

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul**

**Instituto de Pesquisas Hidráulicas**

# **SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS**

WALTER COLLISCHONN

Tese submetida ao Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Engenharia

**Orientador:** Prof. Dr. Carlos Eduardo Morelli Tucci

## **Banca Examinadora**

Prof. Dr. Oscar de Moraes Cordeiro Netto	UNB
Prof. Dr. João Soares Viegas Filho	UFPEL
Prof. Dr. Robin Thomas Clarke	IPH/UFRGS
Prof. Dr. André Luís Lopes da Silveira	IPH/UFRGS

Porto Alegre, dezembro de 2001

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação do prof. Carlos Eduardo Morelli Tucci da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

## Agradecimentos

Tenho consciência de que a existência de um centro dedicado à pesquisa, como o Instituto de Pesquisas Hidráulicas, só é possível graças ao suporte que o governo federal oferece, o que é, de certa forma, admirável em um país com tantas carências como o nosso. Por isso, quando agradeço a minha família, e aos meus colegas e professores abaixo, mantenho em minha mente os esforços feitos pelas pessoas que não tem a sorte de usufruir diretamente de um suporte semelhante para desenvolverem suas atividades, e que, sem saber, em muito me auxiliaram.

Atribuo grande parte do mérito da realização deste trabalho ao ambiente favorável que encontrei no IPH, onde pude conviver com pessoas competentes e acessíveis em todos os setores, desde o primeiro dia. Agradeço especialmente

- ao colega Omar da Silva Junior, que revisou pacientemente o texto, identificando erros e contribuindo com sugestões e com interessantes discussões;
- aos companheiros do Laboratório de Sedimentos do IPH: Franz R. Semmelmann; Gustavo Merten, Bruno Rocha; Jorge Zegarra Tarqui; Carlos Rockembach, Ramon Cantalice; Amauri Barcelos; e Jean Minella, que me ajudaram a compreender o ponto de vista da agronomia em uma série de questões ligadas a água;
- aos colegas Adolfo Villanueva, Eduardo Mario Mendiondo, Jorge Victor Pilar, Valmir Pedrosa, Josete Fátima de Sá, Roberto Kirchheim, Jaildo Santos Pereira, Joana D'Arc Medeiros, Laudízio da Silva Diniz, Vladimir Caramori Borges de Souza, Sidnei Gusmão Agra, Daniel Allasia Piccilli, Rutinéia Tassi, Marllus das Neves, Elisa Chaves, Alex Gama, Marcus Cruz, Luis Brusa, e muitos outros, pelos muitos pequenos e grandes favores que obtive de todos;
- ao professor Dr. Carlos A. B. Mendes, que foi fundamental me incentivando muito no aprendizado do geoprocessamento;
- ao professor Alfonso Riso, a quem recorri com frequência como consultor de geoprocessamento e sensoriamento remoto, com quem pude trocar algumas idéias sobre o desenvolvimento do trabalho e que teve que ouvir algumas das minhas divagações;
- ao professor Dr. Robin Thomas Clarke, a quem tive a honra de auxiliar, ainda que de forma modesta, na análise de dados da bacia do rio Paraguai, e com quem ainda espero aprender muito;
- ao meu orientador, o professor Dr. Carlos Eduardo Morelli Tucci, que me transmitiu parte de seu próprio entusiasmo com a hidrologia e que soube chamar a atenção para problemas de interesse prático;

- ao professor e colega Dr. Carlos de Oliveira Galvão, pioneiro na utilização de previsões climáticas em recursos hídricos no Brasil, e a quem considero uma espécie de guru;
- à professora Dra. Denise Cybis Fontana, que me auxiliou nos temas de evapotranspiração e de obtenção e classificação de imagens do sensor AVHRR do satélite NOAA;
- ao Dr. Kai Gerlinger, que me colocou em contato com o modelo LARSIM e novos temas de pesquisa e me auxiliou na minha primeira aplicação de um modelo hidrológico em uma grande bacia;
- aos professores Dr. Joel Goldenfun e Dr. André Silveira, que reanimaram o grupo de discussão em hidrologia do IPH, onde tive a oportunidade de apresentar e discutir o trabalho quando ainda estava em andamento;
- aos responsáveis pelo processo de liberação dos dados hidrológicos da ANEEL, que, ao tornarem mais simples o acesso aos dados hidrológicos no país, em muito facilitaram o trabalho desenvolvido aqui;
- ao setor de agrometeorologia da FEPAGRO (Ronaldo Matzenauer), que forneceu dados de suas estações climatológicas de forma gratuita;
- aos Drs. James Shuttleworth, Hoshin Gupta, Luis Bastidas, G. Kite, e Z. Yu, que, repetidas vezes me atenderam, respondendo minhas mensagens eletrônicas;
- e a meus pais e meus irmãos, que me estimulam e apoiam sempre.

Por fim, agradeço de forma especial a minha esposa, a Vivi, que é a minha maior motivadora, e a quem eu dedico este trabalho.

## RESUMO

O comportamento hidrológico de grandes bacias envolve a integração da variabilidade espacial e temporal de um grande número de processos. No passado, o desenvolvimento de modelos matemáticos precipitação – vazão, para representar este comportamento de forma simplificada, permitiu dar resposta às questões básicas de engenharia. No entanto, estes modelos não permitiram avaliar os efeitos de modificações de uso do solo e a variabilidade da resposta em grandes bacias. Este trabalho apresenta o desenvolvimento e a validação de um modelo hidrológico distribuído utilizado para representar os processos de transformação de chuva em vazão em grandes bacias hidrográficas (maiores do que 10.000 km<sup>2</sup>). Uma grade regular de células de algumas dezenas ou centenas de km<sup>2</sup> é utilizada pelo modelo para representar os processos de balanço de água no solo; evapotranspiração; escoamentos: superficial, sub-superficial e subterrâneo na célula; e o escoamento na rede de drenagem em toda a bacia hidrográfica. A variabilidade espacial é representada pela distribuição das características da bacia em células regulares ao longo de toda a bacia, e pela heterogeneidade das características no interior de cada célula.

O modelo foi aplicado na bacia do rio Taquari Antas, no Rio Grande do Sul, na bacia do rio Taquari, no Mato Grosso do Sul, e na bacia do rio Uruguai, entre Rio Grande do Sul e Santa Catarina. O tamanho destas bacias variou entre, aproximadamente, 30.000 km<sup>2</sup> e 75.000 km<sup>2</sup>. Os parâmetros do modelo foram calibrados de forma manual e automática, utilizando uma metodologia de calibração automática multi-objetivo baseada em um algoritmo genético. O modelo foi validado pela aplicação em períodos de verificação diferentes do período de calibração, em postos fluviométricos não considerados na calibração e pela aplicação em bacias próximas entre si, com características físicas semelhantes. Os resultados são bons, considerando a capacidade do modelo de reproduzir os hidrogramas observados, porém indicam que novas fontes de dados, como os fluxos de evapotranspiração para diferentes coberturas vegetais, serão necessários para a plena utilização do modelo na análise de mudanças de uso do solo.

## Abstract

Hydrologic behavior of large river basins involve the integration of a large number of processes highly variable in space and time. Mathematical rainfall – runoff models developed in the past, representing this behaviour in a simplified form, allowed answering some basic questions related to engineering. Nevertheless, these models were not helpful in the analysis of physiographic variability and land use change in large river basins. This text presents the development and validation of a distributed hydrological model, used for representing the processes involved in rainfall to runoff transformation in large river basins (larger than  $10^4$  km<sup>2</sup>). The model uses a regular grid of cells, each having tenths to hundreds of km<sup>2</sup>, to represent the processes of soil water storage, evapotranspiration, surface runoff, groundwater flow and subsurface flow in each cell and of concentrated flow in the basins river network. Spatial variability is represented by the distribution of the physical characteristics through the cells over all the basin, and by the heterogeneity of characteristics into each cell.

The model was applied in the Taquari – Antas river basin, in the State of Rio Grande do Sul, in the Taquari river basin, in the State of Mato Grosso do Sul, and in the Uruguay river basin, in the States of Rio Grande do Sul and Santa Catarina. The area of these basins is between, approximately 30.000 km<sup>2</sup> e 75.000 km<sup>2</sup>. Model parameters were calibrated using an automatic multi-objective calibration technique based on a genetic algorithm. The model was validated by split sample tests and by the application in similar basins without calibration. Results can be considered good in terms of the ability of the model to reproduce observed hydrographs, but probably new data sources, such as evapotranspiration fluxes measurements for differing vegetation types, will be needed to use the model in reliable analysis of land use change.

## Sumário

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO .....	1
1.1 JUSTIFICATIVA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA .....	1
1.2 OBJETIVOS .....	2
1.3 ORGANIZAÇÃO DO TEXTO .....	3
CAPÍTULO 2: PROCESSOS HIDROLÓGICOS E TENDÊNCIAS CLIMÁTICAS .....	5
2.1 INTRODUÇÃO .....	5
2.2 O PAPEL DA VEGETAÇÃO E AS MUDANÇAS DE USO DO SOLO .....	5
2.2.1 O comportamento hidrológico do cerrado .....	9
2.3 VARIAÇÕES CLIMÁTICAS .....	11
2.3.1 Variabilidade plurianual na bacia do rio Paraguai .....	13
2.3.2 Variabilidade plurianual na bacia do rio Paraná .....	15
2.3.3 Possíveis causas da variabilidade plurianual .....	15
2.4 PREVISÃO DE TEMPO E CLIMA .....	16
SUMÁRIO DO CAPÍTULO .....	20
CAPÍTULO 3: MODELOS HIDROLÓGICOS DE GRANDES BACIAS .....	22
3.1 MODELOS HIDROLÓGICOS E A ESCALA .....	22
3.2 MODELOS HIDROLÓGICOS DISTRIBUÍDOS .....	22
3.3 COMPONENTES HIDROLÓGICOS EM MODELOS DE CIRCULAÇÃO GLOBAL .....	26
3.4 MODELOS DE GRANDES BACIAS .....	27
3.4.1 Variabilidade no interior das células .....	33
3.5 FONTES DE DADOS PARA MODELOS DE GRANDES BACIAS .....	35
3.6 CALIBRAÇÃO DE PARÂMETROS DE MODELOS DISTRIBUÍDOS .....	37
3.6.1 Múltiplos objetivos e incertezas na calibração de parâmetros .....	39
3.7 APLICAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS .....	42
SUMÁRIO DO CAPÍTULO .....	45
CAPÍTULO 4: O MODELO HIDROLÓGICO .....	46
4.1 ESTRUTURA DO MODELO .....	46
4.2 MÓDULO DE BALANÇO HÍDRICO NA CAMADA SUPERIOR DO SOLO .....	48
4.2.1 Interceptação .....	48
4.2.2 A equação de balanço no solo .....	50
4.2.3 Escoamento superficial .....	51

4.2.4	Escoamento sub-superficial .....	52
4.2.5	Escoamento subterrâneo .....	52
4.3	EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	53
4.3.1	Evaporação da lâmina interceptada .....	54
4.3.2	Transpiração da vegetação.....	55
4.4	ESCOAMENTO NAS CÉLULAS .....	55
4.5	PROPAGAÇÃO NA REDE DE DRENAGEM .....	57
4.6	PARÂMETROS DO MODELO.....	60
4.6.1	Capacidade de armazenamento do solo ( $W_m$ ) .....	61
4.6.2	Parâmetro de forma da relação entre armazenamento e saturação ( $b$ ) .....	63
4.6.3	Parâmetros de armazenamento residual ( $W_{z_j}$ e $W_{c_j}$ ).....	64
4.6.4	Parâmetro de drenagem sub-superficial ( $K_{INT}$ ).....	64
4.6.5	Índice de distribuição do tamanho dos poros ( $\lambda$ ).....	65
4.6.6	Parâmetro do fluxo ascendente .....	65
4.6.7	Índice de Área Foliar ( $IAF_j$ ) .....	66
4.6.8	Parâmetro de lâmina de interceptação ( $\alpha$ ) .....	67
4.6.9	Albedo.....	67
4.6.10	Resistência superficial .....	68
4.6.11	Altura da cobertura vegetal.....	69
4.6.12	Armazenamento do solo no ponto de murcha permanente.....	69
4.6.13	Armazenamento do solo limite para a mudança da resistência superficial.....	70
4.6.14	Tempo de retardo dos reservatórios da célula .....	70
4.6.15	Vazão de referência .....	72
4.6.16	Coeficiente de rugosidade de Manning .....	73
4.7	PARÂMETROS QUE INTERFEREM NA ANÁLISE DE MUDANÇAS DE USO DO SOLO .....	73
4.7.1	Índice de área foliar .....	73
4.7.2	Albedo.....	74
4.7.3	Parâmetro de lâmina de interceptação .....	75
4.7.4	Resistência aerodinâmica.....	75
4.7.5	Resistência superficial .....	75
4.7.6	Capacidade de armazenamento do solo .....	76
4.7.7	Parâmetro de forma da curva de saturação ( $b$ ) .....	77
4.8	MÉTODOS DE CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA DOS PARÂMETROS .....	77
4.8.1	O algoritmo SCE-UA .....	78



4.8.2 O algoritmo MOCOM-UA .....	83
SUMÁRIO DO CAPÍTULO .....	88
CAPÍTULO 5: PREPARAÇÃO DE DADOS E GEOPROCESSAMENTO.....	90
5.1 DADOS DE ENTRADA DO MODELO .....	90
5.2 DIREÇÕES DE FLUXO, REMOÇÃO DE DEPRESSÕES DO MNT E ORDENAMENTO HIERÁRQUICO .....	93
5.3 ÁREA ACUMULADA E DELIMITAÇÃO DE SUB-BACIAS .....	94
5.4 AGREGAÇÃO DE INFORMAÇÃO EM VÁRIAS RESOLUÇÕES .....	95
5.5 INTERPOLAÇÃO DE DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS .....	96
SUMÁRIO DO CAPÍTULO .....	98
CAPÍTULO 6: APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO TAQUARI – ANTAS, RS .....	99
6.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA.....	99
6.2 SIMULAÇÃO DA BACIA DO RIO TAQUARI - ANTAS .....	102
6.2.1 Discretização.....	102
6.2.2 Dados hidrológicos .....	103
6.2.3 Calibração dos parâmetros.....	106
6.3 RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES NA BACIA DO RIO TAQUARI - ANTAS .....	108
6.3.1 Ajuste e verificação .....	108
6.3.2 Análise de sensibilidade .....	113
6.3.3 Aplicação .....	115
6.3.4 Avaliação preliminar de efeitos de mudanças de uso do solo .....	117
SUMÁRIO DO CAPÍTULO .....	119
CAPÍTULO 7: APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO TAQUARI, MS.....	120
7.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA.....	120
7.2 VARIABILIDADE DAS VAZÕES NA BACIA.....	124
7.3 MUDANÇAS DE USO DO SOLO NA BACIA DO RIO TAQUARI, MS ....	126
7.4 SIMULAÇÃO DA BACIA DO RIO TAQUARI, MS .....	131
7.4.1 Discretização.....	131
7.4.2 Dados hidrológicos .....	132
7.4.3 Calibração dos parâmetros.....	134
7.5 RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES NA BACIA DO RIO TAQUARI, MS	136
7.6 ANÁLISE DA VARIABILIDADE DAS VAZÕES .....	145
SUMÁRIO DO CAPÍTULO .....	150
CAPÍTULO 8: APLICAÇÃO NA BACIA DO URUGUAI.....	152

8.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA.....	152
8.2 SIMULAÇÃO DA BACIA DO RIO URUGUAI.....	156
8.2.1 Discretização.....	156
8.2.2 Dados hidrológicos.....	158
8.2.3 Aplicação com parâmetros de bacia vizinha.....	160
8.2.4 Calibração multi-objetivo.....	162
8.2.5 Resultados da calibração multi-objetivo.....	164
8.2.6 Verificação da calibração multi-objetivo.....	169
SUMÁRIO DO CAPÍTULO.....	172
CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	174
9.1 CONCLUSÕES GERAIS.....	174
9.2 CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS.....	175
9.3 ANÁLISE DAS MUDANÇAS DE USO DO SOLO.....	176
9.4 ANÁLISE DE VARIAÇÕES CLIMÁTICAS.....	177
9.5 PREVISÃO DE VAZÕES COM BASE NA PREVISÃO DE PRECIPITAÇÃO.....	177
9.6 RECOMENDAÇÕES.....	178
9.6.1 Método do balanço de energia.....	178
9.6.2 O método da correlação de vórtices.....	180
9.6.3 Calibração dos parâmetros e análise de incerteza.....	181
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	182
ANEXO A: ARMAZENAMENTO NO SOLO E ESCOAMENTO SUPERFICIAL.....	1
ANEXO B: CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	1
ANEXO C: FUNÇÕES OBJETIVO PARA A ESTIMATIVA DA QUALIDADE DO AJUSTE DO MODELO.....	1
ANEXO D: GRÁFICOS DA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO AOS PARÂMETROS.....	1
ANEXO E: RELAÇÃO DE POSTOS PLUVIOMÉTRICOS.....	1
ANEXO F: VALORES DOS PARÂMETROS FIXOS USADOS NO MODELO.....	1
ANEXO G: INFORMAÇÕES SOBRE O PROGRAMA COMPUTACIONAL.....	1

## Lista de Tabelas

Tabela 4.1: Características de armazenamento de água nos solos (em 1 m) (adaptado de Rawls et al, 1993).

Tabela 4.2: Valores do parâmetro b utilizados em modelos hidrológicos.

Tabela 4.3: Condutividade hidráulica para os grupos de solo do SCS (Rawls et al. 1993).

Tabela 4.4: IAF<sub>j</sub> de coberturas vegetais citados na literatura.

Tabela 4.5: Valores de albedo médio diário (Shuttleworth, 1993).

Tabela 4.6: Valores de albedo de algumas coberturas vegetais típicas do Brasil.

Tabela 4.7: Resistência superficial de diversos tipos de vegetação em condições de boa disponibilidade de água no solo.

Tabela 4.8: Altura dos tipos de cobertura vegetal.

Tabela 5.1: Descrição das operações da figura 5.1.

Tabela 6.1: Classes de uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Taquari – Antas.

Tabela 6. 2: Fontes dos dados utilizados na caracterização física.

Tabela 6.3: Caracterização dos blocos do modelo na bacia do rio Taquari – Antas.

