do terreno, a partir de um Modelo Digital de Elevações (MDE) e das características da cobertura do solo. Alguns desses modelos podem ser executados totalmente em um ambiente SIG (FERRAZ *et al.*, 1999).

O delineamento de bacias hidrográficas e sua rede de drenagem são feitos a partir de um MDE com a utilização de um modelo de ponto d'água em oito direções, no qual cada célula é conectada a uma de suas oito células vizinhas (quatro nas laterais principais, quatro nas diagonais) e a água flui apenas em direção à célula vizinha, cuja descida seja mais íngreme (JENSON e DOMINGUE, 1988).

Assim, dado o MDE de uma área, é possível determinar-se, para cada célula, a direção de fluxo que a água assumirá, gerando-se uma imagem de direções de fluxo. As bacias de contribuição são identificadas como o conjunto de todas as células que escoam para uma determinada célula de destino. O número de células que devem ser utilizadas em um estudo pode variar conforme o seu objetivo, mas, como regra geral, toma-se a área da região a ser analisada e divide-se por um milhão, obtendo-se o número mínimo de células (OLIVERA *et al.*, 1998).

A partir desse delineamento podem, em ambiente SIG, ser calculados diretamente outros parâmetros como a área da bacia de contribuição, o comprimento dos canais, o fator de forma, entre outros, sendo essas ferramentas dos SIGs de grande aplicabilidade prática na área de recursos hídricos.

Segundo MENDES (1996), a integração entre geoprocessamento e modelos hidrológicos pode ser realizada de acordo com as seguintes fases:

- Obtenção dos dados (dados de campo e digitais);
- Processamento e análise dos dados de entrada;
- Operações no ambiente SIG;
- Simulação hidrológica; e
- Simulação visual dos resultados.

Em bacias hidrográficas urbanas, essa integração pode auxiliar, por exemplo, na previsão e no controle de cheias. É possível simular o escoamento e gerar mapas de inundações com o auxílio dos modelos acoplados aos SIGs. Aliando dados de telemetria, os modelos hidrológico-hidrodinâmicos e os SIGs, pode-se obter um sistema de suporte à decisão em tempo real que auxilie as populações que vivem em áreas de risco de inundação.

CASTILHO *et al.* (2005) realizaram o zoneamento de áreas inundáveis da cidade de Governador Valadares, localizada na região leste do estado de Minas Gerais, obtido a partir da utilização de um modelo hidráulico associado a um SIG. Na modelagem hidráulica, foi utilizado o HEC-RAS (U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 2001), com o qual foram estabelecidos os perfis da linha d'água para diversos períodos de retorno. A partir dos perfis da linha d'água, foram definidas superfícies, que, juntamente com o Modelo Digital do Terreno, por meio de operações matemáticas realizadas em um SIG, resultaram na identificação das áreas inundáveis da cidade. O trabalho consiste em uma ferramenta importante para a Defesa Civil na administração das enchentes, como também para a prefeitura no zoneamento territorial.

### 2.3. Modelagem Hidrológica

A modelagem hidrológica surge da necessidade de simular os processos que regem o movimento da água e os impactos das mudanças do uso do solo sobre a quantidade e qualidade da água.

Para a modelagem, devem ser considerados vários aspectos, dentre eles, podem-se citar: que tipos de resultados são esperados, quais os modelos mais viáveis em termos de detalhamento, quantidade de dados de entrada, quantidade e complexidade dos parâmetros, entre outros.

Muitas vezes, com a necessidade urgente de obter informações em curto prazo sobre o comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica, faz-se uso de modelos simples, mas que permitem ao tomador de decisões ponderar sobre os aspectos hidrológicos da região em estudo.

Se existe a disponibilidade de tempo para obter uma quantidade maior de informações, pode-se fazer uso de modelos hidrológicos mais complexos e que, em longo prazo, possam fornecer resultados que traduzam melhor a realidade hidrológica de uma determinada região.

Um modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre. Pode haver uma estreita relação entre a modelagem hidrológica, a biológica e a ecológica, pois o transporte de materiais pela água é influenciado por atividades biológicas que podem aumentar ou diminuir a quantidade desses materiais na água, e o regime do fluxo de água pode afetar diversos habitats (MAIDMENT, 1993b).

A bacia hidrográfica é o objeto de estudo da maioria dos modelos hidrológicos, reunindo as superfícies que captam e despejam água sobre um ou mais canais de escoamento que desembocam em uma única saída. A bacia pode constituir a unidade espacial para modelos agregados que consideram as propriedades médias para toda bacia, ou, então, pode ser subdividida segundo diversas abordagens a fim de considerar suas características espacialmente distribuídas (RENNÓ, 2003).

### 2.3.1. Componentes da Modelagem Hidrológica

#### 2.3.1.1. Precipitação

A precipitação é a variável mais importante nos sistemas hidrológicos e varia tanto no tempo quanto no espaço. A variação da precipitação no tempo depende da escala (de tempo) definida como sendo de minutos, horas, nível diário, semanal, mensal, sazonal ou anual.

Quanto à variabilidade espacial, muitos estudos mostram a importância da espacialização da chuva na resposta hidrológica das bacias hidrográficas. Em GIESEN *et al.* (2000), a dinâmica da chuva, traduzida por sua variabilidade espacial e temporal explica a redução dos coeficientes de *runoff*. A variabilidade da chuva em grandes escalas temporais e espaciais produz variabilidade na fenologia da vegetação, o que pode influenciar, por exemplo, no índice de área das folhas e na evapotranspiração (TAYLOR, 2000).

Como entrada para boa parte dos modelos hidrológicos, são requeridos dados de chuva que abranjam completamente a área de aplicação do modelo. Em muitos casos, esses dados são derivados da interpolação de dados de estações. Métodos comuns incluem geometria simples (por exemplo, os polígonos de Thiessen), geoestatística (Kriging) ou aproximações polinomiais (por exemplo, interpolação Spline). Métodos de simulação, por exemplo, Monte Carlo, Faixas Rotativas (Turning-Band) são utilizados

para gerar distribuições de chuva que refletem a variabilidade espacial da chuva também entre pontos de observação (BÁRDOSSY, 1993).

Referindo-se à escala temporal, os dados de chuva são poucas vezes disponíveis na resolução temporal requerida para o modelo hidrológico a ser aplicado. Vários tipos de modelos estocásticos são usados para gerar séries temporais de chuva com a resolução de interesse. Alguns são adaptados para ser utilizados para desagregação de séries temporais de baixa resolução, a partir de dados diários para horários, por exemplo. Eles incluem métodos baseados no ajuste de funções de distribuição de probabilidades teóricas para variáveis como o número de eventos por dia, volume do evento e duração (HERSHENHORN e WOOLHISER, 1987; ECONOPOULY *et al.*, 1990; CONNOLLY *et al.*, 1998).

CAVALCANTE (2008) elaborou um modelo de desagregação da chuva diária utilizando dados medidos em uma estação pluviométrica instalada na bacia experimental do riacho Guaraíra, no Estado da Paraíba. O modelo classificou os eventos chuvosos em classes de probabilidade, baseando-se na distribuição Log-Normal. Sequencialmente, foi determinado o número de eventos chuvosos por dia, por meio de uma distribuição discreta, binomial negativa, cujos parâmetros correlacionaram-se com a chuva diária. Os valores precipitados em cada evento sub-diário foram modelados por meio de razões adimensionais que seguem uma distribuição Gama a dois parâmetros, os quais foram determinados por uma relação exponencial com a ordem da classe de probabilidade da chuva diária.

Outro grupo de autores partiu de modelos de chuva estocásticos de pulsos retangulares baseados em processos de agrupamentos de células (RODRIGUEZ-ITURBE *et al.*, 1987, 1988) e idealizou outras formas de desagregação. BÁRDOSSY (1998), utilizando propriedades observadas diretamente da precipitação, apresentou um método para geração de séries temporais de precipitação por meio de *simulated annealing* baseado no algoritmo *Metropolis-Hastings*. Por esse método, a distribuição de probabilidade das séries desagregadas converge para série original de distribuição que é descrita em termos de uma função-objetivo que se deseja minimizar. A função-objetivo pode ser formulada incluindo diferentes propriedades da série original a serem preservadas, como, por exemplo, função de autocorrelação, propriedades de escala, distribuição da duração do período seco e período chuvoso, etc. Outro tipo de estimativa é baseado nos processos randômicos de cascata (SCHERTZER e LOVEJOY, 1987), na qual é utilizada uma relação log-log linear entre os momentos estatísticos de várias

ordens e um parâmetro de escala. Esse conceito foi incorporado dentro dos métodos de desagregação espacial e temporal de chuva.

#### 2.3.1.2. Evaporação e Evapotranspiração

A evaporação é o processo pelo qual a água se transforma do estado líquido para o de vapor. Embora o vapor d'água possa ser formado diretamente, a partir da fase sólida, o interesse da hidrologia está concentrado nas perdas por evaporação, a partir de superfícies líquidas (transformação de líquido em vapor). Além da evaporação, o retorno da água para a atmosfera pode ocorrer através do processo de transpiração, pelo qual a água absorvida pelos vegetais é evaporada a partir de suas folhas.

A evapotranspiração é composta dos seguintes componentes: evaporação da água interceptada pela vegetação, evaporação do solo e a transpiração das plantas através das folhas. Os principais fatores governantes são as condições climáticas por entre a vegetação (por exemplo, radiação e velocidade do vento), características gerais da vegetação (por exemplo, altura, índice de área das folhas), características fisiológicas das plantas (por exemplo, regulação dos estômatos em dependência da disponibilidade de água no solo e temperatura) e características do solo na superfície e no seu interior (por exemplo, textura na superfície do solo e umidade real do solo). Todos os componentes da evapotranspiração são intimamente relacionados entre si (GÜNTNER, 2002).

A evapotranspiração é importante para o balanço hídrico de uma bacia hidrográfica como um todo e, principalmente, para o balanço hídrico agrícola, que pode envolver o cálculo da necessidade de irrigação.

Estimativas para a modelagem da evapotranspiração em aplicações hidrológicas abrangem a representação, parametrização e os dados demandados do processo. Os modelos mais simples contam apenas com a temperatura como a variável meteorológica. Outros modelos, adicionalmente, introduzem a radiação, umidade, velocidade do vento e/ou parâmetros dependentes da cobertura vegetal. Particularmente, os modelos mais simples com componentes empíricos e um reduzido número de fatores intervenientes são, usualmente, restritos para as condições climáticas para as quais foram desenvolvidos (FEDDES *et al.*, 1978).

A FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) e a ICID (*International Commission on Irrigation and Drainage*) consideram a equação de

Penman-Monteith como padrão de cálculo da evapotranspiração de referência, a partir de dados meteorológicos, sendo utilizado, também, para avaliar outros métodos (SMITH, 1991; ALLEN *et al.*, 1998).

A estimativa da evapotranspiração pela equação de Penman-Monteith considera dois fatores principais influenciando o processo da evapotranspiração: (1) os processos fisiológicos da planta que regulam a transpiração como função das condições ambientais e (2) os efeitos físicos das características da cobertura vegetal no movimento do ar e, assim, a advecção da umidade do ar.

Em BACK (2007), valores de evapotranspiração de referência foram calculados em intervalos de um, cinco, dez, quinze dias e mensal. Foram utilizados dados meteorológicos da Estação Meteorológica de Urussanga – SC, referentes ao período de 1981 a 2004. A evapotranspiração de referência foi calculada pelo método de Penman-Monteith com base nas médias das variáveis meteorológicas dos diferentes períodos estudados. Observou-se que não houve diferenças significativas nas médias de evapotranspiração calculadas nos diversos intervalos de tempo. No entanto, houve diferenças significativas na dispersão dos valores em torno da média. Para valores diários, foi obtido coeficiente de variação (C.V.) entre 30 e 40%, e, para valores mensais, houve variação entre 6 e 12%. Observou-se, também, que os dados de evapotranspiração se ajustaram à distribuição Beta, e, assim, foram estimados, para cada mês, os valores de evapotranspiração de referência com probabilidades de 5; 10; 25; 50; 75; 90 e 95%.

Em MEDEIROS (2002), foi avaliada a estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>), utilizando medidas lisimétricas e métodos de estimativa que foram comparados com valores de ET<sub>o</sub> obtidos com a equação de Penman-Monteith. A análise foi realizada em relação ao período de março a junho dos anos de 1997 e 1998, com dados coletados em uma estação meteorológica automática instalada na Estação Experimental do Vale do Curu, no Centro Nacional de Pesquisa em Agroindústria Tropical, pertencente à EMBRAPA, Paraipaba - CE, onde também se encontrava instalado um lisímetro de pesagem (Área = 2,205 m<sup>2</sup>), com células de carga. A análise foi baseada em dados diários, decendiais e quinquidiais. Os resultados obtidos mostraram que os dados medidos em lisímetro se ajustaram de forma regular aos valores de ET<sub>o</sub> estimados pelo método de Penman-Monteith, nas três escalas de tempo avaliadas, o que indica a possibilidade de problemas na operação e manutenção desse dispositivo. Com relação aos métodos de estimativa de ET<sub>o</sub>, os que melhor se ajustaram

aos valores obtidos por Penman-Monteith foram: Priestley-Taylor nas escalas diária e decenal, e Thornthwaite na escala quinidial, porém, com erros sistemáticos. Devido a isso, foram propostos ajustes com base nesses métodos. Observou-se um desempenho considerado bom para o método de Priestley-Taylor e muito bom para Thornthwaite, indicando a potencialidade de seus usos em condições climáticas semelhantes às desse estudo, quando há limitação de dados meteorológicos.

#### 2.3.1.3. Infiltração e Percolação

A infiltração é a passagem de água da superfície para o interior do solo. É um processo que depende, fundamentalmente, da água disponível para infiltrar, da natureza do solo, do estado da sua superfície e das quantidades de água e ar, inicialmente presentes no seu interior. A percolação é o processo de movimento da água dentro do solo.

Na maioria das vezes, à medida que a água infiltra pela superfície, as camadas superiores do solo vão-se umedecendo de cima para baixo, alterando gradativamente o perfil de umidade. Enquanto há aporte de água, o perfil de umidade tende à saturação em toda profundidade, sendo a superfície, naturalmente, o primeiro nível a saturar.

Quando o aporte de água à superfície cessa, isto é, deixa de haver infiltração, a umidade no interior do solo se redistribui, evoluindo para um perfil de umidade inverso, com menores teores de umidade próximo à superfície e maiores nas camadas mais profundas.

Pela percolação, a água penetra nas camadas superficiais do solo, move-se para baixo através dos vazios, pela ação da gravidade, até atingir uma camada impermeável, formando um lençol d'água. Durante a percolação, uma parcela da água, sob a ação da força de adesão ou de capilaridade, fica retida nas regiões mais próximas da superfície do solo, constituindo a zona não-saturada. Outra parcela, sob a ação da gravidade, atinge as zonas mais profundas do subsolo, constituindo a zona saturada (Figura 2.5).



Figura 2.5 – Caracterização esquemática das zonas não-saturada e saturada no subsolo (Fonte: BOSCARDIN BORGHETTI *et al.*, 2004).

**Zona não-saturada:** também chamada de zona de aeração ou vadosa, é a parte do solo que está parcialmente preenchida por água. Nessa zona, pequenas quantidades de água distribuem-se uniformemente, sendo que as suas moléculas aderem às superfícies dos grãos do solo. Nessa zona, ocorre o fenômeno de absorção de água pelas raízes das plantas, de filtração e de autodepuração da água. Dentro dessa zona, encontram-se:

- Zona de umidade do solo: é a parte mais superficial, em que a perda de água de forma capilar para a atmosfera é intensa. Em alguns casos, é muito grande a quantidade de sais que se acumulam na superfície do solo após a evaporação dessa água, dando origem a solos salinizados ou a crostas ferruginosas (lateríticas). Essa zona serve de suporte fundamental da biomassa vegetal natural ou cultivada da Terra e da interface atmosfera/litosfera.

- Zona intermediária: região compreendida entre a zona de umidade do solo e da franja capilar, com umidade menor do que nessa última e maior do que na zona de umidade do solo. Em áreas onde o nível freático está próximo da superfície, a zona intermediária pode não existir, pois a franja capilar atinge a superfície do solo. São brejos e alagadiços, onde há uma intensa evaporação da água subterrânea.

- Franja de capilaridade: é a região mais próxima ao nível d'água do lençol freático, em que a umidade é maior devido à presença da zona saturada logo abaixo.

**Zona saturada:** é a região abaixo da zona não-saturada onde os poros ou fraturas da rocha estão totalmente preenchidos por água. As águas atingem essa zona por gravidade, através dos poros ou fraturas até alcançar uma profundidade limite, onde o solo ou as rochas estão tão saturados que a água não pode penetrar mais. Nessa zona, a

água corresponde ao excedente de água da zona não-saturada que se move em velocidades muito lentas (mm/dia), formando o manancial subterrâneo propriamente dito. Uma parcela dessa água irá desaguar na superfície dos terrenos, formando as fontes e olhos de água. A outra parcela desse fluxo subterrâneo forma a vazão basal que deságua nos rios, perenizando-os durante os períodos de estiagem, ou deságua diretamente nos lagos e oceanos.

A superfície que separa a zona saturada da zona não-saturada é chamada de nível freático, ou seja, esse nível corresponde ao topo da zona saturada. Dependendo da geomorfologia/geologia, das características climatológicas da região ou do volume de precipitação e escoamento da água, esse nível pode permanecer permanentemente a grandes profundidades, ou se aproximar da superfície horizontal do terreno, originando as zonas encharcadas ou pantanosas, ou convertendo-se em mananciais (nascentes) quando se aproxima da superfície através de um corte no terreno.

Em um meio poroso, como é uma matriz de solo, a água se move na direção do decréscimo do potencial hidráulico. Os principais componentes que elevam o potencial hidráulico são as forças gravitacionais e capilares. A taxa de fluxo é, em princípio, expressa pela equação de Darcy (DARCY, 1856; MAIDMENT, 1993a) como uma função desse potencial hidráulico e da habilidade do solo de conduzir água, isso é, a condutividade hidráulica. A condutividade e o potencial da matriz de solo são dependentes do estado de umidade real do solo na matriz em forma de funções não-lineares. Inclusive essas relações conduzem a uma generalização da equação de Darcy para fluxo na zona não-saturada na matriz de solo na forma de uma equação diferencial parcial - equação de Richards (MAIDMENT, 1993a).

Observações em solos naturais, porém, têm freqüentemente mostrado que o conceito de matriz de solo homogênea não é válido devido à existência de macroporos nos quais o movimento da água é principalmente influenciado pelas forças gravitacionais (BEVEN e GERMANN, 1982). O movimento da água em solos naturais para propostas de modelagem é, assim, freqüentemente considerado como um processo de domínio dual. Separar componentes do modelo para o fluxo dentro dos macroporos tem sido desenvolvido e acoplado à equação de Richards para considerar a interação entre ambos os domínios (BRONSTERT, 1999).

Um grande número de modelos de base física utiliza o conceito baseado na equação de Richards para modelar o movimento vertical da água no solo, parcialmente também incluindo um módulo acoplado de macroporos. A coluna de solo é subdividida

em várias camadas entre as quais os fluxos abaixo (percolação) e acima (elevação da capilaridade) são simulados, usualmente com uma resolução espacial e temporal. Esses modelos podem igualmente ser utilizados para modelar infiltração, configurando volumes de chuva como uma condição de contorno superior. Grandes incertezas permanecem para esses tipos de modelos no tocante à formulação adequada de alguns processos, particularmente relatados para o fluxo nos macroporos, e eles demandam parâmetros e recursos computacionais (BRONSTERT, 1999).

Em estimativas de modelagens mais simples, as camadas de solo são tratadas como volumes de armazenamento que transferem a água para a próxima camada mais profunda ou para um armazenamento subterrâneo de acordo com uma aproximação conceitual. Comumente, a percolação ocorre nesse tipo de estimativa se a umidade real da camada de solo exceder a capacidade de campo (LEAVESLEY *et al.*, 1983). O volume de percolação pode depender do volume de armazenamento real na forma de uma aproximação do reservatório linear, parametrizado pelo coeficiente de armazenamento que pode ser completamente empírico e, assim, pode ser calibrado ou relacionado para mudar a condutividade não-saturada com a umidade real do solo (SWRRB, ARNOLD *et al.*, 1990, in ARNOLD e WILLIAMS, 1995). UHLENBROOK (1999) utiliza a rotina da quantidade de umidade real do solo do modelo HBV (BERGSTRÖM, 1992) para computar a percolação para um armazenamento de geração de escoamento. Nesse conceito, a percolação pode ocorrer mesmo se a capacidade de campo ainda não for atingida, que é considerada para, implicitamente, incorporar o efeito de transferência rápida da água para as camadas mais profundas do solo pelos macroporos. A rotina simplificada para o fluxo da água nos macroporos é também incorporada em alguns outros módulos conceituais de água no solo como, por exemplo, em uma versão modificada do WASIM-ETH (NIEHOFF, 2002) e no SWRRB (ARNOLD *et al.*, 1990) para fendas nos solos vérticos, que são solos com alta relação micro/macroporos. Da mesma forma, ambos os componentes são incluídos de maneiras simples na água do solo e no modelo de dinâmica das plantas para ecossistemas semiáridos (WALKER e LANGRIDE, 1996). Porém, essas extensões envolvem parâmetros adicionais que são difíceis de determinar ou têm de ser calibrados (GÜNTNER, 2002).

Em particular, nos modelos conceituais de água no solo, a infiltração é simulada por uma rotina separada que, depois, destina a quantidade de água infiltrada como entrada no modelo de água no solo. Paralela a essa estimativa de base física, existe uma

variedade de modelos conceituais e empíricos na literatura. Os modelos empíricos, geralmente, relacionam a taxa ou volume de infiltração com o tempo após o início de um evento de chuva, adaptado por alguns parâmetros específicos de solo, e não explicitamente respeitam a quantidade de umidade real do solo (HORTON, 1940; HOLTAN, 1961). Mesmo não sendo estritamente um modelo de infiltração, o amplamente usado modelo da curva número do SCS (SCS, 1972) deve ser mencionado no contexto dos modelos empíricos. O método estima o escoamento superficial com base em um evento médio pela quantidade de interceptação, detenção da superfície e perdas por infiltração, sendo tudo parametrizado por um fator empírico (curva número) dependendo das características de vegetação e do solo como também das condições antecedentes de escoamento. Porém, essa aplicabilidade é muito limitada no caso da modelagem dinâmica com dados históricos de chuvas ou para condições que a parametrização da curva número não abrange.

O modelo conceitual mais amplamente aplicado, que representa o processo de infiltração na forma simplificada das equações físicas governantes, é o modelo de GREEN e AMPT (1911). O modelo considera: a existência de uma carga hidráulica constante em toda superfície do solo, o solo com perfil homogêneo e profundidade infinita e o perfil de umidade do solo saturado desde a superfície até a profundidade da frente de umedecimento. A principal hipótese da estimativa que pode não ser válida para muitos solos naturais é de uma matriz de solo homogênea que não contém macroporos. Muitas extensões têm sido adicionadas à estimativa original no intuito de remover algumas dessas limitações como, por exemplo, para a infiltração de solos em camadas (PESCHKE, 1977), para solos incrustados (AHUJA, 1983) ou para intensidades de chuvas variáveis no tempo (PESCHKE, 1987).

#### 2.3.1.4. Escoamento Superficial

Quando a intensidade da precipitação excede a capacidade de infiltração do solo ou quando a superfície do solo torna-se saturada, ocorre o escoamento superficial.

Segundo TUCCI (1998), o escoamento superficial é a parcela do ciclo hidrológico em que a água se desloca na superfície da bacia até encontrar uma drenagem definida. Quando a bacia hidrográfica é rural e possui cobertura vegetal, o escoamento sofre a interferência dessa e grande parte dele se infiltra. O escoamento superficial é, portanto, definido pela combinação de fluxo de pequena profundidade na

superfície com o escoamento em pequenos canais que constituem a drenagem da bacia hidrográfica.

Com o crescimento da população mundial, as alterações ao meio ambiente se tornaram mais importantes, causando maiores mudanças às características do escoamento nas bacias hidrográficas. A derrubada da vegetação natural para o desenvolvimento da agricultura aumenta a superfície de solo exposto, com diminuição da proteção natural da vegetação. Essa perda de proteção diminui o potencial de infiltração do solo, aumenta o escoamento superficial e resulta em grandes perdas de solo. O crescimento das cidades tem modificado drasticamente a paisagem nos arredores dos centros urbanos. A urbanização tem interferido, significativamente, nos processos envolvidos no ciclo hidrológico em bacias urbanas.

Superfícies impermeáveis, tais como telhados e ruas pavimentadas, reduzem o potencial de infiltração e, conseqüentemente, a recarga dos aquíferos subterrâneos, aumentando o volume do escoamento superficial. Essas superfícies ainda apresentam uma rugosidade menor, aumentando a velocidade do escoamento superficial e a erosão. Essas alterações do ciclo hidrológico têm agravado as enchentes e aumentado a sua freqüência, trazendo transtornos e prejuízos às populações urbanas.

O Quadro 2.3 mostra os valores de infiltração, escoamento superficial e evaporação em diferentes tipos de ocupação.

Tabela 2.3 – Valores relativos de infiltração, escoamento superficial e evaporação em diferentes tipos de ocupação  
(Fonte: adaptado de MAGALHÃES, 2001).

Tipo de Ocupação	Infiltração	Escoamento superficial	Evaporação
Áreas impermeabilizadas	0,0	0,8	0,2
Superfícies com condições normais de agricultura	0,4 – 0,6	0,3 – 0,5	0,1
Áreas com cobertura vegetal > 60%	0,7	0,2	0,1

### 2.3.2. Escala e Variabilidade

Os processos hidrológicos, a observação desses processos e os modelos hidrológicos são relacionados com as escalas temporal e espacial, isso é, a escala do processo, a escala da observação e a escala da modelagem (BLÖSCHL e SIVAPALAN, 1995). Em outras palavras, quando se muda de uma escala para outra, os processos observados mudam. Então, os conceitos de modelagem necessitam ser relacionados

com a escala dos processos a serem representados. A dependência da escala é devida à heterogeneidade das características fisiográficas da paisagem, a variabilidade das variáveis de estado hidrológicas e dos processos (no espaço e no tempo) e a importância dos processos individuais relativos a outros que se modificam com a escala. A distinção entre essas três categorias de escala torna-se relevante para a modelagem hidrológica se essas categorias não coincidem na escala para uma aplicação específica. Esse é o caso para a maioria das aplicações de modelos. Então, são requeridas técnicas de escalar que permitam a transferência de dados, formulações de modelos e/ou parâmetros entre escalas e categorias de escalas (GÜNTNER, 2002).

Se o modelo hidrológico destina-se a um domínio geográfico grande, a discrepância comumente existe entre a escala da modelagem e a escala do processo. A escala da modelagem de interesse (por exemplo, uma bacia hidrográfica) é usualmente maior do que a escala típica dos processos relevantes, que envolvem uma variabilidade considerável na escala da modelagem (variabilidade do *sub-grid*). Essa variabilidade pode ser determinística/estruturada ou de natureza estocástica. No caso da variabilidade estruturada, algum tipo de organização pode ser observado na distribuição espacial das características do terreno ou processos, isso é, existe uma relação entre essas características e sua localização. Ao contrário, no caso da variabilidade estocástica, as características do terreno e dos processos são consideradas independentes da localização (GÜNTNER, 2002).

Outra questão permanente é a escala de tempo para a análise. Em princípio, a percepção do problema físico a ser simulado deveria indicar, quanto menor o intervalo de simulação  $\Delta t$ , melhores seriam os resultados, em função da resolução numérica das equações e processos de discretização/diferenciação eventualmente presentes, consideradas as restrições de estabilidade. No entanto, pesa contra essa premissa a disponibilidade dos dados com a periodicidade desejada, notadamente as variáveis de entrada dos modelos (precipitação, evaporação, temperatura, vazão ou lâmina d'água para calibração dos parâmetros, eventualmente níveis de maré, por exemplo). Embora as estações de monitoramento remoto permitam a obtenção de dados com intervalos de tempo programáveis, a cobertura das redes telemétricas é pequena (notadamente, no caso brasileiro) e, principalmente, as séries históricas ainda têm duração reduzida, quando comparadas às estações tradicionais. Há, ainda, a questão de volume de processamento computacional, que pode ser importante no uso de modelos sofisticados, principalmente se acoplados à simulação meteorológica.

O mais importante na definição da escala de tempo dos modelos é a finalidade da simulação. Modelos voltados à simulação de cheias em pequenas bacias hidrográficas com áreas da ordem de 10 km<sup>2</sup>, por exemplo, requerem, pelo baixo tempo de concentração,  $\Delta t$  pequenos, da ordem de minutos. A simulação com passo de tempo de um dia atende à maioria dos objetivos para análise do escoamento em bacias de grande e médio porte (área superior a 500 km<sup>2</sup>, conforme TUCCI, 2004). Estudos de disponibilidade hídrica de bacias, para alocação de água aos múltiplos fins, assim como o planejamento da operação de reservatórios plurianuais, podem adotar modelos com passo de tempo mensal.

### 2.3.3. Tipos de Modelos

Existe uma grande variedade de tipos de modelos hidrológicos, diferindo no grau de determinação (modelos estocásticos ou determinísticos), no tipo de representação do processo (modelos empíricos ou conceituais) e na extensão e na resolução das escalas temporal e espacial que eles abrangem (por exemplo, modelos contínuos ou baseados em eventos, modelos concentrados ou distribuídos). Discussões sobre os aspectos relacionados à classificação de modelos podem ser encontrados em MAIDMENT (1993b), VERTESSY *et al.* (1993) e TUCCI (1998).

Os modelos estocásticos, cujo conceito deriva dos esforços empreendidos no passado para prever estoques de produtos, fazem uso de observações do passado para prever o futuro. Se a chance de ocorrência das variáveis é levada em consideração e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo, ele é dito estocástico. Caso contrário, se o modelo não segue a lei das probabilidades, ele é dito determinístico (CHOW, 1964). Nos modelos determinísticos, para uma mesma entrada, o sistema produz sempre a mesma saída e, nos modelos estocásticos, o relacionamento entre entrada e saída é estatístico.

Os modelos empíricos baseiam-se em experiências ou em conhecimentos obtidos por percepção dos fenômenos. Em geral são formulados por regressões cujos coeficientes são definidos experimentalmente e, via de regra, aplicam-se somente às áreas usadas para derivá-los. Essas regressões podem ser simples, múltiplas, lineares ou não. A principal característica desse tipo de modelo é a busca de relações entre as variáveis de estudo que, a princípio, não são conhecidas. Por isso mesmo, o modelo é exploratório ou empírico. Os modelos conceituais são concebidos a partir do

entendimento dos processos físicos do fenômeno que está sendo modelado. Alguns modelos buscam traduzir de forma mais precisa os processos físicos. Outros simplificam a formulação, geralmente para reduzir a quantidade de parâmetros envolvidos. De forma geral, os modelos têm aplicações mais gerais e seus coeficientes referem-se às propriedades físicas, já comprovadas ou aceitas, do mundo real (ABBOTT e REFSGAARD, 1996).

Os modelos de tempo contínuo permitem calcular a seqüência de vazões (e, geralmente, todos os demais processos hidrológicos envolvidos) por períodos longos de tempo, levando em consideração a recuperação da umidade do solo depois do término da precipitação enquanto que os modelos baseados em eventos modelam os processos hidrológicos apenas para um evento de chuva-vazão de acordo as condições iniciais de umidade do solo (SALAS, 2000).

Os modelos hidrológicos concentrados consideram propriedades médias da bacia hidrográfica e/ou indicadores que integram essas propriedades, desconsiderando a variação espacial das mesmas. As variáveis hidrológicas são ponderadas com fatores de área, características fisiográficas, como tipo de solo, vegetação e relevo são integradas por processos diversos ou representadas por parâmetros. Interceptação e acumulação superficial na zona saturada e não-saturada do solo são representadas por meio de reservatórios fictícios, estabelecendo-se mecanismos empíricos de troca de água entre os mesmos. Os modelos distribuídos, por sua vez, discretizam o espaço físico e as variáveis que atuam sobre as células de discretização, estabelecem mecanismos de conexão entre as células e buscam maior representatividade com as equações que traduzem os processos físicos (LINSLEY *et al.*, 1988; ABBOTT e REFSGAARD, 1996; CIRILO *et al.*, 2007).

#### 2.3.4. Modelos Hidrológicos Concentrados e Distribuídos

Existem muitos pontos em comum entre a maioria dos modelos chuva-vazão do tipo concentrado. Consideram, geralmente, de dois a quatro reservatórios para o armazenamento da água nos diferentes meios, estabelecendo equações empíricas para o fluxo entre eles, regido por um conjunto de parâmetros a calibrar. Para ilustrar essas diferenças, podem-se citar quatro desses modelos: dois com passo de tempo mensal, o GRH/UFPE e o MODHAC; um com passo de tempo diário, o modelo SMAP (LOPES *et al.*, 1981); e outro com passo de tempo em minutos, o IPH II (TUCCI, 1998).

O GRH/UFPE (CIRILO *et al.*, 1997) é um modelo de simulação hidrológica mensal do tipo conceitual desenvolvido pelo Grupo de Recursos Hídricos da Universidade Federal de Pernambuco, caracterizando-se pela combinação de dois reservatórios lineares e funções de transferência. A separação do escoamento superficial é feita por meio de uma equação não-linear em função da precipitação. Assim, para uma mesma taxa de umidade do solo, o escoamento superficial varia com maior ou menor intensidade em função do montante precipitado, a depender dos parâmetros definidos. O balanço de umidade do solo é realizado utilizando-se dois reservatórios que representam, respectivamente, as zonas não-saturada e saturada do solo.

O modelo MODHAC - Modelo Hidrológico Auto-Calibrável (LANNA e SCHWARZBACH, 1989), é do tipo conceitual concentrado com oito parâmetros principais de calibração, que conduzem a um bom desempenho quando comparado ao escoamento observado. O modelo foi aplicado para propostas de planejamento de recursos hídricos no Nordeste do Brasil (FORMIGA *et al.*, 1999; COGERH, 2000) e, mais recentemente, em projeto da Agência Nacional de Águas (ANA, 2006 em <http://www.ana.gov.br/atlas.asp>), que analisou alternativas para o suprimento de água de cidades e distritos do semiárido do Nordeste do Brasil. A descrição a seguir é resumida a partir de texto dos autores (LANNA, 1997).

No MODHAC, o armazenamento da água na bacia é simulado por meio de três reservatórios fictícios que representam a água armazenada superficialmente, a água armazenada sub-superficialmente, no chamado horizonte vegetal do solo, e a água armazenada nas camadas inferiores do solo, incluindo o aquífero subterrâneo. Esses reservatórios são respectivamente denominados reservatório superficial, sub-superficial e subterrâneo. A abstração de água na bacia ocorre pela evaporação direta da chuva, pela evaporação ou evapotranspiração dos reservatórios superficial e sub-superficial, pelo escoamento superficial e pela infiltração profunda. Essa última variável representa a água que sai da bacia dirigindo-se a outras de maior ordem ou a aquíferos subterrâneos profundos. O escoamento da bacia, observado em seu exutório, é formado pelos escoamentos superficial e subterrâneo. O escoamento superficial é formado pelo escoamento direto somado ao hipodérmico. O escoamento direto é composto pela água pluvial que não é evaporada, nem interceptada pelo reservatório superficial e nem infiltrada no solo. O escoamento hipodérmico é resultado da "recusa à infiltração" causada pela saturação do reservatório sub-superficial. O escoamento subterrâneo resulta das percolações à superfície dos reservatórios sub-superficial e subterrâneo. Esse

escoamento subterrâneo é resultado da composição de dois tipos de aquíferos, com coeficientes distintos de escoamento. Os escoamentos são propagados ao exutório da bacia de forma extremamente simplificada. Admite-se um tempo de trânsito constante para cada tipo de escoamento, representando a demora entre o intervalo de tempo de sua formação e o intervalo em que é anotado no exutório da bacia.

O SMAP (*Soil Moisture Accounting Procedure*) é um modelo de simulação hidrológica do tipo conceitual concentrado. Foi desenvolvido em 1981 por LOPES J.E.G., BRAGA B.P.F. e CONEJO J.G.L., e apresentado no *International Symposium on Rainfall-Runoff Modelling* realizado em Mississipi, U.S.A. e publicado pela *Water Resources Publications* (1982). O desenvolvimento do modelo SMAP baseou-se na experiência com a aplicação do modelo Stanford Watershed IV e modelo MERO em trabalhos realizados no DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo. Foi originalmente desenvolvido para intervalo de tempo diário e, posteriormente, foram apresentadas versões horária e mensal, adaptando-se algumas modificações em sua estrutura. Na versão diária, o SMAP é constituído de três reservatórios e cinco funções de transferência. Os dados de entrada do modelo são os totais diários de chuva e o total diário médio do período de evaporação potencial (tanque classe A). Para calibração, são necessários dados de vazão média diária, incluindo eventos de cheia.

O IPH II é um modelo hidrológico chuva-vazão, do tipo concentrado, desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Conforme TUCCI (1998), o modelo é composto dos seguintes algoritmos: perdas por evaporação e interceptação; separação dos escoamentos; propagação do escoamento superficial; propagação subterrânea; otimização dos parâmetros (opcional). O modelo IPH II tem sido aplicado em diversas bacias hidrográficas rurais e urbanas, inclusive para previsão em tempo real.

GERMANO *et al.* (1998) utilizaram o modelo hidrológico IPH II para estimativa de hidrogramas de cheias em bacias urbanas. Nesse estudo, foram utilizados dados hidrológicos de 28 bacias hidrográficas urbanas em seis cidades brasileiras (Curitiba, Joinville, Porto Alegre, Rio de Janeiro, São Carlos e São Paulo), representando eventos de cheia. Com base nessas informações e nas características das bacias, o modelo foi ajustado aos eventos. Com uma análise dos prognósticos e da variabilidade dos parâmetros, foi possível orientar o uso desse modelo para outras bacias brasileiras.

Os modelos hidrológicos distribuídos são aqueles que consideram a distribuição espacial de algumas variáveis. Nesse sentido, é impossível dissociar os modelos distribuídos dos modelos hidrológicos de base física. É necessário, pelo menos um pouco de base física, para justificar a consideração de características distribuídas (COLLISCHONN, 2001).

Segundo BEVEN (1985), os modelos distribuídos de base física têm aplicação potencial em:

- previsão das conseqüências de alterações do uso do solo;
- previsão da heterogeneidade espacial de variáveis de entrada e saída;
- previsão do movimento de poluentes e sedimentos;
- previsão hidrológica em bacias sem dados para a calibração de modelos conceituais.

Entre os modelos hidrológicos distribuídos podem ser citados, por exemplo, o MIKE SHE (ABBOTT *et al.*, 1986; BATHURST *et al.*, 1995; DHI, 2001), o TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1979; BEVEN *et al.*, 1995) e o AÇUMOD (DNAEE, 1983; PAIVA, 2000; SILVA JR *et al.*, 2000; SILANS *et al.*, 2000).

O modelo hidrológico distribuído MIKE SHE é uma versão adaptada do modelo SHE (*Système Hydrologique Européen*) e resulta da cooperação entre alguns centros de pesquisa europeus, iniciada em 1976 (ABBOTT *et al.*, 1986; REFSGAARD e STORM, 1995; DHI, 2001). Todos os processos são descritos por equações, que representam, aproximadamente, um compromisso entre o máximo da sua compreensão teórica atual e a disponibilidade de dados (COLLISCHONN, 2001). Assim, em sua forma clássica; os escoamentos são representados pela: equação unidimensional de Richards para a zona não-saturada, equação tridimensional do fluxo subterrâneo para a zona saturada, equação bidimensional de Saint-Venant para escoamento superficial e equação unidimensional de Saint-Venant para o escoamento nos canais. Outras possibilidades de cálculo também fazem parte da estrutura do modelo.

As experiências de utilização do modelo hidrológico MIKE SHE envolvem tanto a modelagem contínua quanto a modelagem de eventos, sendo essa última de extrema importância em áreas urbanas que sofrem com os problemas das enchentes.

Em FEYEN *et al.* (2000), o modelo foi aplicado à bacia hidrográfica do rio Gete, na Bélgica, que possui uma área de 600 km<sup>2</sup>. Na calibração, foram confrontados dados diários de vazão no período de janeiro/1985 a dezembro/1986 e, na validação, foram utilizados os dados do período de janeiro/1987 a dezembro/1988. Esse

procedimento é chamado de *split sample test*. As vazões observadas foram simuladas com sucesso tanto no período de calibração quanto no período de validação.

Em GÓES *et al.* (2005), o modelo MIKE SHE foi aplicado à bacia hidrográfica do riacho Mimoso, localizada no Estado de Pernambuco, Nordeste brasileiro. A bacia hidrográfica do riacho Mimoso possui uma área de 102,74 km<sup>2</sup> e nela está concentrado um grande número de barragens subterrâneas, porém não existe o monitoramento da vazão no exutório da bacia. Assim, foi feito o estudo para obter uma primeira estimativa da vazão média diária, de modo a gerar subsídios para a definição de processos de retenção do escoamento superficial e recarga dos aluviões. Para o período considerado na simulação de 1986 a 2002, a vazão média gerada na bacia hidrográfica do riacho Mimoso foi de 88,67 L/s, condizente com a vazão de referência da região do Alto Capibaribe ( $q = 0,86 \text{ L/s/km}^2$ ), onde se insere a bacia hidrográfica estudada (SECTMA/PE, 1998). O modelo apresentou-se como uma ferramenta bastante satisfatória para transformação de chuva em vazão, em virtude de sua conceituação física e completa representação dos processos hidrológicos. Outro fator a ser ressaltado no uso do modelo refere-se à sua interface amigável para entrada de dados, calibração dos parâmetros e visualização dos resultados.