Tabela 6. 4: Fontes de dados hidrológicos.

Tabela 6. 5: Postos fluviométricos considerados na análise.

Tabela 6.6: Valores calibrados dos parâmetros associados aos blocos.

Tabela 6.7: Valores calibrados dos parâmetros de propagação nas células (associados às sub-bacias).

Tabela 6. 8: Valores das funções objetivo no período de calibração (1971 a 1975).

Tabela 6. 9: Valores das funções objetivo no período de verificação (1976 a 1980).

Tabela 6. 10: Sensibilidade das funções objetivo aos parâmetros do modelo.

Tabela 6. 11: Situações hipotéticas simuladas.

Tabela 6.12: Vazão média, lâmina escoada e aumento do escoamento em relação a situação hipotética 100 F (a coluna  $\Delta Q$  indica a diferença de escoamento anual em relação a situação hipotética 100 F, em que a bacia está 100% coberta por florestas).

Tabela 7. 1: Postos fluviométricos com dados na bacia do rio Taquari MS.

Tabela 7. 2: Tipos de solo e área relativa de ocorrência na bacia do Alto Taquari.

Tabela 7.3: Tipos de solos na bacia do rio Taquari e os grupos formados para a classificação em blocos.

- Tabela 7.4: Tipos de vegetação e de uso do solo na bacia do rio Taquari e a simplificação para a classificação em blocos.
- Tabela 7.5: Blocos do modelo, resultantes da combinação de tipos de uso e tipos de solo na bacia.
- Tabela 7.6: Postos fluviométricos com dados na bacia do rio Taquari MS.
- Tabela 7.7: Valores calibrados dos parâmetros associados aos blocos nas sub-bacias 2, 3, 4, e 5.
- Tabela 7.8: Valores calibrados dos parâmetros associados aos blocos na sub-bacia 1.
- Tabela 7.9: Valores calibrados dos parâmetros de propagação nas células (associados às sub-bacias).
- Tabela 7.10: Valores das funções objetivo no período de calibração (07/79 a 12/84).
- Tabela 8.1: Classes de uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Uruguai.
- Tabela 8.2: Tipos de solos mais comuns na bacia do rio Uruguai
- Tabela 8.3: Grupos de solos considerados na modelagem da bacia do rio Uruguai.
- Tabela 8.4: Blocos de tipos de solos e usos do solo considerados na modelagem hidrológica.
- Tabela 8.5: Postos fluviométricos considerados na simulação da bacia do rio Uruguai
- Tabela 8.6: Valores dos parâmetros do modelo hidrológico.
- Tabela 8.7: Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para alguns postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai com os parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas.
- Tabela 8.8: Faixa de valores em que se permitiu a variação dos parâmetros durante a calibração.
- Tabela 8.9: Valores dos ponderadores dos postos fluviométricos.
- Tabela 8.10: Valores dos parâmetros encontrados através da calibração multi-objetivo.
- Tabela 8.11: Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para alguns postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai depois da calibração dos parâmetros, no período de calibração (1985 a 1995).
- Tabela 8.12: Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai nos períodos de verificação (1977 a 1985 e 1994 a 1998).

## Lista de Figuras

Figura 2.1: Relação entre a chuva e a recarga anual em solo nu (linha contínua) e coberto por grama (linha pontilhada) (adaptado de Thorpe e Scott, 1999).

Figura 2.2: Série temporal da média móvel da precipitação anual em Cuiabá (linha grossa) e da cota média anual em Ladário (linha com quadrados).

Figura 2.3: Vazão média mensal do rio Paraguai em Porto Esperança.

Figura 3.1: Esquema do balanço de água no solo utilizado no modelo VIC-2L (adaptado de Hamlet e Lettenmaier, 1999).

Figura 3.2: Representação da variabilidade espacial da capacidade de armazenamento do solo em uma bacia ou célula (a) e a distribuição estatística equivalente (adaptado de Bergström e Graham, 1998).

Figura 3.3: Problema de otimização multi-objetivo de duas funções da mesma variável.

Figura 4.1: Bacia discretizada em células ligadas entre si por canais de drenagem.

Figura 4.2: Célula do modelo dividida em N blocos de uso, tipo e cobertura do solo (adaptado de Liang et al, 1994).

Figura 4.3: Estrutura de cálculo de uma célula com dois blocos.

Figura 4.4: Esquema do módulo de armazenamento na camada superior do solo.

Figura 4.5: Discretização de uma bacia em células e a rede de drenagem – as células onde a rede de drenagem inicia são células fonte.

Figura 4.6: Passos de reflexão e contração de um sub-complexo.

Figura 4.7: Exemplo de aplicação do algoritmo SCE-UA: a) população de pontos gerados aleatoriamente; b) população de pontos após um passo de evolução; c) população de pontos após dois passos de evolução; d) população de pontos após 8 passos de evolução.

Figura 4.8: Relação entre o índice de um ponto e a probabilidade de escolha para formar um complexo.

Figura 4.9: Ilustração das etapas de hierarquização e evolução de um complexo do algoritmo MOCOM-UA, durante a otimização de um problema de duas funções objetivo ( $F1$  = curvas de nível em linha contínua;  $F2$  = curvas de nível em linha tracejada) e de dois parâmetros (adaptado de Yapo et al., 1998): a) pontos gerados aleatoriamente; b) pontos classificados (valores menores para pontos mais próximos da região de Pareto); c) formação de um complexo; d) definição do centróide dos melhores pontos; e) passo de reflexão; f) passo de contração.

Figura 4.10: a) Região de Pareto do problema das equações 3.3 e 3.4; b) aproximação da região de Pareto, utilizando o algoritmo MOCOM-UA com  $n_s = 5$  pontos ( $F_1 =$  curvas de nível em linha contínua;  $F_2 =$  curvas de nível em linha tracejada).

Figura 4.11: Curva de permanência observada (linha escura) e banda de incerteza das curvas de permanência obtidas com o modelo IPH2 e calibração multi-objetivo no rio Chapecó (Collischonn et al., 2001b).

Figura 5.1: Fluxograma de uma aplicação do modelo hidrológico, com relação aos dados de entrada e ao geoprocessamento.

Figura 5.2: As oito direções de fluxo possíveis para uma célula.

Figura 5.3: Depressão ou célula com direção de fluxo indeterminada, e o processo de correção das depressões.

Figura 5.4: Estimativa de área acumulada segundo etapas consecutivas, de (a) até (c). A célula marcada indica o valor sendo considerado.

Figura 5.5: Resolução do modelo hidrológico frente à resolução das informações utilizadas.

Figura 5.6: a) Variabilidade de classes no interior das células do modelo; b) blocos representando a variabilidade em uma célula.

Figura 5.7: Distribuição da precipitação em um dia da simulação da bacia do rio Taquari MS – os tons escuros indicam chuva de 6 mm e os tons claros indicam chuva de 40 mm, e os pontos indicam a localização dos postos pluviométricos.

Figura 6.1: Localização da bacia do rio Taquari – Antas.

Figura 6.2: Relevo da bacia do rio Taquari – Antas, no Rio Grande do Sul.

Figura 6.3: Relação entre a área da bacia e a largura do rio na bacia do Taquari – Antas.

Figura 6.4: Discretização da bacia do rio Taquari – Antas.

Figura 6.5: Bacia discretizada e a localização dos postos com dados meteorológicos.

Figura 6.6: Localização dos postos pluviométricos utilizados.

Figura 6.7: Localização dos postos pluviométricos na bacia do rio Taquari – Antas.

Figura 6.8: Hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Taquari em Muçum (posto 11), de fevereiro a dezembro de 1973.

Figura 6.9: Hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Taquari em Muçum (posto 11), de março a dezembro de 1980.

Figura 6.10: Hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Carreiro (posto 5), de junho a dezembro de 1979.

Figura 6.11: Hidrogramas de vazões mensais calculado e observado no rio Taquari, em Muçum (ponto 11), de 1973 a 1980.

- Figura 6. 12: Curvas de permanência de vazões diárias calculadas e observadas do rio Taquari em Muçum (ponto 11), no período de 1971 a 1980.
- Figura 6.13: Hidrograma do rio Taquari, na confluência com o rio Jacuí, conforme a origem do escoamento.
- Figura 6.14: Porcentagem do escoamento no rio Taquari, na confluência com o rio Jacuí, de acordo com a origem.
- Figura 7. 1: Localização da bacia do rio Taquari, no Mato Grosso do Sul.
- Figura 7. 2: Relevo da bacia do Alto Taquari, no Mato Grosso do Sul.
- Figura 7. 3: Uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Taquari, MS (Galdino et al., 1999).
- Figura 7. 4: Porcentagem da área da bacia Alto Taquari, MS, ocupada pelos tipos de cobertura, conforme a classificação de Galdino et al. (1999).
- Figura 7. 5: Distribuição dos tipos de solo na bacia do Alto Taquari (Galdino et al., 1999).
- Figura 7. 6: Vazões diárias do rio Taquari MS em Coxim entre 1969 e 1984.
- Figura 7.7: Série temporal das cotas mínimas, e máximas anuais no rio Paraguai em Ladário.
- Figura 7.8: Evolução da área plantada com as principais culturas na região da bacia do rio Taquari, MS (fonte: Tredezini et al., 1997).
- Figura 7.9: Evolução do rebanho bovino e da área plantada de soja na bacia do rio Taquari, MS (fonte: Tredezini et al., 1997).
- Figura 7.10: Evolução da área ocupada por plantações de soja e para a criação de bovinos na micro região geográfica do Alto Taquari, considerando 3 ha por cabeça (fonte: Tredezini et al., 1997).
- Figura 7.11: Localização dos postos pluviométricos na bacia do rio Taquari - MS.
- Figura 7. 12: Localização dos postos fluviométricos na bacia do rio Taquari, MS, dividida em células e em sub-bacias.
- Figura 7. 13: Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Taquari em Coxim, de agosto de 1981 a setembro de 1982.
- Figura 7. 14: Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Taquari no posto Perto de Pedro Gomes, de agosto de 1980 a setembro de 1981.
- Figura 7. 15: Hidrogramas de vazão média mensal calculada e observada do rio Taquari nos postos fluviométricos de Coxim e Perto de Pedro Gomes, de julho de 1978 a dezembro de 1984.
- Figura 7. 16: Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Taquari em Coxim, de julho de 1978 a dezembro de 1984.

Figura 7. 17: Contribuição de cada uma das fontes de escoamento no hidrograma calculado em Coxim.

Figura 7.18: Porcentagem de escoamento no rio Taquari em Coxim de acordo com a origem.

Figura 7.19: Armazenamento no solo médio calculado na bacia do rio Taquari até Perto de Pedro Gomes.

Figura 7.20: Armazenamento total, relativo ao início da simulação, calculado na bacia do rio Taquari no posto Perto de Pedro Gomes.

Figura 7.21: Média móvel de 30 dias da evapotranspiração diária calculada em bloco de pastagem (linha amarela) e de cerrado (linha verde) em uma célula da bacia do rio Taquari, MS.

Figura 7.22: Vazões mensais calculadas e observadas do rio Taquari em Coxim, no período de 1969 a 1984, com parâmetros calibrados para 1979 a 1984.

Figura 7. 23: Vazões mensais calculadas e observadas do rio Taquari em Coxim, no período de 1969 a 1984, com parâmetros calibrados para 1969 a 1970.

Figura 8.1: A bacia do rio Uruguai considerada neste trabalho.

Figura 8.2: Relevo da bacia do rio Uruguai.

Figura 8.3: Uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Uruguai.

Figura 8.4: Grupos de solos considerados na modelagem da bacia do rio Uruguai.

Figura 8.5: Classes combinadas de uso do solo, cobertura vegetal e tipos de solos.

Figura 8.6: Discretização e rede de drenagem criada para a bacia do rio Uruguai.

Figura 8.7: Postos pluviométricos na bacia do rio Uruguai.

Figura 8.8: Principais postos fluviométricos considerados na bacia do rio Uruguai.

Figura 8.9: Hidrograma de vazões observadas e calculadas no rio Uruguai, em Passo Caxambu, com parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas.

Figura 8.10: Valores das funções objetivo F1 e F2 no primeiro passo da calibração (quadrados vazios) e ao final da calibração (pontos escuros).

Figura 8.11: Hidrogramas calculado e observado no rio Uruguai (Passo Caxambu) no ano de 1994, após a calibração dos parâmetros.

Figura 8.12: Curvas de permanência de vazões diárias calculadas e observadas no rio Uruguai (Passo Caxambu) entre 1985 e 1995, após a calibração dos parâmetros.

Figura 8.13: Curvas de permanência de vazões diárias calculadas e observadas no rio Chapecó (Barra do Chapecó) entre 1985 e 1995, após a calibração dos parâmetros (linha vermelha = valores observados; linha preta = valores calculados após a calibração; linha azul = valores calculados antes da calibração).



Figura 8.14: Relação entre área da bacia e vazão média obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

Figura 8.15: Relação entre área da bacia e vazão com 50% de probabilidade de ser excedida (Q50), obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

Figura 8.16: Relação entre área da bacia e vazão com 90% de probabilidade de ser excedida (Q90), obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

Figura 9.1: Esquema de um sistema de medição de evapotranspiração pelo método de balanço de energia.

## Lista de Símbolos

- $A_{\text{dren}}$  [ $\text{km}^2$ ] área a montante da célula
- $b_j$  [-] parâmetro do modelo associado ao bloco que define a forma da relação empírica entre fração de área saturada e armazenamento médio de umidade no solo (ver anexo A)
- $B_0$  [m] largura do rio
- $C_B$  [dias] parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo
- $C_S$  [-] parâmetro para calibração da propagação superficial nas células
- $C_1$  [-] parâmetro para calibração da propagação sub-superficial nas células.
- $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  [-] coeficientes do método Muskingun Cunge para propagação da vazão em um rio
- $c_0$  [ $\text{m.s}^{-1}$ ] celeridade cinemática (para estimativa dos parâmetros do método Muskingun-Cunge)
- $D_{\text{sup}_{i,j}}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] drenagem superficial ao longo do dia no bloco  $j$  da célula  $i$  (drenagem rápida)
- $D_{\text{int}_{i,j}}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] drenagem sub-superficial ao longo do dia no bloco  $j$  da célula  $i$  (drenagem lenta)
- $D_{\text{bas}_{i,j}}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] drenagem subterrânea ao longo do dia no bloco  $j$  da célula  $i$  (drenagem muito lenta)
- $D_{\text{cap}_{i,j}}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo.
- $DM_{\text{cap}_j}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] máximo fluxo de retorno para o solo (parâmetro do modelo)
- $E_{i,j}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] evapotranspiração da água do solo ao longo do intervalo de tempo no bloco  $j$  da célula  $i$
- $E_{I_{i,j}}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] evaporação real da lâmina interceptada.
- $E_{IP_{i,j}}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] evaporação potencial da lâmina interceptada
- $ET_{i,j}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] é a demanda de evapotranspiração do solo do bloco  $j$  da célula  $i$  considerando toda a energia disponível;
- $i$  [-] índice da célula considerada
- $IAF_j$  [-] índice de área foliar do bloco  $j$  de qualquer célula (valor associado à cobertura vegetal)
- $j$  [-] índice que indica o bloco da célula considerado
- $K$  [s] parâmetro de tempo do método Muskingun Cunge de propagação de vazão em rios
- $k$  [-] indicador do intervalo de tempo ( $k$  = intervalo atual;  $k-1$  = intervalo anterior)
- $K_{\text{bas}_j}$  [ $\text{mm.dia}^{-1}$ ] parâmetro de escoamento subterrâneo (drenagem muito lenta)

- $K_{int_j}$  [mm.dia<sup>-1</sup>] parâmetro de escoamento sub-superficial (drenagem intermediária)
- ND [-] número de dias do período de recessão do hidrograma considerado para estimar o parâmetro  $C_B$
- $n$  [s.m<sup>-1/3</sup>] coeficiente de rugosidade de Manning
- nb [-] número de blocos em que é dividida cada célula
- nf [-] número de funções objetivo consideradas na calibração multi-objetivo
- ns [-] número de pontos (conjuntos de parâmetros) na população do algoritmo de calibração multi-objetivo
- $P_{i,j}$  [mm] precipitação menos a interceptação ao longo do intervalo de tempo no bloco j da célula i
- $PC_i$  [mm] lâmina de chuva sobre a cobertura vegetal em qualquer bloco da célula i
- $Q_{cel_i}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de saída da célula
- $Q_{sup_i}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de saída do reservatório superficial da célula i
- $Q_{int_i}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de saída do reservatório sub-superficial da célula i
- $Q_{bas_i}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de saída do reservatório subterrâneo da célula i
- $QR_s^{t+1}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de saída do trecho de rio no intervalo t + 1
- $QR_s^t$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de saída do trecho de rio no intervalo t
- $QR_e^{t+1}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de entrada do trecho de rio no intervalo t + 1
- $QR_e^t$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de entrada do trecho de rio no intervalo t
- $Q_0$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de referência para a estimativa dos parâmetros do método Muskingum-Cunge
- $Q_{IR}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de referência para a estimativa do parâmetro  $C_B$  no início de um período de recessão do hidrograma
- $Q_{FR}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de referência para a estimativa do parâmetro  $C_B$  no final de um período de recessão do hidrograma
- $Q_{MESP}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>] vazão de referência específica (utilizada para estimar a vazão de referência do  $Q_0$ )
- 
- $SF_{i,j}^k$  [mm] lâmina interceptada ao final do intervalo de tempo no bloco j da célula i
- $SF_{i,j}^{k-1}$  [mm] lâmina interceptada ao início do intervalo de tempo no bloco j da célula i
- $SIL_j$  [mm] capacidade do reservatório de interceptação do bloco j de qualquer célula
- $S_0$  [-] declividade do trecho de rio.