Um estudo de caso na bacia hidrográfica do rio Var na França, com uma área de 2.822 km<sup>2</sup>, foi apresentado em HYDROPROTECH (2001). A enchente de novembro de 1994 foi um dos eventos hidrológicos mais espetaculares registrados no rio Var, que culminou em grandes estragos na região urbana que margeia a foz do referido rio. O valor de pico para a vazão foi estimado em 3.500 m<sup>3</sup>/s. Os prejuízos reuniram destruição de rodovias, barragens e prédios públicos. De 03/11/1994 a 04/11/1994, uma chuva moderada, mas contínua, caiu sobre a bacia hidrográfica e, em 5/11/1994, ocorreram chuvas intensas. Caindo sobre solos saturados, essas chuvas contribuíram para um grande escoamento superficial. Os resultados demonstraram que, com um limitado conjunto de dados, o MIKE SHE pode produzir uma representação realística da situação hidrológica em uma bacia hidrográfica complexa. O conceito modular aplicado no sistema permite melhorar progressivamente a qualidade dos resultados.

NIELSEN (2006) mostra uma aplicação do MIKE SHE em uma área urbana da região sudeste da Ásia. O modelo foi capaz de simular a inundação devido aos efeitos combinados de chuva e maré. Foi simulado todo sistema de drenagem, considerando diferentes taxas de infiltração e as áreas pavimentadas.

BUTTS *et al.* (2005) aplicaram o MIKE SHE à bacia hidrográfica do rio Odra na Polônia, uma das bacias contempladas no projeto *FLOODRELIEF*, que envolve vários países da Europa. Esse projeto desenvolve novas metodologias para previsão de inundações, priorizando a capacidade e a exatidão dos modelos e permite que os resultados dos estudos sejam acessíveis aos gerentes e pessoas que vivem em áreas de risco. O rio Odra sofre frequentemente com inundações, sendo as mais recentes registradas em 1997 e 2001. O modelo foi calibrado com sucesso incluindo as inundações.

Outro modelo hidrológico distribuído amplamente utilizado é o TOPMODEL (*Topography-based Hydrological Model*). Esse modelo está baseado na hipótese de que é possível representar a heterogeneidade de uma bacia analisando a sua topografia, considerando um índice topográfico. Segundo essa hipótese, a “predisposição” de uma área elementar da bacia gerar escoamento horizontal, seja superficial ou sub-superficial, depende da área que contribui para essa área elementar e da declividade local da área elementar. Áreas elementares em regiões convergentes da bacia, portanto, têm maior “predisposição” para gerar o escoamento. Áreas elementares em regiões de maior declividade contribuem menos (BEVEN *et al.*, 1995).

Dois componentes podem ser identificados na formulação do TOPMODEL (FRANCHINI *et al.*, 1996): o primeiro representa o balanço hídrico no solo e o segundo a propagação do escoamento até a exutória da bacia. O modelo é baseado no armazenamento e é constituído em reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento. Essa 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.

Desde sua concepção, o TOPMODEL recebeu várias modificações em sua formulação. Para adequá-lo melhor às áreas urbanas, VALEO e MOIN (2000) modificaram o cálculo do índice topográfico para levar em consideração usos urbanos do solo e denominaram o novo modelo de TOPURBAN.

SANTOS e KOBIYAMA (2008) aplicaram o modelo hidrológico TOPMODEL para determinar as áreas saturadas da bacia hidrográfica do rio Pequeno, com área de 104 km<sup>2</sup>, localizada no município de São José dos Pinhais, Região Metropolitana de Curitiba, Paraná. O TOPMODEL pressupõe que a dinâmica da água é influenciada pelas características do solo e do relevo de toda bacia contribuinte, fornecendo, como

resultado, além da vazão do rio, a distribuição espacial da umidade no sistema (zonas saturadas e áreas secas) ao longo do tempo. Os mapas de áreas saturadas foram analisados frente ao uso do solo e às áreas de preservação permanente de mata ciliar. O TOPMODEL apresentou boa aderência entre as vazões observadas e calculadas ( $R^2 = 0,75$ ), confirmando sua eficiência em regiões de clima úmido e relevo suave. Os resultados das simulações mostraram o grande potencial de aplicabilidade desse modelo no planejamento ambiental, pois permitem discutir e orientar as ações antrópicas sobre o meio físico com base no entendimento dos processos naturais.

Um aspecto comum aos modelos MIKE SHE e TOPMODEL é que a calibração de alguns parâmetros é, em geral, necessária, especialmente nos casos em que a resolução espacial é baixa (células grandes). Portanto, a utopia dos modelos hidrológicos de base 100% física, sem parâmetros para calibrar, parece distante devido às dificuldades na coleta e no tratamento nos dados. Existem os parâmetros que precisam de calibração e, portanto, ainda existe a necessidade de uma etapa de calibração no uso dos modelos. Além disso, a calibração, no caso de modelos distribuídos, é mais trabalhosa do que em modelos concentrados, devido às interações entre os parâmetros nos diferentes pontos da bacia. (COLLISCHONN, 2001).

Outro modelo estudado, sendo também um exemplo de modelo distribuído, é o AÇUMOD (DNAEE, 1983; PAIVA, 2000; SILVA JR *et al.*, 2000; SILANS *et al.*, 2000).

O AÇUMOD é um modelo hidrológico distribuído desenvolvido por professores e alunos do Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal da Paraíba para ser aplicado em bacias hidrográficas da região Nordeste do Brasil. O modelo permite a utilização, para sua calibração, das informações disponíveis sobre os níveis de água nos açudes simulados e observações de vazão efetuadas em postos fluviométricos que são “perturbados” pela existência de açudes a montante. Ele efetua o balanço hídrico dos açudes implantados na rede de drenagem da bacia hidrográfica, considerando as respectivas regras de operação dos mesmos e foi desenhado para gerar vazões e níveis de reservatórios mensais em regiões semiáridas. É uma adaptação do modelo SIMMQE - Simulação a Malhas Quadradas Embutidas (DNAEE, 1983) desenvolvido pela instituição francesa de pesquisa e cooperação ORSTOM, em que algumas modificações foram introduzidas para torná-lo mais adaptado às regiões semiáridas.

Apesar de amplamente aplicado às áreas rurais, também existem aplicações em áreas urbanas do modelo AÇUMOD em conjunto com outros modelos, podendo ser citada a avaliação de alterações ambientais em reservatórios urbanos.

Reservatórios localizados em áreas urbanas são diretamente afetados pelas mudanças antrópicas realizadas na cobertura vegetal e nas formas de uso do solo urbano das bacias periurbanas contidas nas grandes metrópoles. Essas mudanças influenciam diretamente os regimes hidrológicos, hidráulicos, sedimentológicos e de qualidade das águas superficiais (SANTOS, 2006).

Em trabalho de SILVA (2005), foi desenvolvida a integração de um sistema de previsão hidrometeorológica para uso em sistemas de informações para ser usado por comitês de bacias hidrográficas. Para a modelagem da previsão hidrossedimentológica na bacia hidrográfica do rio Pirapama, localizada na parte sul da Região Metropolitana do Recife-PE, foi realizado o acoplamento de dados de previsão de precipitação em modelos hidrológicos. Foram geradas dez séries de previsão climática de 14 anos, de 1987 a 2000 para os seis primeiros meses de cada ano. Essa série de dados foi inserida em dois modelos hidrológicos. O modelo AÇUMOD foi utilizado para representar o balanço hídrico por meio de um sistema de reservatórios, e o modelo KINEROS2 foi utilizado para simular a vazão e a produção de sedimentos. Os resultados mostraram um ajuste satisfatório entre as vazões observadas e as vazões calculadas a partir dos dados de previsão climática. Os resultados obtidos mostraram que o sistema pode ser considerado uma promissora ferramenta para previsão hidrossedimentológica em bacias da região Nordeste do Brasil.

Sendo assim, analisando os modelos hidrológicos distribuídos, optou-se, neste estudo, por trabalhar com o modelo MIKE SHE, por meio de concessão de uma licença acadêmica, considerando que sua estrutura permite a interação dinâmica entre os principais processos hidrológicos (fluxo superficial, fluxo na zona não-saturada e o fluxo na zona saturada). Vale também ressaltar a sua flexibilidade na definição de dados de entrada e parâmetros e sua capacidade de interface com os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs).

As aplicações em áreas urbanas do MIKE SHE, suas diversas possibilidades de cálculo e inserção de dados e parâmetros, mostram que, em comparação com modelos mais simples, o mesmo possibilita analisar melhor os efeitos de mudanças em todo um sistema hidrológico. No Capítulo 3, são descritas as formulações clássicas e as outras possibilidades de cálculo utilizadas pelo modelo MIKE SHE.

## Capítulo 3 – Modelo Hidrológico Distribuído MIKE SHE

### 3.1. Descrição do Modelo MIKE SHE

Este capítulo descreve o MIKE SHE (DHI, 2001) que é um modelo hidrológico determinístico de base física distribuído que integra toda a fase terrestre do ciclo hidrológico.

O MIKE SHE é uma adaptação do código original do SHE - *Système Hydrologique Européen* (ABBOTT *et al.*, 1986) e foi desenvolvido conjuntamente pelo *British Institute of Hydrology*, DHI (*Danish Hydraulic Institute Water and Environment*) e pela companhia de consultoria francesa SOGREAH (*Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques*). O nome MIKE SHE provém do nome do principal autor Michael B. Abbott e do código original do SHE.

O modelo tem uma estrutura modular que compreende os seguintes componentes: interceptação, evapotranspiração, infiltração, fluxo subsuperficial na zona não-saturada, fluxo subterrâneo na zona saturada, fluxo superficial e fluxo nos canais (Figura 3.1). O módulo de movimento da água forma a parte principal do modelo; podendo ser acoplado a outros módulos tais como os módulos de advecção-dispersão ou geo-químico.

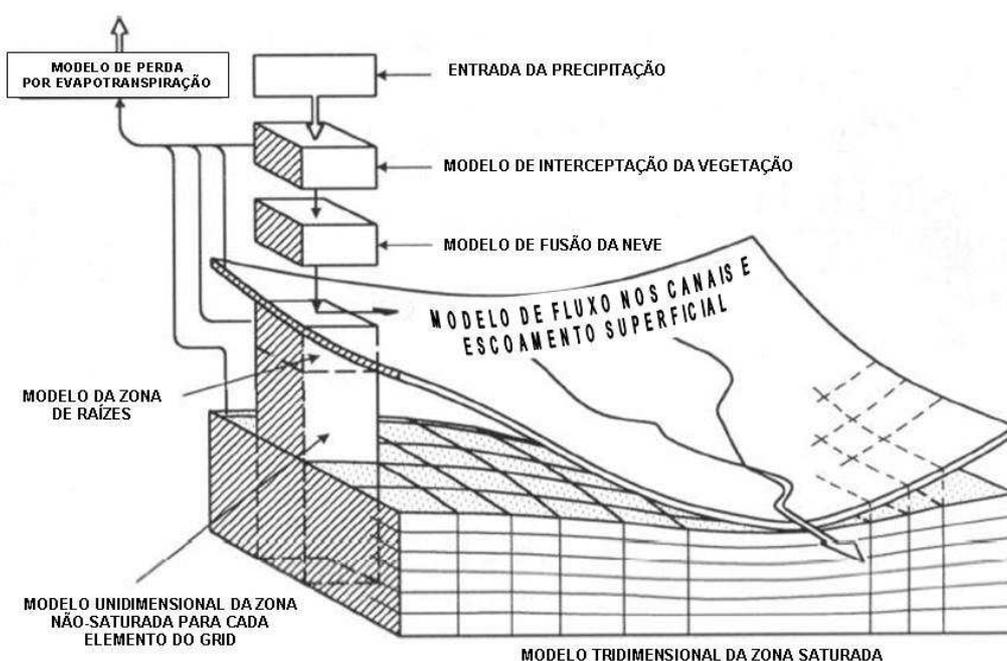


Figura 3.1 – Representação esquemática dos componentes do MIKE SHE (Adaptado de REFSGAARD e STORM, 1995).

A representação das características da bacia e os dados de entrada são fornecidos através da discretização horizontal e vertical da bacia hidrográfica dentro de uma rede ortogonal de grades. Dessa maneira, a variabilidade espacial dos parâmetros como elevação, tipo de solo (parâmetros hidráulicos do solo), cobertura do solo, precipitação e evapotranspiração potencial podem ser representados (THOMPSON *et al.*, 2004).

A interceptação da chuva é modelada usando o método modificado de Rutter (KRISTENSEN e JENSEN, 1975), que considera a capacidade de armazenamento máxima da cobertura vegetal; a quantidade de água retida na vegetação é modelada como uma função da capacidade de armazenamento da cobertura vegetal, a qual depende do índice de área foliar (IAF). A combinação da evapotranspiração potencial, uso do solo, índices de área foliar, absorção de água pelas raízes e da capacidade de armazenamento da cobertura vegetal determina a quantidade de evapotranspiração real (FEYEN *et al.*, 2000). Em outras palavras, uma proporção da chuva é interceptada pela vegetação da qual uma parte da água evapora. A água remanescente atinge o solo, produzindo o escoamento da água superficial ou percolando para a zona não-saturada. Parte da água que se infiltra evapora da parte mais alta da zona de raízes ou é absorvida pelas raízes das plantas para o processo de transpiração. O restante da água infiltrada recarrega o fluxo subterrâneo na zona saturada.

O fluxo na zona não-saturada pode ser calculado pela equação completa de Richards, um procedimento de fluxo gravitacional simplificado ou um método simples de balanço hídrico em duas camadas.

O módulo da zona saturada calcula o fluxo subterrâneo na bacia hidrográfica e interage com todos os outros módulos do movimento da água no MIKE SHE – fluxo superficial, fluxo na zona não-saturada, fluxo no canal e evapotranspiração. As variações temporais e espaciais da variável dependente (altura de carga hidráulica) são descritas matematicamente pela equação tridimensional para o fluxo subterrâneo. Outra possibilidade é utilizar o Método do Reservatório Linear como uma aproximação conceitual concentrada que é uma alternativa ao modelo físico totalmente distribuído, visto que, em muitos casos existem problemas com a disponibilidade dos dados e a estimativa dos parâmetros, pois a informação subsuperficial é geralmente muito escassa (DHI, 2007b).

As aproximações de inércia nula da equação de St. Venant são resolvidas numericamente em duas dimensões para o fluxo superficial e em uma dimensão para o fluxo no canal. Quando a chuva excede a capacidade de infiltração do solo, a água

permanece na superfície. Essa água fica disponível como escoamento superficial para ser encaminhada em direção aos rios. A rota exata e a quantidade de água são determinadas pela topografia, pela resistência do fluxo e pelas perdas devido à evaporação e à infiltração ao longo do caminho do fluxo.

As equações básicas utilizadas pelos módulos de evapotranspiração, fluxo na zona não-saturada, fluxo na zona saturada, fluxo superficial e fluxo nos canais serão mostradas a seguir. Maiores detalhes sobre as equações do modelo podem ser vistos em GRAHAM e BUTTS (2005) e DHI (2007a, 2007b).

Vale ainda ressaltar algumas características importantes do modelo que são a flexibilidade na definição das condições de contorno e das resoluções do *grid* e a possibilidade de utilizar dados espaciais e temporais com vários tipos de entradas e saídas, principalmente devido à capacidade de interface com os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs).

Outra característica do modelo MIKE SHE é que o mesmo permite tanto a modelagem de eventos quanto a modelagem contínua para um período de até 36 anos de registros.

O MIKE SHE além de simular a interação entre os principais processos hidrológicos, que incluem a interceptação da precipitação pela vegetação e pela superfície da terra, evapotranspiração, fluxo superficial, fluxo no canal, fluxo subsuperficial na zona não saturada e fluxo subterrâneo na zona saturada, também permite simular os principais componentes da qualidade da água (transporte de sedimentos, nutrientes e pesticidas). Dessa forma o modelo tem aplicabilidade nas pesquisas de:

- gerenciamento de recursos hídricos superficiais e subterrâneos;
- planejamento e gerenciamento de bacias hidrográficas;
- avaliação de impactos ambientais;
- mapeamento da vulnerabilidade de aquíferos;
- gerenciamento para o controle enchentes;
- estudos de impactos decorrentes de mudanças no uso do solo e no clima; e
- estudos de impactos decorrentes de práticas na agricultura incluindo irrigação e drenagem.

Essa aplicabilidade do modelo pode ser exemplificada pelo projeto-piloto de Previsão de Cheias que a Superintendência de Gestão da Informação da ANA (2008) vai implementar, desenvolvendo toda metodologia, que culmina com a utilização do

modelo MIKE SHE calibrado para a área de estudo compreendida entre as barragens de Sobradinho e Itaparica no rio São Francisco. Está sendo realizado um levantamento topo-batimétrico com cerca de 400 seções transversais do rio, parâmetro essencial para o funcionamento do modelo e a aquisição de equipamentos como radiômetro de campo, *notebook* e computadores configurados para trabalhos em Geomática, equipamento DGPS e projetor digital.

Diversas atividades para alimentação e calibração do modelo serão desenvolvidas em conjunto com outras unidades da ANA, tais como: estudos de solos, uso e cobertura da terra, levantamentos topo-batimétricos, ortocodificação dos trechos de cursos d'água na escala de 1:100.000 e organização do acervo de informações do projeto.

### 3.1.1. Evapotranspiração

No MIKE SHE, os processos da evapotranspiração são decompostos e modelados na seguinte ordem:

- uma proporção da chuva é interceptada pela vegetação, da qual parte da água evapora;
- a água remanescente recarrega a superfície do solo, produzindo escoamento superficial ou percolando para a zona não-saturada;
- parte da água infiltrada é evaporada da parte mais acima da zona de raízes ou transpirada pelas plantas;
- o remanescente da água infiltrada recarrega a zona saturada.

O modelo possui duas possibilidades de cálculo para a evapotranspiração: o Método de Kristensen e Jensen e outro método simples de balanço hídrico em duas camadas. A evapotranspiração potencial é fornecida como dado de entrada no modelo, sendo recomendados os métodos clássicos da FAO/Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998) ou de THORNTHWAITE e MATHER (1957) para determinar esse valor de referência.

#### 3.1.1.1. Método de Kristensen e Jensen

O modelo primário de evapotranspiração é baseado nas equações derivadas empiricamente do trabalho de KRISTENSEN e JENSEN (1975) que foi realizado no

Royal Veterinary and Agricultural University of Denmark (KVL). Nesse modelo, a evapotranspiração real e a umidade real do solo são calculadas a partir da razão da evaporação potencial, com a profundidade máxima das raízes e o índice de área foliar para as plantas. As equações empíricas no modelo são baseadas em medidas reais. O modelo geralmente assume que a temperatura está acima de 0°C e, portanto, que a precipitação não ocorre como neve.

#### a) Interceptação da Vegetação

A interceptação da cobertura vegetal é definida como o processo onde a precipitação é retida nas folhas, ramos e troncos da vegetação. Essa água interceptada evapora diretamente sem adicionar umidade ao solo.

O processo de interceptação é modelado como um reservatório de armazenamento, o qual deve ser preenchido antes de acontecer o fluxo dos ramos para a superfície. O tamanho da capacidade de armazenamento da interceptação,  $I_{max}$ , depende do tipo de vegetação e do seu estágio de desenvolvimento, que é caracterizado pelo índice de área foliar, IAF. Então,

$$I_{max} = C_{int} \cdot IAF \quad (3.1)$$

onde  $C_{int}$  é o coeficiente de interceptação e IAF é o índice de área foliar.

O coeficiente  $C_{int}$  define a capacidade de armazenamento da interceptação da vegetação. Um valor típico fica em torno de 0,05 mm, mas um valor mais exato deve ser determinado por meio de calibração.

A área das folhas acima de uma unidade de área da superfície é definida pelo índice de área foliar, IAF. Usualmente, já estão estabelecidas funções generalizadas de variação no tempo do IAF para diferentes plantas. Porém, no MIKE SHE, o usuário deve especificar a variação temporal do IAF para cada tipo de planta durante as estações de crescimento para ser simulado. Diferentes condições climáticas de ano para ano podem deslocar as curvas do IAF no tempo, mas, geralmente não mudará a forma da curva. Tipicamente, o IAF varia entre 0 e 7.

### b) Evaporação a partir da Vegetação

A evaporação a partir do armazenamento na vegetação é igual a evapotranspiração potencial, se uma quantidade de água suficiente tenha sido interceptada pelas folhas, isto é

$$E_{veg} = \min(I_{max}, E_p \Delta t) \quad (3.2)$$

onde  $E_{veg}$  é a evaporação a partir da vegetação,  $E_p$  é a taxa de evapotranspiração potencial e  $\Delta t$  é o passo de tempo para a simulação.

### c) Transpiração da Planta

A transpiração da vegetação,  $E_{tr}$ , depende da densidade do material verde da planta (isto é, o índice de área foliar, IAF), do teor de umidade do solo na zona de raízes e a densidade das raízes. Assim,

$$E_{tr} = f_1(IAF) \cdot f_2(\theta) \cdot FDR \cdot E_p \quad (3.3)$$

onde  $E_{tr}$  é a transpiração real,  $f_1(IAF)$  é uma função baseada no índice de área foliar,  $f_2(\theta)$  é uma função baseada no teor de umidade do solo na zona de raízes e  $FDR$  é a função de distribuição das raízes.

A função  $f_1(IAF)$  expressa a dependência da transpiração na área de folhas da planta por:

$$f_1(IAF) = C_2 + C_1 IAF \quad (3.4)$$

onde  $C_1$  e  $C_2$  são parâmetros empíricos.

A segunda função  $f_2(\theta)$  é dada por:

$$f_2(\theta) = 1 - \left( \frac{\theta_{CC} - \theta}{\theta_{CC} - \theta_{PM}} \right)^{\frac{C_3}{E_p}} \quad (3.5)$$

onde  $\theta_{CC}$  é o teor de umidade volumétrica na capacidade de campo,  $\theta_{PM}$  é o teor de umidade volumétrica no ponto de murchamento,  $\theta$  é o teor de umidade volumétrica real e  $C_3$  é um parâmetro empírico.

### Função de Distribuição das Raízes, FDR

A extração de água pelas raízes para a transpiração varia de acordo com a mudança da estação. Na natureza, o desenvolvimento da raiz é um processo complexo, que é influenciado por diversos fatores, dentre eles: a riqueza do solo em elementos minerais, umidade e aeração do solo, acidez do solo, manejo da cultura (FARONI, 2004), condições climáticas, entre outros.

O MIKE SHE permite uma distribuição das raízes variando no tempo pela profundidade ou uma distribuição geral da densidade vertical das raízes.

A extração de água pelas raízes varia logaritmicamente com a profundidade, onde:

$$\log R(z) = \log R_0 - AROOT \cdot z \quad (3.6)$$

onde  $R_0$  é a extração de água pelas raízes na superfície do solo,  $AROOT$  é um parâmetro que descreve a distribuição de massa das raízes e  $z$  é a profundidade abaixo da superfície do solo.

O valor da função de distribuição das raízes, FDR, em cada camada é então calculado pela divisão da quantidade de água extraída em cada camada pela quantidade total de água extraída pelas raízes. Assim,

$$FDR_i = \frac{\int_{z_1}^{z_2} R(z) dz}{\int_0^{L_R} R(z) dz} \quad (3.7)$$

onde o numerador é quantidade total de água extraída na camada  $i$  limitada acima por  $Z_1$  e abaixo por  $Z_2$  e o denominador é a quantidade total de água extraída pelas raízes entre a superfície e a máxima profundidade das raízes,  $L_R$ .

## AROOT

Como a extração da água pelas raízes é distribuída com a profundidade, depende do parâmetro *AROOT*. Durante as simulações, a transpiração real tende a tornar-se mais baixa para valores mais altos de *AROOT* porque a maioria da água é adquirida da camada mais acima, que subseqüentemente seca mais rapidamente. Então, a transpiração real torna-se mais dependente da habilidade do solo em conduzir água acima (elevação capilar) para as camadas com maior densidade de raízes.

Assim, os fatores *AROOT* e profundidade das raízes são parâmetros importantes para estimar a quantidade de água que pode ser obtida do solo sob condições secas.

### d) Evaporação do Solo

A evaporação do solo,  $E_s$ , ocorre da parte mais acima da zona não-saturada e consiste de uma quantidade básica de evaporação,  $E_p \cdot f_3(\theta)$ , mais a evaporação adicional do excesso de água no solo na medida em que a saturação do solo atinge a capacidade de campo, escrita como

$$E_s = E_p \cdot f_3(\theta) + (E_p - E_{tr} - E_p \cdot f_3(\theta)) \cdot f_4(\theta) \cdot (1 - f_1(IAF)) \quad (3.8)$$

onde  $E_p$  é a evapotranspiração potencial,  $E_{tr}$  é a transpiração real (Equação 3.3),  $f_1(IAF)$  é dada pela Equação 3.4 e as funções  $f_3(\theta)$  e  $f_4(\theta)$  são dadas por,

$$f_3(\theta) = \begin{cases} C_2 & \text{para } \theta \geq \theta_{PM} \\ C_2(\theta/\theta_{PM}) & \text{para } \theta_r \leq \theta \leq \theta_{PM} \\ 0 & \text{para } \theta \leq \theta_r \end{cases} \quad (3.9)$$

$$f_4(\theta) = \begin{cases} \frac{\theta - \frac{\theta_{PM} + \theta_{CC}}{2}}{\theta_{CC} - \frac{\theta_{PM} + \theta_{CC}}{2}} & \text{para } \theta \geq \frac{(\theta_{PM} + \theta_{CC})}{2} \\ 0 & \text{para } \theta < \frac{(\theta_{PM} + \theta_{CC})}{2} \end{cases} \quad (3.10)$$

Na ausência de vegetação,  $f_1(IAF)$  pode ser configurado como zero e  $E_{tr}$  na Equação (3.8) se iguala a zero. Isso permite verificar como  $E_s$  varia em relação a  $E_p$  para diferentes valores de  $\theta$ . Assim, a equação 3.8 pode ser simplificada para

$$(E_s/E_p) = f_3(\theta) + f_4(\theta) - f_3(\theta) \cdot f_4(\theta) \quad (3.11)$$

### Coefficientes de Evapotranspiração $C_1$ , $C_2$ e $C_3$

As equações para transpiração real, Equação (3.3), e evaporação do solo, Equação (3.8), contêm três coeficientes empíricos  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$ . Os coeficientes  $C_1$  e  $C_2$  são usados na função de transpiração  $f_1(IAF)$ , Equação (3.4).  $C_3$  é também parte da Equação (3.3), mas só é encontrado na função de umidade do solo, Equação (3.5).

O coeficiente  $C_1$  depende do tipo de planta. Para áreas de cultivo e pastagens,  $C_1$  tem sido estimado em torno de 0,3. O coeficiente  $C_1$  influencia a relação da evaporação solo com a transpiração. Para valores mais baixos de  $C_1$ , a evaporação do solo torna-se maior em relação à transpiração. Para valores mais altos de  $C_1$ , a relação aproxima-se da relação básica determinada por  $C_2$  e do valor de entrada do  $IAF$ .

O coeficiente  $C_2$  tem sido estimado em torno de 0,2 para áreas de cultivo e pastagens que se desenvolvem em solos argilosos. Similar ao  $C_1$ ,  $C_2$  influencia a distribuição entre a evaporação do solo e a transpiração. Para valores mais altos de  $C_2$ , uma maior parte da evapotranspiração real será evaporação do solo. O coeficiente  $C_2$  igual a zero corresponde à pura transpiração.

O coeficiente  $C_3$  não tem sido avaliado experimentalmente. Tipicamente, um valor para  $C_3$  de 20 mm/dia é usado, que é um pouco maior do que o valor de 10 mm/dia proposto por KRISTENSEN e JENSEN (1975). O coeficiente  $C_3$  pode depender do tipo de solo e da densidade das raízes.

#### 3.1.1.2. Evapotranspiração Simplificada para o Método do Balanço Hídrico em Duas Camadas

De forma adicional ao modelo de Kristensen e Jensen, o MIKE SHE também inclui um Método de Evapotranspiração Simplificado para o Balanço Hídrico em Duas Camadas. Nesse modelo, a zona não-saturada é dividida em zona de raízes, da qual a evapotranspiração pode ocorrer, e na zona abaixo da zona de raízes, onde a

evapotranspiração não ocorre. O método é baseado na formulação apresentada em YAN e SMITH (1994). Seu objetivo principal é calcular a evapotranspiração real e a quantidade de água que recarrega a zona saturada.

O método é aplicado principalmente em áreas onde o nível do lençol freático é pouco profundo, como em áreas úmidas, onde a taxa de evapotranspiração real é próxima da taxa potencial. Em áreas com zonas não-saturadas mais profundas e mais secas, o modelo não representa realisticamente a dinâmica do fluxo na zona não-saturada. O modelo só considera condições médias e não contabiliza a relação entre a condutividade hidráulica não-saturada e o teor de umidade do solo, ou seja, a habilidade do solo para transportar água para as raízes. O modelo simplesmente assume que se existe água disponível na zona de raízes, a água estará disponível para evapotranspiração. Porém é possível calibrar os parâmetros, de forma que o modelo trabalha razoavelmente bem para a maioria das condições.

Este método simplificado inclui os processos de interceptação, formação de alagados e evapotranspiração. A entrada para o modelo inclui a caracterização da cobertura vegetal e as propriedades físicas do solo. A vegetação é descrita em termos de índice de área foliar (IAF) e profundidade das raízes. As propriedades do solo incluem uma capacidade de infiltração constante e os teores de umidade do solo no ponto de murchamento, na capacidade de campo e na saturação.

#### a) Interceptação da Vegetação

Similarmente ao método de Kristensen e Jensen, no Método de Evapotranspiração Simplificado, o processo de interceptação é modelado como um reservatório de armazenamento, o qual deve ser preenchido antes de acontecer o fluxo dos ramos para a superfície. O tamanho da capacidade de armazenamento da interceptação,  $I_{max}$ , depende do tipo de vegetação e do seu estágio de desenvolvimento, que é caracterizado pelo índice de área foliar, IAF. Como já mostrado na Equação (3.1),

$$I_{max} = C_{int} \cdot IAF$$

onde  $C_{int}$  é um coeficiente de interceptação e o IAF é índice de área foliar.

O armazenamento da interceptação real,  $I_{real}$ , é então calculado como,

$$I_{real} = \min(I_{max}, P \cdot \Delta t) \quad (3.12)$$

onde  $P$  é a quantidade de precipitação e  $\Delta t$  é o passo de tempo do cálculo.

### b) Umidade do Solo

A superfície de evapotranspiração,  $ET_{sup}$ , é definida como a superfície do solo menos a espessura da zona de capilaridade. Se o lençol freático estiver acima da superfície de evapotranspiração, então a evapotranspiração não reduzirá o teor de umidade do solo, considerando que qualquer déficit de água será substituído pela água extraída da zona saturada por ação de capilaridade.

A profundidade de absorção da evapotranspiração é a máxima profundidade para a qual a água pode ser removida pela transpiração. Isso é definido como a profundidade da zona de raízes somada à espessura da zona de capilaridade.

O Método de Evapotranspiração Simplificado assume que a zona não-saturada pode consistir de uma ou duas camadas. A camada superior se estende a partir da superfície do solo até o topo do lençol freático ou até a profundidade de absorção da evapotranspiração. A segunda camada se estende a partir do fundo da primeira camada até o lençol freático, se o lençol freático estiver abaixo da profundidade de absorção da evapotranspiração. Ver Figura 3.2.

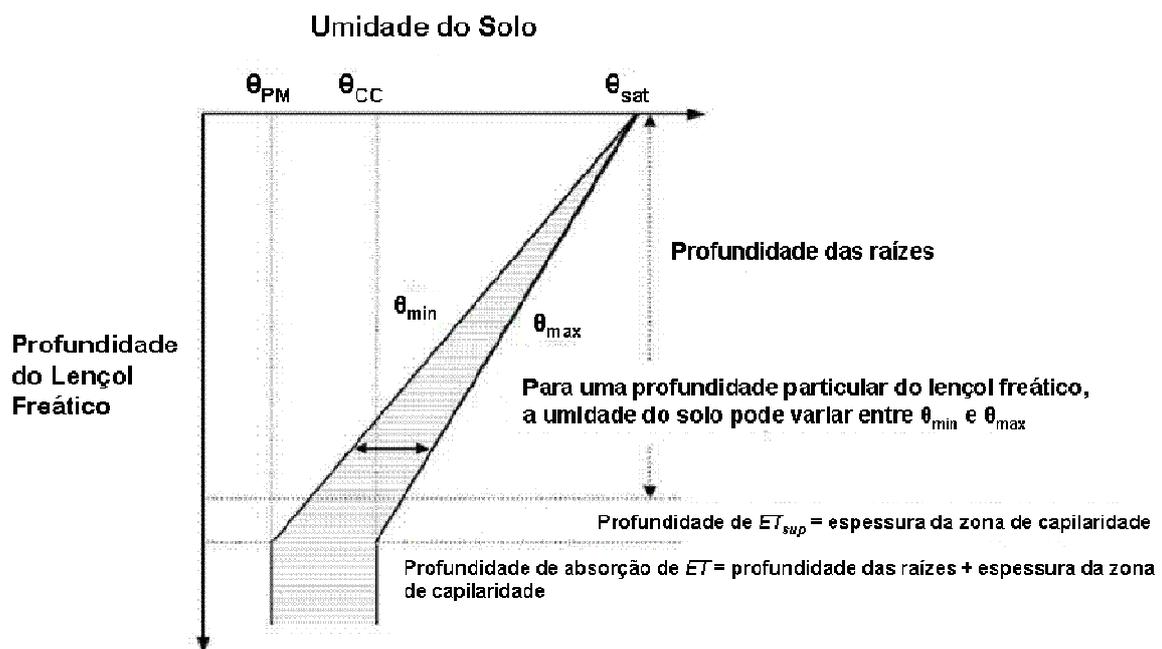


Figura 3.2 – Variação da umidade do solo na camada superior de evapotranspiração como uma função da profundidade do lençol freático.

Se o lençol freático estiver na superfície então o teor de umidade se iguala ao teor de umidade saturada,  $\theta_{sat}$ , e toda a evapotranspiração é proveniente da zona saturada.

Se o lençol freático estiver acima da profundidade de absorção da evapotranspiração, então o teor de umidade médio irá variar entre um mínimo,  $\theta_{min}$ , e um máximo,  $\theta_{max}$  (Figura 3.2). O  $\theta_{max}$  é o teor de água que poderia estar presente se não ocorresse evapotranspiração. O  $\theta_{min}$  é o teor de água mínimo que pode existir na camada superior de evapotranspiração. Ambos  $\theta_{min}$  e  $\theta_{max}$  variam linearmente com a profundidade do lençol freático.

Quando o lençol freático estiver na profundidade de absorção, o teor de umidade médio será a capacidade de campo se não existir evapotranspiração.

Quando a evapotranspiração é removida, o teor de umidade irá decrescer a partir do  $\theta_{max}$ . O teor de umidade irá crescer novamente até  $\theta_{max}$  quando ocorrer a infiltração. Assim, o déficit de armazenamento total da camada superior da zona não-saturada,  $D_{zns}$  é

$$D_{zns} = (\theta_{max} - \theta_{real}) \cdot z_f \quad (3.13)$$

e o armazenamento total disponível para a evapotranspiração,  $S_{zns}$  é

$$S_{zns} = (\theta_{max} - \theta_{min}) \cdot z_f \quad (3.14)$$

onde  $\theta_{real}$  é o teor de umidade real no final do passo de tempo anterior e  $z_f$  é a profundidade do lençol freático.

A infiltração vertical para a camada inferior da zona não-saturada ou para a zona saturada ocorre quando o teor de umidade é igual ao  $\theta_{max}$ .

Se o lençol freático estiver abaixo da profundidade de absorção da evapotranspiração, então a camada inferior da zona não-saturada é adicionada. O teor de umidade da camada inferior é geralmente igual à capacidade de campo porque a evapotranspiração não é removida da camada inferior. Porém, o teor de umidade da camada inferior pode variar entre a capacidade de campo e o ponto de murchamento. Se o teor de umidade se iguala à capacidade de campo então uma infiltração a partir da camada superior da zona não-saturada é adicionada à camada superior da zona saturada como recarga subterrânea.

### c) Infiltração

No começo de cada passo de tempo computacional, primeiro a chuva preenche o reservatório de interceptação. Se  $I_{max}$  é excedida, o excesso de água é adicionado à quantidade de água depositada na superfície do solo,  $d_s$ , que é a altura de água depositada na superfície antes da infiltração ser subtraída.

Depois, o volume máximo de infiltração é limitado pela taxa de infiltração. Assim,

$$Inf_k = K_{inf} \cdot \Delta t \quad (3.15)$$

onde  $Inf_k$  é a quantidade máxima de infiltração permitida durante o passo de tempo devido à taxa de infiltração,  $K_{inf}$  é a taxa de infiltração e  $\Delta t$  é o passo de tempo de cálculo.

O volume máximo de infiltração é também limitado pelo volume armazenado disponível na zona não-saturada, que é calculado por:

$$Inf_v = (\theta_{sat} - \theta_{t-1}) \cdot z_f \quad (3.16)$$

onde  $\theta_{sat}$  é o teor de água saturada,  $\theta_{t-1}$  é o teor de água no final do passo de tempo anterior e  $z_f$  é a profundidade do lençol freático.

A infiltração real para a zona não-saturada,  $Inf_{real}$ , é então calculada como o mínimo entre a quantidade de água empoçada antes da infiltração, a taxa que limita a quantidade de infiltração ou o volume máximo de infiltração. Assim,

$$Inf_{real} = \min(d_s, Inf_k, Inf_v) \quad (3.17)$$

Subsequentemente  $d_s$  e  $\theta_{real}$  são atualizados,

$$d_s = d_s^* - Inf_{real} \quad (3.18)$$

$$\theta_{real} = \theta_{real}^* - (Inf_{real}/(z_r \cdot 1000)) \quad (3.19)$$

onde \* se refere ao valor do parâmetro antes da atualização e  $z_r$  é a profundidade da zona de raízes.

#### d) Evapotranspiração

A evapotranspiração é calculada a partir da taxa de evapotranspiração de referência da vegetação ( $ET_{taxa}$ ).

$$ET_{taxa} = ET_{ref} \cdot k_c \quad (3.20)$$

onde  $ET_{ref}$  é a evapotranspiração de referência e  $k_c$  é o coeficiente de vegetação que ajusta a taxa de evapotranspiração de referência para diferentes tipos de vegetação. A máxima quantidade de evapotranspiração que pode ser removida em um passo de tempo é

$$ET_{max} = ET_{taxa} \cdot \Delta t \quad (3.21)$$

$ET_{max}$  é satisfeita na seguinte ordem:

- A evapotranspiração é primeiro deduzida do armazenamento de interceptação da vegetação;
- Se o armazenamento de interceptação não pode satisfazer a  $ET_{max}$ , a água é evaporada da água empoçada (armazenamento de detenção do fluxo superficial) na superfície até ser esvaziada;
- Se a  $ET_{max}$  não estiver sido satisfeita, a água é removida da zona não-saturada até a  $ET_{max}$  ser satisfeita ou o teor de água na camada superior de evapotranspiração ser reduzida a  $\theta_{min}$ ;
- Se a  $ET_{max}$  ainda não for satisfeita a água é extraída da zona saturada se o lençol freático estiver acima da profundidade de absorção.

A evapotranspiração real é calculada como a soma desses quatro processos descritos.

#### e) Evapotranspiração a partir da Vegetação

A evapotranspiração é removida a partir do armazenamento da vegetação até esvaziá-lo ou  $ET_{max}$  ser satisfeita usando

$$E_{veg} = ET_{taxa} \Delta t \quad (3.22)$$

Se não existir armazenamento da vegetação suficiente então  $E_{veg}$  reduzirá o armazenamento da vegetação a zero.

f) Evapotranspiração a partir da Água Empoçada

A evapotranspiração é removida a partir do armazenamento da água empoçada até  $ET_{max}$  ser satisfeita ou até o esvaziamento do armazenamento da água empoçada. Assim,

$$E_{emp} = ET_{taxa} \cdot \Delta t \quad (3.23)$$

Se não existir armazenamento suficiente da água empoçada então  $E_{emp}$  reduzirá esse armazenamento a zero.

g) Evapotranspiração a partir da Zona Não-Saturada

A evapotranspiração é removida somente da camada superior da zona não-saturada. Porém, à medida que a quantidade de água da zona de raízes diminui, as plantas têm mais dificuldade para remover água. Finalmente, quando o ponto de murchamento é alcançado, a evapotranspiração cessa. Assim, a  $ET_{taxa}$  é reduzida por

$$F_{ETzns} = (\theta_{real} - \theta_{PM}) / (\theta_{CC} - \theta_{PM}) \quad (3.24)$$

A evapotranspiração é removida da camada superior da zona não-saturada até  $ET_{max}$  ser satisfeita ou o teor médio de água ser reduzido ao ponto de murchamento. Assim,

$$E_{zns} = ET_{taxa} \cdot F_{ETzns} \cdot \Delta t \quad (3.25)$$

h) Evapotranspiração a partir da Zona Saturada

Se o lençol freático estiver acima da profundidade de absorção, então a evapotranspiração é removida da zona saturada até  $ET_{max}$  ser satisfeita usando

$$E_{zs} = ET_{taxa} \cdot F_{ETzs} \cdot \Delta t \quad (3.26)$$

onde  $F_{ETzs}$  é 1.0 quando o lençol freático estiver na zona de raízes e decresce linearmente de 1.0 a zero quando o lençol freático estiver abaixo da zona de raízes mas acima da zona de absorção.

Se o lençol freático estiver abaixo da zona de absorção então  $F_{ETzs}$  é zero e não haverá remoção de evapotranspiração a partir da zona saturada.

#### i) Evapotranspiração Real

Finalmente, a evapotranspiração real pode ser computada como a soma de todas as contribuições:

$$E_{real} = E_{veg} + E_{emp} + E_{zns} + E_{zs} \quad (3.27)$$

É importante ressaltar que  $E_{real}$  não pode ser maior do que  $ET_{max}$  e que a evapotranspiração é calculada em uma ordem específica até  $ET_{max}$  ser alcançada.

#### j) Recarga para a Zona Saturada

Se o teor médio de água,  $\theta_{real}$ , excede o teor máximo de água,  $\theta_{max}$ , é produzida a recarga de água subterrânea ( $Q_R$ ).

$$Q_R = \max((\theta_{real} - \theta_{max}(z_r)) \cdot z_r, 0) \quad (3.28)$$

### 3.1.2. Fluxo na Zona Não-Saturada

O fluxo na zona não-saturada é um dos processos centrais no MIKE SHE. A zona não-saturada é usualmente heterogênea e caracterizada pelas flutuações cíclicas da umidade do solo, pois a reserva de água é reabastecida pela chuva e pode ser removida pela evapotranspiração e pela recarga da água subterrânea. O fluxo na zona não-saturada é primordialmente vertical desde que a gravidade seja a principal regra durante a infiltração. Portanto, o fluxo não-saturado no MIKE SHE é calculado apenas verticalmente em uma dimensão, sendo suficiente para a maioria das aplicações. Porém,

isso pode limitar a validade da descrição do fluxo em algumas situações, como em encostas de morros muito acentuados com diferentes propriedades no perfil do solo. Existe um processo contínuo de troca de água entre as zonas não-saturada e saturada que permite atualizar constantemente a umidade do solo e representar a dinâmica do lençol freático.

Existem três opções no MIKE SHE para calcular o fluxo vertical na zona não-saturada (DHI, 2007b):

- a equação completa de Richards, que requer uma relação tabular ou funcional para a curva retenção-umidade e para condutividade efetiva;
- um procedimento de fluxo gravitacional simplificado, que assume um gradiente vertical e ignora as forças capilares; e
- um método simples de balanço hídrico em duas camadas, que compreendem a zona de raízes e a zona entre raízes e o lençol freático, considerando condições médias.

A equação completa de Richards considera a dinâmica do fluxo não-saturado. O procedimento simplificado de fluxo gravitacional provê uma solução satisfatória quando o interesse primordial é a variação temporal da recarga para o lençol freático baseada na precipitação real e na evapotranspiração e não a dinâmica na zona não-saturada. O método simples do balanço hídrico em duas camadas é satisfatório quando o lençol freático é pouco profundo e a recarga da água subterrânea é primordialmente influenciada pela evapotranspiração na zona de raízes. Tanto a equação completa de Richards quanto o procedimento de fluxo gravitacional utilizam o perfil do solo que pode ter diferentes solos em diferentes profundidades. Já o método simples de balanço hídrico em duas camadas considera um solo uniforme para toda profundidade.

### 3.1.2.1. Equação de Richards

O transporte de água na zona não-saturada resulta do comportamento do potencial matricial,  $h$ , que inclui um componente gravitacional,  $z$ , e um componente de pressão,  $\psi$ . Assim,

$$h = z + \psi \quad (3.29)$$

O nível de referência para o componente de pressão é a pressão atmosférica. Sob condições não-saturadas, a pressão,  $\psi$ , é negativa devido às forças de capilaridade e à pequena variação das forças de adsorção entre as moléculas de água e a matriz do solo. Essas forças são responsáveis pela retenção da água no solo. Como essas duas forças são difíceis de serem separadas, elas são incorporadas em um mesmo termo. Embora os fenômenos físicos que regem o componente da pressão sob condições não-saturadas e saturadas sejam muito diferentes, esse componente é considerado como sendo uma função contínua através do lençol freático, com a pressão sendo negativa acima e positiva abaixo do lençol freático.

Baseado na lei de Darcy e na equação da continuidade, o fluxo vertical na zona não-saturada é descrito pela equação de Richards (MAIDMENT, 1993a).

Pela lei de Darcy, o fluxo  $q$  é dado por:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \quad (3.30)$$

onde  $K(\theta)$  é a condutividade hidráulica não-saturada. Assumindo que a matriz do solo é incompressível e que a água no solo tem uma densidade constante, a equação da continuidade será:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S(z) \quad (3.31)$$

onde  $\theta$  é o teor de umidade volumétrico do solo e  $S$  é o termo que representa a perda de água por extração pelas raízes. Combinado as Equações (3.30) e (3.31), tem-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (3.32)$$

As variáveis dependentes,  $\theta$  e  $\psi$ , na Equação (3.32), são relacionadas através da função de condutividade hidráulica,  $K(\theta)$ , e da curva de retenção de umidade do solo,  $\psi(\theta)$ .

A Equação (3.32) é geral, no sentido de que é igualmente válida em perfis de solo homogêneos e heterogêneos e não existem restrições nas funções hidráulicas.

Introduzindo o conceito de capacidade de água no solo,

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \quad (3.33)$$

que é a declividade da curva de retenção de umidade do solo, então a versão da Equação (3.33), baseada na tensão, é

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (3.34)$$

Essa equação é usualmente referida como Equação de Richards, sendo assim nomeada depois de ter sido usada pela primeira vez em 1931 por L. A. Richards.

Os termos de perda na Equação (3.34) são calculados a partir da extração de água pelas raízes para a transpiração na parte superior da zona não-saturada. A integral da extração de água pelas raízes acima de toda a profundidade da zona de raízes é igual à evapotranspiração real. O MIKE SHE utiliza o método das diferenças finitas para solucionar essa equação.

### 3.1.2.2. Procedimento Simplificado de Fluxo Gravitacional

No Módulo de Fluxo Gravitacional, o termo de pressão é ignorado e a força motriz que rege o fluxo não-saturado é devida inteiramente à gravidade.

Assim, o fluxo volumétrico obtido pela lei de Darcy é:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} = -K(\theta) \quad (3.35)$$

onde  $K(\theta)$  é a condutividade hidráulica não-saturada. Assumindo que a matriz do solo é incompressível e que a água no solo tem uma densidade constante, a equação da continuidade será:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S(z) \quad (3.36)$$

onde  $S$  é o termo que representa a extração de água pelas raízes.

No Módulo de Fluxo Gravitacional, a Equação (3.36) é resolvida a partir do topo da coluna do solo para baixo.

### 3.1.2.3. Método do Balanço Hídrico em Duas Camadas

O Método do Balanço Hídrico em Duas Camadas é uma alternativa ao complexo processo de fluxo na zona não-saturada acoplado ao módulo de Kristensen e Jensen (utilizado pela equação de Richards e pelo método do fluxo gravitacional).

Esse método divide a zona não-saturada em zona de raízes e a zona entre raízes e o lençol freático, considerando condições médias. O método simplesmente calcula a quantidade de água que recarrega a zona saturada. A descrição do método é dada no item 3.1.1.2.

### 3.1.3. Fluxo na Zona Saturada

O módulo da zona saturada do MIKE SHE calcula o fluxo subsuperficial saturado na bacia hidrográfica. O MIKE SHE permite o cálculo para um fluxo completamente tridimensional em um aquífero heterogêneo com condições inconstantes entre condições confinadas e não-confinadas.

As variações temporais e espaciais da carga hidráulica na zona saturada são descritas matematicamente pela equação não-linear de Boussinesq e resolvidas numericamente pela técnica de diferenças finitas.

O MIKE SHE dá a oportunidade de escolher entre dois módulos de água subterrânea: o módulo de água subterrânea *SOR* (*Successive Over-Relaxation*), baseado no método das sobre-relaxações sucessivas, e o módulo de água subterrânea *PCG* (*Pre-Conditionated Conjugate Gradient*), baseado no método do gradiente conjugado pré-condicionado. A formulação do fluxo potencial e dos termos de fonte/extração difere entre os dois módulos.

O módulo da zona saturada interage com os outros módulos do MIKE SHE, principalmente pelo uso dos fluxos de contorno advindos como fontes ou perdas.

Outra opção no MIKE SHE para o cálculo do fluxo na zona saturada é o método do reservatório linear, que foi desenvolvido como uma alternativa ao modelo completamente distribuído de base física.

### 3.1.3.1. Método Diferencial – Equação Geral do Fluxo Subterrâneo

A equação governante para o fluxo tridimensional em um meio poroso saturado é (RAMOS *et al.*, 1989; CABRAL *et al.*, 2001):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.37)$$

onde  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  e  $K_{zz}$  são as condutividades hidráulicas ao longo dos eixos  $x$ ,  $y$  e  $z$  do modelo, que são assumidos como sendo paralelos aos principais eixos do tensor condutividade hidráulica;  $h$  é a carga hidráulica;  $Q$  representa os termos de fonte/extração e  $S$  é o coeficiente de armazenamento específico.

A Equação 3.39 é uma equação diferencial parcial parabólica, cuja solução representa a distribuição espacial e temporal da altura piezométrica em um aquífero confinado não-homogêneo e anisotrópico.

Duas características especiais dessa equação devem ser notadas. Primeiro, as equações são não-lineares quando o fluxo é não-confinado e, segundo, o coeficiente de armazenamento não é constante mas se alterna entre o coeficiente de armazenamento específico, para condições confinadas, e o rendimento específico, para condições não-confinadas.

Para solucionar as equações diferenciais parciais para o escoamento subterrâneo, é necessário adicionar condições auxiliares que especifiquem a interação da região considerada com o meio externo. Essas condições são denominadas, dependendo do problema, de condições iniciais e de fronteira. Se as condições auxiliares forem prescritas em excesso, pode haver incompatibilidade entre elas e o problema não terá solução. Se, por outro lado, equações auxiliares forem insuficientes, o problema será indefinido, podendo ter infinitas soluções (CUMINATO e MENEGUETE JR, 1999).

No caso dos problemas de escoamento de água subterrânea, é necessário conhecer as condições iniciais do aquífero, ou seja, é preciso que, no instante,  $t_0$ , os valores da altura piezométrica da linha d'água ao longo da superfície do aquífero sejam conhecidos. A partir dos valores iniciais em um certo instante  $t_0$ , são calculados novos valores em sucessivos intervalos de tempo até que se alcance o instante final de simulação.

Além das condições iniciais, é necessário especificar as condições de fronteira. Existem três tipos de condições de fronteira. No primeiro tipo, denominado de condição de Dirichlet, os valores da grandeza  $h$ , que se está procurando, no caso de escoamento subterrâneo, são conhecidos e podem ser empregados no cálculo dos pontos internos. No segundo tipo de condição, denominado de Neuman, apenas o gradiente (normal ou tangencial) é conhecido na fronteira. Dessa forma, a variável de interesse na fronteira, também é uma incógnita e deve ser determinada como parte do processo de solução. Se o gradiente normal na fronteira for nulo, diz-se que a condição de fronteira utilizada é normal ou homogênea. Um terceiro tipo de fronteira, chamada de Robin (ou Cauchy), é uma combinação linear dos tipos anteriores.

As condições de fronteira em um modelo de escoamento subterrâneo podem ser:

Condição de Dirichlet – a carga hidráulica é especificada. Por exemplo, se o aquífero tem conexão com um lago ou um rio, e é conhecido o nível d'água nos mesmos, diz-se que, nesse ponto, a carga hidráulica,  $h$ , é conhecida.

Condição de Neuman – nesse caso, o fluxo é especificado. É considerado nulo em um contorno impermeável, numa linha de simetria ou numa linha de corrente, ou de fluxo. É não-nulo quando, por meio do conhecimento do gradiente hidráulico, tem-se condição de avaliar esse fluxo na fronteira da região em estudo. Isso é geralmente feito por meio de medições em poços de observação localizados na fronteira da região estudada. Se, ao longo de todo contorno a condição é do tipo Neuman, será necessário, pelo menos, especificar um ponto com potencial conhecido para que o problema torne-se determinado.

Condição de Robin (ou Cauchy) – ocorre em contorno semipermeável, que é representado matematicamente como sendo uma combinação linear da carga hidráulica e do fluxo.

No modelo, a carga hidráulica pode ser prescrita para todos os pontos do *grid* (isso é, no contorno da bacia hidrográfica, como também dentro da área do modelo) e para todas as camadas computacionais. Pode ser invariável no tempo ou variar no tempo, sendo especificado pelo usuário. Uma opção importante é a transferência de condições de carga hidráulica interpoladas no tempo e no espaço de um modelo maior para um modelo de uma sub-área com uma discretização mais refinada.

As perdas e extrações em termos de bombeamento ou taxas de injeção podem ser especificadas em todos os pontos internos. Se o componente da zona não-saturada não for incluído no modelo, pode ser especificada a recarga do lençol freático.

O fluxo de troca para o sistema do rio é incluído nos termos de fonte/extração e pode ser considerado como uma condição de fronteira Robin (ou Cauchy) para as células de contato com o sistema do rio. O fluxo de troca é função do nível da água no rio, a largura do rio, a elevação do leito do rio, como também das propriedades hidráulicas no leito do rio e no material aquífero.

### 3.1.3.2. Método do Reservatório Linear

O método do reservatório linear foi desenvolvido como uma alternativa ao modelo completamente distribuído de base física.

Em muitos casos, a complexidade de uma área da bacia hidrográfica natural se configura em um problema com respeito à disponibilidade de dados, estimativa de parâmetros e necessidades computacionais. Dados de satélite podem prover estimativas de dados de superfície para cobertura de vegetação, umidade do solo, cobertura de neve e evaporação em uma bacia hidrográfica. Porém, a informação subsuperficial é geralmente muito escassa. Em muitos casos, o fluxo subsuperficial pode ser descrito satisfatoriamente por uma aproximação conceitual concentrada como o método do reservatório linear.

No método de reservatório linear, toda bacia hidrográfica é subdividida em várias subbacias (zonas topográficas) e, dentro de cada sub-bacia, a zona saturada é representada por uma série de reservatórios subsuperficiais interdependentes pouco profundos, mais vários reservatórios subterrâneos profundos separados que contribuem para o escoamento de base. Se o rio for especificado, a água é encaminhada para os reservatórios lineares como fluxo subsuperficial e subterrâneo e, subseqüentemente, acrescentada como fluxo lateral ao rio. Se o rio não for especificado, os fluxos subsuperficial e subterrâneo serão simplesmente somados e dados como vazão de saída da bacia hidrográfica. Os fluxos laterais (isto é, o fluxo subsuperficial e subterrâneo) são encaminhados para o rio por meio das células adjacentes do modelo em cada subbacia.

A água infiltrada da zona não-saturada pode contribuir para o escoamento subterrâneo ou pode mover-se lateralmente como fluxo subsuperficial em direção ao rio. Conseqüentemente, os reservatórios subsuperficiais têm duas saídas, uma saída contribui para o próximo reservatório subsuperficial ou para o rio e a outra contribui para os reservatórios subterrâneos. Os reservatórios subterrâneos têm apenas uma saída

e não são interconectados em paralelo. Uma representação esquemática do método do reservatório linear pode ser visualizada na Figura 3.3.

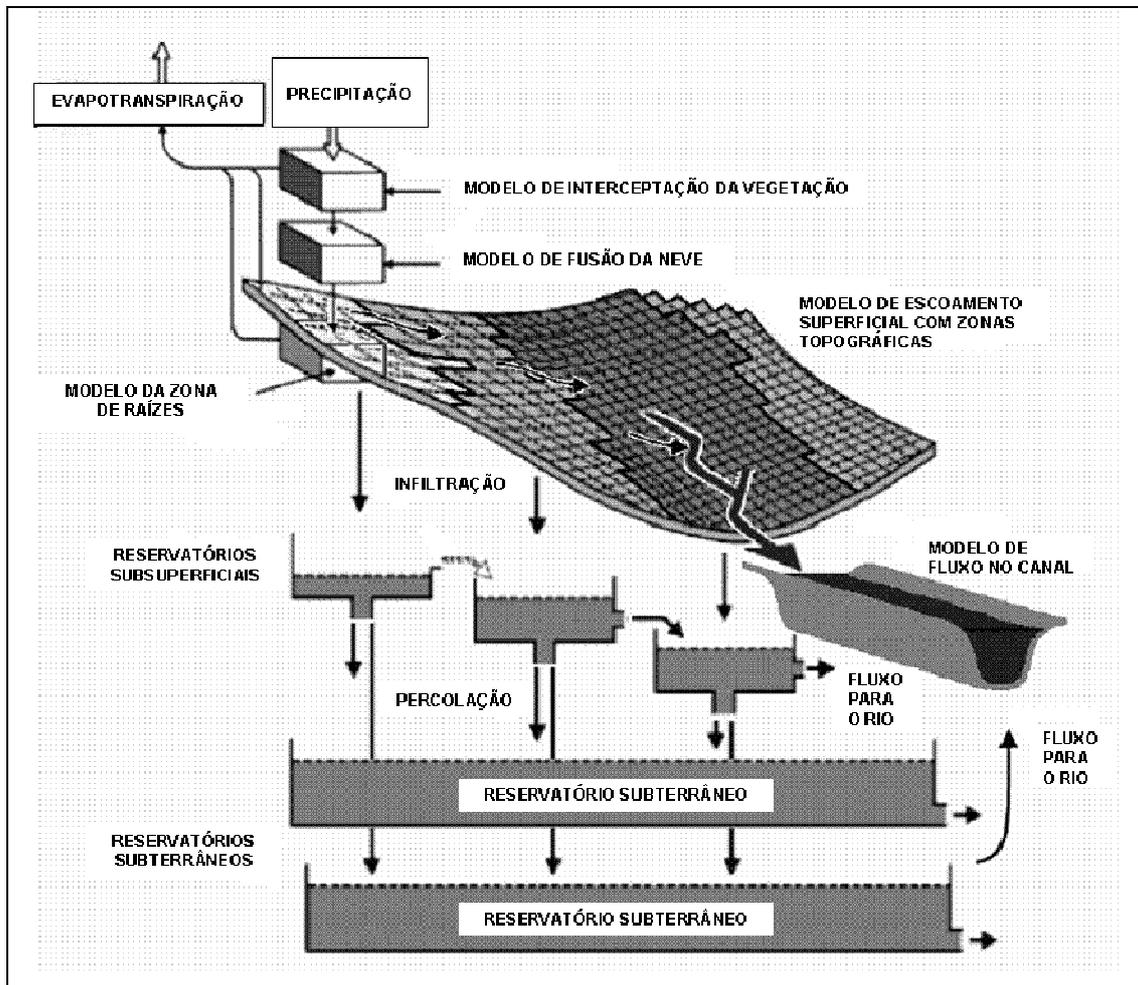


Figura 3.3 – Representação Esquemática do Método do Reservatório Linear. (Modificado de GRAHAM e BUTTS, 2005).

#### 3.1.4. Fluxo Superficial

Quando a chuva excede a capacidade de infiltração do solo, a água é empçada na superfície. Essa água está disponível como escoamento superficial para ser encaminhada em direção ao sistema do rio. A rota exata e a quantidade são determinadas pela topografia e a resistência de fluxo bem como pelas perdas devido à evaporação e à infiltração ao longo do caminho.

O fluxo da água na superfície do solo é calculado a partir das equações de Saint-Venant.

Usando coordenadas retangulares cartesianas  $(x,y)$  no plano horizontal, considere  $Z_g(x,y)$  como sendo o nível da superfície do solo,  $h(x,y)$  a profundidade do

fluxo (acima da superfície do solo) e  $u(x,y)$  e  $v(x,y)$  sendo, respectivamente, as velocidades de fluxo nas direções  $x$  e  $y$ . Considere  $i(x,y)$  como sendo a entrada de água no fluxo superficial (água da chuva menos infiltração). Então, a conservação da massa fornece a seguinte equação:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uh) + \frac{\partial}{\partial y}(vh) = i \quad (3.38)$$

E a equação da quantidade de movimento fornece

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{qu}{gh} \quad (3.39a)$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - \frac{qv}{gh} \quad (3.39b)$$

onde  $S_f$  representa as declividades de atrito nas direções  $x$  e  $y$  e  $S_o$  é a declividade da superfície do solo. As Equações (3.38), (3.39a) e (3.39b) são conhecidas como as equações de Saint-Venant e, quando resolvidas, promovem uma descrição dinâmica completa do fluxo superficial livre (bidimensional) pouco profundo.

A solução dinâmica das equações bidimensionais de Saint Venant é numericamente desafiadora. Então, é comum reduzir a complexidade do problema eliminando os três últimos termos da equação da quantidade de movimento. Assim, são ignoradas as perdas da quantidade de movimento devido à aceleração convectiva e local e aos fluxos de entrada perpendiculares à direção do fluxo. Isso é conhecido como aproximação da onda difusiva, que é implementada no MIKE SHE.

Além disso, se for assumido que a declividade de atrito é igual à declividade da superfície do solo, então o quarto último termo poder ser fixado com *zero* e as Equações (3.39a) e (3.39b) tornam-se

$$S_f = S_o \quad (3.40)$$

Em ambas as direções  $x$  e  $y$ . Isso é conhecido com aproximação da onda cinemática. Essa última suposição é importante considerando que isso implica que a

profundidade do fluxo não varia significativamente entre as células vizinhas. Isso é verdade quando a razão de fluxo é alta ou a declividade do solo é alta. Reciprocamente, a suposição pode conduzir a erros quando a declividade do solo é muito baixa e as velocidades são muito baixas.

Em seguida, se uma lei do tipo Strickler/Manning for usada para cada declividade de atrito; com coeficientes de Strickler  $K_x$  e  $K_y$  nas duas direções, então

$$S_{fx} = \frac{u^2}{K_x^2 h^{4/3}} \quad (3.41a)$$

$$S_{fy} = \frac{v^2}{K_y^2 h^{4/3}} \quad (3.41b)$$

Conseqüentemente, a relação entre as velocidades e as profundidades pode ser escrita como

$$uh = K_x \left(-\frac{\partial z}{\partial x}\right)^{1/2} h^{5/3} \quad (3.42a)$$

$$vh = K_y \left(-\frac{\partial z}{\partial y}\right)^{1/2} h^{5/3} \quad (3.42b)$$

onde  $z$  é a superfície do solo. As quantidades  $uh$  e  $vh$  representam a descarga por unidade de área nas direções  $x$  e  $y$ , respectivamente.

O método para resolver as equações do fluxo superficial é similar ao método aplicado ao fluxo da zona saturada. Um sistema de matriz linear de  $N$  equações com  $N$  níveis desconhecidos de água é derivado. A matriz é resolvida então iterativamente, usando o método modificado de Gauss Seidel. Por causa da relação não-linear entre os níveis de água e os fluxos, o termo de 2ª ordem é incluído nas séries de Taylor para expressar a correção dos níveis de água como uma função dos resíduos.

A troca entre a água empoçada e os outros componentes hidrológicos (por exemplo, troca direta com a zona saturada, infiltração na zona não-saturada e evaporação) é adicionada ou subtraída da água empoçada na célula no começo de cada passo de tempo de cálculo do fluxo superficial.

O fluxo superficial é calculado usando o mesmo passo de tempo do componente da zona não-saturada. Se não for incluída a zona não-saturada, o fluxo superficial é calculado usando o passo de tempo do componente da zona saturada.

### 3.1.5. Fluxo no Canal

Os vários componentes do modelo hidrológico são diretamente acoplados ao modelo hidrodinâmico e essa junção permite:

- a simulação unidimensional dos fluxos do rio e dos níveis de água usando as equações completamente dinâmicas de Saint Venant;
- a simulação de uma grande variedade de estruturas de controle hidráulico, como barragens, pontes e bueiros;
- a modelagem da área de inundação, usando um procedimento simples de mapeamento de enchente que é baseado nos níveis de água do rio simulados e no modelo digital do terreno;
- a junção completa e dinâmica dos processos de fluxo subsuperficial e superficial.

O uso do sistema hidrológico/hidrodinâmico integrado não é muito diferente de estabelecer em separado um modelo hidrodinâmico e um modelo hidrológico. Em princípio, existem três passos básicos de montagem:

- estabelecer um modelo hidrodinâmico e fazer um teste de desempenho e, se possível, uma calibração simples utilizando entradas de fluxo estabelecidas e condições de contorno;
- estabelecer um modelo hidrológico que inclua o componente de fluxo superficial e, opcionalmente, os componentes das zonas saturada e não-saturada;
- acoplar o modelo hidrológico/hidrodinâmico pela definição dos trechos onde eles devem interagir.

Nessa junção entre o modelo hidrológico e o modelo hidrodinâmico, alguns pontos devem ser enfatizados:

- em um modelo hidrodinâmico normal de rio somente a forma do canal é importante para os resultados. O posicionamento geográfico dos trechos do rio e das seções transversais é importante apenas para a apresentação

gráfica. Ao conectar o modelo hidrodinâmico com o modelo hidrológico, o posicionamento geográfico é crítico, visto que o modelo hidrológico precisa da informação sobre a localização do rio.

- um número razoável de seções transversais do rio deve ser incluído para assegurar que as elevações do rio sejam razoavelmente consistentes com as características da superfície topográfica. Sempre que exista uma mudança significativa na declividade do leito do rio deve, em princípio, existir uma seção transversal definida no modelo hidrodinâmico. Se forem disponíveis poucas seções transversais, essas devem ser suficientes para estimar a forma da seção transversal baseada nas seções transversais vizinhas e estimar a elevação do leito e da margem do rio baseada na informação topográfica de superfície no modelo hidrológico ou outros mapas topográficos.

Basicamente, para a simulação do modelo hidrológico/hidrodinâmico, os seguintes componentes precisam ser definidos no modelo hidrodinâmico:

- geometria da rede de rios,
- seções transversais,
- condições de contorno,
- parâmetros hidrodinâmicos, e
- arquivo de simulação gerenciador.

O arquivo de simulação gerenciador permite que os resultados do modelo de simulação hidrológica possam ser utilizados como incremento lateral de vazão nos rios e canais, no arquivo de condições de contorno. Esse arquivo funciona como um gerenciador dos demais e nele são definidos o passo de tempo de cálculo e o período da simulação.

A geometria da rede de rios consiste no caminhamento de todos os trechos de rios e canais. Nesse arquivo, também podem ser definidas as estruturas hidráulicas e os pontos de entrada de fluxo da bacia hidrográfica (para o modelo chuva-vazão).

As seções transversais contêm a tabela com as informações de cota e largura ao longo do rio. Cada seção é composta por, no mínimo, três pares de pontos com coordenadas  $x$  e  $z$ .

O arquivo contendo as condições de contorno deve ser montado de forma a associar a cada ponto extremo, de montante ou de jusante, um arquivo do tipo série

temporal. A série pode conter dados, por exemplo, de um hidrograma, curva-chave ou os níveis de água.

Os parâmetros hidrodinâmicos são dados suplementares usados para a simulação e consistem, por exemplo, de condições iniciais (níveis de água ou vazão inicial), especificações de direção e velocidade do vento (se for incluída a interferência do vento), de resistência do leito do rio, aproximação da onda (cinemática, difusiva ou completamente dinâmica), parâmetros de estabilidade, entre outros.

A junção entre modelo hidrológico e o modelo hidrodinâmico é feita pelas ligações dos rios, que são localizadas nas extremidades que separam as células adjacentes do *grid*. A rede de ligação do rio é criada pelo modelo hidrológico, baseada na especificação dos “trechos de junção” no modelo hidrodinâmico. Todo sistema do rio é sempre incluído no modelo hidrodinâmico, mas o modelo hidrológico somente trocará água com os “trechos de junção”. A Figura 3.4 mostra parte de um *grid* do modelo hidrológico com as ligações do rio, os correspondentes “trechos de junção” e os Pontos-H do modelo hidrodinâmico (pontos onde o modelo hidrodinâmico calcula os níveis de água).

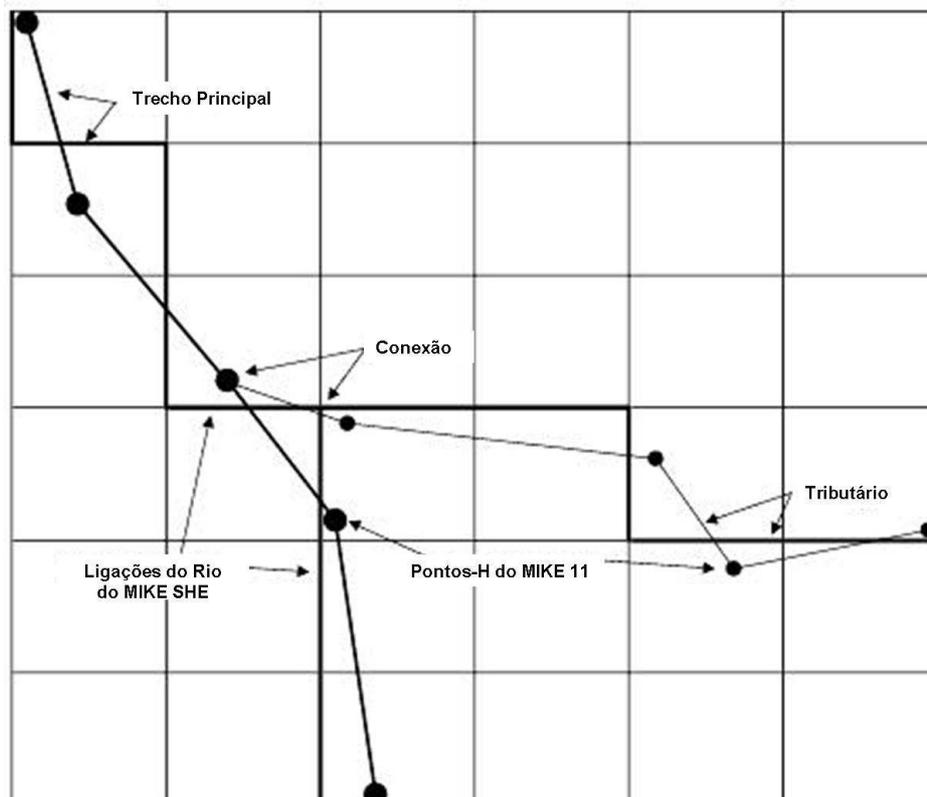


Figura 3.4 – Trechos e Pontos-H no *grid* do MIKE SHE com as ligações do rio.

No modelo hidrodinâmico, cada ponto na rede do rio requer informação sobre a hidráulica do rio, como a seção transversal e fatores de rugosidade. Esses pontos são conhecidos como Pontos-H e o modelo hidrodinâmico calcula o nível da água para cada Ponto-H. Na metade do trajeto entre cada Ponto-H, existe um Ponto-Q de armazenamento, onde o modelo hidrodinâmico calcula o fluxo, que deve ser constante entre os Pontos-H.

As ligações do rio são conectadas de duas maneiras com os Pontos-H:

- os níveis de água no modelo hidrodinâmico são transferidos para as ligações de rio no modelo hidrológico, utilizando um esquema de interpolação de dois pontos. Isso é, o nível da água em cada ligação de rio interpolada a partir de dois Pontos-H vizinhos, calculado a partir do centro da ligação. A ligação é proporcional ao peso da distância.
- O volume de água armazenado na ligação do rio é calculado usando apenas o Ponto-H mais próximo a partir do centro da ligação. As ligações do rio, que compartilham o mesmo Ponto-H, compartilham igualmente o volume do Ponto-H. Isso é feito para garantir consistência entre os volumes do rio no modelo hidrodinâmico e no modelo hidrológico, assim como a quantidade de água que pode infiltrar é limitada pela quantidade de água armazenada na ligação do rio.

Os níveis de água e fluxo em todos os Pontos-H do modelo hidrodinâmico localizados dentro dos trechos de junção podem ser resgatados do arquivo de resultados do modelo hidrológico. Porém, considerando que os fluxos do modelo hidrodinâmico não são utilizados pelo modelo hidrológico, os fluxos do rio armazenados no arquivo de resultados do modelo hidrológico não são os fluxos calculados nos Pontos-Q de armazenamento do modelo hidrodinâmico. Ao contrário, os fluxos armazenados no arquivo de resultados do modelo hidrológico são os fluxos estimados nos Pontos-H do modelo hidrodinâmico. Isso é, os fluxos no arquivo de resultados do modelo hidrológico resultam da interpolação linear dos fluxos calculados nos locais de armazenamento Ponto-Q para os locais de Ponto-H. Se são necessárias as descargas exatas no Ponto-Q, elas precisam ser resgatadas ou traçadas diretamente do arquivo de resultado do modelo hidrodinâmico.

### 3.2. Dados Básicos de Entrada para o Modelo Hidrológico/Hidrodinâmico

De uma forma geral, para a aplicação de um modelo hidrológico faz-se uso de dados básicos de entrada e de técnicas de geoprocessamento (Figura 3.5).

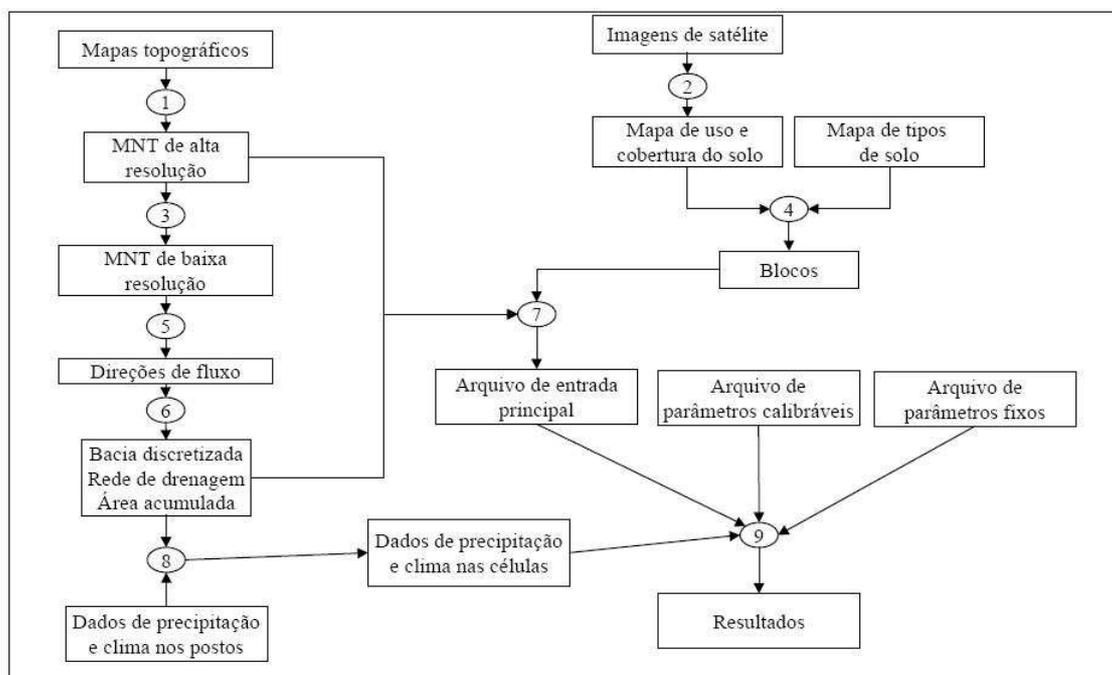


Figura 3.5 – Fluxograma de uma aplicação de modelo hidrológico, com relação aos dados de entrada e ao geoprocessamento (Fonte: COLLISCHONN, 2001).

Para iniciar a simulação, precisam ser definidos os módulos a serem considerados, que podem ser: o Módulo de Fluxo Superficial (*Overland Flow*), o Módulo de Fluxo no Canal (*Rivers and Lakes*), o Módulo de Evapotranspiração (*Evapotranspiration*), o Módulo de Fluxo na Zona Não-Saturada (*Unsaturated Flow*) e o Módulo de Fluxo na Zona Saturada (*Saturated Flow*). Cada módulo pode ser calculado separadamente ou de forma integrada e em consonância com os módulos considerados para a simulação, as informações necessárias são requeridas na árvore de dados do modelo.

O título da simulação e a sua descrição são escritos para aparecerem nos arquivos de saída e nos resultados da simulação. Posteriormente, são definidos o período da simulação e os passos de tempo para o cálculo.

Definidos alguns critérios gerais de cálculo (número máximo de iterações, critério de parada das iterações, erro máximo admitido, tipo de *solver*, etc), passa-se para a definição do domínio e do *grid* do modelo.

Para a definição do domínio do modelo, a forma da área da bacia hidrográfica pode ser definida por um arquivo *dfs2* (arquivo *grid* padrão do modelo hidrológico) ou gerado a partir de um *shapefile* (arquivo do Arcview) e convertido posteriormente para *grid* (\*.dfs2). Define-se, então, o número de células do *grid* nas direções *X* e *Y*, o tamanho das células e a coordenada de origem.

A topografia pode então ser definida como uniforme para toda a área de domínio do modelo ou distribuída traduzida por arquivos do tipo *dfs2*, *shapefile* (pontos ou linhas) ou *txt*. No caso dos arquivos do tipo *shape* ou *txt*, o modelo hidrológico disponibiliza dois interpoladores (bilinear e triangular) para gerar o arquivo *grid* coerente com o domínio do modelo.

Os dados de precipitação e evapotranspiração compreendem a distribuição e o valor. A distribuição pode ser uniforme, baseada em estações ou completamente distribuída. A distribuição uniforme corresponde a valores constantes ou variáveis no tempo considerando toda área da bacia hidrográfica. Se os dados forem baseados em estações, o modelo é dividido em zonas, utilizando, por exemplo para a precipitação, os polígonos de Thiessen, e, para cada estação (zona), corresponde um subitem na árvore de dados onde são atribuídas as séries temporais. No caso da variável ser completamente distribuída, a informação já é incorporada ao modelo na forma espacializada do *grid*, sendo reconhecidas as zonas que correspondem a um conjunto de células do domínio e para cada zona é atribuída a respectiva série temporal.

Para o uso do solo, é possível definir no modelo os seguintes itens: áreas pavimentadas (impermeáveis), irrigação e distribuição da vegetação. O coeficiente de áreas pavimentadas permite informar ao modelo onde existem células pavimentadas e a quantidade do fluxo superficial que pode infiltrar e escoar. A opção de irrigação permite especificar demandas dadas por um esquema de irrigação com prioridades. Os dados de vegetação podem ser espacialmente uniformes ou baseados em estações e podem ser constantes ou variáveis no tempo. As propriedades da vegetação contêm, basicamente, a profundidade da zona de raízes e o índice de área foliar, que é a relação entre a área ocupada pelas folhas e a área do solo ocupada pela planta.

A informação da rede de rios e canais com a localização e geometria das seções transversais, bem como as condições de contorno de montante e jusante para todo sistema encerram os dados básicos necessários para a simulação.

### 3.3. Parâmetros do Modelo Hidrológico/Hidrodinâmico

Para a simulação do modelo hidrológico/hidrodinâmico é necessário definir os parâmetros para os módulos de fluxo superficial, fluxo na zona não-saturada, fluxo na zona saturada e o fluxo no canal.

O módulo do fluxo superficial requer a definição dos seguintes parâmetros:

- coeficiente de rugosidade de Strickler “ $M$ ” ( $m^{1/3}/s$ ),
- armazenamento de detenção (mm), e
- altura inicial da água (m).

O coeficiente de rugosidade de Strickler “ $M$ ” é o inverso do convencional coeficiente de rugosidade de Manning “ $n$ ”, ou seja, corresponde a valores entre 100 e 10. O armazenamento de detenção é usado para limitar a quantidade de água que pode escoar sobre a superfície. Por exemplo, se o armazenamento de detenção for igual a 2 mm, então a altura da água na superfície deve exceder 2 mm antes de estar disponível para escoar como fluxo superficial. A água atribuída ao armazenamento de detenção fica disponível para infiltrar na zona não-saturada e para evapotranspirar. A altura inicial da água é a condição inicial para os cálculos do fluxo superficial, ou seja, a condição para que se inicie o fluxo nas células do *grid*.

Para o fluxo na zona não-saturada, se forem utilizadas a Equação de Richards ou o procedimento de fluxo gravitacional, é necessário fazer uma discretização vertical detalhada do perfil do solo e definir os seguintes parâmetros para cada tipo de solo:

- curva de retenção da umidade e
- condutividade hidráulica saturada (m/s)

Já para o método simples de balanço hídrico em duas camadas, em que a zona não-saturada é representada por condições médias, é preciso definir as profundidades da superfície de evapotranspiração e do lençol freático e os parâmetros a seguir:

- teor de umidade do solo em condições saturadas,
- teor de umidade do solo na capacidade de campo,
- teor de umidade do solo no ponto de murchamento, e

- condutividade hidráulica saturada (m/s).

Na zona saturada, se for utilizado o Método Diferencial, é preciso definir as condições iniciais, as condições de fronteira e a discretização vertical do modelo geológico com os parâmetros:

- profundidade do aquífero (m),
- condutividade hidráulica horizontal (m/s),
- condutividade hidráulica vertical (m/s),
- rendimento específico, e
- coeficiente de armazenamento (1/m).

Caso seja utilizado o Método do Reservatório Linear, é preciso definir as zonas topográficas e as propriedades dos reservatórios subsuperficiais e subterrâneos para cada zona topográfica. Entre os principais parâmetros a serem definidos para os reservatórios, pode-se destacar:

- rendimento específico,
- profundidades inicial da água e do fundo do reservatório (m),
- parâmetros de calibração do tempo de fluxo através do reservatório e entre reservatórios, e
- profundidades limites para a interrupção do fluxo (m).