- $TKS_i$  [s] tempo de retardo do reservatório superficial da célula  $i$
- $TKI_i$  [s] tempo de retardo do reservatório sub-superficial da célula  $i$
- $TKB_i$  [s] tempo de retardo do reservatório subterrâneo da célula  $i$
- $Tind_i$  [s] tempo de concentração característico da célula
- $Vsup_i^{k-1}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório superficial da célula ao início do intervalo de tempo
- $Vint_i^{k-1}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório sub-superficial da célula ao início do intervalo de tempo
- $Vbas_i^{k-1}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório subterrâneo da célula ao início do intervalo de tempo
- $Vsup_i^{k'}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório superficial da célula após a entrada do escoamento superficial
- $Vint_i^{k'}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório sub-superficial da célula após a entrada do escoamento sub-superficial
- $Vbas_i^{k'}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório subterrâneo da célula após a entrada do escoamento subterrâneo
- $W_{i,j}^k$  [mm] armazenamento na camada superficial do solo ao final do intervalo de tempo no bloco  $j$  da célula  $i$
- $W_{i,j}^{k-1}$  [mm] armazenamento na camada superficial do solo ao início do intervalo de tempo no bloco  $j$  da célula  $i$
- $Wm_j$  [mm] armazenamento máximo na camada superficial do solo do bloco  $j$  (parâmetro associado ao bloco);
- $Wc_j$  [mm] limite de armazenamento para haver fluxo ascendente ou descendente (parâmetro do modelo)
- $Wz_j$  [mm] limite inferior de armazenamento no solo para haver escoamento sub-superficial (parâmetro)
- $X$  [-] parâmetro de espaço do método Muskingun Cunge de propagação de vazão em rios
- $\alpha$  [mm] parâmetro de lâmina de interceptação (o valor adotado é fixo:  $\alpha = 0,2$  mm)
- $\Delta t$  [dias] intervalo de tempo de cálculo (valor fixo em 1 dia)
- $\lambda$  [-] índice de porosidade do solo (parâmetro)

## CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

### 1.1 JUSTIFICATIVA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A simulação hidrológica pode ser utilizada para diversas aplicações como na estimativa de disponibilidade de recursos hídricos, previsão de vazão de curto e médio prazo, análise da variabilidade hidrológica, das conseqüências de mudanças do uso do solo. Estes estudos podem ser realizados em pequenas bacias, de apenas alguns hectares, onde os problemas se relacionam com a agricultura e a drenagem urbana; em bacias intermediárias, que, geralmente, envolvem áreas da ordem de até 300 km<sup>2</sup>; em bacias médias, de até 2.000 km<sup>2</sup> e em grandes bacias, cuja área é superior a este último limite, e, tipicamente, superior a 10.000 km<sup>2</sup>.

A forma de retratar os processos hidrológicos varia com a magnitude das bacias, com os objetivos dos estudos envolvidos, com a disponibilidade de dados e a precisão desejada. Assim, os modelos hidrológicos adequados para as pequenas bacias não são, em geral, adequados para a simulação de grandes bacias.

As primeiras iniciativas no campo da simulação de grandes bacias partiram de meteorologistas, procurando representar os processos terrestres do ciclo hidrológico em extensões continentais, dentro dos modelos numéricos de simulação do clima. A escala espacial necessária para a caracterização dos processos climáticos envolve dimensões da ordem do globo terrestre. A compatibilização da escala da representação hidrológica e meteorológica passou a ser o primeiro desafio. De outro lado, as metodologias utilizadas nos modelos globais climáticos procuram representar fisicamente os processos envolvidos. Estes modelos representam a vegetação, a evapotranspiração e as camadas superficiais do solo com um grande número de parâmetros. A representação da propagação horizontal do escoamento, por outro lado, é ausente ou extremamente simplificada.

No campo da hidrologia, por outro lado, a simulação de grandes bacias têm sido realizada utilizando modelos concentrados, aplicados de forma semi-distribuída, ou de modelos distribuídos com intervalos de tempo semanal ou mensal. Nestes modelos a propagação horizontal da vazão é valorizada, mas os processos de geração de escoamento são simplificados, não levando em conta o papel das diferentes coberturas vegetais, por exemplo.

No intervalo definido entre estas duas abordagens existe a necessidade de desenvolver modelos hidrológicos adequados à simulação dos processos de transformação de chuva em vazão em grande escala. Segundo Shuttleworth (1991), estes modelos deveriam representar o movimento da água através e debaixo da superfície terrestre, em escala e em grau de

complexidade apropriados, e deveriam ter em comum com os modelos climáticos a representação da relação entre solo, planta e atmosfera. Além disso, seria necessário desenvolver métodos de propagação das vazões adaptados para resolução espacial relativamente baixa, típica dos modelos climáticos.

Outras características desejáveis nos modelos de grandes bacias são: a compatibilidade com o volume de informações disponível; o realismo da representação do processo físico; a associação entre os valores dos parâmetros e as características físicas das bacias; e a simplicidade e praticidade na aplicação (Pimentel da Silva e Ewen, 2000)

Na última década foram desenvolvidos alguns modelos de grandes bacias, buscando atingir os objetivos descritos acima. Entre estes pode-se destacar o modelo VIC-2L (Liang et al., 1994; Lohmann et al., 1998a e Nijssen et al., 1997), o modelo SLURP (Kite, 1997) e o modelo LARSIM (Bremicker, 1998), que serão descritos resumidamente no capítulo 3. Estes modelos apresentam características interessantes para a aplicação em bacias brasileiras, porém ainda apresentam uma estrutura bastante complexa na representação dos processos hidrológicos, o que motiva sua adaptação e simplificação. Neste sentido é que se desenvolve o presente trabalho.

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho foi aprimorar um modelo de grandes bacias, no sentido de suprir a ausência de modelos adequados na escala intermediária entre os modelos de transformação chuva –vazão tradicionalmente utilizados na engenharia, adaptados para bacias pequenas, e os módulos de hidrologia superficial dos modelos de circulação global, adaptados para a escala global.

Partindo da formulação de modelos encontrados na literatura, como o VIC-2L (Liang et al., 1994; Lohmann et al., 1998a e Nijssen et al., 1997) e o LARSIM (Bremicker, 1998), o modelo foi desenvolvido com os seguintes objetivos específicos:

- simplificação do balanço de água no solo;
- integração com dados e sistemas de geoprocessamento;
- melhoria da representação da propagação da vazão em rios;
- uso de técnicas multi-objetivo para calibração dos parâmetros;
- aplicação e teste em diferentes bacias no Brasil.

### 1.3 ORGANIZAÇÃO DO TEXTO

Este trabalho apresenta:

- A descrição de um modelo hidrológico distribuído, adaptado do modelo LARSIM, previamente apresentado por Bremicker (1998), desenvolvido para a simulação de grandes bacias, considerando a variabilidade de suas características físicas.
- A descrição dos procedimentos de preparação de dados para o modelo hidrológico, dentro de ambientes típicos de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), e a descrição de alguns programas de processamento de dados espaciais raramente disponíveis em um SIG comercial.
- A descrição de um método de calibração automática multi-objetivo para modelos hidrológicos.
- A calibração e a verificação do modelo hidrológico em três bacias brasileiras, de aproximadamente 30.000 km<sup>2</sup> a 75.000 km<sup>2</sup>, e de características físicas muito distintas: a bacia do rio Uruguai, a bacia do rio Taquari – Antas, no Rio Grande do Sul, e a bacia do rio Taquari, no Mato Grosso do Sul.
- A análise preliminar de mudanças de uso do solo e da variabilidade hidrológica de longa duração em algumas destas bacias, com base nas simulações hidrológicas.

O presente capítulo apresenta uma breve introdução ao tema, e apresenta os objetivos do trabalho.

No próximo capítulo é apresentada a evolução do estudo da hidrologia no sentido da macro-escala, motivada pela necessidade de representar os processos terrestres em modelos de previsão de tempo e clima e pela necessidade de analisar as conseqüências de mudanças de uso do solo e de variações climáticas em larga escala sobre os recursos hídricos.

O capítulo 3 apresenta uma revisão bibliográfica do tema simulação hidrológica de grandes bacias, com ênfase nas técnicas para representar a variabilidade espacial das características físicas, em fontes de dados para os modelos, em técnicas de calibração e em avaliações do desempenho deste tipo de modelo.

O capítulo 4 apresenta a descrição do modelo hidrológico desenvolvido no trabalho. Alguns módulos do modelo e a análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros também fazem parte deste capítulo, mas foram incluídos na forma de anexos.

O capítulo 5 apresenta como é realizada a preparação de dados de diversas fontes para a aplicação do modelo em uma bacia hidrográfica, através de um sistema de informações geográficas e de programas de processamento de dados espaciais especialmente desenvolvidos.

O capítulo 6 apresenta a aplicação do modelo na bacia do rio Taquari Antas, no Rio Grande do Sul. Neste capítulo também é apresentada uma etapa da validação do modelo através da verificação dos resultados em um período e em bacias distintas aos utilizados para a calibração dos parâmetros. Também é apresentada uma avaliação preliminar das mudanças de vazão em consequência de mudanças de uso do solo.

O capítulo 7 apresenta a aplicação do modelo na bacia do rio Taquari, um afluente do rio Paraguai na região do Pantanal Mato-grossense. A parte da bacia analisada limita-se à região do planalto, isto é, antes da entrada do rio Taquari no Pantanal propriamente dito. Neste capítulo também é analisada a variabilidade das vazões do rio Taquari, observada entre os anos 60 e 80.

O capítulo 8 apresenta a aplicação do modelo na bacia do rio Uruguai, até o início do trecho internacional. Em mais uma etapa da validação do modelo são utilizados nesta bacia, inicialmente, os parâmetros calibrados para a bacia do rio Taquari Antas, em função da semelhança entre as bacias. Também é utilizada, posteriormente, uma metodologia de calibração automática multi-objetivo para a calibração dos parâmetros do modelo hidrológico.

O capítulo 9 apresenta uma análise dos resultados obtidos e uma série de recomendações que são feitas para o futuro desenvolvimento do trabalho.

Algumas partes do texto que não são fundamentais em uma primeira leitura, ou que apresentam um grande número de gráficos ou equações, foram incluídas na forma de anexos.



## **CAPÍTULO 2: PROCESSOS HIDROLÓGICOS E TENDÊNCIAS CLIMÁTICAS**

### **2.1 Introdução**

Alguns importantes temas têm sido observados na literatura, que motivam o desenvolvimento de modelos hidrológicos para grandes bacias. Neste capítulo são discutidos alguns aspectos relevantes da literatura sobre mudanças de uso do solo, variabilidade hidrológica e previsões de tempo e clima, que ajudam a compreender onde se insere o presente trabalho e quais as potenciais aplicações de um modelo hidrológico de grandes bacias.

### **2.2 O PAPEL DA VEGETAÇÃO E AS MUDANÇAS DE USO DO SOLO**

A água sempre representou um papel fundamental na evolução da civilização, e as primeiras cidades surgiram nos vales dos grandes rios. Há muitos milênios os habitantes dos vales dos rio Tigre e Eufrates, Indus, Nilo e Amarelo já dependiam da agricultura e de conhecimentos sobre a água. Mas, apesar desta dependência, alguns aspectos fundamentais da hidrologia, como o próprio ciclo hidrológico, permaneceram obscuros por um longo período. Os antigos gregos acreditavam que a água das fontes era originada por grande quantidade de vapor que condensava em cavernas no subsolo e este mito permaneceu até o período do Renascimento.

Os erros na correta interpretação do ciclo hidrológico, desde os gregos até o Renascimento, ocorreram, em grande parte, porque não existiam medições dos diferentes processos, como a precipitação e o escoamento. O período a partir do Renascimento, caracterizado por uma nova postura científica, que valorizava a experimentação, trouxe a compreensão completa do ciclo hidrológico (Manning, 1997).

Algumas áreas da hidrologia, no entanto, permaneceram fora do alcance das medições mais usuais. Este é o caso do verdadeiro papel da vegetação no ciclo hidrológico e da previsão das conseqüências de mudanças de uso do solo. Na ausência de bases científicas reais, mitos e lendas sobre o papel da vegetação, especialmente das florestas, foram criados e ganharam força ao longo dos anos (McCulloch e Robinson, 1993). Apesar do grande avanço da instrumentação científica, nos últimos anos, alguns destes mitos ainda não podem ser considerados verdadeiros nem falsos.

O primeiro mito pode ter sido criado por Cristóvão Colombo, que comparou as chuvas que ocorriam sobre as ilhas da América Central com as que ocorriam sobre as ilhas dos Açores e Canárias, concluindo que as florestas atraem chuva. Este mito foi fortalecido por medições de precipitação em pequenas clareiras na floresta, que, por modificações no padrão dos ventos, sempre apresentavam mais chuva do que as medições em áreas fora da floresta (McCulloch e Robinson, 1993).

Atualmente, ainda ocorre um grande esforço científico para esclarecer a influência da vegetação sobre a precipitação, e existem resultados de modelos matemáticos que mostram redução da chuva, na região Amazônica, em função do desmatamento. Lean et al. (1996) apresentam resultados de um modelo de circulação global em que a floresta amazônica foi completamente removida e substituída por pastagens, e onde a precipitação sobre a região se reduziu em 8 a 20 %, dependendo dos parâmetros alterados no modelo. Em contrapartida a estes resultados de simulações matemáticas, McCulloch e Robinson (1993) afirmam que ainda não há evidência experimental clara de que plantando ou retirando um floresta, a precipitação seja afetada. Portanto, existem algumas evidências que suportam esta hipótese mas ela ainda não pode ser considerada verdadeira de forma conclusiva.

O segundo mito, citado por McCulloch e Robinson (1993), é que as florestas naturais reduzem as cheias. O aumento ocorreria porque a capacidade de infiltração do solo sob florestas é maior do que sob pastagens ou cultivos agrícolas, e a rugosidade das superfícies sob a floresta retarda o fluxo e permite a infiltração por mais tempo.

Existem diversos casos comparativos de bacias pequenas com e sem florestas, que dão suporte à hipótese de aumento considerável das cheias com o desmatamento, mas a diferença entre vazão de cheia tende a diminuir para os eventos mais extremos. Segundo Tucci e Clarke (1997), o desmatamento tende a aumentar as cheias de pequeno e médio período de retorno, mas não afeta muito as cheias de maior magnitude.

O terceiro mito é que florestas aumentam as vazões mínimas. Este aumento ocorreria também pela maior capacidade de infiltração do solos sob florestas. Tucci e Clarke (1997) afirmam que é possível encontrar na literatura experimentos que mostram aumento ou diminuição da vazão mínima depois do desmatamento. Os resultados são, em geral, fortemente dependentes da forma de manejo do solo na atividade que substitui a floresta. Quando o manejo do solo é inadequado, tanto em lavouras como em pastagens, e mesmo em reflorestamentos, a capacidade de infiltração se reduz muito e menos água é armazenada para escoamento subterrâneo. Por outro lado, as florestas retiram umidade do solo a profundidades muito maiores do que outros tipos de vegetação, e, por isso, podem reduzir o escoamento durante a estiagem. Quando o manejo do solo e o regime de precipitação não geram

diferenças significativas na capacidade de infiltração do solo, a substituição das florestas por outro tipo de vegetação aumenta as vazões mínimas (Bruijnzeel, 1996).

Um interessante experimento de Thorpe e Scott (1999) mostra que mesmo a substituição de grama por solo nu pode resultar em aumento das vazões mínimas. Estes autores analisaram vários anos de dados de um lisímetro, comparando as situações de solo nu e solo coberto por grama, chegando a conclusão que, para uma mesma quantidade de chuva anual, a drenagem subterrânea anual é maior para o solo nu. Conforme os resultados apresentados na figura 2.1, a drenagem subterrânea, chamada de recarga pelos autores, é 130 mm superior quando o solo está nu, para a mesma quantidade de chuva. Como grande parte da drenagem subterrânea resulta em recarga do aquífero, e considerando que as vazões mínimas são mantidas pela descarga do aquífero para os rios, a simples introdução de vegetação de baixo porte já resulta em redução da vazão mínima. É provável, no entanto, que a capacidade de infiltração da água no solo no experimento com o lisímetro não tenha sido afetada, por isso, o experimento não representa apropriadamente o processo de desmatamento ou revegetação de uma bacia.

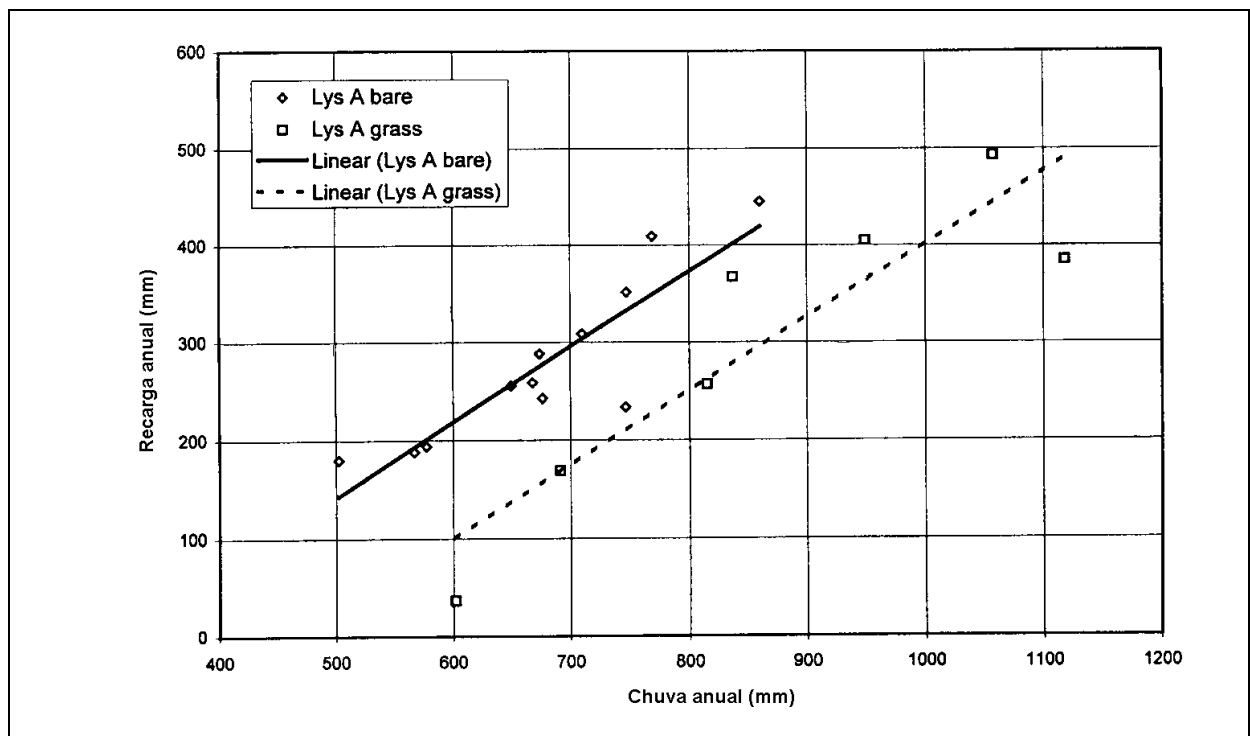


Figura 2.1: Relação entre a chuva e a recarga anual em solo nu (linha contínua) e coberto por grama (linha pontilhada) (adaptado de Thorpe e Scott, 1999).

Diferentes dos mitos descritos acima algumas afirmações quanto ao papel hidrológico da vegetação podem ser encarados como fatos. Tucci e Clarke (1997) e Bruijnzeel (1996)

apresentam revisões bibliográficas de aspectos importantes das mudanças de uso do solo, chegando às afirmações descritas a seguir.

- As florestas absorvem mais radiação solar do que os outros tipos de cobertura vegetal. Em conseqüência, a energia disponível para a evapotranspiração é maior em florestas.
- A interceptação em florestas é maior. Com isso a evaporação direta da água interceptada tende a ser maior.
- As florestas retiram do solo mais umidade do que as pastagens ou o solo nu. Experimentos em uma área de floresta na Costa Rica durante a época seca mostram que a umidade no solo sob a floresta é 90 mm inferior à umidade no solo em uma clareira, ao final de 40 dias de estiagem, em uma camada de 70 cm de solo (Parker apud Bruijnzeel, 1996). Experimentos na Amazônia revelam que as florestas retiram água de profundidades superiores a 3,6 metros, e a variação anual da umidade do solo sob florestas é superior à variação observada em pastagens ou solo nu (Hodnett et al., 1996).
- desmatamento de florestas naturais produz aumento da vazão média na bacia hidrográfica. Isto é uma conseqüência das afirmações anteriores.
- aumento do escoamento é ainda maior se o desmatamento for realizado com tratores e no uso posterior do solo é utilizada mecanização. Isto ocorre porque aumenta a compactação da camada superficial do solo e diminui a infiltração da água da chuva.
- As condições de escoamento podem retornar às condições anteriores ao desmatamento após vários anos, se houver crescimento da vegetação. Em outras palavras, o sistema natural pode retornar ao estado inicial.
- Quando o solo, após o desmatamento, é utilizado para plantação permanente (café, chá, etc.), a modificação do escoamento é menor; no entanto, quando o solo é utilizado para agricultura intensa, como culturas anuais, e a prática agrícola utiliza mecanização, a alteração do escoamento tende a ser permanente. As culturas anuais, especialmente se não for utilizada a técnica de plantio direto, deixam o solo completamente sem vegetação durante as etapas de preparo do solo e colheita.

Segundo Tucci e Clarke (1997) a distribuição da chuva ao longo do ano, a profundidade do solo e a declividade do terreno também são aspectos fundamentais na análise de mudanças de uso do solo. Em regiões onde as precipitações ocorrem concentradas durante apenas alguns meses do ano, o impacto da mudança de cobertura vegetal é diferente se a época de chuvas coincide com a época de maior precipitação ou não. Nas regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, por exemplo, onde as precipitações ocorrem principalmente durante o verão, que é a época de maior evapotranspiração, os impactos da mudança de cobertura

vegetal tendem a ser maiores. Em regiões de solos pouco profundos, a mudança de cobertura vegetal tende a ter menos impacto sobre o escoamento, porque o armazenamento no solo pouco influencia a geração de escoamento. Em regiões de relevo acidentado, em que o escoamento superficial ocorre com maior facilidade, os impactos das mudanças de cobertura vegetal também tendem a ser menores.

Muitas das conseqüências hidrológicas de mudanças de uso do solo podem ser melhor analisadas com o desenvolvimento da instrumentação. Uma tecnologia que pode significar um grande avanço é a medição direta dos fluxos de calor sensível e latente (evapotranspiração) usando os métodos de balanço de energia, também chamado de método de razão de Bowen, e o método de correlação de vórtices (Shuttleworth, 1993). Esta fonte de dados já vem sendo aplicada para melhorar a parametrização dos módulos de hidrologia superficial dos modelos de previsão de tempo e clima (Gash et al., 1996; Sorooshian et al., 1998), e espera-se que permitirá também a determinação mais confiável do valor dos parâmetros dos modelos hidrológicos, destinados a avaliar as conseqüências de mudanças de uso do solo, em aplicações como as apresentadas por Matheussen et al. (2000) e Wang e Takahashi (1998).

### **2.2.1 O comportamento hidrológico do cerrado**

Ao longo do desenvolvimento do trabalho a necessidade de um maior conhecimento da hidrologia de regiões de cerrado foi ficando clara. Este tipo de vegetação cobre – ou cobria, originalmente - uma significativa porção do território brasileiro, em que ocorre um longo período seco durante o inverno, e apresenta profundas diferenças com as savanas africanas, com as quais é freqüentemente comparado.

As informações sobre as possíveis conseqüências da substituição da vegetação do cerrado por pastagens ou cultivos são ainda menos freqüentes do que aquelas disponíveis para as florestas, talvez porque o cerrado é tido simplesmente como uma floresta pouco densa. Entretanto, uma extensa descrição da vegetação do cerrado (Eiten, 1972), analisando suas características, distribuição geográfica e as condições necessárias para sua existência, mostram que esta pode ser uma simplificação exagerada.

Algumas das características do cerrado descritas por Eiten (1972) merecem destaque do ponto de vista da hidrologia. Estas são dadas a seguir.

- cerrado é composto por vegetação arbórea, arbustiva e ervas.
- cerrado pode ter diferentes denominações de acordo com a densidade e a freqüência relativa de espécies arbóreas, arbustivas e ervas. Estas denominações vão de *cerradão*,

que é a forma com predominância de árvores, até o *campo limpo*, em que predominam as ervas, passando por *cerrado*, *campo cerrado* e *campo sujo*.

- cerrado é uma vegetação xeromórfica, isto é, apresenta adaptações para um ambiente seco.
- cerrado precisa de solos muito profundos, em que não ocorra acúmulo ou saturação de água durante a estação úmida. A vegetação do cerrado não tolera solos saturados.
- lençol freático tem que ser profundo, preferencialmente a 3 m de profundidade ou mais. Em locais em que o lençol freático está mais próximo da superfície o cerrado é substituído por florestas ou campos.
- Quando as duas condições acima são satisfeitas, isto é, em regiões de solo profundo e com lençol freático profundo, as formas de cerrado predominantes são o *cerrado* e o *cerradão*, que apresentam maior densidade arbórea. A medida que o solo vai se tornando mais raso, o *cerrado* dá lugar a formas menos densas como o *campo sujo* e o *campo cerrado*. Em locais em que o lençol está muito próximo da superfície o cerrado dá lugar ao campo ou a mata de galeria.
- Alguns solos do cerrado são tão profundos e o lençol freático está tão distante da superfície que uma lâmina equivalente a vários anos de chuva pode ser acumulada no solo. Durante a época seca a camada de solo mais superficial (cerca de 2 m) seca completamente, ficando abaixo do ponto de murcha.
- Na época seca, a vegetação mais baixa (capim, ervas, gramíneas) seca, as folhas morrem e se desintegram. A vegetação arbórea e arbustiva é parcialmente decídua, isto é, algumas espécies perdem suas folhas, outras não, e outras ainda perdem apenas parte de suas folhas. As folhas que permanecem nas plantas seguem transpirando ao longo de toda a estação seca.
- Ao contrário da vegetação do campo, da mata e da caatinga, no cerrado existem algumas espécies que não tem a capacidade de restringir a transpiração nas horas mais quentes do dia, pelo fechamento rápido de estômatos.
- As raízes das plantas arbóreas e arbustivas são, em geral, muito profundas, atingindo as camadas de solo imediatamente acima do lençol freático, onde existe umidade suficiente para permitir a transpiração ao longo da época seca.
- Apesar de algumas plantas apresentarem a capacidade de seguir transpirando ao longo da época seca, é certo que a transpiração do conjunto da vegetação é menor durante esta época.

As únicas medições de evapotranspiração encontradas na bibliografia foram obtidas pelo método de covariância de vórtices turbulentos (eddy covariance), em um área de cerrado

próxima a Brasília (Condé, 1995). De acordo com estas medições a evapotranspiração do cerrado (*sensu strictu*) é de 2,9 mm por dia durante o mês de abril e de 1,9 mm por dia durante o mês de setembro. Conforme Shuttleworth (1993) a precisão deste método de medição é de  $\pm 10\%$ .

O balanço hídrico de bacias cobertas, pelo menos parcialmente, com cerrado, como a do rio Taquari, no MS, mostra uma evapotranspiração anual de aproximadamente 1000 mm, e um coeficiente de escoamento de 0,32, embora estes valores possam estar afetados pela mudança de uso do solo verificada ao longo das décadas de 1970 e 1980 e pela própria variabilidade climática da região. A evapotranspiração de 1000 mm por ano corresponde a cerca de 2,7 mm por dia, em média, que está relativamente próximo dos 2,9 mm medidos no Distrito Federal.

No Brasil, a história da ocupação das áreas de cerrado é relativamente recente, principalmente na região centro-oeste. O cerrado originalmente não oferecia atrativo para a agricultura e pecuária porque nestas regiões o solo tem baixa fertilidade natural e depende de correção com calcário e adubação. Além disso, grande parte da área de cerrado estava distante dos maiores centros consumidores ou dos portos de exportação, e estava mal provida de sistemas de transporte. Somente com a evolução do sistema de transportes, que permitiu ao mesmo tempo transportar calcário, adubo e os produtos gerados, e com a disponibilidade maior de máquinas agrícolas, o cerrado tornou-se uma área de interesse na agricultura.

Com base nas informações sobre o comportamento hidrológico do cerrado pode-se presumir que a substituição do cerrado por uma vegetação de menor porte, como a pastagem, deve reduzir o fluxo de evapotranspiração, em especial no período de estiagem, em que a precipitação é quase nula e, em especial, nas áreas de solo mais profundo, onde o cerrado se apresenta na forma mais desenvolvida, o cerradão. A diferença básica responsável por esta possível redução é a capacidade das plantas do cerrado de obter água de camadas bem mais profundas do solo do que as plantas da pastagem. Embora pareçam lógicas, estas hipóteses dependem da comprovação que poderá ser feita a partir de novas medições de fluxo de evapotranspiração, semelhantes às de Condé (1995), em cerrado e pastagens.

## **2.3 VARIAÇÕES CLIMÁTICAS**

A medida que as séries de dados das variáveis hidrológicas tornam-se mais longas, nas diferentes regiões do mundo, surge a possibilidade de análise da variabilidade plurianual destas variáveis. A variabilidade plurianual é definida como a ocorrência de períodos de

vários anos seguidos mais úmidos ou mais secos do que a média de longo período e, aparentemente, não fazem parte da tendência geral das séries.

Uma antiga referência à períodos anômalos deste tipo é encontrada na Bíblia, no livro de Gênesis, onde são descritos os sete anos de fartura (anos úmidos) e os sete anos de seca no Egito. Em referência a esta passagem bíblica, Mandelbrodt e Wallis (1968) chamaram esta variabilidade de “efeito José”.

No Brasil existem séries de vazões que mostram períodos mais secos do que a média, com duração da ordem de dez anos ou mais. No Rio Grande do Sul, por exemplo, a década de 1940 é lembrada pela grande cheia de 1941, mas todo o período posterior é de chuvas anuais inferiores a média, até o início da década de 1950 (Tucci, 1991). Outros exemplos de variabilidade foram observados nas bacias dos rios Paraguai e Paraná (Clarke e Tucci, 1998).

Na África foram relatados os casos do rio Congo (Laraque et al., 1997 e Laraque et al. 2001), do lago Victória (Schaake, 1994), e da região do Sahel (Le Barbé e Lebel, 1997).

Na região do Sahel, que está localizada ao sul do deserto do Sahara, o final da década de 60 marcou o início de um longo período de anos mais secos do que a média de longo período. A análise de Le Barbé e Lebel (1997) mostra que esta tendência ocorre principalmente porque o número de eventos chuvosos diminuiu durante a estação das chuvas, e que a mudança da precipitação média anual corresponde a um deslocamento de 150 km das isoietas anuais em direção ao sul. Este deslocamento, nesta região de forte gradiente de chuvas, resultou em reduções de 60 a 220 mm no total anual, que é de 500 a 900 mm.

No rio Congo longos registros de vazão mostram relativa estabilidade desde o início do século até o início da década de 60. Durante a década de 60 a vazão média anual foi cerca de 18 % superior à média de longo período, e a partir do início da década de 1970, voltou a ser aproximadamente igual ao período anterior. A partir do início da década de 1980 até 1996, o rio Congo apresentou vazões médias anuais cerca de 8 % inferiores à média de longo período. Os dados de precipitação anual também revelam períodos mais secos e mais úmidos alternados, embora as diferenças sejam bem menores (Laraque et al., 1997).

Os casos do rio Congo e do rio Paraguai, que será descrito a seguir, revelam que a variabilidade é mais facilmente observável em dados de vazão do que em dados de precipitação. Em parte, isso ocorre porque, num balanço anual, o escoamento é aproximadamente igual à diferença entre uma grandeza muito variável (a precipitação) e uma grandeza menos variável (a evapotranspiração), o que acaba resultando em uma variabilidade relativa maior na vazão. A importância da evapotranspiração também é sugerida porque a maioria dos casos relatados de variabilidade plurianual das vazões ocorre em regiões



tropicais. Em rios de regiões mais frias a evapotranspiração é menor, e as flutuações na precipitação são menos amplificadas.

### **2.3.1 Variabilidade plurianual na bacia do rio Paraguai**

O rio Paraguai e seus afluentes formam nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul a maior planície inundada do mundo, o Pantanal, que é, ao mesmo tempo, refúgio ecológico e fonte de renda da agropecuária e turismo. Nos últimos anos verificou-se que a região do Pantanal é fortemente sensível a variações climáticas de aproximadamente 10 anos de duração (Tucci e Genz, 1997). Entre os anos 1961 e 1969 a chuva média anual esteve um pouco inferior à média de longo período, em uma região que vai do centro da Argentina (Quintela et al., 1996) até, pelo menos, Cuiabá. A diferença, embora pequena, resultou em drásticas mudanças na vazão dos rios que alimentam o Pantanal, no padrão espaço temporal de inundação da planície e em mudanças na morfologia dos rios. Atualmente o Pantanal experimenta um ciclo de cheias maiores do que a média, e um grande número de fazendas está hoje quase que permanentemente inundada.

A figura 2.2 apresenta a precipitação total anual em um posto pluviométrico em Cuiabá, cuja série de dados é bastante longa. Na média móvel de 5 anos, representada no gráfico (linha cheia), percebe-se claramente a ocorrência de um período de vários anos com precipitação abaixo da média de longo período (reta tracejada) durante a década de 60. Na mesma época, o nível médio do rio Paraguai em Ladário, MS, (linha inferior na figura 2.2), permaneceu cerca de 2 m abaixo da média de longo período. Ainda mais impressionante, embora mais curto, é o registro de vazão média mensal na saída do Pantanal, em Porto Esperança, apresentado na figura 2.3.

Os afluentes do rio Paraguai também apresentam um período de vazões baixas durante a década de 60. Galdino et al. (1997) verificaram que o rio Taquari, afluente da margem esquerda do rio Paraguai, apresentou um período de estiagem de 1960 a 1972. Uma análise posterior mostrou que este período seco é comum a todos os afluentes do Paraguai e que a precipitação anual também foi inferior durante a década de 60 em toda a bacia, sendo que a diminuição da precipitação ocorreu tanto pela redução do número de dias chuvosos como pela redução da intensidade dos eventos (Collischonn et al., 2001).

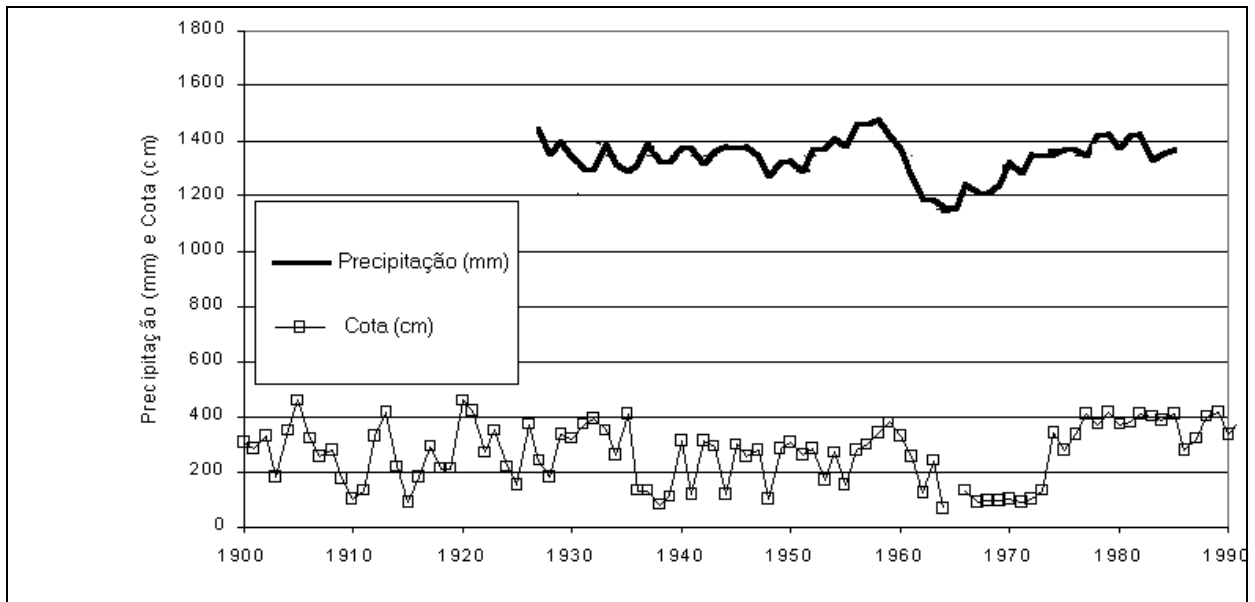


Figura 2.2: Série temporal da média móvel da precipitação anual em Cuiabá (linha grossa) e da cota média anual em Ladário (linha com quadrados).