A simulação do fluxo no canal requer a definição do modelo de aproximação da onda (onda cinemática, onda difusiva ou completamente dinâmica) e vários outros parâmetros, destacando-se:

- coeficiente de rugosidade de Manning “*n*” ( $m^{-1/3}.s$ ), e
- parâmetros computacionais para garantir a estabilidade do modelo e otimizar a simulação, sendo os principais o “*Delh*” e o “*Eps*”. O parâmetro “*Delh*” controla o volume de água remanescente na seção para evitar e prevenir instabilidades computacionais nos fluxos baixos e o parâmetro “*Eps*” controla a declividade da água no canal.

## Capítulo 4 – Área de Estudo

### 4.1. Bacia Hidrográfica do Rio Beberibe

O rio Beberibe nasce no Município de Camaragibe, Estado de Pernambuco, sendo formado pela junção dos rios Pacas e Araçá. Somente após essa confluência é que passa a receber denominação de Beberibe. Sua bacia de drenagem conta com uma extensão superficial de 81 km<sup>2</sup>, totalmente inserida na Região Metropolitana do Recife - RMR. A bacia compreende parcelas dos municípios de Recife (66,24%), Olinda (20,86%), Camaragibe (12,74%) e Paulista (0,16%), conforme pode ser visualizado na Figura 4.1.

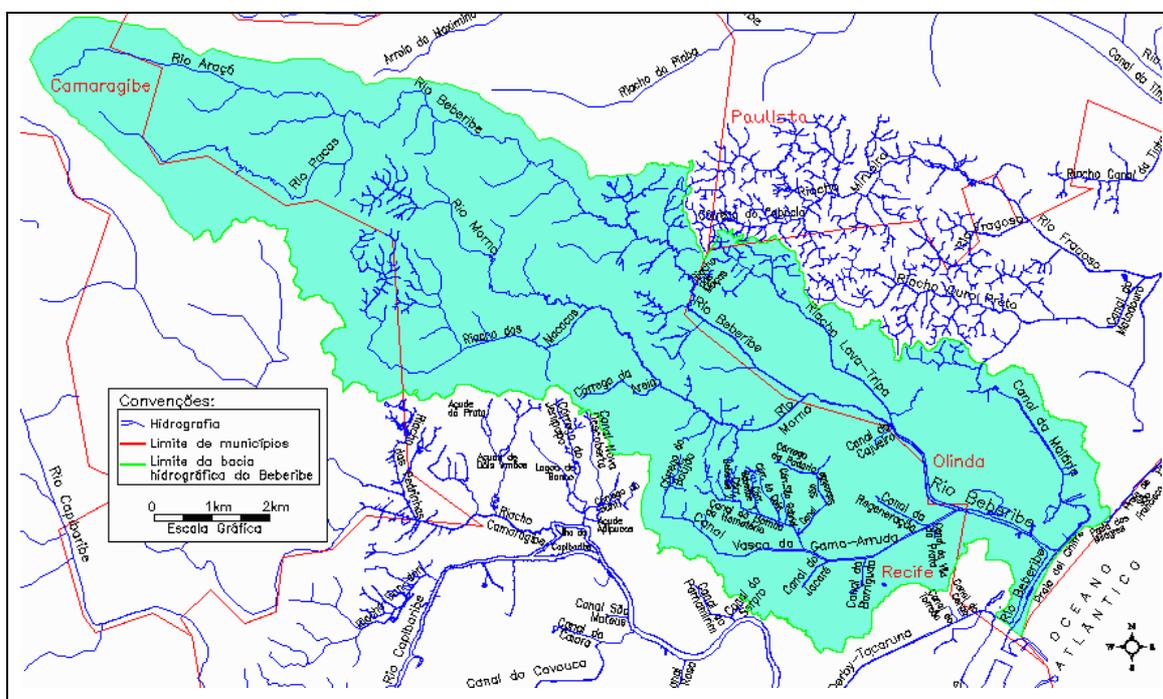


Figura 4.1 – Bacia hidrográfica do Rio Beberibe

Apesar de ser uma bacia com uma área de pequena expressão, a mesma é densamente ocupada, contando com cerca de 550.000 habitantes, o que representa uma alta densidade demográfica de 6.781 hab/km<sup>2</sup>. Nessa bacia, encontra-se a maior concentração de áreas de baixa renda da RMR, requerendo projetos e intervenções nas áreas de saneamento, urbanismo e redução de risco de enchentes. (CIDADES/PE, 2008)

Juntamente com as bacias hidrográficas dos rios Capibaribe e Tejiupió, a bacia do rio Beberibe forma o trio das mais importantes bacias da RMR e destaca-se por ter

partes de suas áreas drenadas inseridas nos municípios de Olinda e Recife, inclusive, definindo, parcialmente, o limite entre ambos (Figura 4.1).

A rodovia BR-101 divide esta bacia em dois setores distintos (Figura 4.2): o primeiro, situado a oeste dessa rodovia, compreende terrenos ainda desocupados, onde se encontram resquícios exuberantes de mata atlântica, vegetação original desta região.



Figura 4.2 – Localização da bacia hidrográfica do Rio Beberibe na RMR.

O segundo setor, a leste dessa rodovia, apresenta uma área bastante ocupada, e nele estão inseridos diversos bairros de Olinda e Recife, tais como: Guabiraba, Nova Descoberta, Beberibe, Cajueiro, Peixinhos, Jardim Brasil, Água Fria e parte dos bairros de Casa Amarela, Tamarineira e Encruzilhada. A pouca vegetação nativa ainda encontrada nesse setor corresponde aos tipos designados como capoeira, capoeirinha, vegetação higrófila e vegetação de mangue (FIDEM, 1979).

O sistema hidrográfico do setor oeste é formado pelas partes superiores dos rios Beberibe e Morno, além do riacho dos Macacos, principal afluente deste último curso d'água. Ainda pouco ocupado, esse setor permite que o escoamento superficial se efetue de modo natural, ou seja, sem apresentar maiores empecilhos à livre passagem das águas. O setor leste possui um sistema hidrográfico constituído pelas partes média e inferior dos rios Beberibe e Morno, pelo riacho Lava-Tripa (córrego do Abacaxi) e os canais da Malária e do Vasco da Gama, com seus respectivos afluentes. Como essa área já se encontra bastante ocupada, são visíveis alguns pontos de estrangulamentos das calhas, provocados, de um modo geral, pela presença de construções em locais inadequados (no leito maior do rio) ou por obras de travessias subdimensionadas (pontes, pontilhões, bueiros, etc.).

Na parte mais urbanizada da bacia, o principal afluente do Beberibe é o Canal Vasco da Gama que o encontra, pela margem direita, nas proximidades do Matadouro de Peixinhos e recebe, ao longo de seu percurso, a contribuição do Canal Bomba do Hemetério (Córrego do Euclides). Esse canal tem seu início no morro de mesmo nome, no bairro de Casa Amarela, e possui um traçado bem definido ao longo de todo seu caminhamento. Atualmente, encontra-se revestido em alguns trechos, mas sofre, ainda, com a ocupação desordenada de suas margens, o que provoca obstrução em seu escoamento. No seu trecho superior, a montante da Av. Norte, o principal problema é a erosão nos morros, que decorre mais da ação do homem do que propriamente de fatores naturais.

Na margem esquerda, portanto em terras do município de Olinda, o rio Beberibe tem como afluente principal o Canal da Malária que nasce na Fosforita, atravessa o Jardim Brasil e o Varadouro e deságua nas proximidades da Ilha do Maruim. No seu trecho final, entre o Varadouro e a Ilha do Maruim, esse canal apresenta-se com a calha indefinida, que desaparece por inteiro por ocasião das marés altas.

Dentre os afluentes de menor porte, porém importantes dessa bacia, podem ser citados o córrego da Areia (afluente do rio Morno), canal São Sebastião (afluente do

canal da Bomba do Hemetério), os canais do Jacaré, Barriguda e Regeneração (afluentes do canal Vasco da Gama) e o canal do Cajueiro (afluente do rio Beberibe).

Quanto ao clima, a bacia hidrográfica do rio Beberibe pertence a uma região de clima quente e úmido (As'- Köppen), com temperatura média anual de 26°C e pluviosidade média de 1.763 mm/ano (Olinda).

Os dados de evaporação disponíveis para a área indicam uma evaporação média de 1.222 mm para o posto de Olinda, com base em um registro de 32 anos no período de 1911 a 1942 (SEPLAN/PE, 1997).

Do ponto de vista geológico, a bacia acha-se inserida na Planície Flúvio-Marinha do Recife, a qual a oeste limita-se por morros terciários do grupo Barreiras. A Planície é formada por depósitos recentes constituídos de coluviões, aluviões, terraços aluviais, mangues e dunas e apresentam cotas altimétricas que variam de 0 a 10 metros em relação ao nível médio das marés.

Nessa parte plana, verifica-se a dificuldade em definir um divisor de águas entre a bacia do rio Beberibe e a bacia do rio Capibaribe, fazendo com que muitas vezes as bacias se confundam. Essa dificuldade é evidenciada pela presença do Canal Derby-Tacaruna, que vai desde o Capibaribe até à foz do rio Beberibe, unindo as duas bacias. Esse referido canal data de 1970, quando um grande mangue, que cortava as duas cidades, foi aterrado para a construção da Avenida Agamenon Magalhães, com a presença do canal entre as duas pistas. Esse canal conta com um sistema de comportas, uma no início e outra no final, que abrem e fecham em função da variação da maré. Esse sistema foi instalado com o objetivo de evitar os transbordamentos devido ao movimento das marés (ALCOFORADO, 2006).

Essas características de planície, aliadas a um processo de urbanização da área dado às custas da ocupação do espaço natural das águas, por meio de aterros feitos sem os devidos cuidados quanto aos aspectos relativos ao escoamento das águas pluviais, apontam para uma crescente dificuldade de escoamento das águas pluviais, sobrecarregando, portanto, as estruturas do sistema de drenagem e provocando, em muitos casos, inundação, às vezes até permanente, das áreas mais baixas. Além disso, nessas áreas e em toda a faixa litorânea da RMR, as oscilações de maré e a freqüente ocorrência de lençol freático a pequena profundidade funcionam como elementos condicionantes da drenagem.

A Tabela 4.1 apresenta um resumo das principais características físico-ambientais da bacia hidrográfica do rio Beberibe.

Tabela 4.1 - Resumo das principais características físico-ambientais da bacia hidrográfica do Rio Beberibe.

(Fonte: modificado de SRH/PE, 2008).

<p><b>Dados Gerais:</b>  <i>Área total = 81,0 km<sup>2</sup>, sendo:</i>  <b>66,24% em Recife</b>  <b>20,86% em Olinda</b>  <b>12,74% em Camaragibe</b>  <b>0,16% em Paulista</b></p> <p><i>População – 549.278 habitantes, sendo:</i>  <b>65,5% em Recife</b>  <b>32,8% em Olinda</b>  <b>1,7% em Camaragibe</b></p> <p><b>Dimensões da Rede fluvial:</b>  <i>Rio Beberibe – 23,7 km (da confluência dos rios Pacas e Araçá até o Rio Capibaribe)</i></p> <p><i>Tributários da margem direita:</i>  <b>Rio Pacas: 5,2 km</b>  <b>Rio Morno: 12,0 km</b>  <b>Canal Vasco da Gama: 7,3km</b></p> <p><i>Tributários da margem esquerda:</i>  <b>Rio Araçá: 4,4 km</b>  <b>Riacho Lava-Tripa (Córrego do Abacaxi): 4,8 km</b>  <b>Canal da Malária: 4,5 km</b></p> <p><b>Dados Fisiográficos:</b>  <i>Área da planície – 15,7 km<sup>2</sup></i>  <i>Área dos morros – 36,3 km<sup>2</sup></i>  <i>Área dos tabuleiros – 29,0 km<sup>2</sup></i></p>	<p><b>Aspectos Climáticos</b>  <i>Tipo de clima – As' (Köppen)</i>  <i>Temperatura máxima– 31,2° C (Jan/97)</i>  <i>Temperatura mínima – 20,5° C (Jul/97)</i></p> <p><i>Precipitação média anual:</i>  <b>Olinda – 1.763 mm</b></p> <p><i>Maiores precipitações:</i>  <b>24 de abril de 1996 – 144 mm</b>  <b>29/07 a 03/08/2000 – 389,75 mm</b>  <b>31/07 a 01/08/2000 – 227,00 mm</b></p> <p><i>Evaporação média anual:</i>  <b>Olinda – 1.222 mm</b></p> <p><b>Cobertura vegetal</b>  <i>Culturas em chácaras, sítios e granjas;</i>  <i>manguezais em 7 estuários;</i>  <i>matas e capoeiras em Unidades de Conservação</i></p> <p><b>Classes dominantes de solos</b>  <i>Tabuleiros – podzol (espedossolo), podzólico (argissolo)</i>  <i>Morros – podzólico (argissolo)</i>  <i>Planície – aluvial (neossolo), podzol (espedossolo), gley (gleissolo), solo de mangue</i></p> <p><i>Obs: Os nomes dos solos em parêntesis correspondem ao novo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006).</i></p>
---	--

#### 4.2. Problemática da Drenagem Urbana

O registro histórico de perdas econômicas significativas, além de vidas, em decorrência das inundações ou enchentes, que atingiram o núcleo metropolitano Recife-Olinda, tem início em 28 de janeiro de 1632. Ocorrendo preferencialmente entre os meses de junho e agosto, seguiram-se enchentes nos anos de 1638, 1824, 1842, 1854 (maior enchente do século), 1862, 1869 (a dimensão do desastre levou o imperador Pedro II a determinar o estudo do problema, recebendo em 1870, a sugestão de construção de uma série de barragens nos principais afluentes do rio Capibaribe), 1884, 1894, 1899, 1914, 1920, 1924, 1960, 1961, 1965, 1966 (175 mortes), 1970 (20 mortes), 1975 (107 mortos e 350 mil desabrigados), 1977, 2000 (22 mortos e 60 mil desabrigados), 2004 (36 mortos e 20 mil desabrigados), 2005 (36 mortos e 30 mil

desabrigados). Esse histórico demonstra bem a dimensão do problema que o núcleo metropolitano Recife-Olinda precisa enfrentar nos períodos chuvosos (Figura 4.3). Com densa ocupação nas áreas baixas da planície costeira, especialmente por assentamentos precários em margens de canal e sobre aterros instáveis em áreas de mangues, o risco de enchentes e a precariedade do sistema de drenagem são temas recorrentes da gestão pública e da população atingida (ALHEIROS *et al.*, 2007).



Figura 4.3 – Cenas de enchentes o núcleo metropolitano Recife-Olinda.  
(Fonte: ALHEIROS *et al.*, 2007)

A degradação ambiental das áreas mais baixas da planície costeira, ocasionada pelas enchentes catastróficas, com danos materiais e humanos, além de fortalecer ainda mais a demanda por terrenos nos morros, obtidos em geral no mercado informal, deu origem a uma resposta pública na planície - barragens a montante para a regularização de rios, e nos morros - implantação de moradias populares. Inaugurou-se, assim, um ciclo de construções de habitações populares em conjuntos, que ocuparam topos, conquanto a autoconstrução se dava nas encostas. Novamente, terrenos mais difíceis para quem dispõe de poucos meios para implantar corretamente uma edificação (FIDEM, 2003a).

Assim, reproduziu-se uma cultura de ocupação que teve efeitos negativos sobre a estabilidade dos taludes. O desconhecimento de uma prática construtiva adequada para áreas inclinadas agravou as condições de segurança. As moradias de morros são implantadas em patamares cortados nas encostas e o material removido pelo corte é lançado sobre a sua borda, sem a remoção da vegetação ou do lixo ali existente; o corte, propriamente dito, alterando a declividade natural do terreno para uma situação de quase verticalidade, reativa os processos naturais de modelamento do relevo pelas águas, provocando os movimentos de massa; sobre as faces das encostas, são

diretamente lançadas as água servidas, geralmente não canalizadas; o lixo e os entulhos são também lançados nas encostas e nas linhas de drenagem, obstruindo o caminho das águas e potencializando o risco de escorregamentos (ALHEIROS, 1998).

Outro problema grave refere-se à erosão que tem, como fator importante para o seu desencadeamento, o desmatamento. O desmatamento para cultura da cana-de-açúcar é a maior causa da instalação dos processos erosivos que não se desenvolvem de forma mais intensa graças às características dos solos da área. Juntam-se aos problemas o uso agrícola e a ocupação das encostas de alta declividade, com a construção de moradias sem critérios técnicos.

A evolução desses processos, de uma maneira geral, inicia-se com o desmatamento, prossegue com o carreamento das partículas do solo (numa velocidade que depende não só das características físicas do solo, mas também, de fatores como declividade e pluviosidade) e termina com o aparecimento de ravinas e voçorocas na superfície do solo que induzem aos deslizamentos e desmoronamentos.

Ainda como resultado dos processos erosivos, deve ser lembrado o assoreamento dos cursos e reservatórios de água pelos materiais transportados das áreas sob efeito da erosão. Esse assoreamento é responsável pela diminuição da profundidade dos rios, levando a intensificação dos efeitos das cheias e redução na capacidade de armazenamento de água dos reservatórios.

Os processos erosivos também se instalam nos ambientes costeiros. Ao longo de todo litoral, podem ser visualizados vários pontos que vêm sofrendo graves problemas de erosão. Os efeitos de erosão têm sido sentidos, principalmente, nos municípios de Olinda e Paulista, onde várias casas situadas à beira mar foram destruídas ou apresentam-se ameaçadas de destruição pelas ondas.

#### 4.2.1. Sistema de Drenagem

O sistema de drenagem da bacia hidrográfica do rio Beberibe está inserido na complexa rede de drenagem da RMR (Tabela 4.2), que é composta por 230 km de canais urbanos, sendo 92 km de canais regularizados e revestidos, o que corresponde a 40% do total. E, ainda, 960 km de galerias ou canaletas abertas de água pluvial (SINAENCO-PE, 2005).

Tabela 4.2 – Rede de drenagem da RMR.

Município	Canais Urbanos de Macrodrenagem		Microdrenagem
	Extensão Total (km)	Percentual Revestido (%)	Extensão de Galerias (km)
Recife	92	70	600
Olinda	25	15	56
Paulista	28	25	58
Igarassu	10	10	22
Itapissuma	3	10	14
Abreu e Lima	9	10	26
Jaboatão dos Guararapes	34	20	98
Moreno	6	10	15
Cabo de Santo Agostinho	21	15	40
Ipojuca	4	10	31
<b>TOTAL</b>	<b>230</b>	<b>40</b>	<b>960</b>

Fonte: SINAENCO-PE, 2005.

Muitos desses elementos apresentam problemas de funcionamento, tais como:

- subdimensionamento da calha;
- obstrução ou estreitamento da seção por assoreamento, deposição de lixo e entulhos;
- cotas inadequadas na base da calha;
- revestimentos em condições precárias apresentando bordas quebradas, furos, fissuras e acabamento superficial rugoso, que podem ter sido provocados por problemas executivos ou de falta de manutenção.

Todos os problemas citados levam ao transbordo de canaletas e canais. A infiltração de água no maciço compromete a sua estabilidade e põe em risco a vida dos moradores. Algumas canaletas, que foram executadas há mais de 15 anos e não recebem manutenção, estão em condições precárias de funcionamento.

#### 4.2.2. Atividades Impactantes Negativas sobre a Drenagem Urbana

O rio Beberibe recebe grande contribuição de esgotos e resíduos sólidos a partir do seu trecho médio (entre a BR-101 e a confluência com o Rio Morno), devido à alta densidade habitacional dos morros situados nesse trecho. Ver Figura 4.4.



Figura 4.4 – Foto do depósito de lixo em trecho do Rio Beberibe.  
(Fonte: Arquivo pessoal.)

Entre as várias atividades impactantes negativas sobre a drenagem urbana na bacia hidrográfica do rio Beberibe citam-se (CPRM, 2001):

a) Lançamento de efluentes domésticos na drenagem

A princípio, a tendência do desenvolvimento de núcleos urbanos na periferia dos rios e córregos para aproveitar a água para consumo humano, dessedentação de animais e irrigação, acarretou, ao longo dos tempos, na prática do lançamento das águas servidas. Constituiu-se assim, a mais antiga atividade impactante negativa nos recursos hídricos.

A dificuldade da reversibilidade do processo dessa poluição dá-se pelo alto custo das medidas saneadoras. A implantação de sistemas de esgotos, juntamente com um sistema de drenagem de águas pluviais distinto do primeiro, exige obras que acarretam, na maioria dos casos, em grandes investimentos.

No caso do rio Beberibe a extensa faixa ribeirinha é habitada por uma população de baixa renda que utiliza o rio para lançar seus efluentes domésticos.

Essa atividade aumenta o risco da propagação de epidemias e encarece o custo do tratamento das águas para o abastecimento humano. Esse lançamento provoca um aumento dos índices de coliformes fecais e matéria orgânica. Um alto índice de coliformes fecais é um indicativo da potencialidade da ocorrência de bactérias patogênicas que, usualmente, encontram-se associadas aos primeiros.

O lançamento das águas servidas no rio Beberibe é marcante a partir do bairro de Passarinho, em Olinda, a montante de uma tomada de água da COMPESA - Companhia Pernambucana de Saneamento (CONTÉCNICA, 1998).

b) Desmatamento de matas ciliares

O desmatamento de mata ciliar apresenta um impacto imediato, já que essas matas ocupam as áreas de influência dos pequenos riachos, filetes de água, ou “caminhos” de águas durante as precipitações. Caracterizam principalmente as drenagens de primeira e segunda ordem que podem ter maiores declividades e, portanto, um potencial desagregador e erosivo considerável. Havendo o desmatamento dessas vegetações, surgem princípios de erosão que carregam sedimentos nessas drenagens incipientes para os leitos dos rios maiores.

c) Extração informal de areia

Esse processo, quando executado nas margens ou nas proximidades, desencadeia erosões que findam por incorporar os sedimentos aos rios gerando uma vazão sólida, com sedimentos em suspensão, de arrasto e de saltação. A atividade reduz a calha do rio, dificultando o seu fluxo natural, quando ocorrem depósitos desses sedimentos no seu leito, propiciando o assoreamento. Quando a extração é realizada nos leitos assoreados, os efeitos são benéficos, pois aumentam a calha do rio.

d) Ocupação inadequada das áreas baixas das margens

A existência de favelas ribeirinhas coloca em risco seus habitantes e cria obstáculos à passagem de picos de vazões máximas que, se estrangulados, podem potencializar inundações no entorno e a montante (Figura 4.5).



Figura 4.5 – Foto de ocupação das margens do Rio Beberibe.  
(Fonte: SRH, 2008)

Os aterros e construções dificultam o escoamento das águas durante as grandes vazões dos períodos de cheias. Nessas ocasiões, os rios podem extravasar das suas calhas, ocupando as suas águas o seu leito maior ou planície de inundação. As habitações marginais podem causar restrições ao fluxo das águas.

e) Alteração antrópica da foz

Modificações antrópicas da morfologia estuarina junto à foz, como aterros e espigões, causam restrições ao fluxo e refluxo das águas, modificando-os, e as suas ações sobre os sedimentos no estuário, causando variações na descarga sólida no oceano. O molhe de Olinda, na foz do estuário comum dos rios Capibaribe e Beberibe, é um exemplo desse tipo de alteração da descarga de sedimentos no mar.

A construção do molhe do Porto do Recife ocasionou uma barreira à deposição nas praias, a norte do mesmo, dos sedimentos carregados do estuário pelas correntes marinhas paralelas à costa, com sentido do sul para o norte. Ocorreu um desequilíbrio entre a sedimentação e a erosão, havendo uma tendência para a destruição progressiva das praias.

f) Destruição dos manguezais

Com a ausência de raízes para fixar os manguezais, rompe-se o equilíbrio dos sedimentos nas áreas inundadas, causando alterações na descarga sólida. Ocorrem também modificações no ecossistema com a extinção de algumas espécies. O estuário do rio Beberibe sofre com os frequentes desmatamentos das áreas dos manguezais.

#### 4.2.3. Sistema de Controle de Enchentes

As ações que se referem ao controle de enchentes na RMR se iniciaram na bacia hidrográfica do rio Capibaribe com a construção, pelo Governo Federal, das barragens de Carpina, Goitá e Jucazinho, as quais, juntamente com a barragem de Tapacurá e melhorias introduzidas no leito do rio, na zona urbana, constituem-se no conjunto de obras de grande porte para a defesa contra inundação no Recife (ALCOFORADO, 2006). Tais ações ocorreram após a catastrófica cheia de 1975 que coincidiu com a maré alta e com o transbordamento do rio Beberibe. O rio Capibaribe subiu 8,5 m além do seu nível normal, atingindo uma vazão máxima em torno 3.000 m<sup>3</sup>/s. A força das águas arrancou pontes e a cidade do Recife ficou isolada.

Em relação à bacia hidrográfica do rio Beberibe muitas ações estruturais e não estruturais ainda precisam ser implantadas para reduzir o risco de inundações nas áreas

ocupadas da planície. A execução de serviços de melhoria das condições da calha fluvial e tratamento das margens do rio Beberibe, complementarmente aos serviços de reurbanização de comunidades situadas nessa bacia hidrográfica, previstas no Projeto PROMETRÓPOLE, servirão para garantir a eficiência do sistema hídrico.

O Programa de Infraestrutura em Áreas de Baixa Renda da Região Metropolitana do Recife (RMR) - PROMETRÓPOLE é um Programa do Governo do Estado de Pernambuco, que tem, como foco principal de atuação, as áreas onde estão concentradas as comunidades pobres da RMR, inseridas na área da bacia hidrográfica do Rio Beberibe e visa a promover a melhoria das condições de habitabilidade e de desenvolvimento dessas comunidades.

Desse modo, as intervenções complementares propostas no Projeto de Revitalização do rio Beberibe (SRH/PE, 2008) visam a potencializar os resultados das ações do PROMETRÓPOLE e melhorar a qualidade de vida das pessoas que habitam áreas ribeirinhas, além de melhorar a qualidade da água nos estuários.

Outra ação que está sendo desenvolvida é o Sistema de Alerta do Rio Beberibe desenvolvido inicialmente para o município de Olinda, com recursos repassados pela Agência Nacional de Águas – ANA, contando com a participação da Secretaria de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco, o Instituto Tecnológico do Estado de Pernambuco, a Prefeitura do Município de Olinda e a Universidade Federal de Pernambuco, e se constitui na primeira iniciativa na região voltada para a construção de todas as etapas da montagem de um sistema de alerta com embasamento científico e tecnológico e participação social (ALHEIROS *et al.*, 2007).

O Sistema de Alerta da bacia do Beberibe está sendo desenvolvido a partir da identificação de zonas prioritárias para o controle de cheias, instalação de réguas limnimétricas para monitoramento do nível da água nos canais, instalação de PCDs, entre outras ações, que permitirão subsidiar os órgãos públicos responsáveis pelo gerenciamento dos recursos hídricos, bem como auxiliar a Defesa Civil permitindo uma melhor assistência às populações mais atingidas pelas enchentes.

## Capítulo 5 - Base de Dados e Componentes para a Simulação

---

Para proceder ao traçado das curvas-chave e à simulação hidrológica, foi necessário reunir os dados cartográficos, dados hidrológicos e os parâmetros requeridos pelo modelo; sendo estas informações apresentadas a seguir.

### 5.1. Dados Cartográficos

Os dados cartográficos disponíveis para a área foram agregados e manipulados em ambiente SIG e compreendem as seguintes informações:

- Altimetria (Fonte: FIDEM – Ano do Voo: 1974, edição 1975, Escala: 1:2.000, com curvas de nível de 2 em 2 metros);
- Hidrografia (Fonte: FIDEM – 2003b, Escala: 1:1.000);
- Geologia (Fontes: UFPE - 1995, Escala: 1:25.000 e COSTA *et al.*, 1994);
- Solos (Fonte: SECTMA/PE – 1998, Escala: 1:1.000.000);
- Uso do solo e áreas impermeáveis (Imagens do Satélite *QuickBird* com resolução espacial de 70 cm. Fonte: PCR, 2000b).

Foram utilizadas 308 cartas altimétricas (Figura 5.1) convertidas do seu formato original analógico para o formato digital por meio de escaneamento e vetorização semiautomática, sendo esse trabalho realizado pela autora em conjunto com uma equipe de alunos do GRH/UFPE.

Vale ressaltar que essas cartas datam de um vôo realizado em 1974. Como a Região Metropolitana do Recife cresceu bastante desde então, pode-se questionar que a realidade apresentada encontra-se alterada. Isso de fato ocorre pontualmente, porém entende-se que o material ainda representa, de forma razoável, a realidade de campo, para a escala da análise. Além disso, não existem informações melhores na amplitude necessária para esse trabalho (ALCOFORADO, 2006).

A partir das cartas altimétricas disponíveis para a RMR, foi gerado, em ambiente SIG (*Arcview*), por meio do processo de interpolação dos dados, o Modelo Numérico do Terreno – MNT (Figura 5.2). A interpolação dos pontos foi realizada com as extensões *Spatial Analyst* e *3D Analyst* agregadas ao *ArcView GIS*, com o método de interpolação do inverso do quadrado da distância, o *IDW (Inverse Distance Weighted)*.



A rede hidrográfica utilizada foi obtida em meio digital da Unibase da Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife (FIDEM) e foi complementada, para o caso de algumas bacias, com o auxílio dos dados do Plano Estadual de Recursos Hídricos – PERH/PE (SECTMA/PE, 1998), bem como da imagem de alta resolução do Satélite *QuickBird*.

Com as informações disponíveis da hidrografia, das cartas altimétricas e da imagem de satélite, foi definida a região que tem como limites de oeste para leste a porção da bacia hidrográfica do rio Capibaribe delimitada pelo posto fluviométrico de São Lourenço da Mata II até a foz e ao norte a bacia hidrográfica do rio Beberibe, conforme mostra a Figura 5.3. Apesar deste estudo estar focado na bacia hidrográfica do Rio Beberibe, a geração de informações para uma área mais abrangente baseou-se na necessidade de montar um banco de dados mais completo e que pudesse ser utilizado em outros estudos nesta região.

Delimitada a área, seguiram-se os procedimentos para o traçado dos contornos das bacias hidrográficas dos diversos rios e canais e para a classificação multiespectral da imagem de satélite.

A montagem desse banco de dados mais abrangente, os contornos das bacias hidrográficas obtidos de forma automática e o mapa gerado a partir da classificação multiespectral da imagem de satélite apresentam-se como os primeiros resultados deste trabalho.



### 5.1.1. Delimitação das Bacias Hidrográficas

A delimitação das bacias hidrográficas dos principais rios, riachos e canais foi feita a partir do MNT e da hidrografia que permitiu efetuar correções no MNT (Figura 5.4), procedimento esse conhecido como preenchimento das depressões.

Quando uma depressão não corresponde a um lago, mas resulta do processo de interpolação que gerou o MNT, então é necessário que essa depressão seja preenchida de modo a permitir a continuidade do fluxo para jusante. Esse processo automatizado consiste em soerguer a depressão até o menor valor que permita a continuação do fluxo a jusante.

Essa delimitação automática das bacias hidrográficas foi efetuada pelo programa CRWR-Prepro (AHRENS *et al.*, 1998) desenvolvido pelo Centro para Pesquisa em Recursos Hídricos da Universidade do Texas em Austin e outras organizações. A Figura 5.5 mostra as bacias hidrográficas geradas automaticamente.

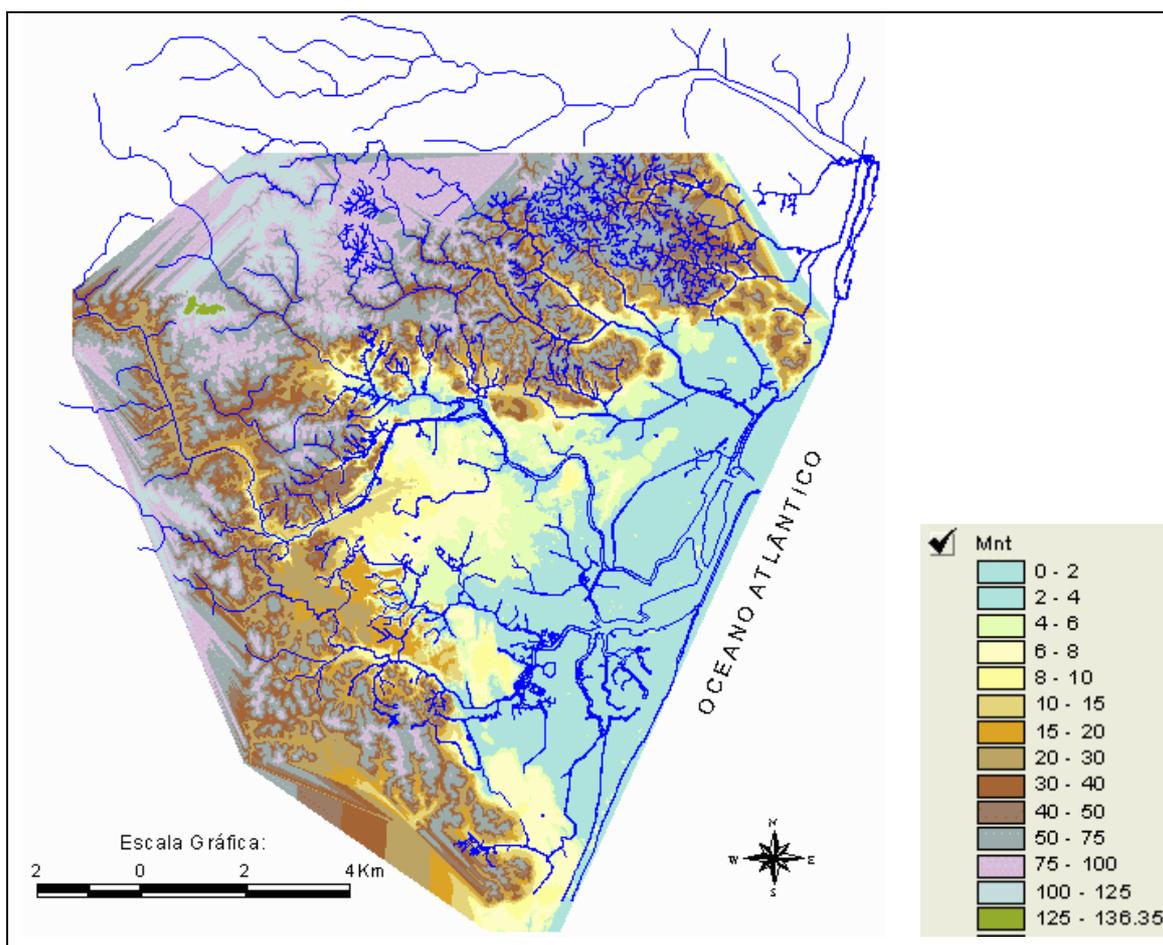


Figura 5.4 – Temas do MNT e hidrografia sobrepostos.



Os níveis de cinza para cada pixel nas bandas selecionadas são "comparados" e os pixels com níveis de cinza mais similares segundo uma regra de decisão, tendem a ser classificados em uma mesma categoria.

As técnicas de classificação se dividem quanto ao tipo de treinamento em:

- Classificação supervisionada: o classificador ou algoritmo orienta a busca de classes a partir de amostras de treinamento. Geralmente, assume-se que as classes podem ser descritas por uma função densidade de probabilidade e, portanto, descritas por seus parâmetros estatísticos.
- Classificação não-supervisionada: cada pixel da imagem é associado a uma classe espectral sem que o usuário tenha um conhecimento prévio do número ou identificação das diferentes classes presentes na imagem. Isso é feito, basicamente, através de algoritmos de agrupamento.
- Classificação híbrida: utiliza, em conjunto, as duas abordagens citadas anteriormente.

Alguns algoritmos aplicados à classificação de imagens são Kmédias, Isodata, Isepeg (como exemplos de algoritmos não-supervisionados); e Máxima Verossimilhança, Distância Mínima, Paralelepípedo, Distância Mahalanobis, (como exemplos de algoritmos supervisionados). Segundo MATHER (1999), esses classificadores utilizam a classificação "por ponto" ou "por pixel". Entretanto, algoritmos como Isepeg (não-supervisionado) e Bhattacharyya (supervisionado) são métodos de classificação por regiões, isso é, utilizam uma imagem segmentada em regiões por polígonos como dado de entrada (PINHEIRO, 2003).

Nesse trabalho, foi utilizado o *software* ENVI para proceder à classificação da imagem multiespectral de alta resolução do satélite *QuickBird* (Figura 5.6), sendo esta imagem disponibilizada pela Prefeitura do Recife por meio de uma parceria firmada entre a Prefeitura e a Universidade Federal de Pernambuco.

No ambiente do *software* ENVI, procedeu-se à classificação supervisionada da imagem utilizando o classificador por pixel supervisionado Maxver (Máxima Verossimilhança), sendo este o mais difundido entre os métodos de classificação. Ele pressupõe que os níveis de cinza de cada classe seguem uma distribuição normal multivariada. Esse classificador avalia as probabilidades que um determinado pixel tem de pertencer às classes identificadas e o designa àquela cuja probabilidade é maior. O critério de decisão incorpora o conceito de limiar de decisão.

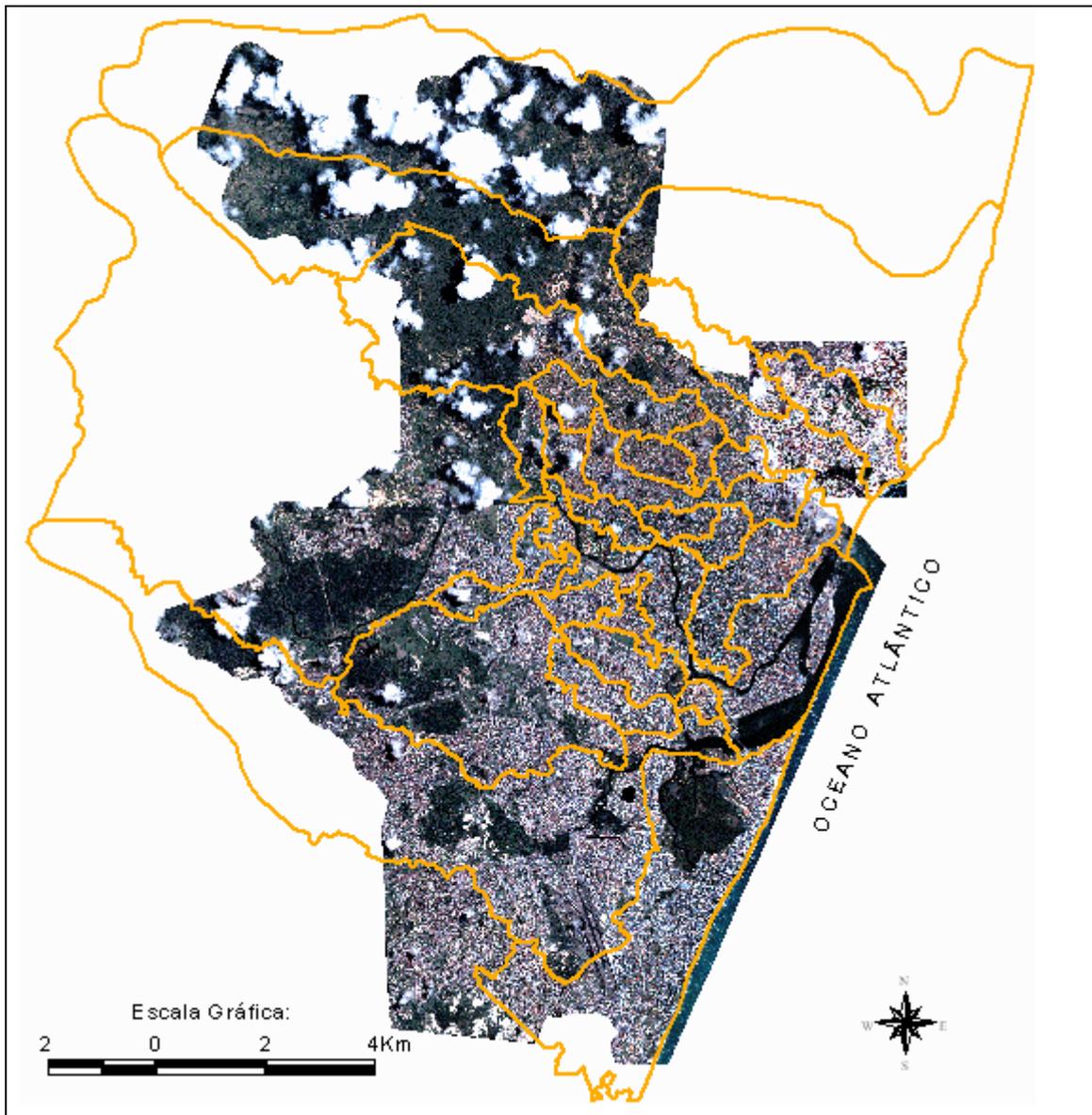


Figura 5.6 – Imagem do Satélite *QuickBird* com as bacias hidrográficas sobrepostas.

Para a classificação da imagem foram seguidos os seguintes passos:

- 1- Seleção das classes a serem identificadas na imagem (água, vegetação, solo exposto, área impermeável e nuvem);
- 2- Escolha do conjunto de amostras (conjunto de pixels) representativo de cada uma das classes. Essas amostras formam um conjunto de amostras de treinamento e foram definidas usando dados de campo, fotos aéreas ou ainda a interpretação visual da imagem a ser classificada;
- 3- Utilização do conjunto de treinamento para estimar os parâmetros usados pelo algoritmo de classificação Maxver, etapa essa conhecida como treinamento;

- 4- Rotulação de cada pixel como pertencente a uma classe dentro o conjunto de classes definido no passo 1, usando os parâmetros estimados no passo 3;
  - 5- Produção do mapa temático que mostra o resultado da classificação.
- O mapa resultante da classificação da imagem está mostrado na Figura 5.7.

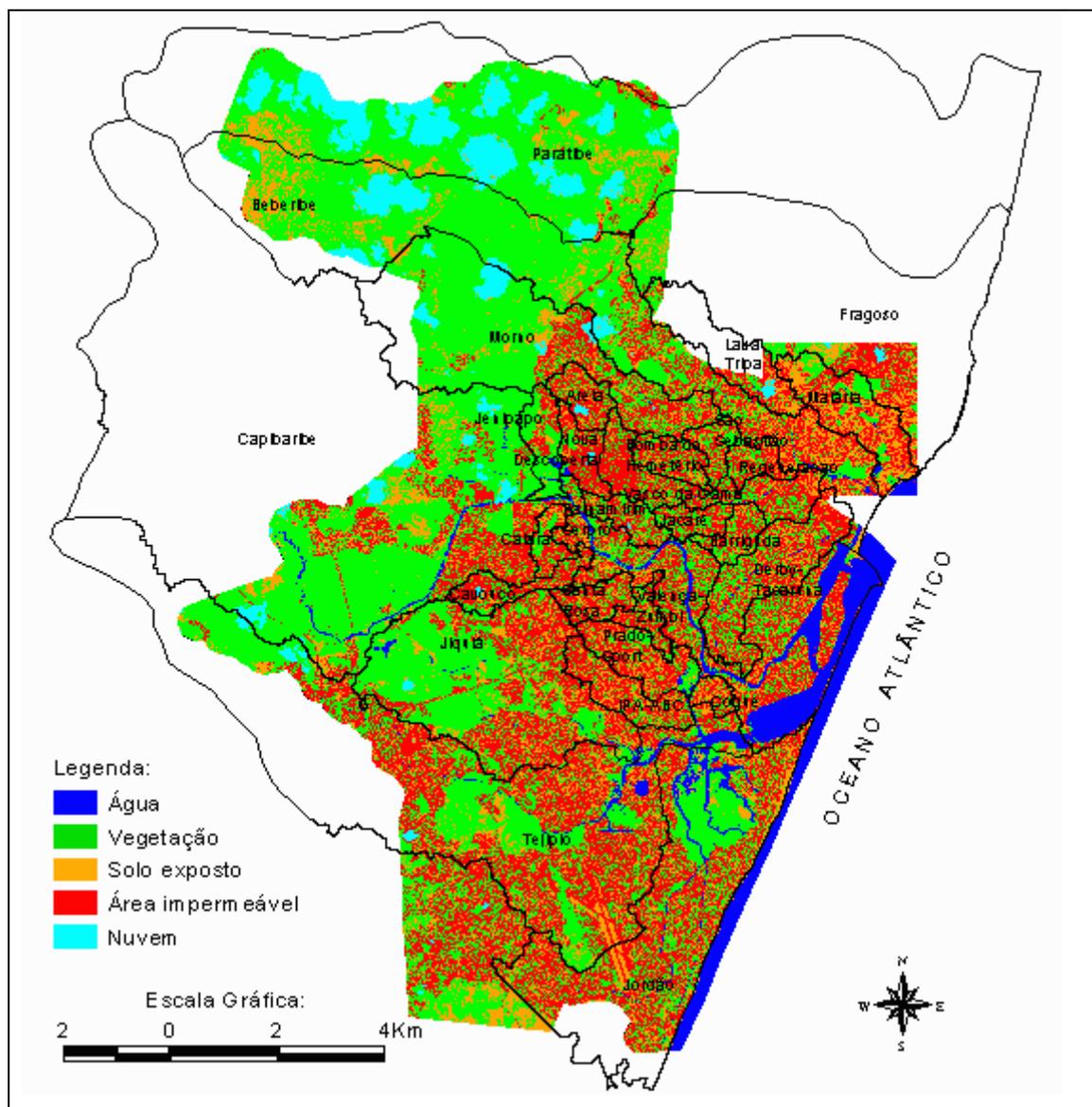


Figura 5.7 – Mapa resultante da classificação da imagem de satélite com as bacias hidrográficas sobrepostas.

A partir do mapa de classificação, foram extraídas as áreas de cada classe (água, vegetação, solo exposto, área impermeável e nuvem) por bacia hidrográfica. Esse resultado pode ser visualizado na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Quantitativo das áreas de cada classe por bacia hidrográfica.

Bacia Hidrográfica	Área Total (km <sup>2</sup> )	Área coberta pela imagem (km <sup>2</sup> )	Água (km <sup>2</sup> )	Vegetação (km <sup>2</sup> )	Solo exposto (km <sup>2</sup> )	Nuvem (km <sup>2</sup> )	Área impermeável (km <sup>2</sup> )	Área impermeável (%)
Areia	1,8140	1,8140	0,0250	0,4679	0,2746	0,0476	0,9988	55,0627
Barriguda	1,5566	1,5566	0,0810	0,482	0,234	0,0000	0,759	48,7880
**Beberibe	40,3897	32,8004	0,2161	19,0218	5,9775	2,5062	5,0789	15,4841
Bomba do Hemetério	1,8635	1,8635	0,0360	0,5234	0,2728	0,0000	1,0312	55,3389
Caiara	1,2658	1,2658	0,1563	0,2680	0,2058	0,0000	0,6356	50,2166
*Capibaribe	110,3240	49,8703	5,6721	24,7962	5,7621	1,3312	12,3087	24,6814
Cavouco	2,1576	2,1576	0,0750	0,5949	0,2323	0,0482	1,2071	55,9478
Coque	0,8127	0,8127	0,0316	0,1587	0,2349	0,0000	0,3875	47,6762
Derby-Tacaruna	6,8034	6,8034	0,7802	1,3014	1,1349	0,0000	3,5869	52,7222
*Fragoso	32,7020	6,0801	0,0155	2,3771	1,6119	0,1166	1,9590	32,2204
IPA-ABC	3,2157	3,2157	0,1595	0,6247	0,5640	0,0000	1,8676	58,0768
Jacaré	1,3914	1,3914	0,0720	0,5397	0,1444	0,0000	0,6353	45,6580
Jenipapo	2,1994	2,1994	0,0818	1,4236	0,2101	0,0000	0,4839	22,0017
Jiquiá	20,7719	20,7719	0,2227	10,8373	2,7807	0,0665	6,8647	33,0478
*Jordão	25,9571	22,7710	1,2078	8,0043	4,0008	0,0000	9,5581	41,9748
*Lava Tripa	4,8197	1,9522	0,0043	0,4527	0,4989	0,1274	0,8689	44,5104
*Malária	5,1729	5,1684	0,0740	1,1311	1,9354	0,0000	2,0279	39,2359
*Morno	19,9325	17,2766	0,1211	11,6712	1,6507	1,0343	2,7993	16,2030
Nova Descoberta	1,8644	1,8644	0,1233	0,3494	0,1715	0,0385	1,1816	63,3788
*Paratibe	83,0134	31,0471	0,0000	19,4317	2,8888	8,2826	0,4440	1,4300
Parnamirim-Serpro	1,6657	1,6657	0,0801	0,5816	0,2137	0,0106	0,7798	46,8143
Prado-Sport	3,4156	3,4156	0,1471	0,9293	0,6654	0,0000	1,6738	49,0055
Regeneração	1,3746	1,3746	0,0420	0,3251	0,3006	0,0000	0,7069	51,4239
Santa Rosa	1,7232	1,7232	0,0581	0,3475	0,2660	0,0000	1,0515	61,0210
São Sebastião	1,3082	1,3082	0,0500	0,4749	0,1938	0,0000	0,6395	48,8844
*Tejipió	51,9020	34,9159	1,1400	14,1212	4,9508	0,4251	14,2787	40,8946
Valença-Zumbi	1,2662	1,2662	0,0403	0,3040	0,2072	0,0000	0,7148	56,4520
Vasco da Gama	5,3665	5,3665	0,2277	1,4217	0,7244	0,0000	2,9928	55,7674
Total	436,0497	263,7184	10,9406	122,9624	38,308	14,0348	77,5218	29,3956

Obs: \* Essas bacias não foram totalmente cobertas pela imagem  
 \*\* O valor da área da bacia do rio Beberibe está subtraído do valor da área das bacias dos afluentes.

Considerando as 23 bacias hidrográficas que foram cobertas pela imagem de satélite (em um intervalo de 80% a 100% de cobertura), verificou-se que, em 17 dessas bacias, a percentagem de áreas impermeáveis com relação à área da bacia ficou em torno de 50%, sendo que a bacia hidrográfica menos urbanizada é a bacia do rio Morno (≈16%) e a que possui a maior percentagem de áreas impermeáveis é a bacia do canal Nova Descoberta (≈63%). Com a incorporação desses dados de impermeabilização por

bacia hidrográfica na modelagem hidrológica, pretende-se melhor representar o uso do solo nas bacias e diminuir as incertezas nos resultados das simulações.

## 5.2. Dados Hidrológicos

Os principais dados hidrológicos utilizados neste trabalho consistiram em:

- Dados de chuva obtidos da plataforma de coleta de dados (PCD) de Olinda;
- Dados de nível da água nos canais; e
- Dados de vazão calculados a partir da velocidade da água medida nos canais.

### 5.2.1. Dados de Chuva

Os dados de chuva foram obtidos junto ao Laboratório de Meteorologia de Pernambuco (LAMEPE). O LAMEPE disponibiliza informações customizadas dos seus sistemas de monitoramento (pluviômetros, plataformas de coleta de dados meteorológicos automáticas e estações meteorológicas convencionais). (LAMEPE, 2008).

Neste trabalho, foram utilizados os dados de chuva extraídos da plataforma de coleta de dados (PCD) localizada em Olinda nas proximidades da foz do rio Beberibe (Figura 5.8). O período compreendido foi abril a agosto de 2007.



Figura 5.8 – Plataforma de Coleta de Dados

Nessa PCD, o registro se dá no instante em que ocorre o acúmulo da 0,25 mm de chuva, sendo os registros acumulados por mês. Ou seja, a todo mês o contador é zerado e recomeça uma nova acumulação dos registros.

Para efeito deste trabalho, a chuva foi discretizada em intervalos de 2h em 2h para posterior utilização destes dados na modelagem e comparação com os dados de vazão obtidos pela curva-chave. A escolha do intervalo de 2h em 2h foi devida à disponibilidade dos moradores para efetuarem a leitura das réguas limnimétricas.

Foram instaladas mais duas Plataformas de Coleta de Dados (PCDs) pela Prefeitura de Olinda nos seguintes pontos: ponte na Avenida Luís Correia de Brito (rio Beberibe) e na foz do Canal da Malária. Porém, só foram utilizados os dados da PCD de Olinda localizada nas proximidades da foz do rio Beberibe, visto que, nas outras duas PCDs, os dados só foram coletados a partir de agosto de 2007, ou seja, depois do período chuvoso e não coincidindo com a época do trabalho de campo.

#### 5.2.2. Dados de Nível

A escolha dos canais para a instalação das réguas limnimétricas e obtenção dos dados de nível baseou-se no conhecimento das áreas com maior propensão aos alagamentos, com suspeita de influência da maré e/ou que tivessem as maiores áreas de drenagem. Para isso, tomaram-se como base alguns trabalhos anteriormente realizados como o Projeto de Qualidade das Águas e Controle da Poluição Hídrica das Bacias dos Rios Beberibe, Capibaribe e Jaboatão – PQA (SEPLAN/PE, 1997), o Cadastro de Canais da Cidade do Recife (PCR, 2000a), as visitas a campo e a experiência dos moradores circunvizinhos aos canais.

Foram escolhidos nove locais para a instalação das réguas limnimétricas (Figura 5.9): duas seções no rio Beberibe, uma seção no rio Morno, uma seção no riacho Lava-Tripa, duas seções no canal da Malária, duas seções no canal Vasco da Gama e uma seção no canal da Bomba do Hemetério. A Figura 5.10 ilustra as seções de estudo.



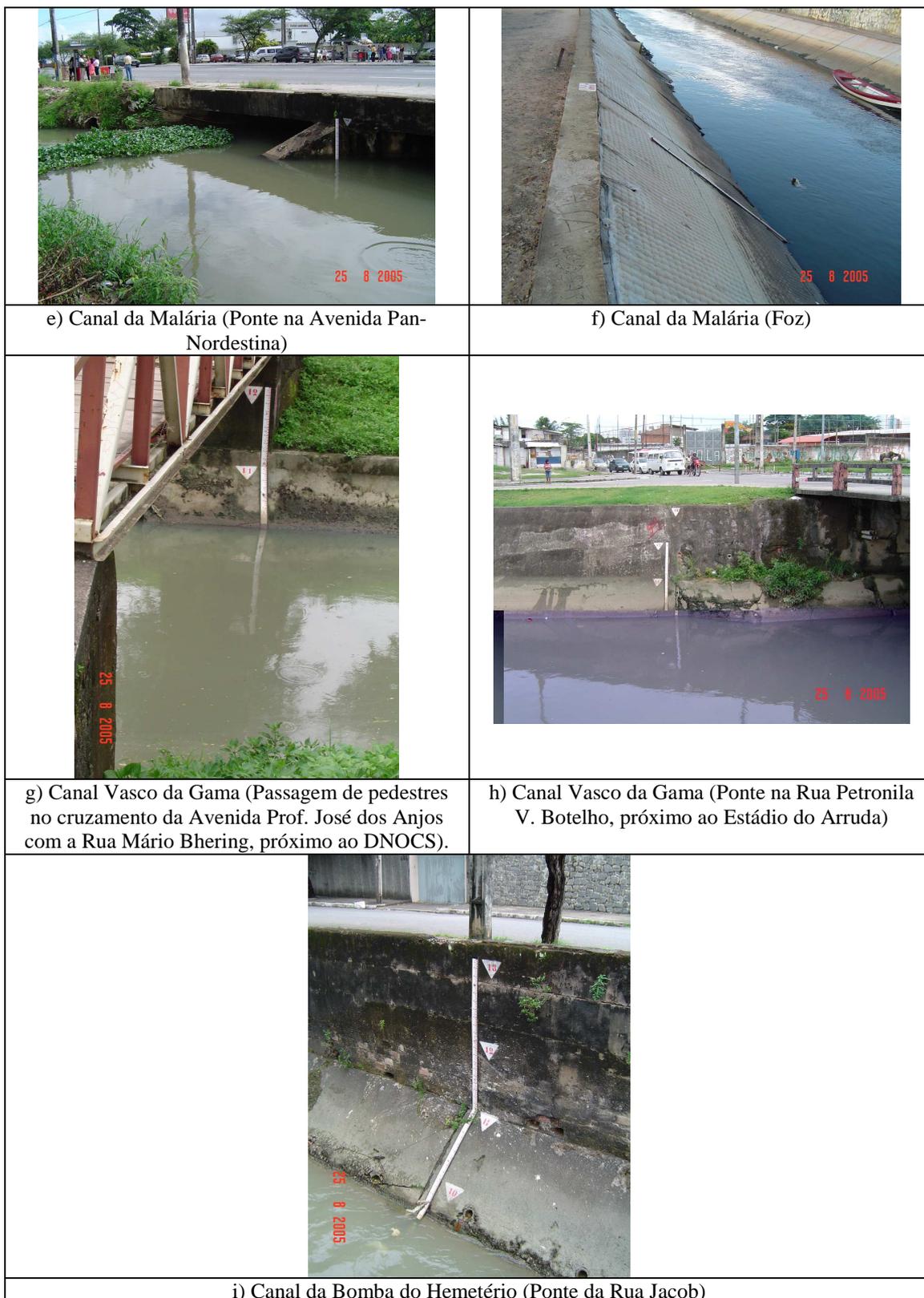


Figura 5.10 – Réguas instaladas nos canais da bacia hidrográfica do Rio Beberibe.  
(continuação)

### 5.2.2.1. Monitoramento da Maré nos Canais

Como forma de verificar quais as seções dos canais eram influenciadas pela maré, foram realizadas campanhas de monitoramento. A planilha de monitoramento dos canais continha as seguintes informações: nome da seção, localização (coordenadas UTM obtidas por meio de GPS Geodésico), data e horário da leitura, leitura do nível e observações consideradas pertinentes por ocasião da visita ao canal, como por exemplo, retirada de alguma régua, níveis máximos observados por moradores, etc.

As campanhas de monitoramento da maré foram realizadas a partir da verificação da Tábua de Marés no Porto de Recife para os anos de 2005 e 2006 dada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação - DHN nos seguintes dias e seções:

#### 1ª Campanha - Dia 19/09/2005

Maré no Porto do Recife	Hora	Nível	Seções monitoradas
Baixa	10:56 h	0,00 m	Canal Vasco da Gama (ponte próxima ao estádio do Arruda – Seção “3” na Figura 5.9)
Alta	17:04 h	2,50 m	Rio Morno (ponte na Rua Guarajá – Seção “7” na Figura 5.9) Rio Beberibe (ponte na Rua Antônio da Costa Azevedo – Seção “9” na Figura 5.9) Canal da Malária (ponte na Avenida Pan Nordestina - Seção “5” na Figura 5.9)

#### 2ª Campanha - Dia 30/03/2006

Maré no Porto do Recife	Hora	Nível	Seções monitoradas
Baixa	10:43 h	-0,10 m	Canal Vasco da Gama (passagem de pedestres no cruzamento da Avenida Prof. José dos Anjos com a Rua Mário Bhering - próximo ao DNOCS, Seção “1” na Figura 5.9)
Alta	16:53 h	2,50 m	Canal Bomba do Hemetério (Córrego de Euclides - ponte na Rua Jacob, Seção “2” na Figura 5.9) Riacho Lava-Tripa (ponte na Avenida Perimetral Norte, Seção “6” na Figura 5.9)

Assim, foram registradas as leituras dos níveis nas referidas seções com uma frequência de 5 minutos, aproximadamente, de 1 a 2 horas antes e depois dos horários de marés baixa e alta no Porto do Recife.

A realização das duas campanhas foi suficiente para monitorar todos os canais e permitiu constatar a influência da maré nas seguintes seções: canal Vasco da Gama (ponte próxima ao estádio do Arruda), rio Beberibe (ponte Correia de Brito) e no canal da Malária (ponte na Avenida Pan Nordestina). Não foi verificada a influência da maré nos seguintes pontos: rio Morno (ponte na Rua Guarajá), riacho Lava-Tripa (ponte na Avenida Perimetral Norte), canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS) e no canal da Bomba do Hemetério (ponte na Rua Jacob).

Nesses trechos de rios que são próximos à foz e que têm influência da maré, a relação entre cota e vazão pode não ser unívoca, isto é, a mesma vazão pode ocorrer para cotas diferentes, e cotas iguais podem apresentar vazões diferentes. O nível do oceano, localizado a jusante, controla a vazão do rio e não é possível definir uma única curva-chave. Esse problema pode ser superado gerando uma família de curvas-chave, por meio da combinação da vazão, da cota local e da cota de jusante (SANTOS *et al.*, 2001). Porém, essa alternativa é bastante trabalhosa e deve ser evitada, dando-se preferência a realizar a instalação de equipamentos em locais livres da influência da maré, ou do nível de jusante.

Assim, com as informações obtidas das campanhas de monitoramento, foram escolhidas as seções que não tivessem a influência da maré, para proceder às medições de velocidade, ao cálculo das vazões, ao traçado das curvas-chave e às simulações. Esses pontos podem ser visualizados na Figura 5.11.

As áreas de contribuição das referidas seções nas bacias são:

- (A) - Rio Beberibe (Portão do Gelo): 51,57 km<sup>2</sup>;
- (B) - Rio Morno: 21,17 km<sup>2</sup>;
- (C) - Riacho Lava-Tripa: 4,03 km<sup>2</sup>;
- (D) - Canal da Bomba do Hemetério: 3,14 km<sup>2</sup>;
- (E) - Canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS): 2,78 km<sup>2</sup>.

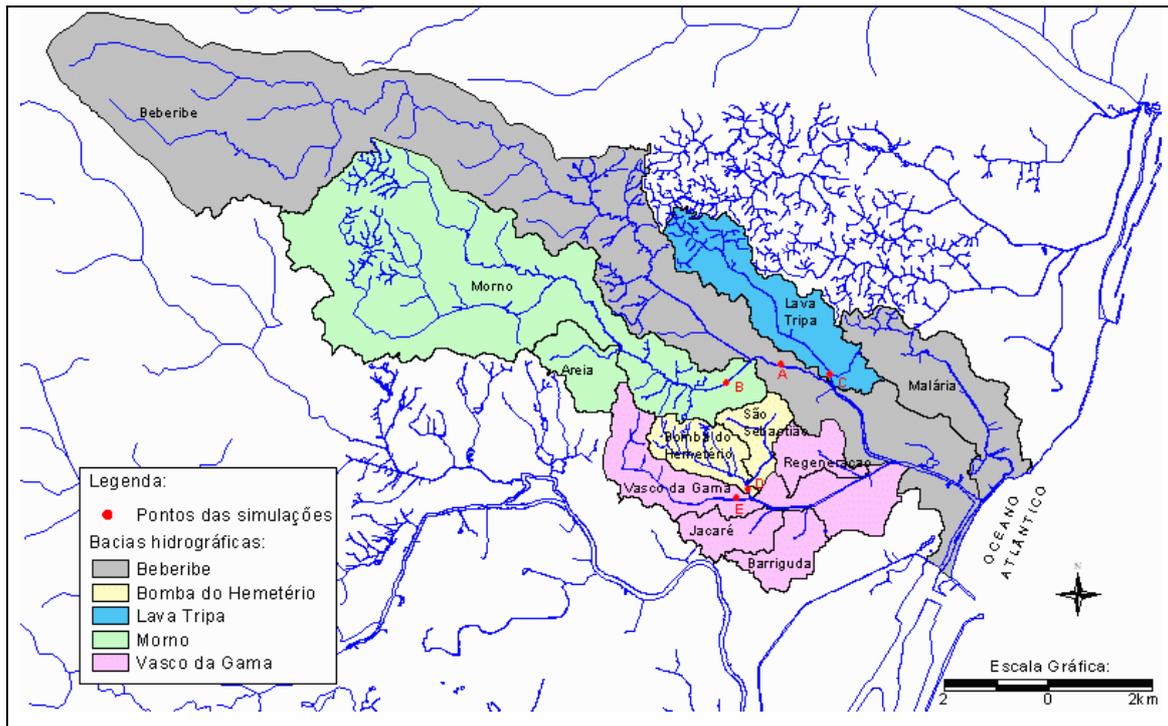


Figura 5.11 – Pontos escolhidos para efetuar as medições de velocidade, o cálculo das vazões, o traçado das curvas-chave e as simulações.

#### 5.2.2.2. Leitura Periódica das Réguas

As seções definidas para a leitura periódica dos níveis nas réguas foram (A) Rio Beberibe (passagem de pedestres na Comunidade Portão do Gelo), (B) Rio Morno (ponte na Rua Guarajá), (C) Riacho Lava-Tripa (ponte na Avenida Perimetral Norte), (D) Canal da Bomba do Hemetério (ponte na Rua Jacob) e (E) Canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS).

Com o auxílio de líderes comunitários, foram realizadas diversas visitas às comunidades próximas aos locais de réguas instaladas para conversar com os moradores sobre a importância do trabalho e, assim, foram escolhidos 10 moradores para efetuarem a leitura periódica das réguas, sendo cada 2 leitores responsáveis por uma régua. Esses moradores receberam um treinamento prévio ao início dos trabalhos e foi concedida uma ajuda de custo, por meio da Secretaria de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco, como estímulo para realização do trabalho.

As leituras foram realizadas diariamente no período de maio a agosto de 2007 nos seguintes horários: 07:00h, 09:00h, 11:00h, 13:00h, 15:00h, 17:00h.

### 5.2.3. Dados de Vazão

A medição da velocidade nos canais foi efetuada com o Molinete A.OTT de 6 hélices, tipo C1 e haste de 9 mm. Em todas as seções de medições existiam pontes ou passagens de pedestres, sendo possível fazer a medição a partir dessas estruturas. Para facilitar o trabalho, elaborou-se uma extensão construída em perfis de alumínio (totalizando 6 metros) que foi acoplada a haste do molinete para permitir as leituras de cima das pontes ou passagens de pedestres.

Os molinetes são instrumentos projetados para girar em velocidades diferentes de acordo com a velocidade da água. A relação entre velocidade da água e velocidade de rotação do molinete é a equação do molinete. Essa equação é fornecida pelo fabricante do molinete, porém deve ser verificada periodicamente, porque pode ser alterada pelo desgaste das peças.

Para obter uma boa estimativa da velocidade média, é necessário medir em várias verticais e em vários pontos ao longo das verticais. Em SANTOS *et al.* (2001) são indicados o número ideal de pontos de medição em uma vertical de acordo com a profundidade do rio e o número de verticais recomendado para medições de velocidade de acordo com a largura do rio. Seguindo essas recomendações, neste trabalho, as medições nas verticais foram feitas a 0,6 da profundidade, para as profundidades abaixo de 0,60 m, e a 0,2 e 0,8 da profundidade para profundidades acima de 0,60 m, e o espaçamento entre as verticais foi de 0,50 m.

Efetuada as medições de velocidades, foram, então, calculadas as vazões nas seções. Para esse cálculo, utilizou-se o método da meia seção que é o mais difundido entre as entidades que trabalham com hidrometria no Brasil. Nesse método, o cálculo da vazão está baseado na medição de velocidade em um grande número de pontos. Os pontos estão dispostos segundo linhas verticais com distâncias conhecidas da margem ( $d_1$ ,  $d_2$ ,  $d_3$ , etc.) (Figura 5.12). A integração do produto da velocidade pela área é a vazão do rio. Considera-se que a velocidade média calculada em uma vertical é válida numa área próxima a essa vertical.

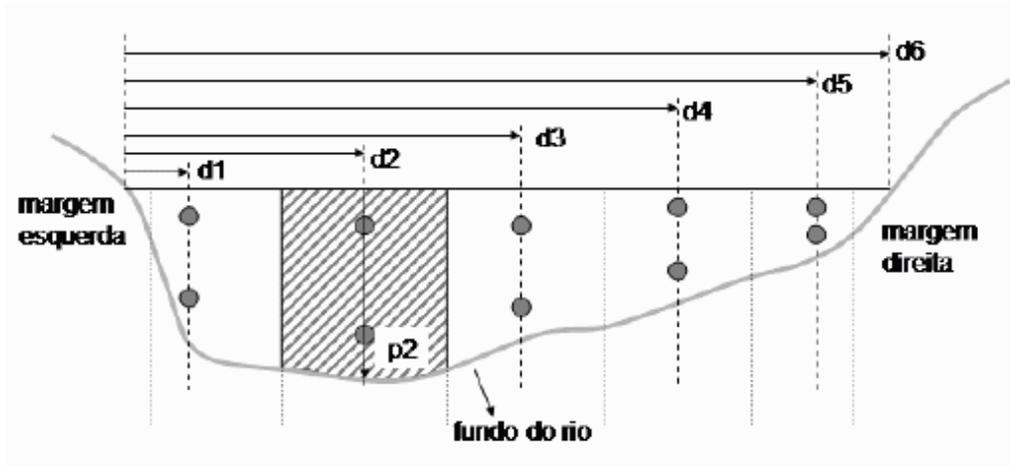


Figura 5.12 – Exemplo de medição de vazão em uma seção de um rio com a indicação das verticais, distâncias e profundidades; e detalhe da área da seção do rio para a qual é válida a velocidade média da vertical de número 2.

A área de uma sub-seção, como apresentada na Figura 5.12 é calculada pela equação abaixo:

$$A_i = p_i \left( \frac{(d_i + d_{i+1})}{2} - \frac{(d_{i-1} + d_i)}{2} \right) = p_i \left( \frac{(d_{i+1} - d_{i-1})}{2} \right) \quad (5.1)$$

onde o índice  $i$  indica a vertical que está sendo considerada;  $p$  é a profundidade;  $d$  é a distância da vertical até a margem. Na Figura 5.12, por exemplo, a área da sub-seção da vertical 2 é dada por:

$$A_2 = p_2 \left( \frac{(d_3 - d_1)}{2} \right) \quad (5.2)$$

As pequenas áreas próximas às margens que não são consideradas nas sub-seções da primeira nem da última vertical não são consideradas no cálculo da vazão. Assim, a vazão total do rio é dada por:

$$Q = \sum_{i=1}^N v_i A_i \quad (5.3)$$

onde  $Q$  é a vazão total do rio,  $v_i$  é a velocidade média da vertical  $i$ ;  $N$  é o número de verticais e  $A_i$  é a área da sub-seção da vertical  $i$ .

No caso de haver grande quantidade de resíduos sólidos, fez-se uso de flutuadores para proceder à medição da velocidade do fluxo. Apesar de ser menos preciso, é um processo usado para cursos de água onde a medição com molinete é impraticável. Consiste em medir a velocidade da corrente em um trecho escolhido do curso de água, usando-se para isso um flutuador e determinar a seção média do referido trecho.

Para realização desse processo, foi medida uma distância de 10 m a ser percorrida pelo flutuador, deixando-a marcada por varas na margem do rio (Figura 5.13). Em seguida foi determinado o tempo gasto para o flutuador lançado no ponto C (a uma distância aproximada de 5 m do ponto A) ir do ponto A ao ponto B. Foram efetuadas três medições do tempo percorrido pelo flutuador e, em seguida, foi calculado o tempo médio e a velocidade superficial.

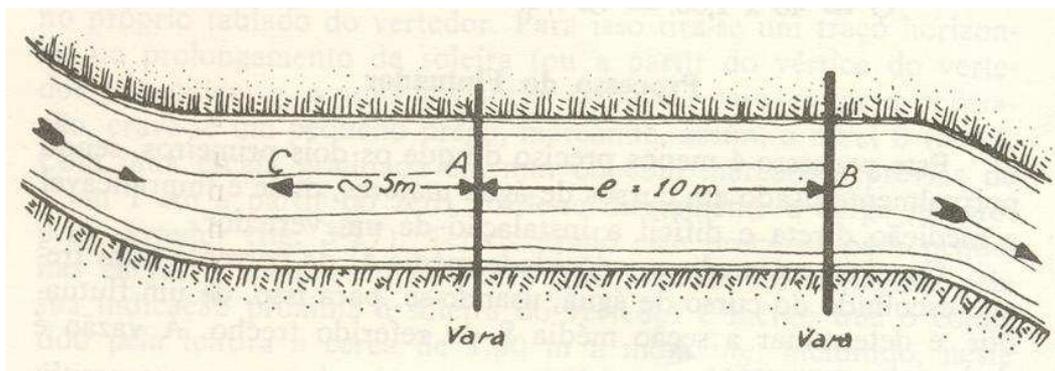


Figura 5.13 – Distâncias utilizadas no processo de medição de velocidade com flutuador.

Essa velocidade superficial  $V$  é, na maioria das vezes, superior à velocidade média do escoamento. A velocidade média  $U$  corresponde de 80 a 90% da velocidade superficial. A velocidade superficial  $V$  deve ser corrigida (AMRINE JR., 1983) multiplicando-se  $V$  por 0,85, considerando a média dos valores atribuídos para o desconto do atrito dos diferentes leitos dos riachos (0,90 para leitos pedregosos, 0,80 para leitos arenosos e 0,85 para leitos mistos).

Foram realizadas 10 campanhas de campo para medição de velocidade em cada canal no período de abril a setembro de 2007 e, de posse das vazões, foram traçadas as curvas-chave para cada canal.

Para subsidiar o cálculo das vazões e o traçado das curvas-chave, foram obtidos os dados da geometria das seções por meio de batimetria. Essa batimetria foi realizada

com o uso de GPS geodésico, percorrendo todas as seções com distâncias entre as verticais de aproximadamente 50 cm.

#### 5.2.4. Traçado das Curvas-Chave

A medição de vazão, conforme descrita nos itens anteriores, é um processo dispendioso, o que impede medições de vazão muito freqüentes. Normalmente, a medição de vazão em rios exige uma equipe de técnicos qualificados e equipamentos como molinete, guincho e barcos. Em função disso, as medições de vazão são realizadas com o objetivo de determinar a relação entre o nível da água do rio em uma seção e a sua vazão. Essa relação entre o nível (ou cota) e a vazão é denominada a curva-chave de uma seção. Com a curva-chave é possível transformar medições de cota, que são relativamente baratas, em medições de vazão.

Traçar uma curva-chave é determinar uma representação gráfica da relação cota-vazão a partir de algumas medições muitas vezes mal distribuídas no intervalo de cotas, e, em certos casos, pouco precisas. Somente um bom conhecimento do terreno e uma compreensão exata do funcionamento hidráulico do canal onde se situa a régua permitem uma interpretação correta das medições de descarga líquida (JACCON e CUDO, 1989).

Para gerar uma curva-chave representativa é necessário medir a vazão do rio em situações de vazões baixas, médias e altas. A curva-chave é uma equação ajustada aos dados de medição de vazão. Normalmente, são utilizadas equações do tipo potencial ou polinomial, como as equações a seguir:

$$Q = a(h - h_0)^b \quad (5.4)$$

ou

$$Q = ah^2 + bh - c \quad (5.5)$$

onde  $Q$  é a vazão;  $h$  é a cota;  $h_0$  é a cota quando a vazão é zero, e  $a$ ,  $b$  e  $c$  são parâmetros ajustados por um critério, como erros mínimos quadrados.

Foram realizadas 10 campanhas de medição de velocidade, nas seções dos canais onde não se observou a influência da maré, sendo obtidas as seguintes curvas-chave (Figuras 5.14 a 5.18):

- (a) Canal Vasco da Gama (DNOCS):  $Q = 20,306h^2 - 41,382h + 21,304$  ( $R^2 = 0,9384$ )
- (b) Canal da Bomba do Hemetério:  $Q = 2,080(h - 0,016)^{3,714}$  ( $R^2 = 0,9819$ )
- (c) Riacho Lava-Tripa:  $Q = 3,480(h + 0,221)^{2,033}$  ( $R^2 = 0,9625$ )
- (d) Rio Morno:  $Q = 3,726(h - 0,307)^{3,187}$  ( $R^2 = 0,9741$ )
- (e) Rio Beberibe (Portão do Gelo):  $Q = 2,136(h + 0,483)^{3,637}$  ( $R^2 = 0,8383$ )

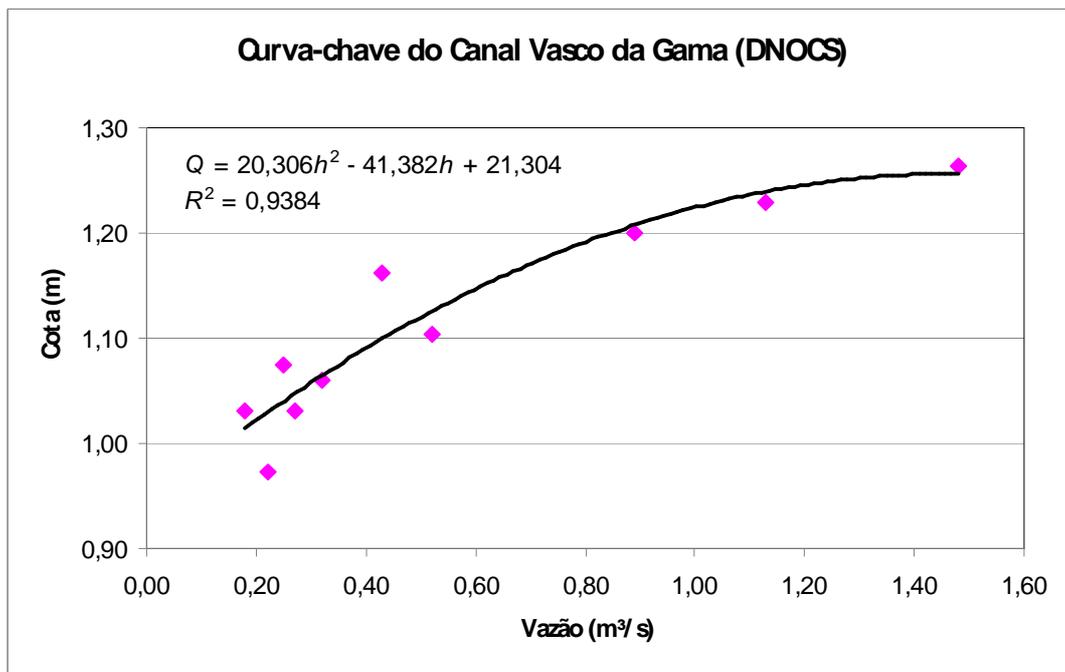


Figura 5.14 – Curva-chave para seção do Canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS).

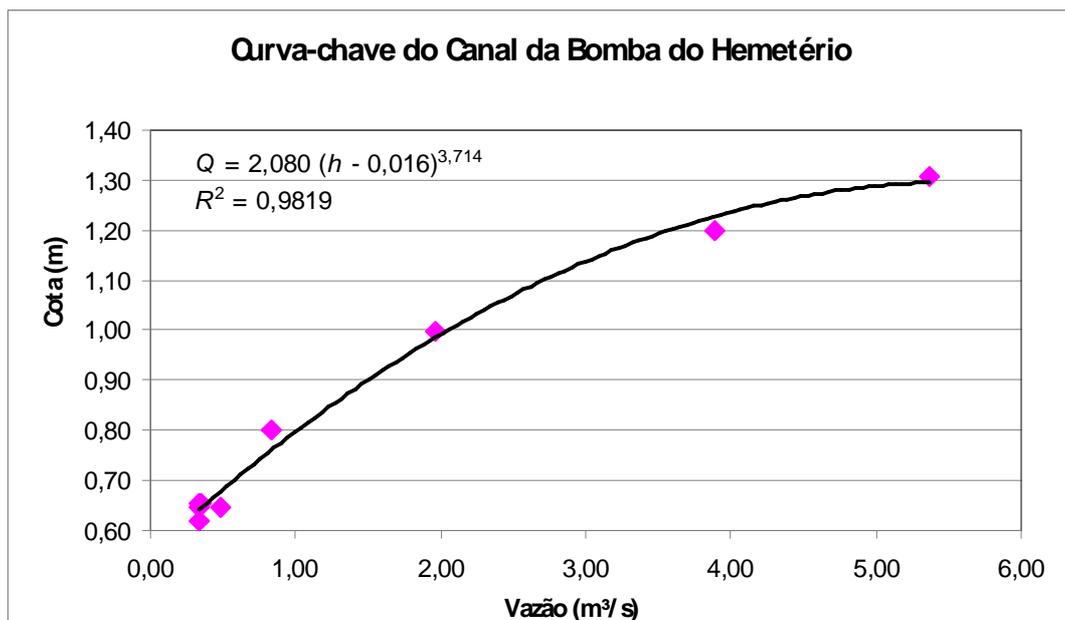


Figura 5.15 – Curva-chave para seção do Canal da Bomba do Hemetério.

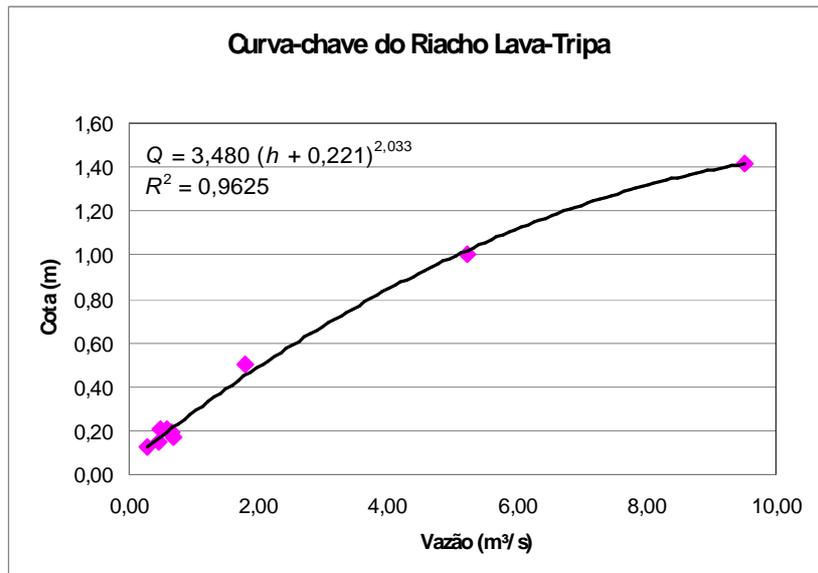


Figura 5.16 – Curva-chave para seção do Riacho Lava-Tripa.

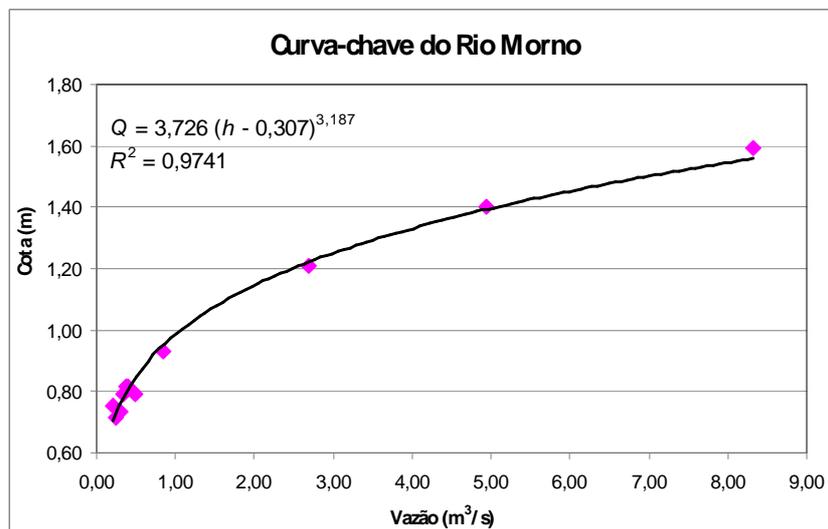


Figura 5.17 – Curva-chave para seção do Rio Morno.