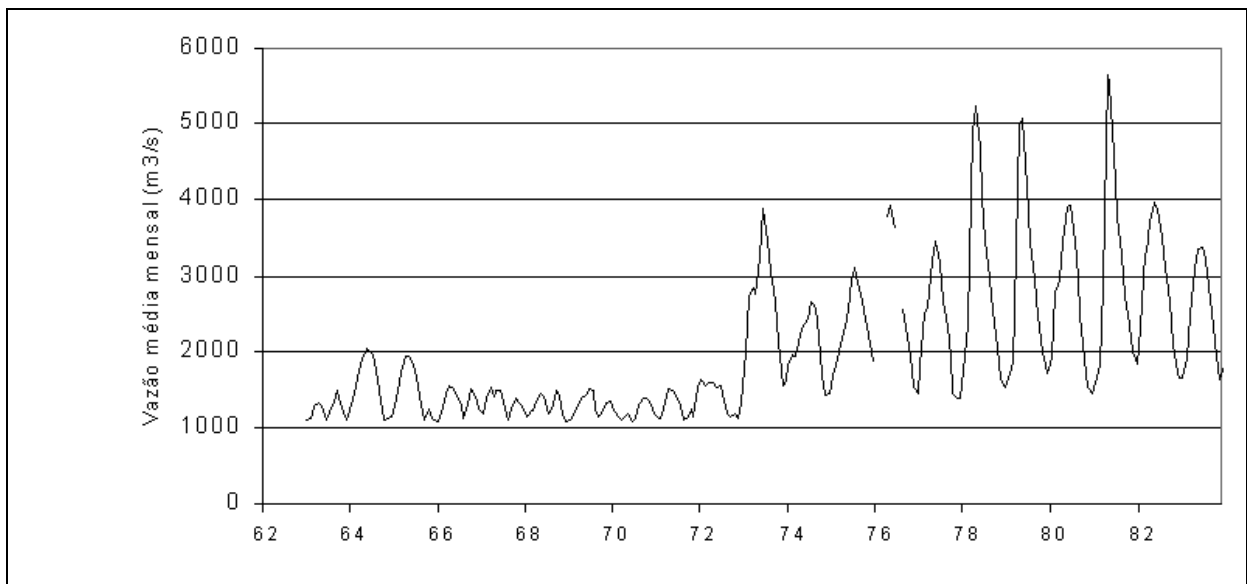


Figura 2.3: Vazão média mensal do rio Paraguai em Porto Esperança.

A região do Alto Paraguai é caracterizada por um forte gradiente das precipitações, que vão de cerca de  $1000 \text{ mm.ano}^{-1}$  no extremo oeste a cerca de  $1800 \text{ mm.ano}^{-1}$  no extremo leste. Esta diferença está separada por apenas cerca de 500 km, o que significa que o gradiente de precipitação anual é de  $1,6 \text{ mm.km}^{-1}$ . Assim como na região do Sahel (Le Barbé e Lebel, 1997), onde o gradiente de precipitação é de  $1,0 \text{ mm.km}^{-1}$ , a diminuição da precipitação média anual na região do Alto Paraguai pode ser equivalente a um deslocamento das isoietas em algumas centenas de km.

### 2.3.2 Variabilidade plurianual na bacia do rio Paraná

O rio Paraná, na hidrelétrica de Itaipu, passa por um longo período de anos mais úmidos, desde 1970. Uma análise revela que a vazão média anual dos anos pós 1970 é cerca de 36% superior à média pré 1970. O aumento se repete em grande parte dos postos fluviométricos da bacia, principalmente os mais próximos de Itaipu (Müller et al., 1998).

Em quase toda a bacia do Paraná a precipitação média anual pós 1970, é consistentemente superior à média anterior, mas a mudança de uso do solo também é citada como causa para o aumento de vazão (Tucci e Clarke, 1997).

### 2.3.3 Possíveis causas da variabilidade plurianual

Existem duas explicações principais para a mudança no regime de precipitação: a mudança no padrão de circulação da atmosfera e um possível efeito de retroalimentação entre a superfície terrestre regional e a atmosfera. As duas possíveis causas são discutidas a seguir.

A permanência de anos úmidos ou anos secos pode estar relacionada à permanência de outras variáveis que condicionam a circulação atmosférica, como temperaturas da superfície dos oceanos em algumas regiões chave (Khan e Zavialov, 1998).

A estabilidade do clima da Terra está associada ao papel regulador dos oceanos, que tem grande capacidade de armazenar energia e uma grande inércia térmica. Por outro lado, os pequenos desvios que ocorrem na temperatura média da superfície do mar em algumas regiões, se refletem e são amplificados, resultando em grandes desvios das variáveis climáticas em diversas regiões do mundo. A inércia térmica dos oceanos contribui também para que estes desvios sejam persistentes, isto é, durem vários meses ou anos. Segundo Müller et al. (1998), a seqüência de anos mais úmidos na bacia do Paraná, que ocorreu a partir de 1970, se deve em grande parte aos eventos El Niño mais freqüentes e mais intensos neste período.

Eagleson (1994) sugere que a persistência de variáveis como a precipitação anual, que é a seqüência de vários anos mais secos ou mais úmidos do que a média, é consequência de uma retroalimentação, ou *feedback*, entre as condições da superfície e a precipitação. Utilizando um modelo simples de acoplamento da precipitação, evaporação, armazenamento no solo e escoamento, associado a um termo denominado razão de reciclagem da precipitação, Entekhabi et al. (1992 apud Eagleson, 1994) produziram uma distribuição de densidade de probabilidade de umidade do solo com formato bimodal. Este formato sugere duas situações de equilíbrio relativo, alta umidade e baixa umidade, e uma vez que se atinja um destes

estados a probabilidade de permanecer neles é grande, dada a seguinte relação: mais umidade = mais evaporação = mais chuva = mais umidade. Este efeito deve ser maior sobre grandes regiões continentais, distantes da maior fonte de umidade atmosférica que é o oceano, e, portanto, menos sujeitas a influência da advecção.

Este tipo de causa para a variabilidade plurianual, e o papel exercido pela vegetação, vêm sendo investigados através do uso de modelos climáticos globais (Lean et al., 1996).

## 2.4 PREVISÃO DE TEMPO E CLIMA

Ao contrário da simulação hidrológica, a simulação do comportamento da atmosfera sempre exigiu a análise em escalas globais ou continentais. Esta necessidade decorre das características da dinâmica atmosférica, em que causas e efeitos podem estar distantes por milhares de quilômetros. A representação de vastas regiões do globo, ou todo ele, no mesmo modelo de comportamento implica também em uma exigência computacional enorme, o que sempre foi um fator limitante para o desenvolvimento do tema. No decorrer do tempo, entretanto, importantes desenvolvimentos dos modelos e da infra-estrutura computacional vêm sendo obtidos, e a previsão de tempo e clima começa a ficar interessante do ponto de vista da aplicação para a previsão hidrológica (Collier e Krzysztofowicz, 2000).

As previsões numéricas de tempo e clima apresentam, ainda, erros relativamente grosseiros na previsão da precipitação, especialmente quando analisadas de forma pontual, ou em pequenas áreas. Mas se utilizadas na escala superior à resolução espacial dos modelos de tempo e clima, ou seja, em bacias de várias dezenas ou centenas de quilômetros quadrados, estas previsões já estão se tornando adequadas para incrementar a qualidade das previsões hidrológicas em diversas regiões do mundo (Collier e Krzysztofowicz, 2000).

As previsões de tempo são as previsões do comportamento de algumas variáveis da atmosfera em um curto prazo de antecedência. Estas previsões podem ser do tipo “*nowcasting*”, que significa previsão para o instante atual, até previsões de alguns dias de antecedência. Para fazer estas previsões os meteorologistas dispõem de técnicas como o uso de radar, imagens de satélites meteorológicos e modelos matemáticos.

O radar estima a precipitação que está ocorrendo em uma determinada região próxima ao emissor, com base na intensidade da reflexão das ondas eletromagnéticas na massa de água que está precipitando.

As imagens de satélites são analisadas em intervalos de tempo sucessivos e permitem analisar a tendência do movimento de nuvens, especialmente no caso de sistemas frontais de grande escala, o que permite prever para onde estão se deslocando as nuvens e a chuva.

As previsões de clima são as previsões do comportamento de algumas variáveis da atmosfera em um longo prazo de antecedência, que pode chegar a uma estação ou mais (6 meses). Estas previsões vêm recebendo um impulso muito forte pela descoberta de conexões geofísicas entre valores de variáveis climáticas distantes no espaço e no tempo. O efeito El Niño é um exemplo destas conexões geofísicas, pois quando se observam temperaturas da superfície do mar (TSM) relativamente altas no Oceano Pacífico, junto à costa do Peru, ocorrem precipitações acima da média em regiões como o sul do Brasil e o Uruguai.

Os modelos de previsão de tempo e clima podem ser divididos em estatísticos ou empíricos e determinísticos. Os modelos determinísticos procuram descrever o comportamento da atmosfera em todo o globo (modelos globais) ou em uma região (modelos regionais), através da solução numérica das equações de movimento e termodinâmicas submetidas às condições iniciais, que se supõe conhecidas, e às condições de contorno (especialmente a radiação solar). Os modelos estatísticos desprezam a descrição exata dos processos internos na atmosfera e relacionam diretamente as variáveis que se deseja prever (por exemplo a chuva) com variáveis que podem ser medidas (por exemplo a temperatura da superfície do mar).

Os modelos de circulação global, representam o comportamento da atmosfera em todo o globo e são utilizados para analisar as mudanças climáticas causadas pelas interferências antrópicas, como o desmatamento ou o aumento da concentração de gases de efeito estufa na atmosfera. Neste caso as diferenças de comportamento ocorrem pela mudança do balanço de energia calculadas pelo modelo. Estes modelos podem, também, ser utilizados para a previsão de variáveis meteorológicas com alguns meses de antecedência. Neste caso a ação antrópica não é considerada e a previsão é fortemente dependente das condições iniciais fornecidas ao modelo e da temperatura da superfície do mar nos oceanos.

Em alguns casos, a temperatura da superfície do mar também pode ser prevista por um modelo de circulação oceânica, e os modelos de circulação atmosférica e oceânica podem, inclusive, operar de forma acoplada. Em geral, no entanto, os modelos de previsão de clima não são acoplados aos modelos de circulação oceânica. Em geral, os modelos de circulação global são alimentados por temperaturas de superfície do mar estimadas a partir da anomalia medida no instante de tempo inicial (diferença em relação à média) e da variabilidade climática.

Até recentemente, a qualidade das previsões climáticas de modelos determinísticos ainda não motivou a sua utilização mais ampla para a previsão de precipitação sazonal. Isto ocorre em parte porque a resolução espacial destes modelos é, ainda, muito grosseira (em torno de 100 a 200 km), o que não permite a representação de processos locais e orográficos.

Muitas vezes a previsão sazonal é realizada de forma mais simples e direta, através de um modelo empírico. Os modelos empíricos relacionam a precipitação em uma região, ou a vazão de um rio, à TSM em locais chave, à chuva ocorrida na estação anterior (pré estação) e à velocidade do vento (Galvão, 1999). Nos últimos anos surgiram muitos trabalhos relatando os impactos do fenômeno ENSO (El Niño – Oscilação Sul) sobre a precipitação e a vazão de rios na América do Sul (Amarasekera et al., 1997; Souza et al., 2000; Diaz et al., 1998; Grimm et al., 1998a; Grimm et al., 1998b; Grimm et al., 2000; Mechoso and Perez Iribarren, 1992; Restrepo and Kjerfve, 2000; Ropelewski and Halpert, 1996; Ropelewski and Halpert, 1987). Estes trabalhos mostram que é possível prever parte da variabilidade hidrológica de algumas bacias com base nos indicadores do fenômeno ENSO, que são a temperatura do oceano e a pressão atmosférica em algumas regiões do Pacífico.

Os modelos determinísticos de previsão de tempo utilizam a mesma metodologia utilizada pelos modelos de previsão de clima, mas são, em geral, mais detalhados. Em geral é utilizada a técnica de modelos *aninhados*, isto é, um modelo de abrangência regional com resolução relativamente fina é utilizado para a previsão de tempo sobre uma região limitada, enquanto um modelo de resolução menor é utilizado para representar a circulação global. No contato entre os modelos, o modelo global fornece as condições de contorno externas ao modelo regional.

A resolução espacial dos modelos regionais é da ordem de alguns km até algumas dezenas de km. No Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) o modelo global tem uma resolução de, aproximadamente, 200 km (uma versão de 100 km está sendo testada) e o modelo regional, que cobre apenas a América do Sul, têm uma resolução de 40 km. Na Europa estão sendo testados modelos regionais de resolução espacial de 7 km (Damrath et al., 2000).

Os modelos determinísticos de previsão de tempo são largamente utilizados em diversos países. Praticamente todas as previsões de tempo veiculadas pela imprensa estão baseadas em resultados destes modelos. Do ponto de vista da hidrologia, a utilização das previsões destes modelos ainda é incipiente, especialmente porque a precipitação é a variável mais difícil de prever (Collier e Krzysztofowicz, 2000). No entanto, experiências recentes demonstram que a previsão quantitativa de chuva de modelos de previsão de tempo com alta resolução espacial pode ser operacionalmente viável para a previsão hidrológica. Neste sentido, alguns artigos recentes sobre a previsão quantitativa de precipitação nos Estados Unidos (Yu et al., 1999), na Grã Bretanha (Golding, 2000), na Nova Zelândia (Ibbitt et al. 2000) e na Alemanha (Damrath et al., 2000) permitem afirmar que os modelos determinísticos de previsão de tempo, com resolução espacial da ordem de menos de uma dezena de km,

podem fornecer previsões úteis para a operação de sistemas de reservatórios e para o alerta de cheias em tempo real. Os resultados de precipitação prevista pelos modelos determinísticos podem ser utilizados diretamente, ou depois de corrigidos com modelos estatísticos (Antolik, 2000).

O desempenho deste tipo de modelo na previsão da chuva varia conforme o tipo de precipitação predominante em uma região em uma determinada época do ano. De maneira geral, as precipitações de origem frontal são mais bem previstas do que as de origem convectiva. Isto ocorre porque os processos que desencadeiam a chuva convectiva ocorrem em uma escala espacial de ordem semelhante à resolução dos modelos de previsão. Por isso, em regiões tropicais, onde a maior parte da chuva ocorre por processos convectivos, a qualidade das previsões é inferior, como foi demonstrado em experimentos em Porto Rico (Carter et al., 2000). Este problema deverá ser reduzido à medida que aumentar a resolução espacial dos modelos.

No contexto brasileiro, foram publicadas apenas algumas comparações de previsões de precipitação com dados de precipitação observados. Araújo Filho e Moura (2000) apresentam uma análise do desempenho do modelo ETA do CPTEC, cuja resolução espacial é de 40 km, para prever a precipitação, em termos quantitativos e com antecedência de 24 horas, ao longo do mês de junho de 2000, na bacia do rio Capibaribe, no Estado do Pernambuco. Este mês foi extremamente chuvoso na região, e os resultados mostram que o modelo ETA subestima a precipitação. Estes autores consideraram que ainda não é aconselhável o uso das previsões deste modelo para a previsão hidrológica.

A utilização da previsão sazonal em recursos hídricos ainda não está consolidada. Entre as razões está a diferença entre escalas espacial e temporal entre os processos que controlam o clima no horizonte sazonal e os processos hidrológicos relevantes no manejo de recursos hídricos (Galvão, 1999). As previsões de tempo e clima ainda são fornecidas em uma escala espacial que não corresponde à escala espacial tradicionalmente considerada na hidrologia.

Galvão (1999) utilizou previsões de precipitação com horizonte sazonal para a previsão hidrológica em algumas bacias no Nordeste do Brasil. Foram utilizadas previsões de um modelo empírico ou estatístico e de um modelo de circulação global ou determinístico. Para as bacias analisadas as previsões sazonais de precipitação provaram ser úteis na previsão hidrológica e no planejamento de operação de reservatórios, superando as previsões climatológicas (vazões médias mensais) em 17%. Este autor também mostrou que a qualidade da previsão é dependente da escala, sendo que em uma região maior (500.000 km<sup>2</sup>) os resultados foram melhores do que em uma bacia de 5.000 km<sup>2</sup>.

Um aspecto importante da utilização de previsões de tempo e clima em previsão hidrológica é a consideração da incerteza da previsão. Devido às características não lineares do comportamento da atmosfera, em que pequenos erros de condição inicial tendem a aumentar (Lorenz, 1969), a tendência atual é fazer a previsão de tempo e clima com base em conjuntos (*ensembles*), obtidos pelo uso do modelo com condições iniciais ligeiramente diferentes entre si. Cada uma das previsões de um conjunto é chamada um *membro* do conjunto, e os conjuntos têm de 5 a 25 membros. Esta técnica é usual em previsões de clima e vêm sendo utilizada cada vez mais em previsões de tempo (Krzysztofowicz, 2001). O resultado é uma previsão probabilística que, no caso da previsão hidrológica, pode servir para estimar a incerteza do valor previsto.

## SUMÁRIO DO CAPÍTULO

O interesse por grandes bacias na hidrologia se deve aos questionamentos sobre as conseqüências de mudanças de uso do solo e de variabilidade climática e à possibilidade de incrementar as técnicas de previsão hidrológica em grandes sistemas hídricos, inclusive utilizando previsões de modelos meteorológicos.

A literatura sobre impactos hidrológicos de mudanças de uso do solo e cobertura vegetal revela que, de maneira geral, o desmatamento resulta em aumento de vazão total e que a distribuição deste aumento no tempo depende do tipo de uso que sucede ao desmatamento. O cerrado, que é a vegetação típica de grande parte do Brasil, comporta-se mais ou menos como uma floresta, sob o ponto de vista da hidrologia, apesar das adaptações de suas plantas às condições de estiagens prolongadas. A substituição do cerrado pelas pastagens deve reduzir muito a evapotranspiração durante os meses de estiagem, especialmente nas áreas de solo mais profundo.