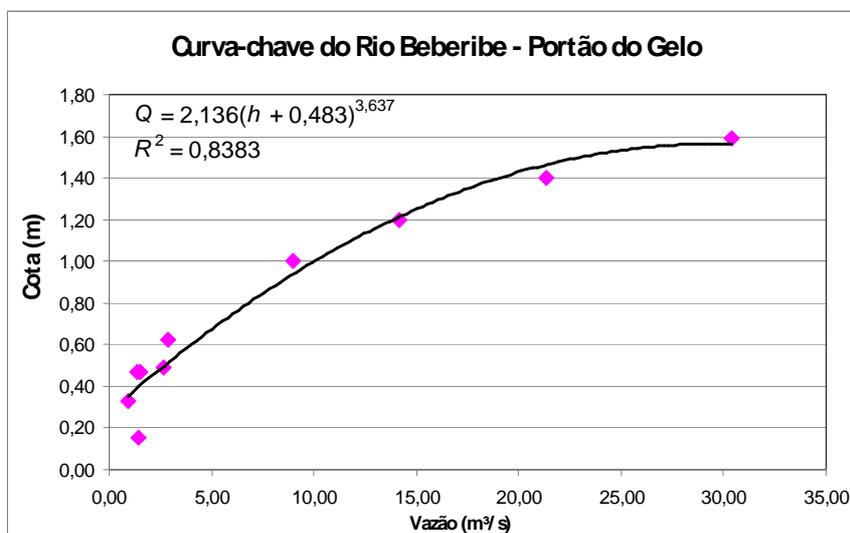


Figura 5.18 – Curva-chave para seção do Rio Beberibe (Portão do Gelo).

A preocupação em obter as curvas-chave com base em dados representativos dos valores baixos, médios e altos reside na necessidade de buscar uma maior precisão nas informações e tentar minimizar as incertezas inerentes aos processos de extrapolação e, por sua vez, gerar dados de vazão mais confiáveis que sirvam de comparativo para os valores obtidos na simulação.

### 5.3. Tempo de Concentração

O tempo de concentração é um parâmetro hidrológico que surge da hipótese que a bacia hidrográfica responde como sistema linear para o escoamento superficial direto. Em outras palavras, é o tempo necessário para que toda bacia esteja contribuindo na seção de saída. Esse tempo tende a diminuir com o aumento da intensidade da chuva (SILVEIRA, 2005).

Apesar das incertezas associadas à definição do tempo de concentração em uma bacia hidrográfica, muitas fórmulas têm sido desenvolvidas no intuito de determinar esse parâmetro, tão importante para os projetos de drenagem urbana. Vários estudos (TUCCI *et al.*, 1995; GEMANO *et al.*, 1998; SILVEIRA, 2005) buscam avaliar o desempenho de fórmulas para calcular o tempo de concentração em bacias urbanas.

Os tempos de concentração da maioria das sub-bacias da RMR foram calculados nos estudos do PQA (SEPLAN/PE, 1997). De acordo com esse trabalho, o tempo de concentração é, ao lado do coeficiente de escoamento superficial, um dos parâmetros cruciais das metodologias de obtenção de vazões máximas por processos indiretos, cuja determinação está, também, sujeita a incertezas e a imprecisões. Foram utilizadas no estudo do PQA, entre outras, as formulações propostas por TUCCI *et al.* (1995) e do SCS (1975) para determinar os tempos de concentração para diversas sub-bacias da RMR.

Os tempos de concentração das sub-bacias da RMR não contempladas no PQA (SEPLAN/PE, 1997) foram calculados em ALCOFORADO (2006), de acordo com as formulações sugeridas por SILVEIRA (2005).

Apesar dos trabalhos citados anteriormente abrangerem praticamente todas as sub-bacias da RMR, no presente estudo fez-se necessário, ainda, o cálculo do tempo de concentração para as bacias hidrográficas do rio Beberibe (Portão do Gelo), riacho Lava-Tripa e canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS), para contemplar todas as subbacias do rio Beberibe.

De acordo com SILVEIRA (2005), para bacias urbanas com áreas abaixo de 11 km<sup>2</sup>, é indicada a equação de CARTER, adaptada da equação de MCCUEN *et al.* (1984) dada por:

$$T_c = 0,0977L^{0,6}S^{-0,3} \quad (5.6)$$

onde  $T_c$  é o tempo de concentração (min),  $L$  é o comprimento do coletor pluvial (m) e  $S$  é a declividade média do coletor pluvial (m/m).

A Equação 5.6 foi utilizada para calcular o tempo de concentração nas bacias hidrográficas do riacho Lava-Tripa, com uma área de 4,03 km<sup>2</sup>, e do canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS), que possui uma área de 2,78 km<sup>2</sup>.

Para a bacia hidrográfica do rio Beberibe (Portão do Gelo), com uma área de 51,57 km<sup>2</sup>, foi utilizada a equação de DESBORDES (1974), recomendada para bacias com áreas até 51km<sup>2</sup>.

$$T_c = 0,0869A^{0,3039}S^{-0,3832}A_{imp}^{-0,4523} \quad (5.7)$$

onde  $T_c$  é o tempo de concentração (min),  $A$  é a área da bacia (m<sup>2</sup>),  $S$  é a declividade média do coletor pluvial (m/m) e  $A_{imp}$  é a fração de área impermeável (varia entre 0 e 1).

A Tabela 5.2 resume as informações necessárias para o cálculo do tempo de concentração para as bacias hidrográficas não contempladas no PQA (SEPLAN/PE, 1997) e em ALCOFORADO (2006), e a Tabela 5.3 apresenta os valores do tempo de concentração para as principais sub-bacias da bacia hidrográfica do rio Beberibe, congregando os resultados obtidos neste e nos demais estudos.

Tabela 5.2 – Cálculo do tempo de concentração.

Bacia Hidrográfica	Área (km <sup>2</sup> )	$L$ (m)	$S$ (m/m)	$A_{imp}$	$T_c$ (min)
Rio Beberibe (Portão do Gelo)	51,57	18504,57	0,006593	0,15	309,88
Riacho Lava-Tripa	4,03	5357,53	0,010453	0,44	66,30
Canal Vasco da Gama (DNOCS)	2,78	3709,00	0,009302	0,56	55,07

Tabela 5.3 – Tempo de concentração das principais sub-bacias do Rio Beberibe.

Bacia Hidrográfica	Área (km <sup>2</sup> )	$T_c$ (min)
Canal da Barriguda	1,56	30,35
Canal da Bomba do Hemetério	3,14	39,70
Canal da Malária	5,17	79,68
Canal da Regeneração	1,37	58,87
Canal do Jacaré	1,39	37,30
Canal São Sebastião	1,31	28,09
Canal Vasco da Gama (DNOCS)	2,78	55,07
Canal Vasco da Gama	13,12	154,53
Córrego da Areia	1,81	31,93
Riacho Lava-Tripa	4,03	66,30
Rio Morno	21,17	222,47
Rio Beberibe (Portão do Gelo)	51,57	309,88
Rio Beberibe	81,00	651,10

#### 5.4. Componentes para a Simulação

##### 5.4.1. Dados de Entrada

Os dados introduzidos no modelo hidrológico/hidrodinâmico para a simulação foram:

- Contorno da bacia hidrográfica do rio Beberibe, compreendendo uma área de 81,0 km<sup>2</sup>,
- Modelo Numérico do Terreno da bacia, na resolução 10 m x 10 m,
- Precipitação em intervalos de 2h em 2h, no período entre 01/04/2007 e 31/08/2007,
- Propriedades da vegetação (índice de área foliar - IAF e profundidade da zona de raízes - ZR),
- Mapa de áreas permeáveis e impermeáveis,
- Evapotranspiração potencial,
- Geometria da rede de rios com a localização das seções transversais e condições de contorno de montante e jusante requeridas para a modelagem hidráulica.

Os dados de precipitação foram inseridos no modelo em intervalos de 2h em 2h para possibilitar a posterior comparação dos resultados da modelagem com os dados de vazão calculados pelas curvas-chave a partir das leituras periódicas das régua.

Para o índice de área foliar (IAF), foi definido o valor de 4 (INPE, 1996) e, para a profundidade da zona de raízes (ZR), foi definido o valor de 600 mm (EMBRAPA, 2004), tendo como base as características da vegetação nativa que ainda se encontra na região representada pelo tipo capoeira. No estudo do INPE (1996), foram definidas parcelas de 10 x 100 m compreendendo porções homogêneas da capoeira. Nessas parcelas, todos os indivíduos arbóreos de diâmetro na altura do peito (DAP) maior que 5 cm foram inventariados, o que permitiu o cálculo dos valores de área basal para cada área. O IAF foi obtido através do *LAI2000 Plant Canopy Analyser - LICOR*, utilizando-se dois sensores: um de referência, adquirindo amostras em áreas de clareira, e outro utilizado para amostrar as parcelas. O equipamento determina o IAF a partir de medidas da radiação solar, preferencialmente difusa, que chega acima e abaixo do dossel da cultura. Foram realizadas 50 medições do IAF para o cálculo do valor médio de cada parcela.

No trabalho da EMBRAPA (2004), foi utilizado o conceito de árvore média para, por meio de medições diretas, estimar a biomassa radicular de uma vegetação do tipo capoeira em uma área de 35 ha.

O mapa gerado pela classificação da imagem de satélite permitiu ao modelo reconhecer no *grid* onde havia células permeáveis (azul) e células impermeáveis (vermelho), conforme pode ser visualizado na Figura 5.19.

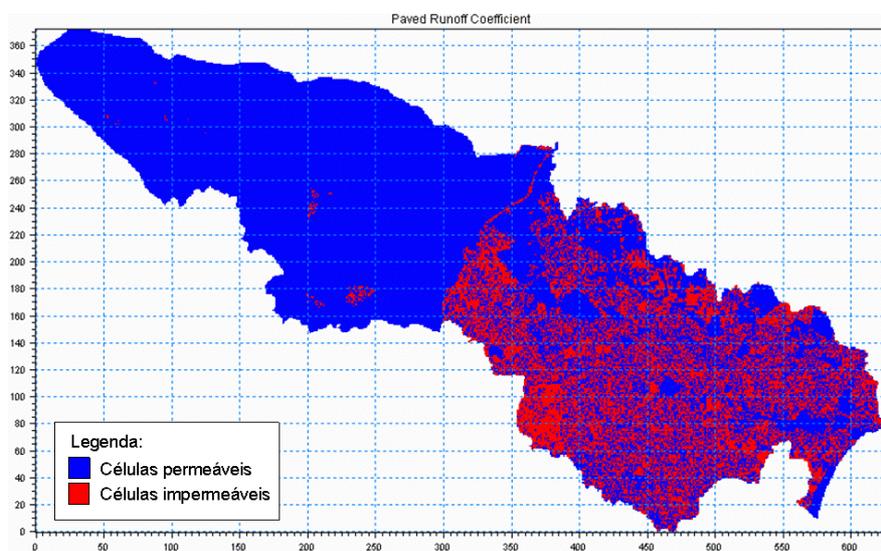


Figura 5.19 – Células permeáveis e impermeáveis da bacia hidrográfica do rio Beberibe.

À evapotranspiração potencial foi atribuído o valor de 4 mm/dia com base em um estudo da EMBRAPA (2000) para a RMR, onde foi realizada uma estimativa pelo método de THORNTHWAITE e MATHER (1957). Nessa estimativa, a evapotranspiração potencial é uma função direta da temperatura do ar e expressa a quantidade potencial de energia do ambiente.

Informados os dados básicos para modelo hidrológico MIKE SHE, procedeu-se à entrada dos dados para o modelo hidrodinâmico MIKE 11. A rede de rios foi importada do formato *shape* para o ambiente da simulação e nela foram incorporadas as seções transversais e as condições de contorno de montante e jusante.

As seções transversais foram incorporadas ao longo dos rios e canais procurando representar da forma mais fidedigna possível a realidade de campo caracterizada por muitas mudanças nas seções.

A condição de contorno de montante foi definida como uma vazão nula contribuinte aos rios e canais, visto que a vazão propagada pelo modelo hidrodinâmico provém diretamente da simulação hidrológica que incorpora ao canal principal. Para a condição de contorno de jusante, foi utilizada a variação da maré no Porto do Recife.

A variação da maré foi obtida pelo método de análises harmônicas do programa de previsão de marés Pacmare elaborado por SANTOS (1997, 2000). O programa Pacmare permite a previsão de alturas horárias da maré com qualquer intervalo de tempo.

Dá-se o nome de análise harmônica ao processo matemático através do qual a maré observada num dado local é separada em constituintes harmônicas simples. A sua finalidade é determinar a amplitude  $H$  (em metros) e a fase  $g$  (em graus) das diferentes constituintes harmônicas da maré a partir da série de alturas de água registradas.

Os movimentos relativos da Terra, Lua e Sol provocam um número elevado de forças periódicas geradoras de maré. As variações da altura de água associadas podem ser representadas pela soma de um número finito de termos harmônicos (co-senos) aos quais se dá o nome de constituintes harmônicas da maré. O período de cada constituinte é determinado a partir de estudos astronômicos. Porém, a amplitude e a fase da resposta da maré a cada constituinte são impossíveis de serem determinadas por meio das forças geradoras. Chamam-se constantes harmônicas (CH) aos pares de valores (amplitude, fase) de cada constituinte. As CH's não dependem do tempo e são típicas de cada porto. Por isso constituem a base fundamental para a caracterização da maré num dado local e delas depende a boa qualidade das previsões.

As constantes harmônicas para o Porto do Recife (Tabela 5.4) foram obtidas do Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras da FEMAR (2008) e, de posse dessas constantes harmônicas, foi obtida a variação da maré para o período estudado, sendo necessário ainda fazer uma correção dos valores obtidos de acordo com o ponto de referência do marégrafo no Porto do Recife, que está localizado 1,14 m abaixo do nível médio do mar (JICA, 2000). A Figura 5.20 mostra essa variação da maré no período de abril a agosto de 2007.

Tabela 5.4 – Constantes Harmônicas para o Porto do Recife.  
(Fonte: FEMAR, 2008)

FEMAR-FUNDAÇÃO DE ESTUDOS DO MAR <i>Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras</i>					
<b>Nome da Estação :</b> RECIFE (PORTO) – PE					
<b>Localização :</b> No Porto					
<b>Organ. Responsável :</b> IAGS / INPH / DHN					
<b>Latitude :</b> 08° 03,4' S			<b>Longitude :</b> 34° 51,9' W		
<b>Período Analisado :</b> 01/07/57 a 23/06/58			<b>Nº de Componentes :</b> 32		
<b>Análise Harmônica :</b> Método Tidal Liverpool Institute					
<b>Classificação :</b> Maré Semidiurna.					
<b>Estabelecimento do Porto:</b> (HWF&C)		IV H 35 min	<b>Nível Médio</b> (Zo):		114 cm acima do NR.
<b>Médias das Preamares de Sизigia (MHWS) :</b>		218 cm acima do NR.	<b>Média das Preamares de Quadratura (MHWN) :</b>		163 cm acima do NR.
<b>Média das Baixa-mares de Sизigia (MLWS) :</b>		10 cm acima do NR.	<b>Média das Baixa-mares de Quadratura (MLWN) :</b>		65 cm acima do NR.
CONSTANTES HARMÔNICAS SELECIONADAS					
Componentes	Semi-amplitude (H) cm	Fase (g) graus (°)	Componentes	Semi-amplitude (H) cm	Fase (g) graus (°)
Sa	5,3	050	MU <sub>2</sub>	2,7	093
Ssa	2,0	165	N <sub>2</sub>	15,3	103
Mm	1,0	046	NU <sub>2</sub>	3,0	102
Mf	1,8	358	M <sub>2</sub>	76,2	111
MTM	-	-	L <sub>2</sub>	1,5	133
Msf	1,0	350	T <sub>2</sub>	1,4	120
Q <sub>1</sub>	1,4	114	S <sub>2</sub>	27,5	126
O <sub>1</sub>	5,0	140	K <sub>2</sub>	8,1	119
M <sub>1</sub>	0,5	343	MO <sub>3</sub>	-	-
P <sub>1</sub>	1,4	219	M <sub>3</sub>	0,8	110
K <sub>1</sub>	4,3	226	MK <sub>3</sub>	-	-
J <sub>1</sub>	-	-	MN <sub>4</sub>	-	-
OO <sub>1</sub>	-	-	M <sub>4</sub>	0,9	117
MNS <sub>2</sub>	0,6	075	SN <sub>4</sub>	-	-
2N <sub>2</sub>	2,4	091	MS <sub>4</sub>	0,6	302
<b>Referências de Nível:</b> RN-1 localizada sobre o patamar existente entre as colunas do lado esquerdo da porta principal do prédio da Administração do Porto do Recife, à rua Vital de Oliveira no. 32. RN-2 na base do farol do Picão.					
<b>Obs:</b> Outros períodos : 19/10/50 a 23/10/51; 30/11/55 a 31/12/55; 01/10/56 a 01/11/56; 02/07/57 a 22/06/58; 09/09/78 a 25/07/79; 04/02/79 a 08/03/79; 16/02/79 a 19/03/79; 21/05/93 a 22/06/93; 27/07/97 a 05/09/97. Existem registros no INPH de 1946 a 1985. Consta das Tábuas das Marés.					

Código BNDO: 30645

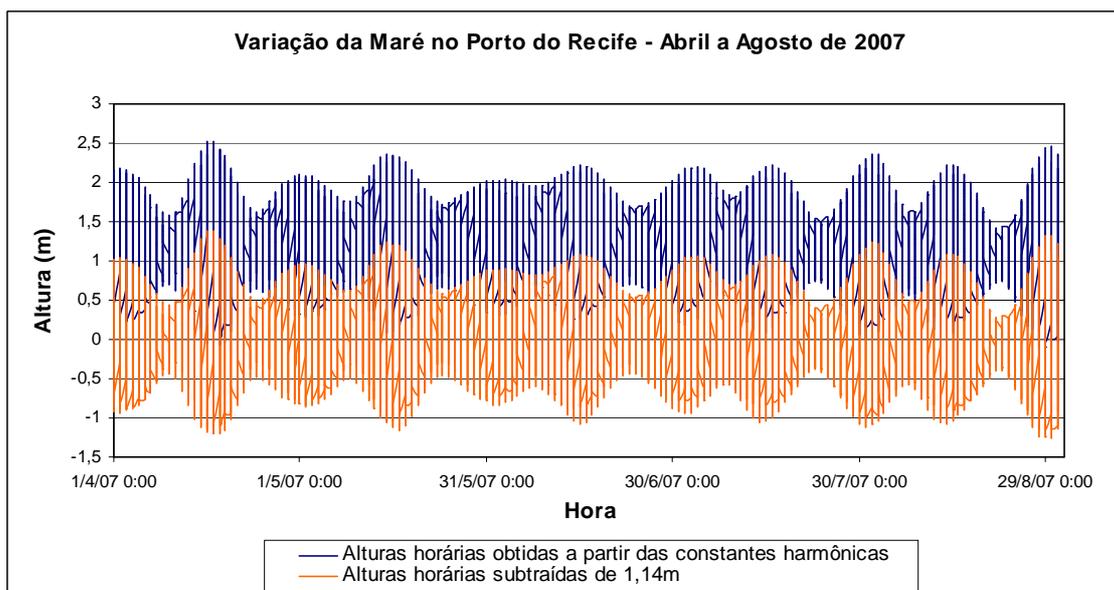


Figura 5.20 - Variação da maré no Porto do Recife no período de abril a agosto de 2007.

A Tabela 5.5 apresenta um resumo dos dados de entrada que foram utilizados no modelo MIKE SHE/MIKE 11.

Tabela 5.5 – Valores dos dados de entrada para o modelo MIKE SHE/MIKE 11.

Modelo	Dado de entrada	Valor ou Forma de entrada
MIKE SHE	Contorno da bacia hidrográfica do Rio Beberibe	81 km <sup>2</sup>
	MNT	Resolução de 10 m x 10 m
	Precipitação	Período entre 01/04/2007 e 31/08/2007 (2h em 2h)
	IAF	4
	ZR	600 mm
	Mapa de áreas permeáveis e impermeáveis	Resolução de 10 m x 10 m
	Evapotranspiração potencial	4 mm/dia
MIKE 11	Geometria da rede de rios com as seções transversais	-
	Condição de contorno de montante	0 m <sup>3</sup> /s
	Condição de contorno de jusante	Variação da maré no Porto do Recife no período entre 01/04/2007 e 31/08/2007

#### 5.4.2. Parâmetros

Para a modelagem das vazões no modelo MIKE SHE/MIKE 11, foram considerados os módulos do fluxo na zona não-saturada, fluxo superficial e fluxo no canal. O componente de tempo de fluxo na zona saturada não foi considerado por entender-se que para o intervalo de tempo da modelagem (2 horas) a resposta da bacia não seria influenciada por essa zona.

Para o fluxo superficial foi utilizada a equação bidimensional de Saint Venant e foram definidos os valores de  $30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  para o coeficiente de rugosidade de Strickler “*M*” (LENCASTRE, 1983), zero para o armazenamento de detenção e zero para a altura limite para o início do fluxo nas células.

No componente do fluxo na zona não-saturada, foi utilizado o método simples de balanço hídrico em duas camadas sendo atribuído o valor de 0,40 para o teor de umidade do solo em condições saturadas (aproximadamente igual à porosidade). Aos teores de umidade do solo na capacidade de campo e no ponto de murchamento, foram atribuídos, respectivamente, os valores de 0,26 e 0,15. O valor definido para a condutividade hidráulica saturada foi de  $10^{-7} \text{ m/s}$  (estimativa inicial). Esses parâmetros foram atribuídos com base no tipo de solo da região de predominância argilosa (RAWLS & BRAKENSIEK, 1989). Às profundidades da superfície da evapotranspiração e do lençol freático foram atribuídos respectivamente os valores de 1 m e 40 m, com base em informações de seções litológicas e dos poços explorados na região (CABRAL e MONTENEGRO, 2004).

Para o fluxo no canal, foi definida a onda difusiva como o modelo de aproximação da onda e o valor de  $0,030 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$  para o coeficiente de rugosidade de Manning “*n*”. Também foram definidos os valores dos parâmetros computacionais para garantir a estabilidade do modelo e otimizar a simulação, sendo os principais o *Delh* = 0,09 e o *Eps* = 0,0001.

A Tabela 5.6 apresenta um resumo dos parâmetros que foram utilizados pelo modelo MIKE SHE/MIKE 11.

Tabela 5.6 – Valores dos parâmetros para o modelo MIKE SHE/MIKE 11.

Modelo	Componente	Parâmetro	Valor
MIKE SHE	Escoamento Superficial	Coeficiente de rugosidade de Strickler “ <i>M</i> ” para o escoamento superficial	$30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$
		Armazenamento de detenção	0 mm
		Altura inicial da água na superfície	0 m
	Zona não-saturada	Porcentagem de água em condições saturadas	0,40
		Porcentagem de água na capacidade de campo	0,26
		Porcentagem de água no ponto de murchamento	0,15
		Condutividade hidráulica saturada	$10^{-7} \text{ m/s}$ (estimativa inicial)
MIKE 11	Canal	Coeficiente de rugosidade de Manning “ <i>n</i> ” para os rios e canais	$0,030 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$
		<i>Delh</i>	0,09
		<i>Eps</i>	0,0001

## 5.5. Dados e Parâmetros Gerados por outras Metodologias aplicadas na Região

Como forma de subsidiar a comparação com os resultados que serão obtidos neste estudo, serão apresentadas neste item outras metodologias anteriormente aplicadas para a região. Essas metodologias foram utilizadas no Projeto de Qualidade das Águas e Controle da Poluição Hídrica para as Bacias do Beberibe, Capibaribe e Jaboatão – PQA (SEPLAN/PE, 1997) e em ALCOFORADO (2006).

Nos estudos realizados pelo PQA (SEPLAN/PE, 1997) para a rede de macrodrenagem da RMR, foi gerado um conjunto de hidrogramas para eventos extremos de precipitação, com tempos de retorno de 10 e 20 anos e duração de uma hora, calculado a partir da equação de chuvas intensas para a RMR.

A equação oficial de chuvas intensas da RMR é resultado do Plano Diretor de Macrodrenagem – PDMD, elaborado pela FIDEM (1980). Sua determinação foi feita a partir dos registros pluviográficos correspondentes a 15 anos de medições efetuadas em Olinda e a 10 anos observados no posto do Curado, em Recife. Assim, estabeleceu-se que, para um determinado período de retorno, a intensidade ( $i$ ) de uma chuva com a duração definida, é dada por:

$i = \text{máximo entre } i_1 \text{ e } i_2, \text{ onde;}$

$$i_1 = \frac{456,768 (T - 1,50)^{0,117} (1 - 4,541 \cdot 10^{-21} (t)^8)}{(t + 6)^{0,58111}} \quad (5.8)$$

$$i_2 = \frac{72,153 (T - 1,75)^{0,173}}{(t/60 + 1)^{0,74826}} \quad (5.9)$$

Nessas expressões,  $i$  é a intensidade da chuva, em mm/h,  $T$  é o período de retorno, em anos, e  $t$  é a duração da chuva, em minutos.

A geração dos hidrogramas no PQA (SEPLAN/PE, 1997) foi então realizada utilizando as metodologias de DIAZ e TUCCI (1989) e do *Soil Conservation Service* (SCS, 1972), considerando um evento extremo de precipitação, calculado a partir dessa equação de chuvas intensas, dos dados e informações secundárias e das particularidades da área urbana em que se insere a rede de canais da RMR.

Em ALCOFORADO (2006), foi utilizado o modelo hidrológico-hidrodinâmico do tipo concentrado, MIKE Urban A/MIKE 11, para gerar os hidrogramas para diversos canais da RMR a partir de diferentes eventos de chuva. Esses resultados foram comparados com os resultados obtidos pelos métodos empíricos utilizados no PQA (SEPLAN/PE, 1997). Nos itens subseqüentes serão mostrados, sucintamente, os métodos utilizados no PQA (SEPLAN/PE, 1997) e em ALCOFORADO (2006).

### 5.5.1. Método Regional e Método SCS

Nos estudos do PQA (SEPLAN/PE, 1997), o procedimento proposto por DIAZ e TUCCI (1989) foi referenciado como Método Regional, pelo fato de que se fez uma espécie de regionalização a partir de dados de diversas bacias urbanas de pequeno porte inseridas em áreas intensamente urbanizadas.

- Método Regional

As “expressões regionais” foram definidas tendo por base um agrupamento de bacias com percentual de área impermeável superior a 10% (algumas bacias apresentavam taxas de até 60%) e área de drenagem total inferior a 30,0 km<sup>2</sup>, com características semelhantes às bacias dos canais da rede de macrodrenagem da RMR. As “expressões regionais” resultantes são (SEPLAN/PE, 1997):

$$q_P = 0,09A^{0,25}IMP^{0,7}L_{CG}^{0,47} \quad (5.10)$$

$$tp = 10,57q_P^{-0,95}A^{1,05} \quad (5.11)$$

$$L_{25} = 25,7q_P^{-0,93}A^{0,68} \quad (5.12)$$

$$L_{50} = 17,9q_P^{-0,63}A^{0,68} \quad (5.13)$$

onde:

- ⇒  $q_P$  = vazão de pico do HU (m<sup>3</sup>/s);
- ⇒  $tp$  = tempo de pico do HU (minutos);
- ⇒  $L_{25}$  = largura do HU ao 25% da vazão de pico (minutos);
- ⇒  $L_{50}$  = largura do HU ao 50% da vazão de pico (minutos);
- ⇒  $A$  = área de drenagem da bacia (km<sup>2</sup>);
- ⇒  $IMP$  = percentual de áreas impermeáveis;
- ⇒  $L_{CG}$  = comprimento do talvegué até o centro de gravidade da bacia (km).

A aplicação da formulação citada permite obter um hidrograma unitário (HU) típico conforme apresentado na Figura 5.21.

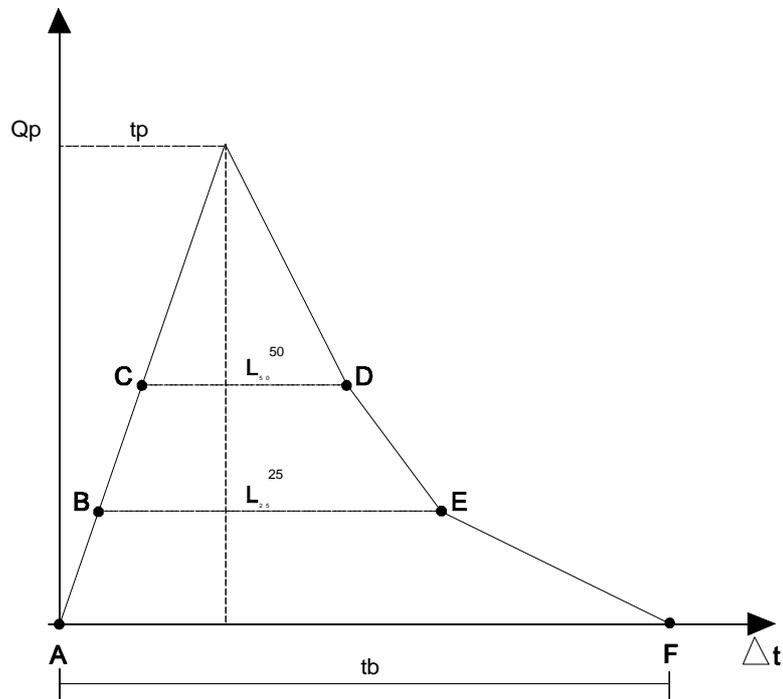


Figura 5.21 - Hidrograma Unitário obtido a partir das expressões regionais.

- Método SCS

No Método do *Soil Conservation Service* – SCS (1972), desenvolvido nos Estados Unidos, também é empregada a “Teoria do Hidrograma Unitário” para obter os hidrogramas triangulares nos intervalos de tempo definidos pelo usuário. Em seguida, é feita a composição dos diversos hidrogramas de forma a obter o hidrograma final.

A equação proposta pelo SCS para a separação do escoamento é a seguinte:

$$H = (P - 0,2S)^2 / (P + 0,8S) \quad (5.14)$$

onde  $P$  = precipitação (mm),  $S$  = retenção potencial do solo (mm) e  $H$  = lâmina escoada (mm).

O valor de  $S$  depende do tipo e da ocupação do solo e pode ser determinado a partir da profundidade e tipo de solo ou estimado por tabelas. A quantidade  $0,2S$  é uma estimativa de perdas iniciais, devida à interceptação e retenção em depressões. Por essa razão, impõe-se a condição  $P > 0,2S$ .

A abstração potencial do solo é associada ao conceito do “*Curve Number*”:

$$CN = (1000 / 10 + (S / 25,4)) \quad (5.15)$$

onde *CN* (*Curve Number*) varia entre 0 e 100 e está relacionado ao tipo de solo, às condições de uso e ocupação e à umidade antecedente. O hidrograma unitário utilizado no método do SCS é apresentado na Figura 5.22.

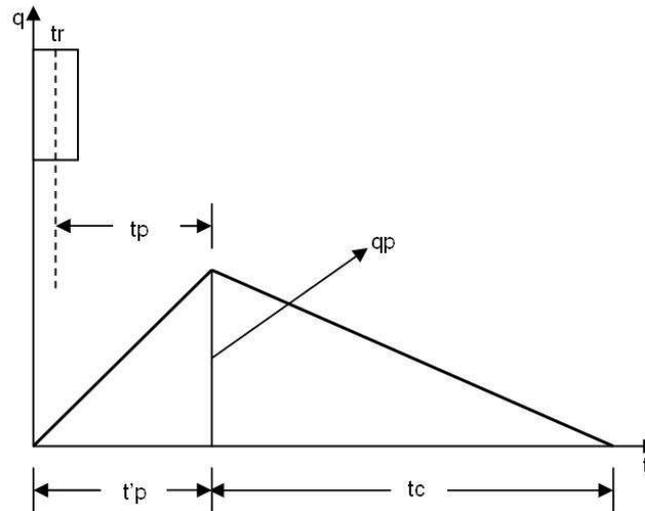


Figura 5.22 – Hidrograma triangular do SCS.

onde: *tr* = duração da precipitação;

*tp* = tempo de pico;

*t'p* = tempo contado do início da precipitação;

*tc* = tempo de concentração;

*qp* = vazão de pico.

#### 5.5.2. Modelo hidrológico-hidrodinâmico MIKE Urban A/MIKE 11.

O MIKE 11 é um pacote operacional que contempla modelos para simulação de fluxo, qualidade de água e transporte de sedimentos em estuários, rios, canais de irrigação e outros corpos d'água (DHI, 2001). Essa ferramenta foi utilizada em ALCOFORADO (2006) para gerar os hidrogramas para diversos canais da RMR a partir de diferentes eventos de chuva. O módulo hidrodinâmico MIKE 11 baseia-se na solução das equações não-lineares completas de Saint-Venant, por meio de diferenças finitas para superfícies livre de fluxo variável em uma dimensão.

Dentro do pacote operacional do MIKE 11 estão disponíveis alguns modelos hidrológicos simplificados que permitem calcular o escoamento superficial, a partir da chuva e das características da bacia e considerá-lo como contribuição lateral ao modelo hidrodinâmico.

No trabalho de ALCOFORADO (2006), foi utilizado o modelo hidrológico MIKE Urban A, que é um modelo concentrado simplificado e de poucos parâmetros, recomendado para projetos de drenagem urbana. Ele converte toda a precipitação, ao longo da área em estudo, em vazão, que é adicionada como incremento lateral. O modelo utiliza como dados de entrada a precipitação, um indicador de perdas iniciais, o percentual de área impermeável, o tempo de concentração, a área e a forma da bacia. O MIKE Urban A é fundamentado no método “Tempo  $\times$  Área”, no qual um hietograma de uma chuva excedente é transformado em um hidrograma de escoamento superficial direto, levando em conta apenas o processo de translação (TUCCI *et al.*, 1995).

Os parâmetros envolvidos no modelo hidrológico MIKE Urban A são:

- Perdas iniciais – definem a quantidade de chuva necessária para que se inicie o escoamento superficial.
- Reduções hidrológicas – fator devido às perdas por evapotranspiração, imperfeições na área de contribuição, etc. A parcela da evaporação é especificada por entrada de séries temporais ou definida igual a 0,05 mm/h.
- Curva Tempo  $\times$  Área - determina, em função do *lay-out* da bacia hidrográfica, o retardo no escoamento, por meio de três funções de forma da bacia (retangular, divergente ou convergente).
- Tempo de concentração – define o tempo requerido para que o fluxo chegue do ponto mais distante da bacia até o exutório da mesma.

O processo de cálculo do escoamento é discretizado no tempo. A consideração da velocidade de escoamento constante implica que a superfície da bacia hidrográfica seja discretizada espacialmente em um número de células formadas por arcos concêntricos com o ponto do centro coincidindo com o ponto do exutório da bacia. O total do número de células é dado pela seguinte equação:

$$n = T_c / \Delta t \quad (5.16)$$

onde  $T_c$  é o tempo de concentração e  $\Delta t$  é o passo de tempo da simulação.

O MIKE 11 calcula a área de cada célula baseando-se na curva tempo  $\times$  área especificada. A área total das células é igual à área impermeável especificada.

O escoamento tem início após a quantidade de água proveniente da chuva exceder as perdas iniciais especificadas para a precipitação e encerra quando a quantidade de chuva acumulada na superfície atinge o nível abaixo da perda inicial especificada. Após o início do escoamento, o volume acumulado em uma certa célula se move em direção a jusante. O volume real na célula é calculado como um balanço de continuidade entre a vazão de entrada, oriunda da célula a montante, a chuva em questão (multiplicada pela área da célula) e a vazão de saída a jusante. A vazão de saída é, na verdade, o hidrograma resultante da superfície de escoamento (ALCOFORADO, 2006).

O transbordamento e o refluxo ao leito do rio se processam transversalmente, sem considerar o movimento longitudinal na planície de inundação, ou seja, na calha principal e em sua projeção até a superfície ocorre o movimento longitudinal, as zonas inundáveis são simuladas como reservatórios de acumulação, sem escoamento e em equilíbrio com o leito menor.

## Capítulo 6 – Resultados e Discussões

---

### 6.1. Simulações.

Os resultados obtidos referem-se às simulações nos pontos da bacia hidrográfica do rio Beberibe, indicados na Figura 5.11: (A) - rio Beberibe (Portão do Gelo), (B) - rio Morno, (C) - riacho Lava-Tripa, (D) - canal da Bomba do Hemetério e (E) - canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS).

As primeiras tentativas por meio de simulação contínua não geraram resultados satisfatórios, tendo sido então realizada a simulação de eventos. Os eventos de chuva mais representativos do período utilizados como forma de avaliar o modelo foram:

1º Evento: 11:00h do dia 30/04/2007 às 23:00h do dia 01/05/2007;

2º Evento: 01:00h do dia 11/06/2007 às 23:00h do dia 12/06/2007;

3º Evento: 11:00h do dia 22/06/2007 às 23:00h do dia 23/06/2007.

Em um segundo momento, para um período sem dados de vazão obtidos da curva-chave, entre 01:00h do dia 19/04/2007 e 23:00h do dia 21/04/2007, foi realizada a geração da vazão.

O maior pico de chuva, da ordem de 30 mm, foi registrado no 1º evento de 2007. Os outros eventos apresentaram valores de pico inferiores, da ordem de 15 mm para o 2º evento e 20 mm para o 3º evento. Comparando-se os eventos ocorridos em 2007, verifica-se que este é um ano representativo, tendo como base três eventos históricos que ocorreram na região: a enchente de 1975 e as tormentas de 2000 e 2006.

Esses eventos históricos tiveram os maiores picos de chuva da ordem de 60, 40 e 30 mm. Os tempos de retorno para os três eventos são de 25 anos para a chuva de 1975, 39 anos para a chuva de 2000 e 7 anos para a ocorrência de 2006 (ALCOFORADO, 2006).

As Figuras 6.1 a 6.4 mostram os resultados da simulação dos eventos e da geração para o período sem dados. Nesses gráficos a precipitação está representada na cor vermelha e está indicada no eixo auxiliar superior. A cor verde representa os valores de vazão obtidos pela curva-chave e a cor laranja representa os valores simulados pelo MIKE SHE/MIKE 11.

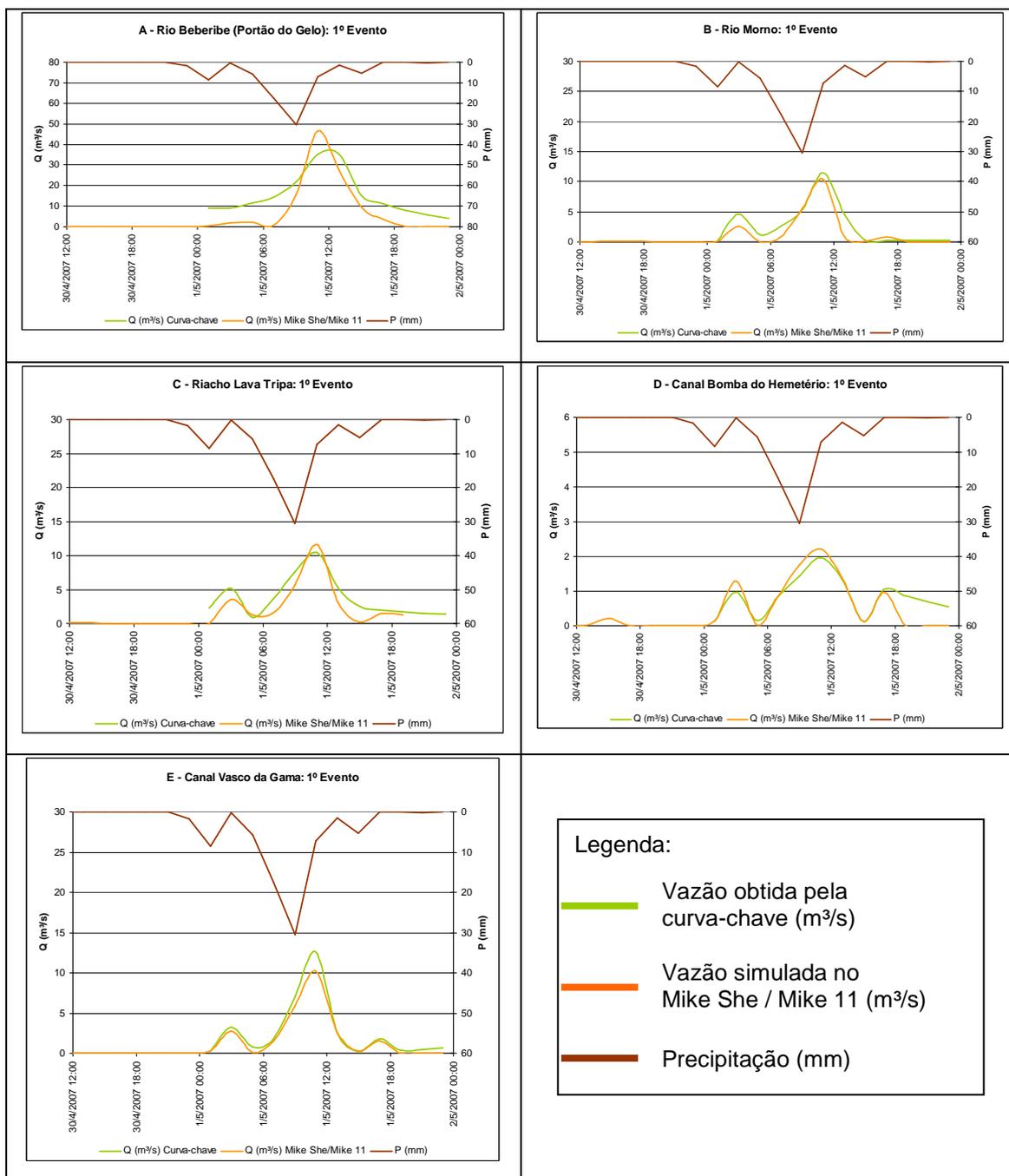


Figura 6.1 – Simulação do 1º Evento: 11:00h do dia 30/04/2007 às 23:00h do dia 01/05/2007.