A análise da variabilidade climática revela que esta é mais significativa nos registros de vazão do que precipitação; é mais freqüentemente verificada em rios tropicais; e é especialmente clara nos dados do Alto Paraguai. As causas da variabilidade possivelmente estão relacionadas à permanência de temperaturas nos oceanos e ao efeito de retroalimentação de umidade nas bacias. Em alguns casos, os períodos anômalos ocorreram em regiões caracterizadas por fortes gradientes das chuvas anuais e a diminuição ou o aumento da precipitação é equivalente a um deslocamento das isoietas em algumas centenas de quilômetros.

As previsões de tempo e clima começam a atingir um nível de qualidade que permitem a sua utilização para a previsão hidrológica em situações operacionais e, especialmente, em



grandes bacias. A tendência é que o aumento dos recursos computacionais e o conseqüente aumento da resolução espacial dos modelos de previsão vão permitir o uso mais generalizado das previsões quantitativas de precipitação na previsão hidrológica, embora esta seja ainda uma das variáveis de mais difícil previsibilidade.

## **CAPÍTULO 3: MODELOS HIDROLÓGICOS DE GRANDES BACIAS**

### **3.1 MODELOS HIDROLÓGICOS E A ESCALA**

Os problemas tradicionais da engenharia para os quais foi desenvolvida a maior parte do conhecimento em hidrologia têm sido a estimativa de cotas de inundação, a estimativa de volumes necessários para a regularização de vazão, o dimensionamento de canais e a estimativa de vazões mínimas. Com estes objetivos em mente, por um longo período, os hidrólogos tenderam a considerar mais importantes os processos locais, de pequena escala, com resultados válidos apenas em algumas seções. Esta tendência foi reforçada pela dificuldade em obter medições e observações de fenômenos físicos de interesse na hidrologia, como a infiltração, em grande escala.

Ao longo das últimas décadas, no entanto, problemas e desafios que se manifestam em grande escala começaram a surgir. As mudanças climáticas, as alterações de uso do solo e o desenvolvimento das técnicas de previsão de tempo e clima motivam o desenvolvimento da hidrologia de grandes bacias, conforme se descreve no capítulo anterior.

Ao mesmo tempo, novos recursos computacionais e novas técnicas de medição e obtenção de dados permitiram o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos, de forte base física. Entretanto, a maioria destes modelos hidrológicos distribuídos foi desenvolvida com o objetivo de representar apenas pequenas bacias, e seu grau de detalhamento torna inviável a aplicação em grandes bacias.

Modelos hidrológicos adequados para a grande escala e com suficiente embasamento físico devem contribuir para suprir a carência existente entre os módulos de hidrologia superficial dos MCGs e os modelos hidrológicos distribuídos de forte base física, mas de aplicação limitada às pequenas bacias.

### **3.2 MODELOS HIDROLÓGICOS DISTRIBUÍDOS**

O conhecimento dos processos hidrológicos é limitado em grande parte pela variabilidade destes processos e pela escassez de dados. Em alguns problemas específicos da hidrologia, o processo físico é razoavelmente bem conhecido, e a descrição matemática relativamente simples. Este é o caso da propagação de ondas de cheia em rios e canais, que pode ser simulado por modelos matemáticos hidrodinâmicos, onde o escoamento é representado por equações diferenciais. Os modelos que representam os processos físicos com esta exatidão teórica são chamados “modelos hidrológicos de base física”.

Uma característica importante dos modelos de base física é que quaisquer parâmetros ou constantes das suas equações podem ser estimados razoavelmente bem a priori, dadas as características do sistema hidrológico a representar, ou podem ser medidos, de forma independente. Talvez o mais simples modelo de base física existente seja o modelo de balanço hídrico de um reservatório, baseado na equação da continuidade, em que não é necessário o uso de nenhuma constante (exceto, talvez, alguma constante de evaporação para ajustar medições de um tanque evaporimétrico).

Quando a carência de compreensão teórica, ou quando a dificuldade de obter os dados aumenta, os modelos de base física têm sido substituídos pelos modelos conceituais. Os modelos conceituais mantêm uma base física mínima, mas contém parâmetros que não podem ser medidos diretamente em um experimento no sistema hidrológico e, portanto, exigem uma etapa de ajuste ou de calibração. A etapa de calibração de modelos conceituais pode ser incrementada com a definição, a priori, dos possíveis valores que podem tomar os parâmetros, com base em observações do sistema.

Os modelos conceituais estão baseados em representações matemáticas simplificadas dos processos físicos. Os processos de infiltração e escoamento da camada superior do solo, por exemplo, são descritos por adaptações simples da equação da continuidade. Embora não esteja conceitualmente errada e, portanto, tem base física, a equação da continuidade sozinha não representa o processo físico tão bem como a equação de Richards, por exemplo.

Por fim, quando não existe uma boa teoria para o processo hidrológico, ou quando a teoria é boa, mas inaplicável, com os dados e as ferramentas disponíveis para manipulá-los, a opção recai sobre modelos estatísticos. Os modelos estatísticos buscam relacionar causas e efeitos sem considerar o processo interno de transformação.

Até a década de 60 grande parte do conhecimento teórico atual sobre os processos físicos da hidrologia já existia (Blackie e Eeles, 1985). Ao mesmo tempo, o desenvolvimento dos computadores permitiu a formulação de modelos hidrológicos na forma de programas de computador, e a utilização mais generalizada destas formulações. O tipo de problema que se desejava resolver na época estava relacionado ao dimensionamento de pontes, reservatórios, sistemas de abastecimento e defesas contra as cheias. No período das décadas de 60 e 70 a disseminação do uso de computadores permitiu, praticamente, a cada centro de pesquisa formular seu próprio modelo hidrológico, e aplicá-lo para resolver este tipo de problema de forma satisfatória.

Com o tempo, porém, tanto as necessidades de conhecimento sobre o meio ambiente, como a capacidade dos computadores, foram aumentando. A extensão dos impactos provocados pelo homem exigiu a resposta de questionamentos como: o que aconteceria se a

vegetação natural de uma parte de uma determinada bacia fosse substituída por campos cultivados? Os modelos conceituais, cujos parâmetros exigem um período de dados para o ajuste, não poderiam ser utilizados. A formulação concentrada (adimensional) dos modelos não permitia a resposta até de questões mais simples, tais como: o que aconteceria se a chuva ocorresse de forma concentrada sobre a parte da bacia mais distante do exutório?

Alguns destes problemas foram contornados pela subdivisão das bacias em sub-bacias menores, e a aplicação dos modelos conceituais concentrados em cada uma delas, mas as possibilidades da consideração da heterogeneidade espacial aumentaram com a disponibilidade de dados de sensoriamento remoto e das possibilidades de manejo destes dados pelos sistemas de processamento de dados georeferenciados, os GIS. As necessidades de resposta em diferentes pontos da bacia, a heterogeneidade dos processos físicos, a disponibilidade de informações sobre a superfície terrestre e o avanço da informática criaram as condições para o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos.

Modelos hidrológicos distribuídos são aqueles que consideram a distribuição espacial de algumas variáveis. Neste 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.

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.

Quando o assunto de livros ou artigos aborda a questão de modelos hidrológicos de base física, ou modelos distribuídos, os modelos SHE (Sistema Hidrológico Europeu – Bathurst et al., 1995) e TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979; Beven et al., 1995) são quase que inevitavelmente citados.

O modelo SHE é o resultado de uma cooperação de alguns centros de pesquisa europeus, iniciada em 1976, e atualmente têm sido desenvolvido de maneira independente pelos seus iniciadores (Refsgaard e Storm, 1995). 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. Assim, por exemplo, a evapotranspiração é representada pela equação de Penman-Monteith; o escoamento em zona não saturada é representado pela equação de Richards; o escoamento na região saturada é representado pela equação de Boussinesq; o escoamento superficial e o escoamento em canais

são representados pela equação da continuidade e pela equação de difusão (hidrodinâmica sem os termos de inércia).

No modelo SHE a bacia é dividida em células na forma de uma grade. Nestas células, são definidas as variáveis e as equações são resolvidas por métodos de diferenças finitas. A discretização varia de 50 x 50 m a 500 x 500 m na horizontal e de 5 cm a 5 m na vertical. Grades de menor resolução na horizontal (2 x 2 km) também já foram utilizadas, porém implicaram na calibração de *valores equivalentes* dos parâmetros, diferentes dos valores medidos em escala local (Bathurst et al., 1995).

O modelo SHE exige uma grande quantidade de dados que, teoricamente, podem ser medidos em laboratório ou em experimentos na bacia, embora a altos custos. Em cada célula e em cada nível da discretização vertical é necessário conhecer o valor da condutividade hidráulica e a capacidade do solo de reter a umidade. Uma estimativa de um coeficiente de Manning é necessário para cada célula, tanto para o escoamento superficial como o escoamento em canal. A vegetação deve ser representada por dois parâmetros de resistência à evapotranspiração, um relativo à atmosfera e outro relativo à planta em si.

Outros parâmetros têm menos significado físico e exigem uma calibração independente, como os parâmetros da equação que representa a interceptação da precipitação e os parâmetros que representam a variação da transpiração com a umidade da camada superficial do solo (Bathurst et al., 1995 e Refsgaard e Storm, 1995). Assim, mesmo o modelo SHE, talvez a referência mais evidente de modelo com base física, têm alguns “calcanhares de Aquiles” conceituais.

Outra referência freqüente no assunto de modelos hidrológicos distribuídos é o TOPMODEL. Este modelo está baseado na hipótese de geração de escoamento distribuída na bacia por excesso de saturação. Em algumas áreas, principalmente as próximas da rede de drenagem, o solo tem maior umidade e pode saturar-se rapidamente. Esta área saturada contribui fortemente para o escoamento superficial e sub-superficial, além disso seu tamanho varia ao longo do evento de chuva, resultando em uma resposta não linear da bacia (Troendle, 1985).

O modelo TOPMODEL está baseado na hipótese de que é possível representar esta heterogeneidade na bacia analisando a sua topografia. Segundo esta hipótese, a “predisposição” de uma área elementar da bacia gerar escoamento horizontal, seja superficial ou sub-superficial, depende da área que contribui para esta 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).

A expressão final da hipótese é o “índice topográfico de similaridade hidrológica”, válido para cada ponto, célula, ou área elementar da bacia e expresso por:

$$i = \ln(a / \text{tang}(\beta))$$

onde  $i$  é o índice em um ponto,  $a$  é a área que drena para o ponto considerado e  $\text{tang}(\beta)$  é a declividade da superfície da bacia no ponto.

Tanto a área de drenagem como a declividade local são produtos relativamente fáceis de obter a partir de um MNT, que é a base física fundamental do modelo TOPMODEL, além disso algumas versões do modelo também consideram a condutividade hidráulica do solo, a cobertura vegetal e outras variáveis.

Utilizando um MNT em um SIG é possível encontrar o valor do índice em cada célula, e obter o histograma do índice. Durante a simulação, todas as células que apresentam o mesmo valor do índice se comportam de modo homogêneo. A resposta hidrológica é igual em todas as células com o mesmo índice, e a resposta hidrológica da bacia é a soma das respostas das células para cada valor do índice. Em uma versão mais complexa, incluindo a transmissividade hidráulica no índice de similaridade, e considerando a transmissividade dependente da umidade do solo, o índice é variável ao longo do tempo (Beven et al., 1995).

Os modelos SHE e TOPMODEL tem maior aplicação em bacias pequenas, ou mesmo bacias de vertentes, com drenagem efêmera. Outro aspecto comum aos dois modelos 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 tratamento nos dados. Ainda 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 ainda mais trabalhosa do que em modelos concentrados, devido às interações entre os parâmetros nos diferentes pontos da bacia.

### **3.3 COMPONENTES HIDROLÓGICOS EM MODELOS DE CIRCULAÇÃO GLOBAL**

Os modelos de circulação global (MCGs) descrevem o movimento do ar na atmosfera em todo o globo (modelos globais), através da solução numérica das equações de movimento

e termodinâmicas submetidas às condições iniciais, que se supõe conhecidas, e às condições de contorno (especialmente a radiação solar).

O comportamento hidrológico superficial é fundamental neste tipo de modelo porque dele depende a partição, em calor latente e calor sensível, da energia que chega à superfície terrestre. Devido à esta importância, houve um grande desenvolvimento de módulos de hidrologia superficial entre os meteorologistas e climatologistas.

A maior preocupação no desenvolvimento dos módulos de hidrologia superficial para os MCGs sempre foi o papel da vegetação no balanço de energia (incluindo a evapotranspiração). Em consequência, estes módulos apresentam grande complexidade e um elevado número de parâmetros para descrever a vegetação. O modelo BATS (*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*), por exemplo, têm entre 20 e 24 parâmetros relacionados à hidrologia e balanço de energia superficial em uma versão relativamente simples (Dickinson apud Sorooshian et al., 1998). O modelo SiB (Simple Biosphere model), embora seja uma versão simplificada do anterior, tem entre 44 e 50 parâmetros para descrever a vegetação e o transporte de água e calor no solo (Araújo et al., 2001; Liang et al., 1994).

Do ponto de vista das aplicações em hidrologia este número de parâmetros é excessivo. Não há, na maior parte das bacias, dados suficientes para definir o valor de cada um destes parâmetros. Além disso, os dados de campo são obtidos em micro escala, enquanto a aplicação ocorre na escala de centenas ou milhares de km<sup>2</sup>, o que dificulta o uso de alguns parâmetros medidos, como a condutividade hidráulica do solo. Por fim, os MCGs têm resolução espacial baixa demais para a representação de bacias maiores do que 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup> e não consideram o transporte lateral ou horizontal da água gerada em cada célula.

### **3.4 MODELOS DE GRANDES BACIAS**

Existe um hiato entre os modelos distribuídos de pequenas bacias, cujos representantes são os modelos SHE e TOPMODEL, e a representação da hidrologia superficial em modelos de previsão de tempo e clima.

A concepção dos modelos hidrológicos conceituais de uso tradicional na engenharia e dos modelos distribuídos mais recentes, tais como o SHE e o TOPMODEL, é adequada para os problemas na escala em que a hidrologia tradicional encontrou seus desafios, isto é, de dezenas a centenas de km<sup>2</sup>. Seu uso também permite a investigação sobre os processos hidrológicos em micro-escala, de alguns hectares.

No outro extremo da escala, estão os modelos hidrológicos que operam como módulos de hidrologia superficial nos modelos de previsão de tempo e clima. Nestes, a resolução espacial normalmente utilizada varia de centenas de quilômetros, no caso de modelos de previsão climática global, a alguns quilômetros no caso de modelos de previsão de tempo locais.

Entre os dois extremos, existe a necessidade de simular os processos hidrológicos superficiais em grande escala e com razoável embasamento físico. Por exemplo, Nijssen et al. (1997) apresentam três razões pelas quais se justifica pesquisar a hidrologia e desenvolver a modelagem hidrológica de grandes bacias:

1. A vazão de uma bacia é uma integral, sobre o espaço, de variáveis combinadas como a chuva e a evapotranspiração, e, portanto, integra erros de estimativa destas variáveis e ainda os amplifica. Esta característica pode ser usada para verificar as previsões de modelos atmosféricos. Isto poderia ser feito em três passos: i) Desenvolver bons modelos hidrológicos, em escala compatível com a escala de modelos atmosféricos; ii) verificar os modelos hidrológicos *off-line*, isto é, utilizando dados atmosféricos medidos (temperatura, precipitação, vento) e comparando os resultados do modelo com as vazões medidas; iii) tendo obtido bons resultados no passo ii, integrar os modelos hidrológicos aos modelos atmosféricos, permitindo o diagnóstico dos modelos atmosféricos uma vez que, dada a qualidade já verificada dos modelos hidrológicos, os erros na vazão de saída das bacias pode ser atribuído aos modelos atmosféricos.
2. fluxo de água de grandes bacias provoca um impacto considerável nos oceanos, principalmente na formação de gelo nos oceanos localizados em altas latitudes. Mesmo operando *off-line*, os modelos hidrológicos podem servir para previsões de redução da salinidade da água e formação de gelo nestes oceanos.
3. A previsão da vazão em rios é realizada em algumas grandes bacias utilizando combinações de modelos hidrológicos concentrados e propagação em rios. Tal é o caso do sistema de previsão do *National Weather Service*, dos Estados Unidos. Esta metodologia tem alguns problemas: é trabalhosa (cada sub-bacia exige um ajuste diferente) e os modelos concentrados de sub-bacias são inerentemente incompatíveis com a estrutura de modelos atmosféricos. À medida que os modelos atmosféricos vêm fornecendo previsões melhores de variáveis como a chuva e a temperatura, a previsão hidrológica poderá melhorar, principalmente quanto a antecedência de suas previsões. Mas para isto será necessário mudar a estrutura dos modelos hidrológicos.
4. Às razões acima, ainda podemos acrescentar outras duas:



5. Análise das conseqüências hidrológicas de mudanças de uso do solo em larga escala. Talvez a mais importante no caso brasileiro.
6. Gerenciamento dos recursos hídricos em grandes bacias internacionais, como a bacia do rio do Prata, em que as ações realizadas no Brasil podem ter conseqüências no Paraguai, Uruguai e na Argentina, precisa de instrumentos que permitam a avaliação destas ligações em grande escala.

Shuttleworth (1991) sugere que existe a necessidade de desenvolver uma área da hidrologia disposta a modelar os processos em grande escala adequadamente, ainda que a conseqüência seja o mau desempenho destes modelos em pequena escala. Segundo Kite e Haberlandt (1999), modelos hidrológicos de grandes bacias devem ser fisicamente interpretáveis e capazes de simular o comportamento hidrológico em diversos pontos, mas devem manter a simplicidade dos cálculos. É preciso identificar as variáveis cuja distribuição espacial é relevante, e aquelas cuja representação matemática deve ser rigorosa. As outras variáveis, e os outros processos, podem ser representados de forma mais conceitual, sem prejuízo para os objetivos.

Em função dos objetivos considerados por Nijssen et al. (1997), descritos acima, o interesse por grandes bacias cresceu mais entre os meteorologistas do que entre os hidrólogos.

Por algum tempo, a hidrologia seguiu uma abordagem diferente da adotada por meteorologistas e climatologistas para a simulação de grandes bacias, especialmente no aspecto da discretização espacial. Entre os hidrólogos foi mantida a metodologia de discretização por sub-bacias. Esta técnica, normalmente utilizada em bacias pequenas, foi estendida para bacias de mais de 10.000 km<sup>2</sup>. Entre os exemplos deste tipo de metodologia estão as aplicações do modelo Sacramento para a previsão hidrológica em bacias nos Estados Unidos (Burnash, 1995) e, mais recentemente, a aplicação do modelo HBV (Bergström, 1995) na bacia contribuinte ao Mar Báltico (Bergström e Graham, 1998).