Nesse primeiro evento (Figura 6.1), a comparação só pode ser feita a partir do dia 01/05/2007, data em que foram iniciadas as leituras das réguas. Verifica-se que houve um bom ajuste com relação à forma dos hidrogramas e aos valores de pico, sendo esses picos superestimados nas bacias hidrográficas do rio Beberibe (Portão do Gelo), riacho Lava-Tripa e canal da Bomba do Hemetério. Nas bacias hidrográficas do rio Morno e canal Vasco da Gama, os picos foram subestimados.

A vazão na seção do rio Beberibe (Portão do Gelo), em torno de 40 m<sup>3</sup>/s, reflete a resposta da bacia logo após a contribuição do rio Morno. Até a foz, ainda restam contribuir para o referente rio, os importantes afluentes do Canal Vasco da Gama, riacho Lava-Tripa e canal da Malária, o que resultaria em uma vazão bem mais expressiva.

Verifica-se que as áreas contribuintes para as seções do riacho Lava-Tripa e do canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS), apesar de serem bem menores do que a área contribuinte para a seção do rio Morno (aproximadamente sete vezes menor), geraram valores bem próximos da vazão de pico, em torno de 10 m<sup>3</sup>/s, o que pode ser explicado pela alta taxa de impermeabilização das duas primeiras bacias.

Em contrapartida, a vazão de pico na bacia hidrográfica do Canal da Bomba do Hemetério, em torno de 2 m<sup>3</sup>/s, difere significativamente da vazão de pico observada na bacia hidrográfica do Canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS), em torno de 10 m<sup>3</sup>/s, apesar das duas bacias serem vizinhas e apresentarem valores de áreas de contribuição e taxas de impermeabilização bastante similares. Uma das possíveis explicações para esse fato remete ao tempo da modelagem, que foi de duas horas, sendo provável que o momento da leitura do nível da régua limnimétrica no Canal da Bomba do Hemetério tenha ocorrido posteriormente ao momento do pico da vazão, visto que o tempo de concentração dessa bacia é de 39,70 min e o tempo de concentração da bacia hidrográfica do Canal Vasco da Gama (próximo ao DNOCS) é de 55,07 min (Tabela 5.3).

No segundo evento (Figura 6.2), também verifica-se que houve um bom ajuste tanto da forma dos hidrogramas bem como dos valores de pico. Novamente, para bacia hidrográfica do rio Beberibe (Portão do Gelo), houve superestimação dos picos de vazão e, nas outras bacias hidrográficas, observa-se uma leve subestimação.

Também, foi observado que as vazões de pico das bacias hidrográficas do riacho Lava-Tripa e do canal Vasco da Gama apresentam valores bem próximos aos valores obtidos para a bacia hidrográfica do rio Morno, e que esses valores foram superiores aos observados para a bacia hidrográfica do canal da Bomba do Hemetério, fato similar ao que ocorreu no primeiro evento.

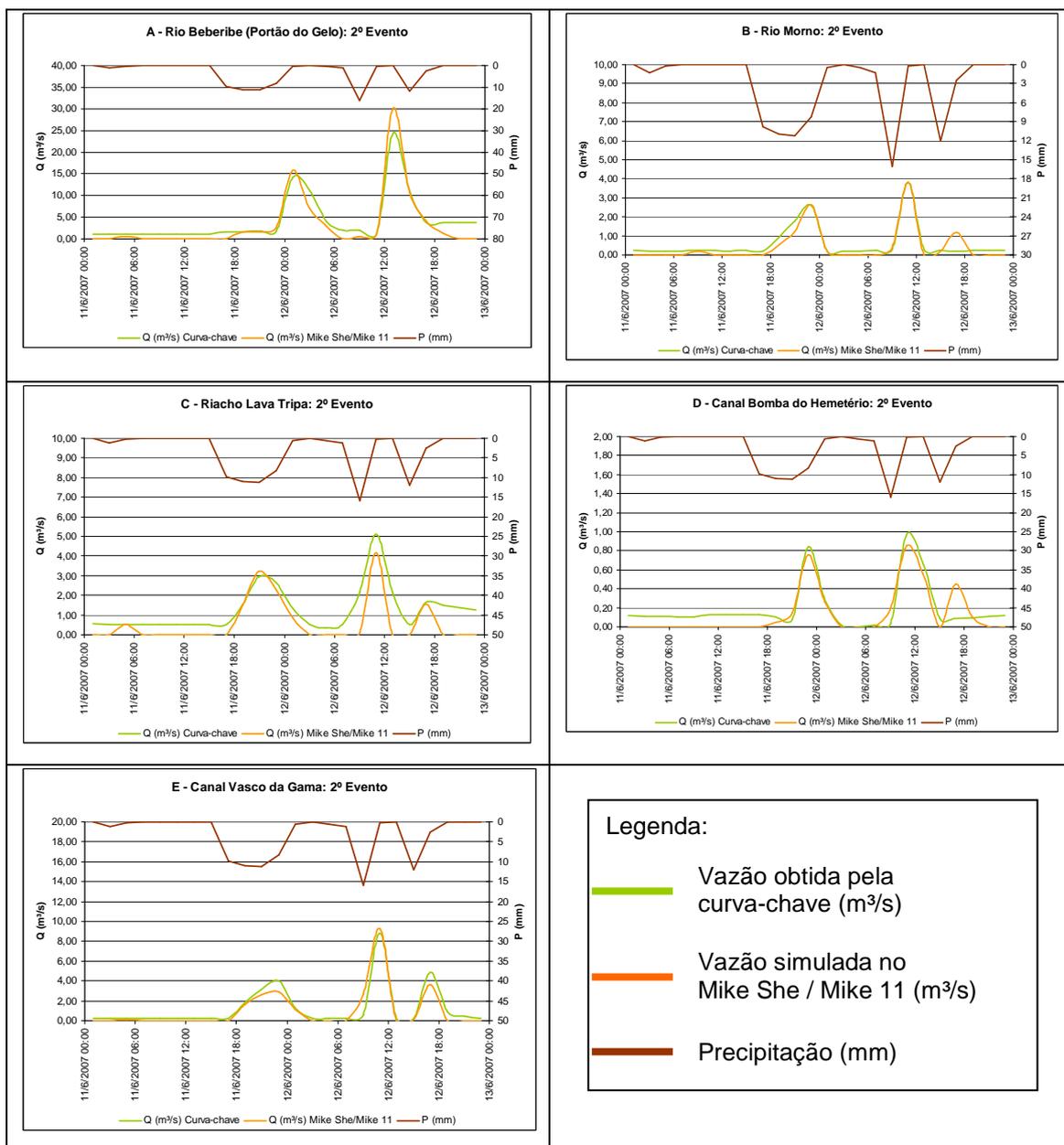


Figura 6.2 – Simulação do 2º Evento: 01:00h do dia 11/06/2007 às 23:00h do dia 12/06/2007.

A simulação do terceiro evento (Figura 6.3) confirma a capacidade do modelo em representar os picos de vazão, repetindo a superestimação do pico de vazão para a bacia hidrográfica do rio Beberibe (Portão do Gelo). Talvez essa superestimação, que se repetiu nas três simulações, deva-se ao fato dessa ser a maior bacia hidrográfica estudada onde outros fatores importantes, além da quantidade de áreas impermeáveis, influenciam na resposta da bacia. Para as outras bacias hidrográficas estudadas, também verifica-se que o comportamento do modelo foi similar ao observado nos dois primeiros eventos.

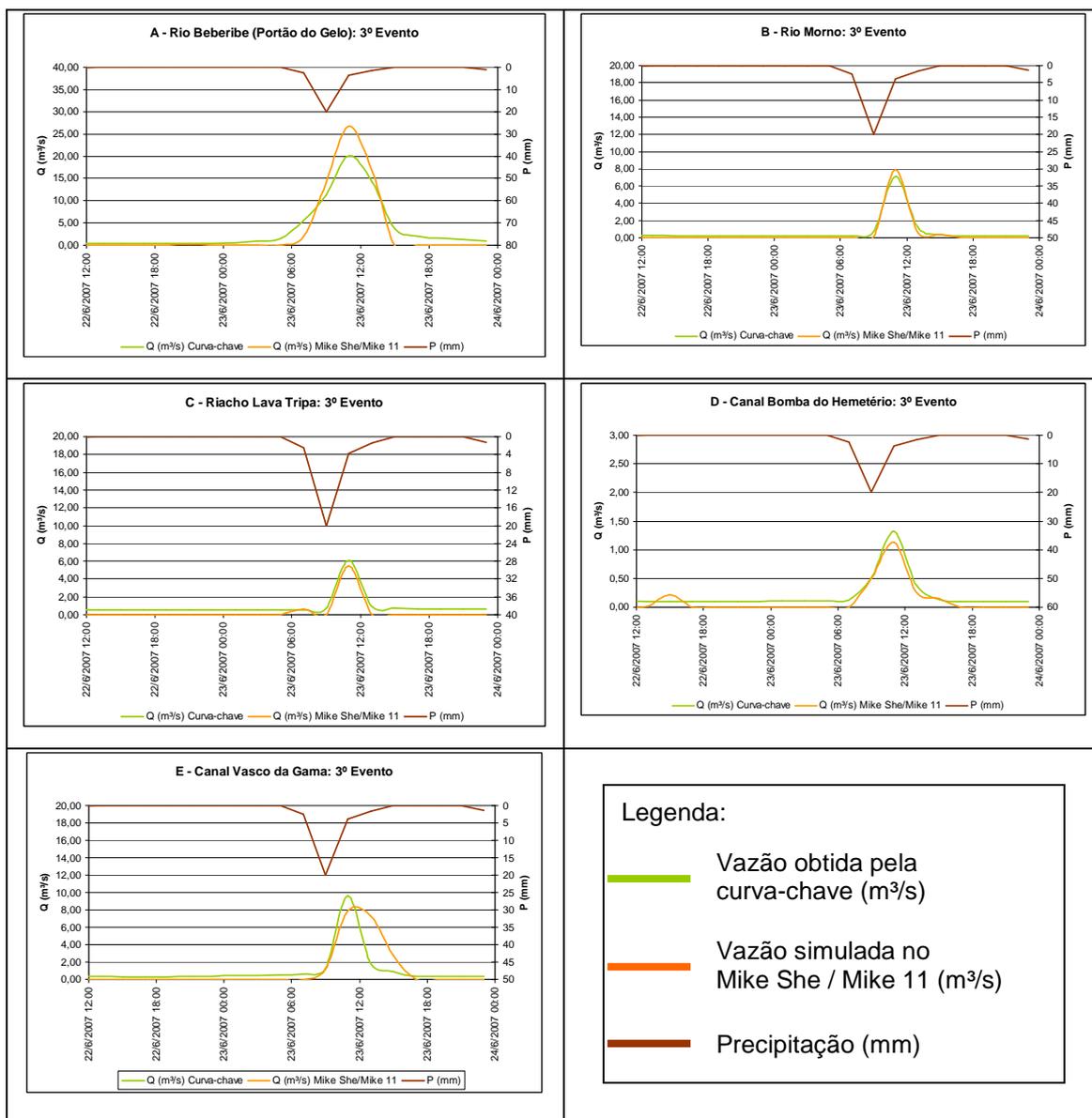


Figura 6.3 – Simulação do 3º Evento: 11:00h do dia 22/06/2007 às 23:00h do dia 23/06/2007.

Foi realizada, então, a geração da vazão para o período onde não se tinham dados de vazão derivados da curva-chave. Para isso, foram utilizados os mesmos parâmetros da calibração dos eventos e verificou-se que as respostas das bacias hidrográficas foram coerentes com o evento de chuva estudado, podendo-se assumir que o modelo consegue representar os escoamentos nas referidas bacias (Figura 6.4).

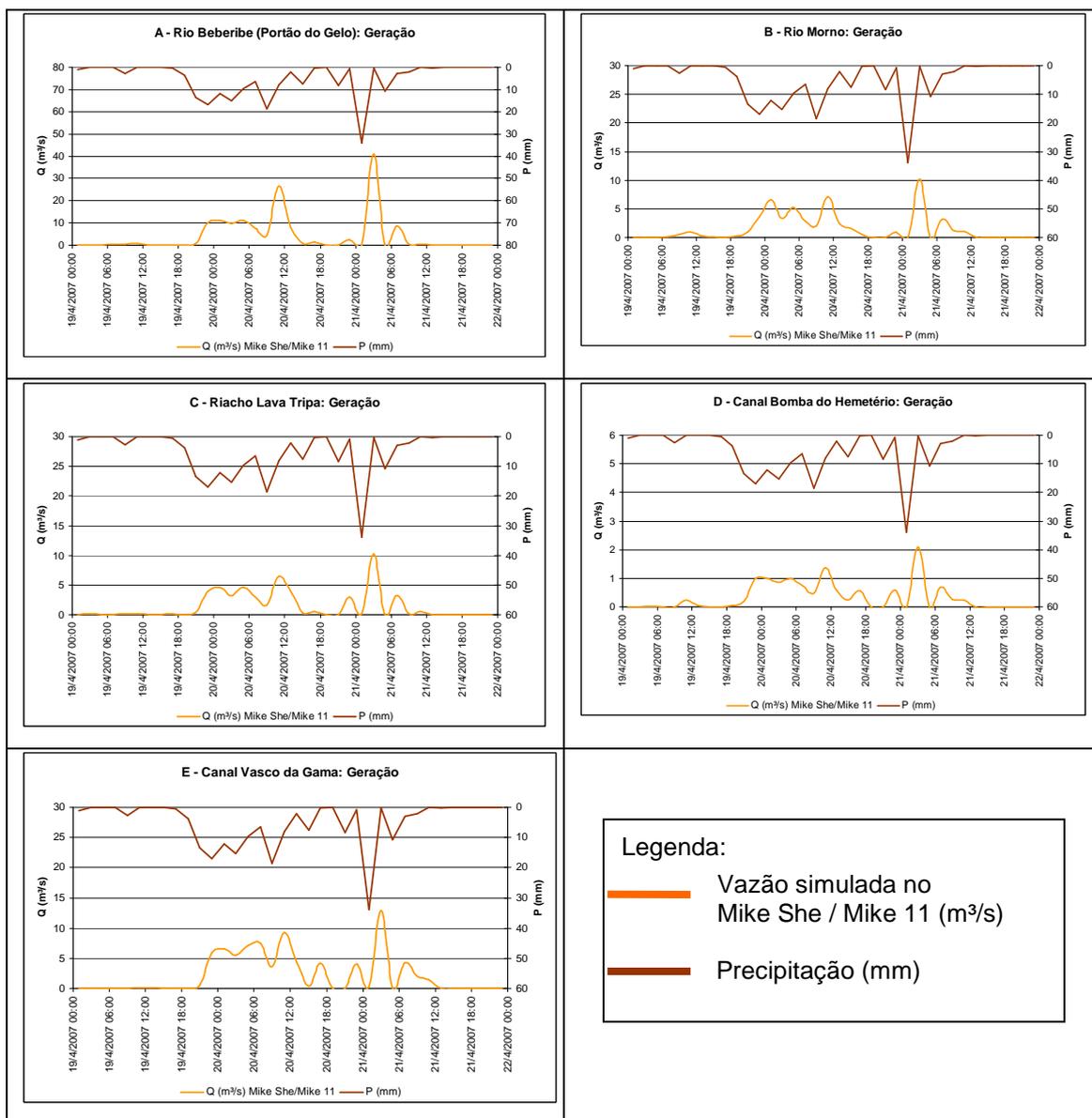


Figura 6.4 – Geração da vazão no período entre 01:00h do dia 19/04/2007 e 23:00h do dia 21/04/2007.

Também, foi realizada a geração dos hidrogramas na foz do rio Beberibe para estimar a resposta da bacia nos três eventos (Figura 6.5). Até a foz do rio Beberibe contribuem, além do rio Morno, os importantes afluentes do canal Vasco da Gama, riacho Lava-Tripa e canal da Malária, o que eleva significativamente o valor da vazão, fato esse que pode ser observado na geração da vazão no 1º evento, que resultou em um valor de aproximadamente  $100 m^3/s$  (Figura 6.5a). No trabalho de ALCOFORADO (2006), para um evento de chuva com intensidade máxima de  $30 mm/h$ , a vazão de pico gerada para a foz do rio Beberibe, foi da ordem de  $160 m^3/s$ .

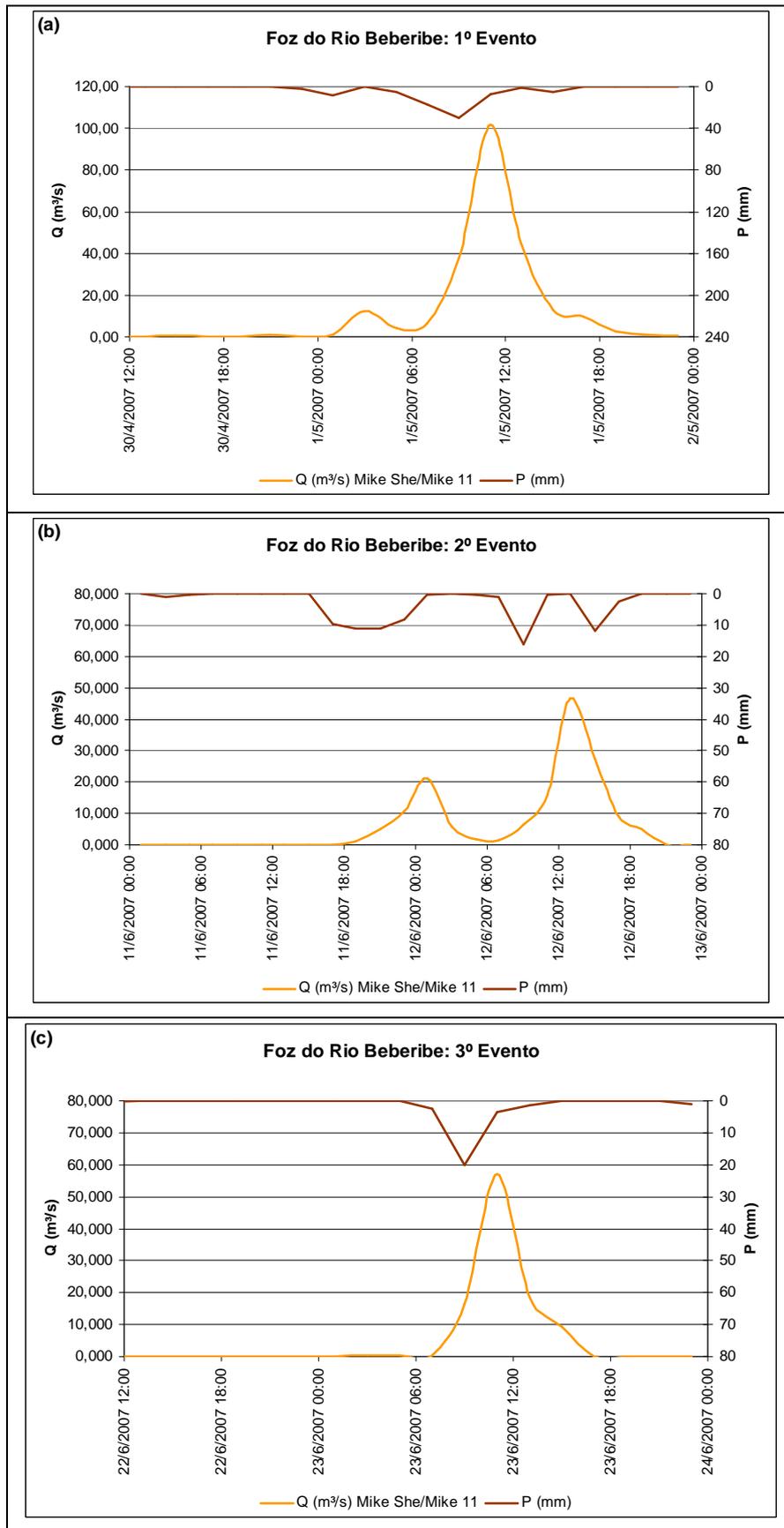


Figura 6.5 – Geração dos hidrogramas na foz do Rio Beberibe para o (a) 1º evento, (b) 2º evento e (c) 3º evento.

## 6.2. Incertezas, Sensibilidade e Calibração dos Parâmetros

As principais incertezas associadas aos modelos hidrológicos distribuídos são (a) a representação dos processos hidrológicos em diferentes escalas, (b) a estimativa dos parâmetros e (c) a incorporação de novas fontes de dados, por exemplo, por meio da técnica de sensoriamento remoto.

A experiência com os modelos hidrológicos, concentrados ou distribuídos, comprova que nenhuma técnica de calibração e nenhum modelo atingem uma perfeita concordância entre os valores calculados e observados. Existem erros nos dados medidos, na estrutura do modelo e nos parâmetros obtidos por calibração (HAAN, 1989), que resultam em uma grande incerteza nos resultados calculados pelo modelo. Em consequência dessa incerteza, existem faixas de valores dos parâmetros e combinações diferentes dos valores dos parâmetros que geram resultados semelhantes (BEVEN, 1993).

Com relação à escala de representação dos processos e à incorporação de novas fontes de dados, representadas aqui pelo mapa de áreas permeáveis e impermeáveis, obtido pela classificação da imagem de satélite, procurou-se trabalhar com um *grid* de 10 m x 10 m que representa uma discretização bastante detalhada e, também, permitiu compatibilizar as informações sem gerar entraves computacionais para rodar o modelo.

Provavelmente, a estimativa dos parâmetros de um modelo carrega o maior grau de incerteza em uma simulação hidrológica. Uma vez que há um processo de ajuste do valor do parâmetro, supõe-se que esse valor deverá compensar eventuais erros embutidos nos dados de entrada ou na estrutura do modelo. A análise de sensibilidade permite que se conheçam quais parâmetros possuem maior influência na simulação. A partir dessa informação, deve-se ter mais atenção sobre os processos envolvidos com os parâmetros mais sensíveis (RIBEIRO NETO, 2006).

VÁZQUEZ *et al.* (2002) realizaram uma análise das incertezas associadas aos parâmetros do modelo MIKE SHE, utilizando o método de propagação das incertezas GLUE (BEVEN e BINLEY, 1993), que consiste basicamente na utilização de não apenas um, mas muitos conjuntos de parâmetros na aplicação de um modelo hidrológico. Nesse método, os conjuntos de parâmetros escolhidos para a simulação são os que, gerados aleatoriamente, superam um determinado limite de qualidade dado por um valor arbitrário de uma função-objetivo. Os resultados de VÁZQUEZ *et al.* (2002) mostraram que o parâmetro mais sensível do modelo é a condutividade hidráulica

saturada, que é um parâmetro do fluxo na zona não-saturada. A análise também revelou uma forte influência das condições iniciais sobre a vazão simulada no início do período de análise.

No presente trabalho, também foi verificada a grande sensibilidade do modelo em virtude de alterações no parâmetro da condutividade hidráulica saturada. Esse parâmetro corresponde à capacidade mínima de infiltração e reflete a capacidade do solo em conduzir água. Esse parâmetro foi calibrado para cada evento, tendo o mesmo variado entre os valores de  $10^{-7}$  m/s e  $2 \times 10^{-7}$  m/s.

Na verdade, trata-se de parâmetro de natureza física que na depende das condições de escoamento e, portanto, deve ser considerado constante. A sensibilidade decorre do fato que as condições antecedentes ao evento definem o estado inicial de umidade do solo, difícil de mensurar neste estudo por falta de um monitoramento contínuo.

Outro estudo (ONDRACEK, 2005) também verificou, em menor magnitude, a influência dos parâmetros do coeficiente de rugosidade de Strickler “ $M$ ” para a bacia hidrográfica, pertencente ao módulo do fluxo superficial, e o coeficiente de rugosidade de Manning “ $n$ ” para o canal, pertencente ao módulo do fluxo no canal.

O coeficiente de rugosidade de Strickler “ $M$ ” é um parâmetro que, normalmente, causa dúvidas ao modelador quanto ao seu valor. Diversos autores atribuem faixas de valores para esse parâmetro, relacionado com o tipo e a cobertura do solo. Neste trabalho, esse parâmetro foi fixado em  $M = 30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ , baseando-se na cobertura do solo, sendo que alterações nesse valor não proporcionaram mudanças significativas nas respostas do modelo.

O coeficiente de rugosidade de Manning “ $n$ ” para o canal pode ser determinado com base nas características do leito e das margens dos rios. Entretanto, considerando que os resultados do modelo se mostraram pouco sensíveis a esse parâmetro, ele teve seu valor fixado em  $n = 0,030 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$ , com base na bibliografia (CHOW, 1964) e a partir de diferentes tentativas.

### 6.3. Comparação com outras metodologias

Para efeito de comparação com outras metodologias, foi feita a simulação de um evento extremo de precipitação, com tempo de retorno de 20 anos e duração de 1 hora,



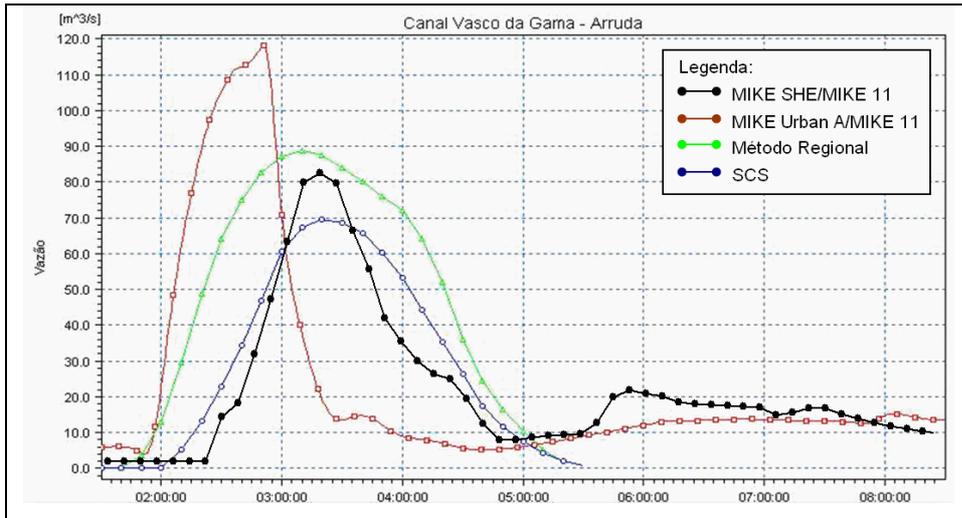


Figura 6.7 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal Vasco da Gama.

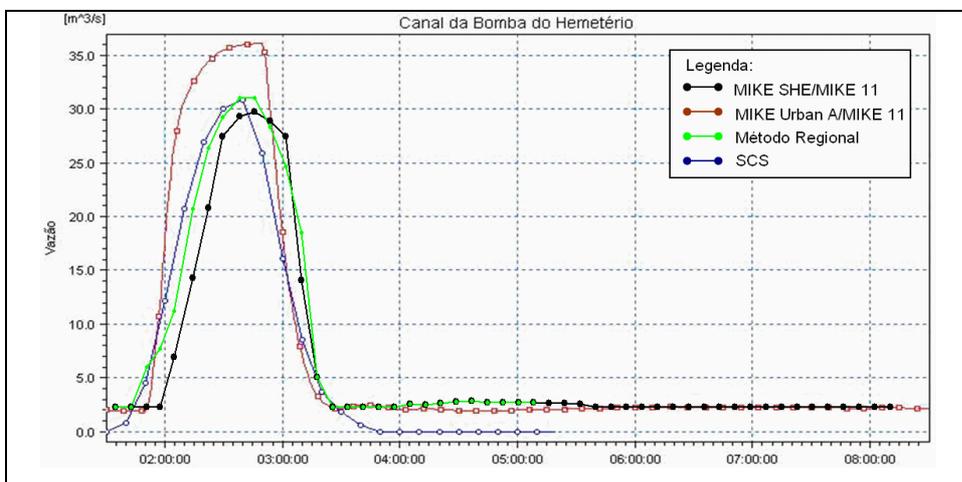


Figura 6.8 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal da Bomba do Hemetério.

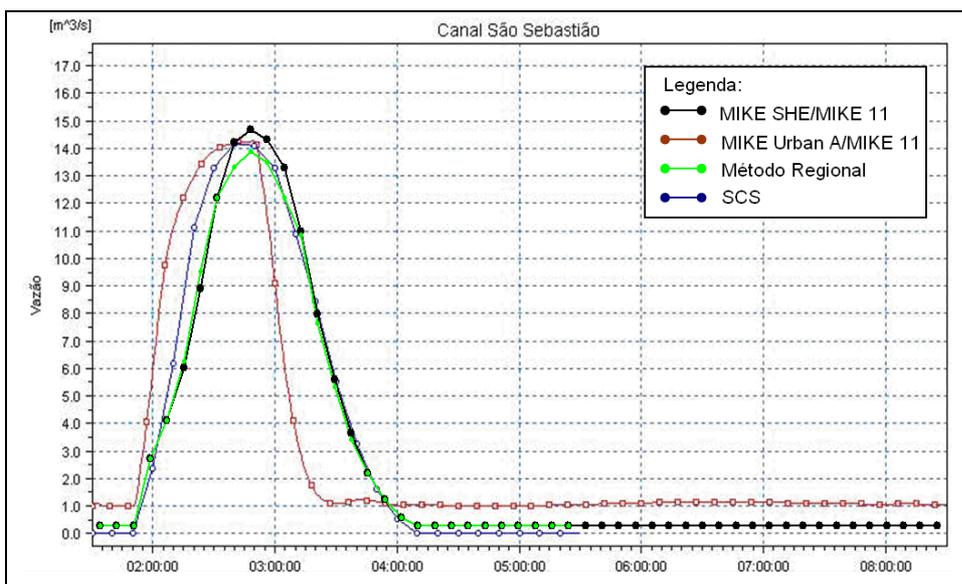


Figura 6.9 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal São Sebastião.

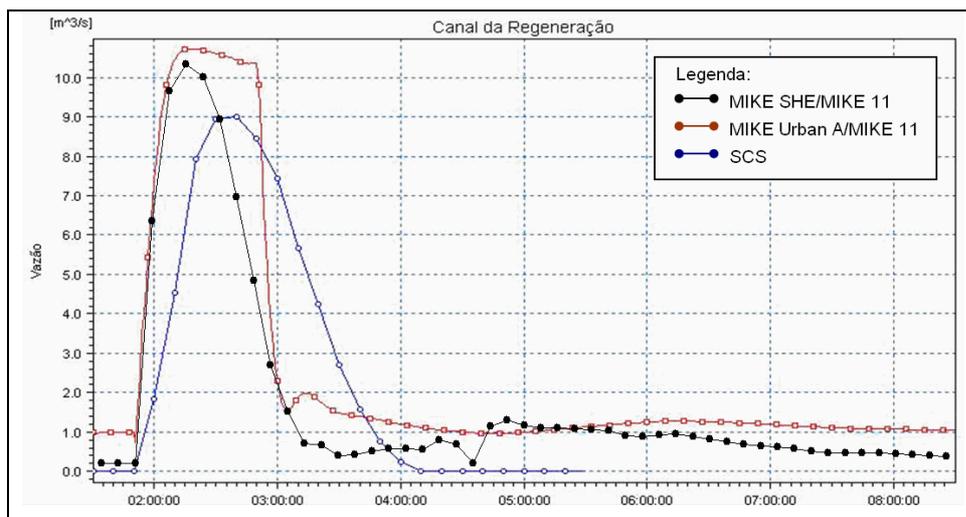


Figura 6.10 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Canal da Regeneração.

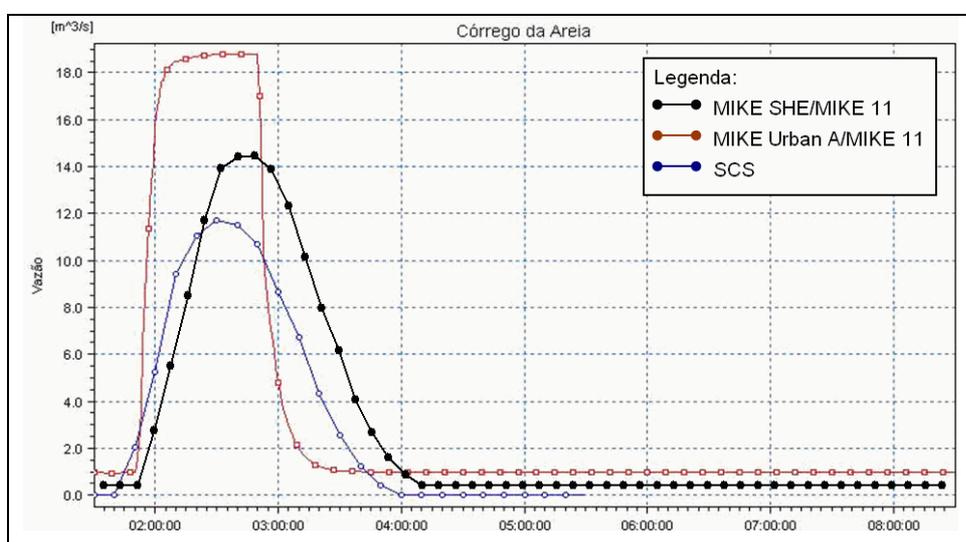


Figura 6.11 – Hidrogramas para evento extremo na bacia hidrográfica do Córrego da Areia.

Os resultados gerados da aplicação do Método Regional para bacias hidrográficas do Canal da Regeneração e do Córrego da Areia não foram apresentados devido à observação de que o hidrograma gerado para essas bacias não apresentou uma duração compatível com a formulação teórica original, exigindo uma transformação dos tempos característicos (tempos de pico e de duração da chuva unitária) (SEPLAN/PE, 1997).

As Figuras 6.7 a 6.11 mostram resultados diferentes para os diversos métodos, principalmente com relação aos valores de pico. De maneira geral o MIKE Urban A/MIKE 11 gerou valores de pico mais elevados e o método do SCS gerou valores de

picos mais baixos. Porém, é necessário fazer as devidas ressalvas sobre os diferentes métodos.

Os Métodos do SCS e Regional adotam hipóteses simplificadoras e são baseados em observações para sub-bacias dos Estados Unidos e em diversas regiões do Brasil, respectivamente, não tendo sido ajustados especificamente para a região em estudo.

O Método do SCS, baseado na teoria do hidrograma unitário (HU), aplica-se à precipitação acumulada e, para um determinado valor da chuva total, fornece sempre o mesmo valor da chuva excedente, qualquer que seja a distribuição temporal do hietograma de entrada. Em se tratando, no entanto, dos momentos ou situações em que as chuvas discretizadas nos intervalos de tempo adotados são mais críticas, a adoção direta dos resultados implica em subestimativa da chuva excedente e, portanto, das vazões resultantes.

Outro agravante é que o Método do SCS, apesar de conceitualmente bem embasado, foi definido a partir de medições disponíveis em pequenas bacias rurais dos Estados Unidos. Dessa maneira, quando aplicado a bacias urbanas, ainda que de pequeno porte, exigem adaptações ou extrapolações na adoção dos parâmetros utilizados para a determinação do escoamento direto. Essa adoção envolve uma grande parcela de subjetividade, sendo o fator principal e responsável pelas diferenças numéricas obtidas pelos planejadores em estudos hidrológicos para uma mesma bacia hidrográfica.

O Método Regional também está embasado na obtenção dos HU's e foi construído com base nos dados medidos em uma série de pequenas bacias urbanas localizadas nos municípios de Porto Alegre (RS), Joinville (SC) e São Carlos (SP) e da Região Metropolitana de São Paulo. As “expressões regionais” foram definidas tendo por base um agrupamento de bacias com percentual de área impermeável superior a 10% (algumas bacias apresentavam taxas de até 60%) e área de drenagem total inferior a 30,0 km<sup>2</sup>.

A aplicação do Método Regional, entretanto, permite definir apenas os HUs característicos de cada uma das bacias de drenagem. Para considerar os efeitos de uma chuva excedente diferente da chuva unitária é necessário, ainda, a partir da relação de intensidade, duração e frequência para o cálculo de chuvas intensas e de um algoritmo eficiente para a determinação das respectivas chuvas excedentes, associar estas últimas aos HUs definidos anteriormente para obter as vazões máximas.

O modelo MIKE Urban A/MIKE 11, apesar de utilizar diversas variáveis com significado físico, é um modelo concentrado conceitual simplificado (ALCOFORADO, 2006).

No MIKE Urban A, a evapotranspiração é considerada simplificada por meio de um fator de redução. A forma da bacia é considerada apenas para determinar como se processa o retardo no escoamento, por meio de três funções: retangular, divergente ou convergente. E o mais importante é que, por ser um modelo concentrado, o mesmo não incorpora as informações de forma discretizada na bacia, desconsiderando a distribuição espacial de informações importantes como a altimetria e o uso do solo.

O modelo MIKE SHE/MIKE 11 possui a forma de representação por uma grade que permite incorporar espacialmente os parâmetros, os dados de entrada e os resultados. Por ser um modelo hidrológico determinístico de base física distribuído, incorpora informações mais detalhadas e representa melhor a dinâmica do escoamento nas bacias hidrográficas. O Modelo Numérico do Terreno e as informações da classificação multiespectral da imagem de satélite, que são incorporados espacialmente, possibilitam respectivamente o conhecimento das direções do fluxo e a distinção entre “células impermeáveis e “células permeáveis”.

Outras vantagens podem ser ressaltadas na utilização MIKE SHE/MIKE 11, dentre elas:

- a ligação com os Sistemas de Informações Geográficas e a aceitação de vários formatos de dados; e
- a disponibilização de formulações simples e complexas dos vários processos, dependendo da necessidade do usuário.

## Capítulo 7 – Considerações Finais

---

O estudo da dinâmica de sistemas fluviais complexos em áreas urbanas é um desafio que requer, além do conhecimento técnico, o comprometimento em obter soluções eficazes para problemas que atingem um grande contingente humano. A busca de metodologias que representem de forma mais fiel a realidade desses sistemas parte da premissa segundo a qual a informação mais precisa gera resultados mais confiáveis que permitem melhores soluções para os problemas de drenagem.

Foi proposto então, para este trabalho utilizar um modelo hidrológico determinístico de base física distribuído como ferramenta para estudar o comportamento hidrológico de uma bacia urbana com ocupação complexa. A área de estudo é composta pelos rios e canais da bacia hidrográfica do rio Beberibe, uma das principais bacias da Região Metropolitana do Recife – RMR, que sofre frequentemente com o problema das enchentes.

A utilização do modelo hidrológico de base física distribuído requereu a organização de uma série de dados que permitiu utilizar essa metodologia mais completa e refinada. Essa base de dados consistiu da hidrografia, do Modelo Numérico do Terreno gerado a partir de cartas altimétricas, da imagem de satélite de alta resolução, dados de chuva, dados de nível, dados de vazão, e vários outros dados característicos das diversas bacias hidrográficas, como, por exemplo, solo e vegetação.

A geração do Modelo Numérico do Terreno (MNT), a partir de cartas altimétricas na escala 1:2.000, foi o primeiro passo para construção da base de dados, tendo o MNT permitido o traçado automático das bacias hidrográficas e sendo incorporado espacialmente ao modelo para o cálculo das direções de fluxo. Como limitação, registra-se o fato de que a altimetria foi gerada a partir de curvas de nível produzidas há mais de 30 anos, por não haver nenhum levantamento mais recente que cubra a região estudada (a base de dados do SRTM90, da NASA, não tem resolução suficiente na escala de estudo). Apesar de a ocupação urbana ter modificado de forma sensível partes da área, acredita-se que os padrões de escoamento em escala macro foram mantidos. Essa limitação, porém, configura-se em uma fonte de incerteza para o modelo hidrológico.

Mesmo com essa limitação, somente a partir das informações do MNT, da hidrografia e da imagem de satélite de alta resolução foi possível dirimir algumas dúvidas durante o processo de atualização da hidrografia e traçado das bacias

hidrográficas, principalmente, quanto ao caminamento do fluxo e os divisores topográficos em vários pontos da bacia hidrográfica do rio Beberibe, caracterizada pela alta densidade de rios e canais.

A partir da classificação multiespectral da imagem de satélite de alta resolução, foi possível obter o uso do solo para cada bacia hidrográfica. Essa informação foi incorporada ao modelo na forma de mapa permitindo a distinção entre “células impermeáveis” e “células permeáveis”.

A montagem de um banco de dados abrangente, os contornos das bacias hidrográficas obtidos de forma automática e o mapa gerado a partir da classificação multiespectral da imagem de satélite foram resultados importantes deste trabalho, que também podem auxiliar pesquisas futuras.

Os dados de chuva obtidos da Plataforma de Coleta de Dados permitiram agregar as informações para o intervalo de tempo de 2h, sendo essa a frequência da leitura das réguas limnimétricas.

A instalação e a leitura das réguas limnimétricas requereu um longo e árduo trabalho, principalmente na definição dos melhores pontos de instalação das réguas e no recrutamento dos moradores voluntários para a leitura das respectivas réguas. Ressalta-se o valioso envolvimento dos líderes comunitários e dos moradores da região do rio Beberibe que se prontificaram a auxiliar no trabalho de campo e permitiram um melhor conhecimento do comportamento hidrológico dos rios e canais e dos diversos problemas que atingem, principalmente, as regiões ribeirinhas.

A medição da velocidade de fluxo nos canais também se configurou em uma tarefa difícil visto que era preciso obter, além das baixas vazões, valores representativos das vazões altas e que permitissem o traçado das curvas-chave. A medição da velocidade em um cenário de chuva torrencial torna o trabalho bem mais complicado. Porém, somente com base nesses dados da curva-chave, foi possível avaliar a capacidade do modelo hidrológico em representar as vazões nos referidos canais.

As primeiras tentativas por meio de simulação contínua não geraram resultados satisfatórios, tendo sido então realizada a simulação de eventos.

De forma geral, para os eventos simulados, o modelo apresentou resultados satisfatórios. A vazão gerada na seção do rio Beberibe (Portão do Gelo), para o maior evento, apresentou uma resposta da bacia hidrográfica em torno de 40 m<sup>3</sup>/s. Ressalta-se que essa seção está situada logo após a contribuição do rio Morno. Até a foz ainda contribuem para o referente rio os importantes afluentes do canal Vasco da Gama,

riacho Lava-Tripa e canal da Malária, o que eleva significativamente o valor da vazão, fato que foi observado pela vazão gerada na foz, em torno de 100 m<sup>3</sup>/s, sendo este um evento bastante representativo se comparado a outros eventos extremos já ocorridos na bacia, nos anos de 1975, 2000 e 2006.

A comparação do modelo hidrológico determinístico de base física distribuído com outras metodologias permitiu avaliar que as informações mais refinadas que podem ser incorporadas por meio desse tipo de modelo agregam ganhos significativos, principalmente, no conhecimento da dinâmica das bacias, visto que as metodologias anteriormente aplicadas para área são simplificadas.

Os Métodos do SCS e Regional, baseados na teoria do hidrograma unitário (HU), adotam hipóteses simplificadoras e são baseados em observações para sub-bacias dos Estados Unidos e em diversas regiões do Brasil, respectivamente, não tendo sido ajustados especificamente para a região em estudo.

O modelo MIKE Urban A/MIKE 11, apesar de utilizar diversas variáveis com significado físico é um modelo concentrado conceitual simplificado, que não incorpora as informações de forma discretizada na bacia, desconsiderando a distribuição espacial de informações importantes como a altimetria e o uso do solo.

O modelo MIKE SHE/MIKE 11, por ser um modelo hidrológico determinístico de base física distribuído, incorpora informações mais detalhadas e representa melhor a dinâmica do escoamento nas bacias hidrográficas. A forma da bacia, as características fisiográficas, informações de altimetria, uso do solo e vegetação são incorporadas ao modelo na forma discretizada espacialmente, o que confere ao modelo uma representação mais real da bacia hidrográfica estudada.

Além disso, o MIKE SHE/MIKE 11 permite simular a interação entre os principais processos hidrológicos que ocorrem na bacia hidrográfica, incluindo a interceptação da precipitação pela vegetação e pela superfície da terra, evapotranspiração, fluxo superficial, fluxo no canal, fluxo subsuperficial na zona não saturada e fluxo subterrâneo na zona saturada.

As outras vantagens que podem ser ressaltadas na utilização MIKE SHE/MIKE 11 são a ligação com os Sistemas de Informações Geográficas, a aceitação de vários formatos de dados e a disponibilização de formulações simples e complexas dos vários processos. A atualização da base de dados espaciais, na forma de mapas, imagens de satélites e a avaliação do relevo atual, assim como a continuidade do monitoramento são essenciais para tornar ainda mais confiável as estimativas obtidas pelo modelo.

## Capítulo 8 – Conclusões e Recomendações

---

Os resultados da simulação da vazão nos canais com o modelo hidrológico determinístico de base física distribuído, bem como a comparação com outras metodologias mais simplificadas permitem avaliar que o uso do modelo MIKE SHE/MIKE 11 se configura em uma ferramenta bastante eficaz para simulação de eventos na região de estudo, para fins diversos como suporte à decisão na ocorrência de eventos extremos (Defesa Civil), planejamento de uso e ocupação do solo e de ações estruturais e não-estruturais de macrodrenagem. Em situações de enchentes, em que se necessita de respostas rápidas, a modelagem hidrológica distribuída, baseada em dados de entrada confiáveis, representa uma ferramenta importante que permite fazer as intervenções e auxiliar as populações de áreas de risco.

Os resultados da simulação da vazão para os eventos de chuva mostraram que o modelo é capaz de representar as vazões nos canais estudados, sendo de grande importância a incorporação das informações mais detalhadas em forma de mapas, como o MNT e as áreas permeáveis e impermeáveis, que permitiram agregar conhecimento e melhor representar a dinâmica das bacias hidrográficas estudadas.

As diferenças significativas, principalmente com relação aos valores de pico, na avaliação dos eventos de cheia de projeto que foram observadas nas comparações com as metodologias simplificadas indicam a necessidade de mais investigação, com a simulação de novos eventos para a bacia estudada e outras bacias da RMR, para verificar a adequação dessas metodologias. Infelizmente, foram poucos os eventos com dados registrados, o que requer mais tempo de medição para validação do modelo.

As soluções para os problemas de macrodrenagem na bacia hidrográfica do rio Beberibe, apesar de amplamente discutidas em vários planos e programas, ainda não foram efetivamente implantadas. As ações devem abranger, além do próprio rio Beberibe, os seus principais afluentes e devem incluir intervenções nas estruturas de macrodrenagem, o sistema de controle de enchentes e a gestão institucional.

A manutenção de um cadastro atualizado do sistema, a elaboração de estudos técnicos para melhorar o sistema, a verificação da possibilidade de retenção de parte das vazões afluentes dos rios Beberibe e Morno a montante da BR-101, de modo a reduzir os picos de cheias nos trechos inferiores das bacias, a elaboração e implantação de campanhas de educação ambiental para a população, objetivando reverter uma mentalidade de degradação à natureza, são ações previstas no Programa

PROMETRÓPOLE e no Projeto de Revitalização da Bacia Hidrográfica do Rio Beberibe (SRH, 2008).

Nesse sentido, a presente pesquisa destaca-se por disponibilizar informações para dar suporte a essas ações previstas para a bacia hidrográfica do rio Beberibe, auxiliando nas questões de planejamento urbano, previsão de inundações e planejamento de intervenções físicas na rede de rios e canais.

Recomenda-se, para melhor validação dos resultados e uso efetivo da pesquisa pelos órgãos públicos, a instalação das réguas limnimétricas na bacia hidrográfica do rio Capibaribe, assim como foi feita para a bacia hidrográfica do Rio Beberibe, além da permanência do monitoramento, para poder avaliar, com base nos dados de campo, o comportamento hidrológico dos diversos canais dessas importantes bacias hidrográficas da Região Metropolitana do Recife.

O ideal seria a instalação de limnígrafos, tanto para a bacia hidrográfica do rio Beberibe quanto para a bacia hidrográfica do rio Capibaribe, possibilitando o registro automático e contínuo dos níveis de água nos canais, garantindo o pleno conhecimento das características dos hidrogramas gerados nessas bacias.

As simulações revelaram que o modelo é extremamente sensível ao estado inicial de umidade do solo e ao parâmetro da condutividade hidráulica saturada, sendo pouco sensível à variação dos coeficientes de rugosidade tanto para a bacia hidrográfica quanto para o canal, o que é compreensível por não terem sido simulados eventos de magnitude que provocassem condições extremas, como transbordamento da calha. Destaca-se, então, a necessidade de mais estudos para avaliar a sensibilidade desses parâmetros e a influência das condições iniciais de umidade do solo na resposta do modelo.

A incorporação do mapa de áreas impermeáveis possibilitou um avanço na representação do uso do solo, porém, parâmetros como o IAF e a profundidade da zona de raízes foram adotados como valores fixos e merecem ser melhor avaliados visto que são de extrema importância nos processos de interceptação e evapotranspiração.

A pesquisa mostrou a pertinência no uso do modelo que representa bem a fase terrestre do ciclo hidrológico, possibilita a espacialização das características e permite a propagação do escoamento. Essa abrangência confere ao modelo a possibilidade de avaliar as consequências das mudanças do uso do solo sobre o escoamento, caso sejam disponíveis informações (imagens de satélites) de diferentes datas, que permitam caracterizar e quantificar essas mudanças ao longo do tempo.

## Referências Bibliográficas

---

- ABBOTT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; P.E. O'CONNELL; RASMUSSEN J. (1986). "An Introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique European 'SHE' 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modeling System". **ASCE Journal of hydrologic Engineer**, 87: p.61-77.
- ABBOTT, M.B.; REFSGAARD, J.C. (1996). **Distributed hydrological modelling**. Kluwer Academic Pub.
- AHRENS, S.; OLIVERA, F.; MAIDMENT, D.R. (1998). **Exercise 2: Digital Watershed Delineation and CRWR-PrePro**. CE 394K.3 GIS in Water Resources. University of Texas at Austin.
- AHUJA, L.R. (1983). **Modeling infiltration into crusted soils by the Green-Ampt approach**. Soil Sci. Soc. Am. J., 47, 412-418.
- ALCOFORADO, R.G. (2006). **Simulação Hidráulico-Hidrológica do Escoamento em Redes Complexas de Rios Urbanos: Suporte de Informações Espaciais de Alta Resolução**. Tese de Doutorado em Engenharia Civil na Área de Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos. Universidade Federal de Pernambuco. 150 p.
- ALHEIROS, M.M. (1998). **Riscos de Escorregamentos na Região Metropolitana do Recife**. 1998. 135 f. Tese de Doutorado em Geologia Ambiental. UFBA.
- ALHEIROS, M.M.; CIRILO, J.A.; ARAÚJO FILHO, P.F.; GÓES, V.C.; ROSAL, M.C.F. (2007). **Sistema de Alerta para Enchentes Urbanas**. 2º Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais e Tecnológicos, Santos – SP.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.(1998). **Crop Evapotranspiration**. Rome: FAO. 297p (FAO Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALMEIDA, J.A.P. (2003). **Curso de Sensoriamento Remoto**. PRODEMA UFPB. João Pessoa – PB.
- AMRINE JUNIOR, J.W. (1983). "Measuring Stream Discharge and Calculating Treatment of Rates of *Bacillus Thuringiensis* (H14) for black Fly Control". **Mosq News**, n. 43, p.17-21.
- ANA - Agência Nacional de Águas (2005). **Dados Hidrológicos**. Disponível em [www.ana.gov.br](http://www.ana.gov.br)
- ANA - Agência Nacional de Águas (2006). **Atlas Nordeste - Abastecimento Urbano de Água**. Brasília - DF.

- ANA - Agência Nacional de Águas (2008). **Notícias SNIRH**. Disponível em <http://www.ana.gov.br/portalsnirh/Noticias/SGIadquireinsumosparaoProjetoDePrevis%c3%a3ode/tabid/104/Default.aspx>. Acesso em 13/03/2008.
- ARNOLD, J.G., WILLIAMS, J.R., GRIGGS, A.D.; SAMMONS, N.B. (1990). "SWRRB: "A Basin Scale Simulation Model for Soil and Water Resources Management", **Texas A&M Univ. Press**, College Station, U.S.A.
- ARNOLD, J.G.; WILLIAMS, J.R. (1995). "SWRRB – A watershed scale model for soil and water resources management". In: V.P. Singh (Ed.): **Computer Models of Watershed Hydrology**. Water Resources Publications, Colorado, U.S.A., 847-908.
- BACK, A.J. (2007). "Variação da evapotranspiração de referência calculada em diferentes intervalos de tempo". **Engenharia Agrícola**. Vol.27, no.1. Jaboticabal.
- BÁRDOSSY, A. (1993). "Stochastische Modelle zur Beschreibung der raum-zeitlichen Variabilität des Niederschlages". **Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft**, Nr. 44, Universität Karlsruhe, Germany.
- BÁRDOSSY, A. (1998). "Generating Precipitation Time Series Using Simulated Annealing". **Water Resources Research**, 34(7), 1737–1744.
- BATHURST, J.C.; WICKS, J.M.; O'CONNEL, P.E. (1995). "The SHE / SHESED Basin Scale Water Flow and Sediment Transport Modelling System". In: Singh, V. P. (editor) **Computer models of watershed hydrology**. Water Resources Publications. Highlands Ranch, 1130pp.
- BATISTELLA, M.; CRISCUOLO, C.; MIRANDA, E.E.; FILARDI, A.L. (2008). **Satélites de Monitoramento**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <<http://www.sat.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 12 set. 2008.
- BERGSTRÖM, S. (1992). "The HBV model - its structure and applications". **Reports RH**, No. 4, SMHI, Nor-rköping, Sweden.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.A (1979). "Physically Based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology". **Hydrological Science Bulletin**, v.24, p.43-69, 1979.
- BEVEN, K.J.; GERMANN, P.F. (1982). "Macro Pores and Water Flow in Soils". **Water Resources Research**, 18(5), 1311-1325.
- BEVEN, K.J. (1985). "Distributed Models". In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. **Hydrological forecasting**. Wiley. Chichester. 604pp.
- BEVEN, K.J. (1993) "Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modeling". **Advances in Water Resources**, Vol. 16, pp. 41-51.

- BEVEN, K.J.; BINLEY, A. (1993). “The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction”. In: Beven, K. J.; Moore, I. D. *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*. **Advances in hydrological processes** – Wiley New York. 249 pp..
- BEVEN, K.J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J. (1995). *TOPMODEL*. In: Singh, V. P. (editor). “Computer Models of Watershed Hydrology”. **Water Resources Publications**. Highlands Ranch, 1130pp.
- BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M. (1995). “Scale Issues In Hydrological Modelling: A Review”. **Hydrological Processes**, 9, 312-329.
- BOSCARDIN BORGUETTI, N.R.; BORGHETTI, J.R.; ROSA FILHO, E.F (2004). **O Aquífero Guarani**. Grupo Integrado de Aquicultura e Estudos Ambientais (GIA) / UFPR. Curitiba-PR, 214 p.
- BRONSTERT, A. (1999). “Capabilities and Limitations of Detailed Hills Slope Hydrological Modeling”. **Hydrological Processes**, 13(1), 21-48.
- BUTTS, M.B.; OVERGAARD, J.; VIAENE, P.; DUBICKI, A.; STROŃSKA, K.; SZALINSKA, W.; LEWANDOWSKI, A.; OLSZEWSKI, T.; KOLERSKI, T. (2005). **Flexible Process-Based Hydrological Modelling Framework for Flood Forecasting – MIKE SHE**. Proc. International Conference “Innovation, advances and implementation of flood forecasting technology”, Tromsø, Norway.
- CABRAL, J.J.S.P.; KOIDE, S.; SIMÕES, S.J.C.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; (2001). “Recursos Hídricos Subterrâneos”. In: CABRAL, J.J.S.P.; KOIDE, S.; SIMÕES, S.J.C.; MONTENEGRO, S.M.G.L. **Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas**. Editora ABRH. Porto Alegre - RS. 625 p.
- CABRAL, J.J.S.P.; MONTENEGRO, S.M.G.L. (2004). Capítulo 5: “Considerações sobre a Salinização dos Aquíferos Costeiros da Planície de Recife”. In: CABRAL, J.J.S.P.; FERREIRA, J.P.C.L.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; COSTA, W.D. **Água Subterrânea: Aquíferos Costeiros e Aluviões, Vulnerabilidade e Aproveitamento**. Editora Universitária da UFPE. Recife-PE. 447 p.
- CANHOLI, A.P. (2005). **Drenagem Urbana e Controle de Enchentes**. Oficina de Textos, São Paulo-SP. 302p.
- CASTILHO, A.S.; PINTO, E.J.A.; OLIVEIRA, G.S.R. (2005). **Utilização do Modelo Hidráulico Associado a um SIG para Definição de Áreas Inundáveis na Cidade de Governador Valadares - MG**. XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH: João Pessoa – PB.

- CAVALCANTE, A.L. (2008). Modelo Estocástico de Desagregação da Precipitação Diária em Escala de Tempo Sub-Diária. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Urbana da Universidade Federal da Paraíba. João Pessoa, 135 p.
- CHOW, V.T. (1964). **Handbook of Applied Hydrology**. 1 ed. New York, N.Y., McGraw Hill.
- CIDADES/PE – Secretaria das Cidades do Estado de Pernambuco (2008). **Gestão Integrada da Bacia Hidrográfica do Rio Beberibe/Pernambuco**.
- CIRILO, J.A.; BALTAR, A.M.; ROLIM JUNIOR, A.L.; TORRES FILHO, C.O. (1997). “Processamento Integrado de Dados para Análise Hidrológica”. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 2, 15-28.
- CIRILO, J.A.; CABRAL, J.J.S.P.; FERREIRA, J.P.C.L.; OLIVEIRA, M.J.P.M.; LEITÃO, T.E.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; GÓES, V.C. (2007). **O Uso Sustentável dos Recursos Hídricos em Regiões Semi-Áridas**. Recife. Editora Universitária da UFPE, 508 p.
- COGERH (2000). **Plano de Gerenciamento das Águas da Bacia do Rio Jaguaribe**. COGERH (Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos), Fortaleza, Bramiu.
- COLLISCHONN, W. (2001). **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. Tese de D.Sc., IPH/UFRGS, Porto Alegre, Brasil. 270 p.
- CONNOLLY, R.D., SCHIRMER, J.; DUNN, P.K. (1998). “A Daily Rainfall Disaggregation Model”. **Agricultural and Forest Meteorology**, 92, 105-117.
- CONTÉCNICA (1998). “Estudos de Consolidação de Diagnóstico sobre a Qualidade das Águas, Relativos a Preparação do Programa de Investimentos nas Bacias dos Rios Beberibe, Capibaribe, Jaboatão e Ipojuca”. **PQA/PE. Diagnóstico sobre Resíduos Sólidos Urbanos e sua Disposição Final na Região Metropolitana do Recife**. Recife: Contécnica Ltda, v.2 (Relatório, 5).
- CORDEIRO, A. (2003). **Sistemas de Informação Geológica**. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 53p.
- COSTA, W.D.; SANTOS, A.C.; COSTA FILHO, W.D. (1994). **O Controle Estrutural na Formação dos Aquíferos na Planície do Recife**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, Recife. Anais. Recife: ABAS. 543p. il. p.38 – 43.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil (2001). **Sistemas de Informações para a Gestão Territorial da Região**

- Metropolitana do Recife. Projeto SINGRE II. **Atividades Impactantes sobre o Meio Ambiente da Região Metropolitana do Recife**. Série Degradação Ambiental. Volume 2. Recife – PE.
- CRAWFORD, N.H.; LINSLEY, R.K. (1966). **Digital Simulation in Hydrology, Stanford Watershed Model IV**, Technical Report 39 - Department of Civil Engineering, Stanford University, USA.
- CUMINATO, J.A; MENEGUETE JUNIOR, M. (1999). **Discretização de Equações Diferenciais Parciais: Técnicas de Diferenças Finitas**. ICMC/USP, p203.
- DARCY, H. (1856). **Histoire des Fontaines Publiques de Dijon**. Paris: Dalmont, pp 590-594.
- DESBORDES, M. (1974). **Réflexions sur les Methodes de Calcul des Reseaux Urbains D’assainissement Pluvial**. Thèse Docteur-Ingénieur. Université des Sciences e Tschniques du Languedoc, Montpellier, França, 224p.
- DHI – Danish Hydraulic Institute (2001). **MIKE SHE Code Verification and Validation**.
- DHI – Danish Hydraulic Institute (2007a). **MIKE SHE User Manual – Volume 1: User Guide**.
- DHI – Danish Hydraulic Institute (2007b). **MIKE SHE User Manual – Volume 2: Reference Guide**.
- DIAZ, O. B.; TUCCI, C.E.M. (1989). **Regionalização de Hidrogramas Unitários de Bacias Urbanas Brasileiras**. RBE. Caderno de Recursos Hídricos V.7,n.2.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO - DHN (2005, 2006). **Tábua de Marés no Porto do Recife**. Disponível em <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/index.htm>>.
- DNAEE - Departamento Nacional de Águas e Energia (1983). **Modelo SIMMQE - Conceituação**. Ministério das Minas e Energia - Departamento Nacional de Águas e Energia, Rio de Janeiro – RJ.
- ECONOPOULY, T.W.; DAVIS, D.R.; WOOLHISER, D.A. (1990). “Parameter Transferability for a Daily Rainfall Disaggregation Model”. **Journal of Hydrology**, 118, 209-228.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2000). **Levantamento de Reconhecimento de Baixa e Média Intensidade dos Solos do Estado de Pernambuco**. Boletim de Pesquisa 11. Rio de Janeiro – RJ.

- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2004). **Método para Estimar a Biomassa Radicular de uma Floresta Secundária por meio da Árvore Média**. Comunicado Técnico. Rio de Janeiro – RJ.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2006). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro – RJ. 306p.
- FARONI, C. E. (2004). **Sistema Radicular de Cana-de-Açúcar e Identificação de Raízes Metabolicamente Ativas**. Dissertação de Mestrado do Curso de Agronomia da Escola Superior de Agricultura da Universidade de São Paulo. Piracicaba – SP, 86p.
- FEDDES, R.A.; KOWALIK, P.J.; ZARADNY, H. (1978). “Simulation of Field Water Use and Crop Yield”. **Simulation Monograph**, PUDOC, Wageningen, Netherlands.
- FEMAR – Fundação de Estudos do Mar (2008). **Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras**. Disponível em <http://www.femar.com.br/biblioteca/emb/indice.html>. Acesso em 04 de novembro de 2008.
- FERRAZ, F.F.B; MILDE, L.C.E.; MORTATTI, J. (1999). “Modelos Hidrológicos Acoplados a Sistemas de Informações Geográficas: um Estudo de Caso”. **Revista de Ciência & Tecnologia**. Nº 14, pp. 45-56.
- FEYEN, L.; VÁZQUEZ, R.; CHRISTIAENS, K.; SELS, O.; FEYEN, J. (2000). “Application of a Distributed Physically-Based Hydrological Model to a Medium Size Catchment”. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 4, 47-63.
- FIDEM – Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife (1975). **Ortofotocartas da Região Metropolitana do Recife**. Escala 1:2.000. Recife –PE.
- FIDEM - Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife (1979). **Mapeamento Temático da Cobertura Vegetal**. Recife – PE.
- FIDEM - Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife (1980). **Plano Diretor de Macrodrenagem na Região Metropolitana do Recife - PDMD**. Vol I a V.
- FIDEM - Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife (2003a). **Diagnóstico Ambiental, Urbanístico e Social dos Morros**. Programa Viva o Morro. Coords: Alheiros, M. M.; Souza, M. A. A.; Bitoun, J; Gonçalves, E. M. Gonçalves; Medeiros, S. M. G. M. Recife – PE.
- FIDEM – Fundação de Desenvolvimento da Região Metropolitana do Recife (2003b). **Nucleação Centro - Unibase**. Escala 1: 1.000. Recife –PE.

- FORMIGA, K.T.M., GÓIS, R.S.S., SIQUEIRA, M.T.; ALVES, L.M. (1999). **Avaliação da disponibilidade hídrica no açude Custódia - PE**. Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. ABRH (Associação Brasileira de Recursos Hídricos), CD-ROM.
- FRANCHINI, M.; WENDLING, J; OBLED, C; TODINI, E (1996). “Physical interpretation and sensitivity analysis of TOPMODEL”. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 175, p. 293-338.
- FRANCO, A.S. (1997). **Marés: Fundamentos, Análise e Previsão**. Ed. Diretoria de Hidrografia e Navegação, Niterói - RJ. viii, 268p: il.
- FRANCO, A.S. (2000). **Marés – Programas para Previsão e Análises**. Ed. Diretoria de Hidrografia e Navegação, Niterói – RJ.
- GERMANO, A.; TUCCI, C.E.M; SILVEIRA, A.L.L. (1998). “Estimativa dos Parâmetros do Modelo IPH II para algumas Bacias Urbanas Brasileiras”. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Volume 3, N. 4, 103-120.
- GIESEN, N.C.V.D.; STOMPH, T.J.; RIDDER, N. (2000). “Scale Effects of Hortonian Overland Flow and Rainfall-Runoff Dynamics in a West African Catena Landscape”. **Hydrological Processes**, 14, 165-175.
- GÓES, V.C.; CIRILO, J.A.; DIESTEL, H. (2005). **Aplicação do Modelo Hidrológico Mike She à Bacia Hidrográfica do Riacho Mimoso em Pernambuco**. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa - PB. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.
- GREEN, W.H.; AMPT, G.A. (1911). “Studies on Soil Physics: 1. Flow of Water and Air Through Soils”. **J. Agric. Sci.**, 4, 1-24.
- GRAHAM, D.N.; BUTTS, M.B. (2005). “Flexible, Integrated Watershed Modelling with Mike She”. In **Watershed Models**, Eds. V.P. Singh & D.K. Frevert, 245-272, Crc Press.
- GÜNTNER, A. (2002). **Large-Scale Hydrological Modelling in the Semi-Arid North-East of Brazil**. Dissertation for the Degree of Doctor of Natural Sciences. University of Potsdam.
- HAAN, C. T. (1989). “Parametric uncertainty in hydrologic modeling”. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, Vol. 32 N°. 1, PP. 137-145.
- HERSHENHORN, J.; WOOLHISER, D.A. (1987). “Disaggregation of Daily Rainfall”. **Journal of Hydrology**, 95, 299-322.

- HOLTAN, H.N. (1961). "A Concept for Infiltration Estimates in Watershed Engineering". **USDA Tech. Bull.**, 41-51.
- HORTON, R.E. (1940). "An Approach toward a Physical Interpretation of Infiltration Capacity". **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 5, 399-417.
- HYDROPROTECH (2001). "Case study: the Var catchment (French Riviera - France)". **Workshops on Physically-Based Hydrological Modelling at the University of Nice (France) & IHE Delft (Netherlands)**. Nice, França.
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (1996). **Relações entre Índice de Área Foliar (LAI), Área Basal e Índice de Vegetação (NDVI) em relação a diferentes estágios de crescimento secundário na Floresta Amazônica em Rondônia**. Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador, Brasil, INPE, p. 485-489.
- JACCON, G.; CUDO, K.J. (1989). **Curva-chave: Análise e Traçado**. DNAEE. Brasília – DF. 273p.
- JARVIS, P.G. (1976). "The Interpretation of Leaf Water Potential and Stomata Conductance found in Canopies in the Field". **Philos. Trans. R. Soc. London**, Ser. B, 273, 593-610.
- JENSON, S.K.; DOMINGUE, J.O. (1988). "Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis". **Photogrammetric Engineering And Remote Sensing**, V. 54, pp. 1.593-1.600.
- JICA - Agência de Cooperação Internacional do Japão (2000). **Plano de Gerenciamento da Drenagem de Águas Pluviais e do Esgotamento Sanitário para a Região Metropolitana do Recife**. 74p.
- KRISTENSEN, K.J; JENSEN, S.E. (1975) "A Model for Estimating Actual Evapotranspiration from Potential Evapotranspiration". **Nordic Hydrology**, Vol. 6, No. 3, p.170-188.
- KRONBERG, P. (1985). **Fernerkundung der Erde - Grundlagen und Methoden der remote sensing in der Geologie**. Enke-Verlag, Stuttgart.
- LABORATÓRIO DE METEOROLOGIA DE PERNAMBUCO – LAMEPE (2008). **Monitoramento e Previsão Meteorológica**. Acesso em 02/01/2008. <http://www.itep.br/meteorologia/produtos.html>
- LANNA, A.E.; SCHWARZBACH, M. (1989). "MODHAC - Modelo Hidrológico Auto-Calibrável". **Recursos Hídricos, Publicação 21**. Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- LANNA, A.E. (1997). **MODHAC - Modelo Hidrológico Auto-Calibrável**. IPH/UFRGS (documento eletrônico).
- LEAVESLEY, G.H.; LICHTY, B.M.; TROUTMAN, L.G.; SAINDON, L.G. (1983). "Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual". **USGS Water-Resources Investigations Report**, 83-4238, USGS, Denver, U.S.A.
- LENCASTRE, A. (1983). **Hidráulica Geral**. Edição Luso-Brasileira. Gráfica Coimbra. 654p. Lisboa – Portugal.
- LINSLEY, R.K.; KOHLER, M.A.; PAULHUS, J.L.H. (1988). **Hydrology for Engineers**. SI Metric Edition. New York, McGraw-Hill.
- LOPES, J.E.G.; BRAGA, B.P.F; CONEJO, J.G.L. (1981). **Simulação Hidrológica: Aplicações de um Modelo Simplificado**. In: Anais do IV Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos, v. 2, pp. 42-49, Fortaleza, Brasil, 15-19 de novembro.
- MAGALHÃES, M. (2001). **Arquitetura Paisagista, Morfologia e Complexidade**. Editorial Estampa, pp. 338-403, ISBN 972-33-1686-2.
- MAIDMENT, D., (1993a). **Handbook of Hydrology**. New York, McGraw-Hill, p.5.1-5.51.
- MAIDMENT, D.R. (1993b) "GIS and Hydrologic Modeling". In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press. Cap. 14, p. 147-167.
- MALCZEWSKI, J. (2004). "GIS-Based Land-Use Suitability Analysis: A Critical Overview". In: **Progress in Planning**. Ed. Elsevier.
- MATHER, P.M. (1999). **Computer processing of remotely-sensed images: an introduction**. Chichester: John Wiley & Sons, 1999. 292 p.
- MCCUEN, R.H.; WONG, S.L.; RAWLS, W.J. (1984). "Estimating Urban Time of Concentration". **Journal of Hydraulic Engineering**, vol. 110, n.7, ASCE, pp 887-904.
- MEDEIROS, A.T. (2002). **Estimativa da Evapotranspiração de Referência a partir da Equação de Penman-Monteith, de Medidas Lisimétricas e de Equações Empíricas, em Paraipaba, CE**. Tese de Doutorado do Curso de Agronomia, Área de Concentração: Irrigação e Drenagem, da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. Piracicaba-SP. 103p.

- MENDES, C.A.B. (1996). “Integração de Modelos Hidrológicos e Sistemas de Informações Geográficas: Fundamentos”. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. 1(1):48-66.
- MORAES, G.A.; MENEZES FILHO, F.C.M.; ARAÚJO, J.V.G.; COSTA, A.R. (2007). **Estimativa do Coeficiente de Escoamento Superficial “C” utilizando Sensoriamento Remoto em Imagem de Alta Resolução**. In: Anais do 24º Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental. Belo Horizonte – MG, Brasil.
- NIEHOFF, D. (2002). **Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala**. Brandenburgische Umweltberichte, Band 11. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Potsdam, Germany.
- NIELSEN, C. (2006). **The Application of Mike She to Floodplain Inundation and Urban Drainage Assessment in South East Asia**. 4th Asia-Pacific DHI Software Conference. Shanghai.
- OLIVERA, F.; REED, S.; MAIDMENT, D. (1998). **HEC-PREPRO v. 2.0: An Arcview Pre-processor for HEC’s Hydrologic Modeling System**. ESRI User Conference. San Diego.
- OLIVEIRA, F.H.; PINTO, J.F.; WOSNY, G.C.; DAL SANTO, M.A. (2004). **Utilização de Geotecnologias para Avaliação do Risco Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Itacorubi – Florianópolis/SC**. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais. Florianópolis - SC. Anais. Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. P. 212-223. (CD-ROM)
- ONDRACEK, M. (2005). **MIKE SHE Modelling of Flooding and Low Flows. Case Study: Havelse and Graese River Catchments**. TRITA-LWR Master Thesis LWR-EX-05-10.
- PAIVA, A. E. D. B.(2000). **Simulações Hidrológicas na Bacia do Rio Gramame como Subsídio ao Processo de Outorga**. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal da Paraíba. Campina Grande-PB, Brasil. 156p.
- PCR – Prefeitura da Cidade do Recife (2000a). **Cadastro de Canais da Cidade do Recife**. Recife - PE, 168p.
- PCR - Prefeitura da Cidade do Recife (2000b). **Imagens do Satélite QuickBird para os municípios de Recife e Olinda**. Resolução Espacial de 70cm.

- PESCHKE, G. (1977). “Ein zweistufiges Modell der Infiltration von Regen in geschichtete Böden”. **Acta hydrophysica**, 22(1), 39-48.
- PESCHKE, G. (1987). “Soil Moisture and Runoff Components from a Physically Founded Approach”. **Acta hydrophysica**, 31(3/4), 39-48.
- PINHEIRO, E.S. (2003). **Avaliação de Imagens *QuickBird* na Análise Geográfica de um Setor da Mata Atlântica do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE. São José dos Campos - SP, 183 p.
- RAMOS, F.; OCCHIPINT, A.G.; VILLA NOVA, N.A.; REICHARDT, K.; MAGALHÃES, P.C.; CLEARY, R.W. (1989). **Engenharia Hidrológica**. Coleção ABRH de Recursos Hídricos. Editora UFRJ. Rio de Janeiro. 404p.
- RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L. (1989). **Estimation of soil water retention and hydraulic properties**. In: *Unsaturated Flow in Hydrological Modelling*. Morel-Seytoux, H. (Ed.), NATO ASI Series, 275. Kluwer Academic, London, pp. 275–300.
- REFSGAARD, J.C.; STORM, B. (1995). “MIKE SHE”. In: SINGH, V. P. (editor). **Computer Models of Watershed Hydrology**. Water Resources Publications. Highlands Ranch, 1130pp.
- RENNÓ, C.D. (2003). **Construção de Um Sistema de Análise e Simulação Hidrológica: Aplicação a Bacias Hidrográficas**. Tese de Doutorado do Curso da Pós-Graduação e Sensoriamento Remoto. São José dos Campos: INPE, 2003. 158p.
- RIBEIRO NETO, A. (2006). **Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio Madeira**. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. Rio de Janeiro – RJ. 178 p.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., COX, D.R.; ISHAM, V. (1987). “Some Models for Rainfall based on Stochastic Point Processes”. **Proc. Roy. Soc. Lond. A**, 410, 269-288.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., COX, D.R.; ISHAM, V. (1988). “A Point Process Model for Rainfall: Further Developments”. **Proc. Roy. Soc. Lond. A**, 417, 283-298.
- RUFINO, I.A.A. (2004). **Gestão de Recursos Hídricos em Ambientes Urbanos Costeiros: Modelagem e Representação do Conhecimento em Sistemas de Informação Geográfica**. Tese de Doutorado em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. 167 p.

- SALAS, J.D. (2000). "Hidrologia de Zonas Aridas y Semiaridas". **Ingenieria Del Agua**. Vol 7, nº 4. Universidad de Córdoba, España.
- SANTOS, C.A.G. (2006). **Relatório Final do Projeto Previsão Climática e Hidrológica no Nordeste do Brasil**. Edital CTHidro/GHB: FINEP 02/2002.
- SANTOS, I.; FILL, H.D.; SUGAI, M.R.V.B.; BUBA, H.; KISHI, R.T.; MARONE, E.; LAUTERT, L.F. (2001). **Hidrometria Aplicada**. Instituto de Tecnologia para Desenvolvimento. Curitiba – PR. 372 p.
- SANTOS, I.; KOBAYAMA, M. (2008). "Aplicação do TOPMODEL para Determinação de Áreas Saturadas da Bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR, Brasil". **Revista Ambiente e Água**, Taubaté, v. 3, n. 2, p. 77-89.
- SCHERTZER, D.; LOVEJOY, S (1987). "Physical Modelling and Analysis of Rain and Clouds by Anisotropic Scaling multiplicative Processes". **Journal of Geophysical Research**, 92, 9693-9714.
- SCS – Soil Conservation Service (1972). **SCS National Engineering Handbook**, Sec. 4, Hydrology, USDA, U.S.A.
- SCS – Soil Conservation Service (1975). **Urban Hydrology for Small Watersheds**. Washington: U.S. Dept. Agr. Technical Release, 55.
- SECTMA/PE - Secretaria de Ciências, Tecnologia e Meio Ambiente do Estado de Pernambuco (1998). **Plano Estadual de Recursos Hídricos – PERH – PE**. Recife-PE.
- SECTMA/PE - Secretaria de Ciências, Tecnologia e Meio Ambiente do Estado de Pernambuco (1998). **Mapa Exploratório – Reconhecimento de Solos**. Plano Estadual de Recursos Hídricos – PERH – PE. Escala: 1:1.000.000 Recife-PE.
- SEPLAN/PE – Secretaria de Planejamento do Estado de Pernambuco (1997). **Projeto de Qualidade das Águas e Controle da Poluição Hídrica das Bacias dos Rios Beberibe, Capibaribe e Jaboatão – PQA/PE**. Recife – PE.
- SILANS, A.M.B., ALMEIDA, C.N.A., ALBUQUERQUE, D.J.S., PAIVA, A.E.D.B. (2000). "Aplicação do Modelo Hidrológico Distribuído AÇUMOD à Bacia Hidrográfica do Rio do Peixe - Estado da Paraíba". **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 5(3), 5-19.
- SILVA, R. M. (2005). **Previsão Hidrossedimentológica numa Bacia Periurbana através do Acoplamento de Modelos Climáticos e Hidrológicos**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana da Universidade Federal da Paraíba. 171p.

- SILVA JUNIOR, A.N.D., PAIVA, A.E.D.B.; SILANS, A.M.B. (2000). **Aplicação do Modelo Hidrológico Distribuído Açumod à Bacia Hidrográfica do Rio Gramame - Estado da Paraíba**. Anais do V Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, ABRH (Associação Brasileira de Recursos Hídricos), Natal, Bramiu, Vol. 2, 305-315.
- SILVEIRA, A.L.L. (2005). “Desempenho de Fórmulas de Tempo de Concentração em Bacias Urbanas e Rurais”. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos - RBRH**, Volume 10, n. 1 Jan/Mar, pp 5-23.
- SINAENCO/PE – Sindicato Nacional das Empresas de Arquitetura e Engenharia Consultiva em Pernambuco (2005). **Sustentabilidade da Obras de Infraestrutura da Região Metropolitana do Recife**. Sindicato Nacional das Empresas de Engenharia Consultiva. Recife – PE.
- SMITH, M. (1991). **Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements**. Rome: FAO. 54 p.
- SOUZA, F.C.B. (1999). **Sistema de Apoio à Decisão Espacial Aplicado em um Estudo de Caso de Avaliação de Áreas Destinadas para Disposição de Resíduos Sólidos da Região Metropolitana de Porto Alegre**. Tese de Doutorado em Engenharia de Produção da Universidade Federal de Santa Catarina.
- SRH/PE - Secretaria de Recursos Hídricos do Estado de Pernambuco (2008). **Projeto Básico de Revitalização dos Rios da Região Metropolitana de Recife: Bacia do Rio Beberibe**. Recife-PE.
- STEWART, J.B. (1988). “Modelling Surface Conductance of Pine Forest”. **Agricultural and Forest Meteorology**, 43, 19-37.
- TAYLOR, C.M. (2000). “The Influence of Antecedent Rainfall on Sahelian Surface Evaporation”. **Hydrological Processes**, 14, 1245-1259.
- THOMPSON, J.R.; REFSTRUP SØRENSEN, H., GAVIN, H., REFSGAARD, A. (2004). “Application of the Coupled Mike She/Mike 11 Modeling System to a Lowland Wet Grassland in Southeast England”. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, N.293, P.151–179.
- THORNTHWAITE, C.W.; MATHER. J.R. (1957). **Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance**. Publications in Climatology, Vol (10) No. 3.C.W. Thornthwaite Associates. New Jersey, 1957.
- TROENDLE, C.A. (1985). “Variable Source Area Models” In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. **Hydrological Forecasting**. Wiley. Chichester. 604p.

- TUCCI, C.E.M.; PORTO, R.L.L.; BARROS, M.T. (1995). **Drenagem Urbana**. Coleção ABRH de Recursos Hídricos.
- TUCCI, C.E.M. (1998). **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: Editora UFRGS/ABRH, 669p.
- TUCCI, C.E.M.; MARQUES, D.M.L.M. (2000). **Avaliação e Controle da Drenagem Urbana**. Porto Alegre: Editora UFRGS/ABRH, 558p.
- TUCCI, C.E.M. (2004). “Gerenciamento Integrado das Inundações Urbanas no Brasil”. **Revista de Gestión del Agua de América Latina**. 1(1):59-73.
- UFPE – Universidade Federal de Pernambuco (1995) **Mapa Geológico do Recife**. Escala: 1: 25.000. Departamento de Geotecnia da UFPE. Recife – PE.
- UHLENBROOK, S. (1999). “Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet”. **Freiburger Schriften zur Hydrologie**, Band 10, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, Germany.
- U.S.ARMY CORPS OF ENGINEERS. (2001). **HEC-RAS River Analysis System – Hydraulic Reference Manual – Version 3.0**. Davis.
- VALEO, C.; MOIN, S. M. A. (2000). “Variable source area modelling in urbanizing watersheds”. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 228, p. 68-81.
- VÁZQUEZ, R.F; FEYEN, J.; BERLAMONT, J. (2002). **Preliminary results from an uncertainty analysis by using the MIKE SHE code**. ERB and Northern European FRIEND Project 5 Conference, Demänovská dolina, Slovakia.
- VERTESSY, R.A.; HATTON, T.J.; O’SHAUGHNESSY, P.J.; JAYASURIYA, M.D.A. “Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model”. **Journal of Hydrology**, 150:665-700, 1993.
- WALKER, B.H.; LANGRIDGE, J.L. (1996). “Modelling Plant and Soil Water Dynamics in Semi-Arid Ecosystems with Limited Site Data”. **Ecological Modelling**, 87, 153-167.
- YAN, J.J.; SMITH, K. R. (1994). “Simulation of Integrated Surface Water and Ground Water Systems – Model Formulation”. **Water Resources Bulletin**, Vol. 30, Nº 5, pp 1-12.
- YUHARA, C.H.; LUCHIARI, A.; SILVA, D.A. (2007). **Identificação das Unidades Residenciais Intra-Urbanas da Bacia Hidrográfica do Ribeirão Cocaia - Área de Proteção aos Mananciais da represa Billings, SP – utilizando Dados Orbitais de Alta Resolução Espacial**. Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Florianópolis – SC, Brasil. INPE, p. 695-702.

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)