Devido ao tipo de discretização dos MCGs, a abordagem para a discretização de grandes bacias entre os meteorologistas e climatologistas foi, desde o início, dividir todo o espaço em células regulares e, depois, verificar as células que pertenciam à bacia considerada. Desta forma os resultados previstos pelos módulos de hidrologia superficial dos MCGs foram verificados com base na vazão gerada em algumas bacias (Sausen et al., 1994).

Aos poucos, a discretização em células regulares foi tornando-se comum entre os modelos hidrológicos. Vörösmarty et al. (1991) apresentaram o que se considera um dos primeiros modelos hidrológicos distribuídos para grandes bacias. O modelo foi desenvolvido para analisar os impactos da atividade humana na bacia rio Zambezi (1.220.000 km<sup>2</sup>), no

sudeste da África. As bacias foram divididas em células de aproximadamente  $0,5 \times 0,5$  graus e o modelo utilizava uma metodologia baseada em balanço de água mensal (Vörösmarty et al., 1991). Este mesmo modelo foi utilizado, mais recentemente, para simular as bacias do rio Amazonas (Vörösmarty et al., 1996) e do rio São Francisco (Ferreira et al., 1998), com bons resultados para o intervalo de tempo mensal.

Outros modelos, desenvolvidos ao longo da década de 1990, já permitiam a simulação com intervalos de tempo de um dia ou menos e incluíam entre seus objetivos a acoplagem com modelos de circulação global. Este é o caso dos modelos VIC-2L, SLURP e LARSIM descritos adiante no texto.

O modelo VIC é um modelo desenvolvido originalmente como um módulo de hidrologia superficial de um modelo de circulação global (Wood et al., 1992). A proposta inicial era aperfeiçoar a representação da fase terrestre do ciclo hidrológico, em relação à representação usual. O principal aspecto inovador foi a representação da variabilidade da capacidade de infiltração no interior da célula do modelo, utilizando uma formulação semelhante ao modelo ARNO (Todini, 1996).

O modelo original foi aperfeiçoado, a seguir, para representar diversos tipos de cobertura vegetal no interior da célula e considerando a divisão do solo em duas camadas, quando passou a ser chamado VIC-2L (Liang et al., 1994; Lettenmaier, 2000). A evapotranspiração é calculada para cada cobertura vegetal utilizando a equação de Penman – Monteith. A solução da equação de evapotranspiração, no entanto, é iterativa, porque o modelo foi desenvolvido para ser acoplado aos modelos de previsão de tempo e clima.

Nijssen et al. (1997) e, mais recentemente, Lohmann et al. (1998a) incluíram, no modelo VIC-2L, módulos de propagação de vazões, permitindo comparar os resultados do modelo com medições de vazão em grandes bacias.

O modelo VIC-2L subdivide a bacia em uma grade regular de células de dimensões entre  $0,1$  a  $1,0$  grau. O balanço de água no solo é realizado para cada uma das células e, em cada célula, para um determinado número de blocos, de acordo com a cobertura vegetal obtida de imagens de satélite previamente classificadas. O modelo considera duas camadas de armazenamento do solo para cada um dos  $n+1$  blocos, de acordo com a figura 3.1. Da água da chuva que atinge a vegetação parte é interceptada e parte atinge o solo, onde pode escoar superficialmente ( $Q_d$ ) ou infiltrar. A água infiltra inicialmente na camada superficial de solo, de onde pode percolar para a camada mais profunda, dependendo da umidade e do tipo de solo. Na camada mais profunda do solo se origina o escoamento subterrâneo. A capacidade de infiltração da água no solo varia entre os blocos, segundo valores determinados de acordo com o tipo de solo e a cobertura vegetal, e dentro de cada bloco de acordo com uma

distribuição estatística semelhante à utilizada por Moore e Clarke (1981), descrita adiante no texto.

O modelo VIC-2l é, essencialmente, um modelo de balanço de água vertical, embora as células estejam conectadas entre si e alguns métodos de propagação já tenham sido adaptados ao modelo (Lohmann et al., 1998a e 1998b).

O modelo foi aplicado nas bacias do rio Columbia (cerca de 660.000 km<sup>2</sup>), localizada entre Canadá e Estados Unidos, dos rios Delaware (33.100 km<sup>2</sup>) Arkansas e Red (637.000 km<sup>2</sup>), localizadas nos Estados Unidos (Nijssen et al., 1997, Abdulla e Lettenmaier, 1997a), e na bacia do rio Weser (37.000 km<sup>2</sup>), na Alemanha (Lohmann et al., 1998b). O modelo também foi aplicado para analisar o impacto das mudanças de cobertura vegetal sobre o escoamento na bacia do rio Columbia (Matheussen et al., 2000) e para previsão hidrológica sazonal na mesma bacia (Hamlet e Lettenmaier, 1999). Atualmente, o modelo VIC-2L também está sendo aplicado na bacia do rio da Prata, ainda sem resultados (Mechoso et al., 2001).

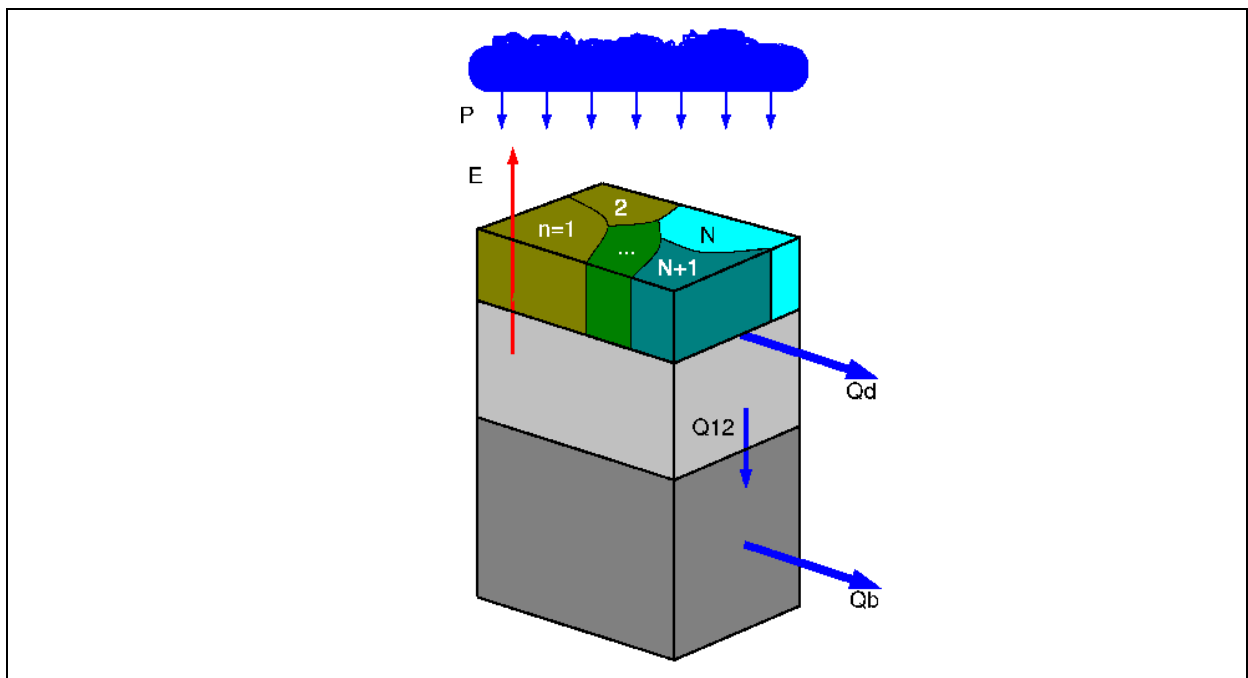


Figura 3.1: Esquema do balanço de água no solo utilizado no modelo VIC-2L (adaptado de Hamlet e Lettenmaier, 1999).

O modelo SLURP (Kite e Kowen, 1992; Kite 1995a; Kite, 1995b; Kite, 1997) é um modelo hidrológico semi-distribuído desenvolvido para a simulação de grandes bacias. O modelo está baseado na divisão da bacia em regiões de comportamento hidrológico semelhante, que são chamadas *Grouped Response Units* (GRU). Cada uma das GRUs, por sua vez, é dividida em blocos, segundo o tipo de cobertura vegetal. O balanço vertical é realizado

nos blocos e o escoamento gerado é propagado no interior da GRU até a rede de drenagem por um método de hidrograma unitário derivado do modelo numérico do terreno. A propagação na rede de drenagem é realizada usando um método baseado em seqüência de reservatórios não lineares.

A divisão da bacia em regiões de comportamento hidrológico semelhante feita considerando, em primeiro lugar, os pontos em que existem dados de vazão observados que podem permitir a calibração do modelo e, em segundo lugar, a altitude (Kite, 1997). Nas aplicações do modelo SLURP apresentadas, o derretimento de neve domina a formação do hidrograma e, por isso, a informação sobre altitude é fundamental. A bacia é dividida em GRUs de acordo com a faixa de altitudes das células de um modelo numérico do terreno (Kite, 1997; Kite e Haberlandt, 1999).

O modelo hidrológico LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) foi desenvolvido para ser o módulo de hidrologia superficial acoplado a um modelo atmosférico (Bremicker, 1998). O conjunto foi testado na bacia de contribuição do Mar Báltico, no contexto de um projeto chamado BALTEX (Baltic Sea Experiment), que por sua vez fez parte de um projeto chamado GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment), em que foram realizados testes de modelos hidrológicos diversos em bacias da Ásia, do rio Mississipi, do rio Mackenzie e do rio Amazonas (Bremicker, 1998).

A acoplagem do modelo hidrológico aos modelos atmosféricos, embora não tenha sido realizada ainda (Bremicker, 1998), definiu a escala de trabalho a ser utilizada. Assim como nos modelos atmosféricos, o objetivo era simular o comportamento de grandes áreas. Além disso, a futura acoplagem aos modelos atmosféricos tornou obrigatória uma representação realista dos fluxos de evapotranspiração.

De forma semelhante ao modelo VIC-2L, o modelo LARSIM subdivide a bacia em uma grade regular de células quadradas e cada uma das células é subdividida em blocos que combinam uso do solo e cobertura vegetal. Os processos hidrológicos descritos são:

- interceptação;
- acumulação, compactação e derretimento de neve e gelo;
- evapotranspiração;
- armazenamento no solo com drenagem rápida (superficial), drenagem lenta (subsuperficial) e drenagem muito lenta (subterrânea);
- escoamento;
- translação e retenção nos rios;
- retenção em lagos e reservatórios.

A interceptação é definida como função da cobertura do solo. A evapotranspiração é descrita por uma formulação utilizada pelo serviço meteorológico britânico, denominada MORECS (Thompson et al. apud Bremicker, 1998). O balanço de água na camada superficial do solo é representado pelo modelo de capacidade variável Xinanjiang (Zhao et al. 1977 apud Todini, 1996), já utilizado também no modelo ARNO (Todini, 1996) e no modelo VIC-2L (Liang et al., 1994). O escoamento no interior da célula é representado por três reservatórios lineares paralelos. O escoamento em rios e canais é representado pelo modelo de Williams (1969).

Bremicker (1998) descreve uma aplicação à bacia do rio Weser, de cerca de 46.000 km<sup>2</sup>. Nesta aplicação foram utilizados dados observados de chuva, radiação, temperatura, umidade relativa do ar e pressão atmosférica, com o objetivo de testar o modelo hidrológico, independente de possíveis erros no modelo atmosférico. Um trabalho complementar foi desenvolvido por Fackel (1997), que analisou a sensibilidade do modelo a alguns parâmetros e as possibilidades da regionalização dos parâmetros e dos dados de entrada.

Outros modelos desenvolvidos com objetivos e características semelhantes foram apresentados por Habets et al. (1999), Motovilov et al. (1999), Wang e Takahashi (1998), Arnell (1999) e Yao e Terakawa (1999).

### **3.4.1 Variabilidade no interior das células**

Assim como os modelos distribuídos de pequenas bacias, os modelos hidrológicos de grandes bacias subdividem a área de interesse em áreas elementares como sub-bacias menores, ou células, regulares ou não. Entretanto, ao contrário do que ocorre com os modelos distribuídos de pequenas bacias, não é sempre desejável a redução do tamanho das áreas elementares, como forma de garantir a homogeneidade das características físicas. Idealmente, os modelos hidrológicos de grandes bacias devem subdividir a área de interesse em células suficientemente grandes para que possa ser desconsiderado o transporte de água entre as células por processos diferentes do escoamento em rios e canais perenes (Gottschalk e Motovilov, 2000). Isto significa que, ao utilizar uma resolução espacial suficientemente grande, não é necessário descrever no modelo processos hidrológicos de transporte entre duas células adjacentes tais como o escoamento superficial em canais efêmeros e o escoamento subterrâneo.

Na maioria das vezes, a resolução espacial adotada nos modelos hidrológicos de grandes bacias aproxima-se da resolução espacial dos modelos de circulação global (MCGs) e dos modelos de previsão de tempo e clima, que é da ordem de dezenas de km.

Esta resolução baixa tem a vantagem de permitir trabalhar com os modelos mesmo em microcomputadores. Por outro lado, a baixa resolução espacial exige que seja considerada, de alguma forma, a variabilidade interna à célula das características físicas mais relevantes. Numa célula de dezenas ou centenas de km<sup>2</sup> de uma bacia hidrográfica podem coexistir áreas de diferentes coberturas vegetais e, dentro de áreas de cobertura vegetal homogênea, extensas áreas de solo completamente saturado com áreas impermeáveis e áreas apenas parcialmente saturadas. Integrar tal heterogeneidade em uma célula, a qual o modelo representa com parâmetros médios para toda a célula (por exemplo um valor apenas de umidade do solo) é uma simplificação grosseira. A geração de escoamento superficial não pode ser considerada uma função linear da umidade do solo (Becker, 1995).

Uma forma de considerar a variabilidade interna é subdividir a célula em blocos de acordo com o uso do solo e a cobertura vegetal. Este procedimento é normalmente utilizado nos módulos de hidrologia superficial dos MCGs e está ilustrado na figura 3.1 para o caso do modelo VIC-2L (Liang et al., 1994). Neste caso a variabilidade interna é representada pela porcentagem da área da célula que corresponde a cada um dos blocos de uso e cobertura, de forma adimensional, isto é, não é considerada a posição de cada bloco dentro da célula.

Além disso, uma solução para representar a heterogeneidade na escala de grandes bacias tem sido considerar que o parâmetro, estado ou característica física, nos diversos pontos da bacia ou de uma célula, obedece a uma distribuição estatística (Moore e Clarke, 1981; Zhao et al., 1980). No aspecto particular da heterogeneidade da capacidade de armazenamento do solo, Clarke (1994) faz a seguinte descrição desta forma de modelar uma bacia: "*uma população de elementos de armazenamento, ou estreitos tubos verticais, de profundidade variável, fechados no fundo e abertos no topo*". A chuva cai sobre a bacia e quando, pelo menos, um dos tubos se enche, inicia o escoamento.

Esta abordagem está representada na figura 3.2a, onde a camada superficial do solo da bacia (ou da célula do modelo) é representada por um grande número de vasos de flor de tamanhos diferentes, o que determina uma capacidade diferente de reter água. A variabilidade da capacidade de armazenamento pode ser expressa pela sua distribuição estatística, conforme a figura 3.2b.

A metodologia da representação da capacidade de armazenamento do solo por uma distribuição estatística tem sido utilizada, de forma semelhante à apresentada na figura 3.2, em diversos modelos hidrológicos, como o HBV (Bergström, 1995), ARNO (Todini, 1996), o Macro-PDM (Arnell, 1999), o LARSIM (Bremicker, 1998) e o VIC-2L (Liang et al., 1994; Nijssen et al., 1997), desde os trabalhos de Zhao et al. (1980) e de Moore e Clarke (1981). Segundo Todini (1996), esta metodologia melhora a simulação do comportamento fortemente

não linear da geração de escoamento. A metodologia de balanço de água no solo considerando a variabilidade da capacidade de armazenamento utilizada pelos modelos ARNO e LARSIM está detalhada no Anexo A.

Usualmente, esta distribuição estatística têm sua forma fixada arbitrariamente, e seus parâmetros são calibrados. Isto reduz um pouco o embasamento físico dos modelos de macro-escala. Uma forma alternativa de obter a distribuição no interior da célula é sugerida por Quinn et al. (1995). Estes autores utilizaram a distribuição do índice topográfico, que serve de base para o modelo TOPMODEL, para gerar a distribuição estatística da capacidade de armazenamento.

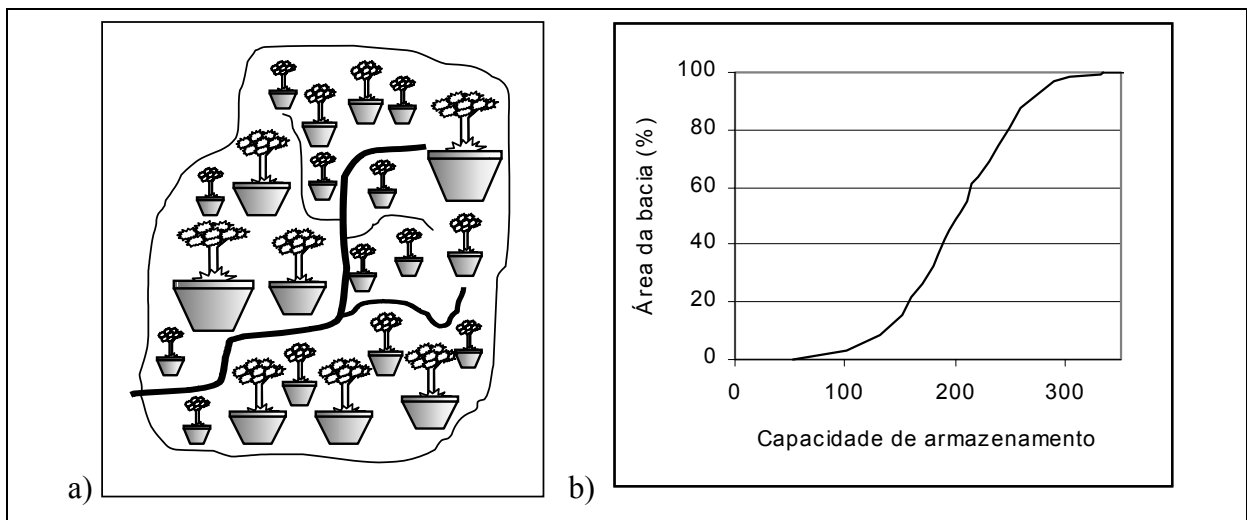


Figura 3.2: Representação da variabilidade espacial da capacidade de armazenamento do solo em uma bacia ou célula (a) e a distribuição estatística equivalente (adaptado de Bergström e Graham, 1998).

### 3.5 FONTES DE DADOS PARA MODELOS DE GRANDES BACIAS

A busca de modelos hidrológicos de grande escala vêm sendo acompanhada pela busca de dados adequados para esta escala, e que estejam disponíveis em grandes extensões geográficas.

A maior fonte para estes dados é, sem dúvida, o sensoriamento remoto. Suas vantagens são (Singh, 1995):

- medições distribuídas sobre grandes áreas;
- toda a informação é guardada de forma organizada e padronizada no mesmo local;

- é possível repetir as medições no tempo e no espaço;
- os dados estão disponíveis em forma digital;
- a aquisição de dados não interfere nos fenômenos observados;
- permite atingir locais de difícil acesso;
- uma vez instalado o sistema, os custos de aquisição são mínimos.

O sensoriamento remoto é, normalmente, utilizado para a classificação da cobertura vegetal e uso do solo, porém pode fornecer dados adicionais como: umidade do solo, estimativas da evapotranspiração real, áreas inundadas, etc. Dependendo do caso, os dados podem, ou poderão, ser adquiridos em “tempo real” para monitoramento ambiental, ou previsão hidrológica (Mauser e Schädlich, 1998).

Os mapas de tipos de solos também são uma fonte fundamental de dados, em função da importância dos solos no comportamento hidrológico das bacias. Em geral, os dados de tipos de solos estão disponíveis na forma de mapas e de tabelas de características físicas e químicas. No Brasil a maior fonte de dados de tipos de solos é o levantamento RADAM Brasil, que está disponível na escala de 1:1.000.000.

Os Modelos Numéricos do Terreno (MNTs) são igualmente importantes na modelagem hidrológica. Eles podem ser obtidos a partir da interpolação de dados digitalizados de mapas topográficos, ou diretamente, a partir de sensores em satélites (Mendes e Cirilo, 2001). Em alguns casos, o MNT da região de interesse já foi desenvolvido para aplicações anteriores. O USGS (*United States Geological Survey*), por exemplo, desenvolveu um MNT global, com resolução de 1 x 1 km, e disponibilizou este MNT através da Internet sem custos. Infelizmente, a qualidade deste MNT não é boa, particularmente em países como o Brasil e em zonas de fronteira entre diferentes bases de dados utilizadas na interpolação (Bliss e Olsen, 1999). Estes MNTs são, ainda, obtidos a partir de mapas digitalizados e interpolados, o que poderá mudar no futuro com o aumento da disponibilidade de MNTs obtidos por por sensoriamento remoto (Endreny et al., 2000a e 2000b).

Müller e Garcia (2001) analisaram o MNT disponibilizado pelo USGS em diferentes bacias do estado do Paraná e concluíram que sua qualidade é satisfatória quando analisado na escala de bacias maiores do que 2.000 km<sup>2</sup>.

Os dados hidrometeorológicos para os modelos de grandes bacias são obtidos, em geral, a partir da interpolação de dados medidos em estações pluviométricas ou meteorológicas. Porém, outra fonte de dados que pode vir a ser útil na modelagem hidrológica é a simulação atmosférica e climática, uma vez que produz, como variáveis de saída, os valores de precipitação com uma resolução eventualmente maior do que a da rede de



observação hidrometeorológica (Kite, 1997). Dependendo das características da bacia e do horizonte de previsão destas simulações, o ganho no conhecimento da distribuição espacial da precipitação, especialmente em regiões com grandes variações de altitude, pode ser maior do que a eventual perda de qualidade dos dados.

### **3.6 CALIBRAÇÃO DE PARÂMETROS DE MODELOS DISTRIBUÍDOS**

De certa forma, o advento dos modelos distribuídos contribuiu para tornar a etapa de calibração mais difícil: em um modelo concentrado existiam poucos parâmetros, com os modelos distribuídos existem, pelo menos, tantos quantos os elementos de discretização da bacia.

A escassez de dados surge como limitação: não é possível calibrar cada parâmetro para cada célula ou elemento de discretização do modelo, pois não existem dados para tanto. Para contornar este problema, os parâmetros são associados às variáveis conhecidas. Assim, os valores dos parâmetros podem ser associados às classes de uso do solo e cobertura vegetal, ou aos tipos de solo.

Em alguns casos a relação entre os parâmetros e as classes de cobertura e uso do solo podem ser diferentes para diferentes sub-bacias (Kite e Kouwen, 1992). Para as sub-bacias sem dados, esta abordagem pode ser incrementada pela regionalização dos parâmetros. A regionalização de parâmetros é uma forma de formar uma ligação entre os valores dos parâmetros e de características da bacia que podem ser medidas. Este esforço se justifica para minimizar a necessidade de ajuste estatístico e fortalecer a base física do modelo. Abdulla e Lettenmaier (1997a) apresentaram um método para regionalizar parâmetros do modelo VIC-2L, estimados por calibração automática para algumas sub-bacias com dados, para toda a bacia do rio Arkansas. A regionalização, relacionando os valores dos parâmetros às características mensuráveis do solo, tais como porcentagem de areia e silte, porosidade, e a outras características, como a temperatura média, reduziu o erro do escoamento anual em relação a uma simples interpolação dos parâmetros (Abdulla e Lettenmaier, 1997b). Um trabalho de regionalização de parâmetros semelhante foi desenvolvido para o modelo LARSIM, aplicado na bacia do rio Weser, na Alemanha (Fackel, 1997).

Os parâmetros dos módulos de hidrologia superficial dos MCGs são estimados com base numa metodologia semelhante à regionalização. Esta metodologia inclui a estimativa de alguns parâmetros através da medição detalhada de algumas variáveis em escala local, e a associação entre os valores dos parâmetros às classes de cobertura vegetal. As diferenças de comportamento hidrológico entre a escala local em que são feitas as medições e a escala

regional ou global em que os modelos são aplicados, e a pequena quantidade de dados disponíveis para este tipo de calibração limitam muito a qualidade dos resultados destes modelos (Shuttleworth, 1991).

De qualquer forma, mesmo que seja utilizada a regionalização, em uma etapa anterior os parâmetros precisam ser calibrados. A calibração de modelos hidrológicos é um processo iterativo em que os valores dos parâmetros são modificados e seu efeito nos resultados é avaliado repetidamente, até que o hidrograma calculado reproduza o hidrograma observado com boa precisão. Para isto, o usuário normalmente utiliza a avaliação visual, em gráficos, verificando se as vazões calculadas e observadas tem valores próximos nos períodos de cheia e estiagem, se a recessão do hidrograma está bem apresentada, se o valor do pico da cheia está próximo do observado e se ao picos de vazão calculado e observado estão próximos. Adicionalmente, podem ser utilizadas funções objetivo, que procuram quantificar a qualidade do ajuste dos hidrogramas (Tucci, 1998).

Quando o modelo utilizado tem um grande número de parâmetros e o usuário tem pouca experiência, o processo de calibração pode ser lento e tedioso. Para tornar mais rápido e eficiente este processo foram criados os métodos de calibração automática.

A calibração automática é criticada por hidrólogos mais experientes (Burnash, 1995), para os quais:

- conjuntos de parâmetros que produzem um bom valor da função objetivo podem ser conceitualmente absurdos, ou inválidos;
- modelo calibrado com algoritmos automáticos deixa de ser uma poderosa ferramenta de análise da bacia e passa a ser uma caixa preta, destinada a produzir os melhores valores da função objetivo;
- ao utilizar uma técnica de calibração automática o usuário do modelo perde a sensibilidade sobre o comportamento do modelo e tende a não compreender plenamente as suas limitações;
- atingir um melhor valor de uma função objetivo qualquer não necessariamente implicará em representar melhor o comportamento da bacia;
- usuário do modelo tem, na calibração manual, uma forma de aprendizado, que não existe na calibração automática;
- nem sempre o tempo necessário para a calibração é inferior com algoritmos automáticos.

Uma parcela considerável das críticas à calibração automática está relacionada às funções objetivo que são utilizadas. Ainda são incipientes as tentativas de definir funções que podem ser comparadas à função objetivo implícita no processo de calibração manual. As

funções objetivo normalmente utilizadas na calibração automática não contemplam toda a complexidade considerada na calibração manual (Boyle et al., 2000).

Outra parcela das críticas ocorre porque os primeiros métodos de calibração automática que surgiram na literatura estavam baseados em técnicas de otimização local. Estes métodos, como o Rosenbrock (Rosenbrock apud Tucci, 1998), por exemplo, tendem a calibrar o modelo com grupos diferentes de parâmetros dependendo do ponto de início do processo de busca (Johnston e Pilgrim, 1976). Isto significa que, em duas aplicações idênticas à mesma bacia e ao mesmo período de tempo, o método de calibração pode encontrar valores de parâmetros diferentes, o que aumenta muito a incerteza no uso do modelo. Isto ocorre porque as superfícies de resposta das funções objetivo normalmente utilizadas são não lineares, descontínuas e apresentam um grande número de ótimos locais (Duan et al., 1992). Sobre estas superfícies de resposta, as técnicas de calibração baseadas em busca local tendem a gerar resultados pouco confiáveis.

Nos últimos dez anos, porém, importantes desenvolvimentos vêm ocorrendo tanto na definição de novas funções objetivo (Yu e Yang, 2000) como no desenvolvimento de algoritmos de otimização global (Wang, 1991; Duan et al., 1992; Yapo et al., 1998, Thyer et al., 1999; Abbaspour et al., 2001). Estes desenvolvimentos devem contribuir para reduzir, ao menos parcialmente, os pontos fracos da calibração automática.

Entre os algoritmos de otimização global propostos recentemente destacam-se os algoritmos genéticos, que tomam emprestados alguns conceitos da biologia, e estão baseados no processo de evolução de uma população, sujeita a algumas regras de seleção natural, tal como ocorre com os seres vivos na natureza. Dentre estes, destacam-se os algoritmos SCE-UA (Duan et al., 1992) e MOCOM-UA (Yapo et al., 1998), que foram incorporados ao modelo e que estão descritos no próximo capítulo.

### **3.6.1 Múltiplos objetivos e incertezas na calibração de parâmetros**

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 desta incerteza existem faixas de valores dos parâmetros e combinações diferentes dos valores dos parâmetros que geram resultados semelhantes (Beven, 1993).

Por algum tempo, a solução para este problema parecia ser o desenvolvimento de modelos distribuídos de maior base física, cujos parâmetros pudessem ser medidos diretamente no campo. Esta perspectiva otimista passou a enfraquecer à medida que as influências da variabilidade espacial e temporal das características físicas da bacia, e da dependência dos parâmetros da escala foram compreendidas. A aplicação de modelos distribuídos mostrou justamente o contrário: surgiram mais parâmetros e um maior número de combinações de valores de parâmetros gerando resultados semelhantes (Wagner et al., 2001).

As limitações dos modelos distribuídos passaram a ser reconhecidas e, atualmente, existem pelo menos duas formas, relativamente semelhantes, de avaliar o problema da incerteza na determinação dos valores dos parâmetros (Beven, 2001). A primeira forma é a propagação das incertezas pelo método 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. 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.

A segunda forma de avaliar a incerteza consiste em analisar o problema sob o ponto de vista da calibração multi-objetivo (Gupta et al., 1998), procurando imitar o procedimento normal durante a calibração manual (Boyle et al., 2000).

Ao calibrar manualmente um modelo chuva vazão, um hidrólogo pode escolher um entre muitos conjuntos de parâmetros diferentes, de maneira mais ou menos subjetiva. Ele pode escolher um conjunto que resulte em um bom ajuste nas vazões mínimas, ou outro conjunto que resulte em um bom ajuste das vazões máximas. Eventualmente, ainda, ele pode desprezar um pouco o ajuste dos picos e das vazões mínimas e dar um peso muito grande ao ajuste dos volumes totais. Qualquer conjunto de parâmetros escolhido desta forma é válido, portanto existe a incerteza na calibração dos parâmetros associada aos diferentes objetivos que são definidos durante a calibração.

A característica multi-objetivo da calibração de parâmetros de modelos hidrológicos tende a aumentar ainda mais, com a nova geração de modelos hidrológicos destinados a produzir resultados de outras variáveis, além da vazão, como o fluxo de evapotranspiração para diferentes usos do solo, ou com os módulos de hidrologia superficial de MCGs, que, com base na radiação solar e outros condicionantes, devem produzir bons resultados tanto no fluxo de calor latente como no de calor sensível (Sorooshian et al., 1998).

A calibração automática normalmente é pior do que a calibração manual, porque as funções objetivo normalmente utilizadas na calibração automática mono-objetivo não contemplam toda a complexidade considerada na calibração manual (Boyle et al., 2000).

Na calibração automática multi-objetivo, por outro lado, o objetivo é otimizar, ao mesmo tempo, várias funções, que avaliam vários aspectos da qualidade do ajuste entre hidrogramas calculado e observado. Algumas técnicas de calibração multi-objetivo são apresentadas nos trabalhos de Yapó et al. (1998); Gupta et al. (1998); Boyle et al. (2000) e Madsen (2000).

A principal característica de um problema de otimização multi-objetivo é que a solução, em geral, não será única. Isto é, um conjunto de parâmetros A corresponderá ao ótimo da função F1 e um conjunto de parâmetros B, diferente de A, corresponderá ao ótimo da função F2. Existirão ainda muitos outros conjuntos de parâmetros (C e D, por exemplo) que, embora não correspondam ao ótimo de F1 nem de F2, podem ser considerados aceitáveis. Os conjuntos de parâmetros aceitáveis são tais que, partindo da solução C para a solução D, a mudança para melhor em uma função objetivo será contrabalançada pela deterioração em outra, e não existirá nenhuma solução E que seja, ao mesmo tempo, melhor em F1 e F2 do que C ou D. Se não houver nenhuma informação adicional que permita dar maior importância a uma das duas funções objetivo, todas as soluções intermediárias devem ser consideradas boas.

Devido a estas características, a solução de um problema de otimização multi-objetivo não é um ponto, mas uma região, denominada região de Pareto, ou região de soluções não inferiores ou não dominadas (Yapó et al., 1998).

A figura 3.3 apresenta um problema simples de otimização multi-objetivo de duas funções de apenas uma variável. Na figura 3.5, F1 e F2 são funções da variável  $x$ , tais que F1 tem o valor mínimo em  $x_1=4$  e F2 tem o mínimo em  $x_2=6$ . A região entre  $x_1$  e  $x_2$  é tal que as alterações na variável  $x$  melhoram o valor de F1 e pioram o de F2, ou vice-versa. A região de Pareto deste problema é a região em que  $x$  varia entre 4 e 6, marcada com pontos na figura 3.3.

A definição da região de Pareto soluciona o problema de otimização, na medida em que divide as infinitas soluções possíveis em “boas” e “más”. As soluções classificadas como “boas” podem passar por uma análise posterior por parte do usuário do modelo, que pode adotar uma ou mais delas. No problema da figura 3.3, por exemplo, não é possível determinar o valor de  $x$  que corresponde ao ótimo, mas todos os valores fora do intervalo  $4 < x < 6$  podem ser desconsiderados.

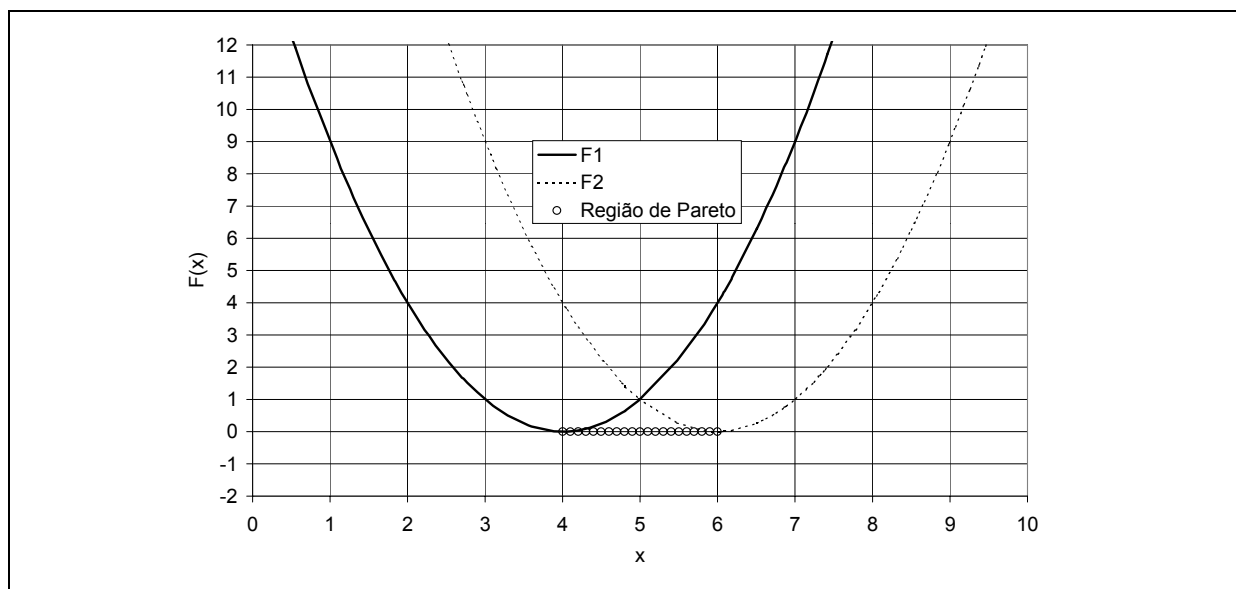


Figura 3.3: Problema de otimização multi-objetivo de duas funções da mesma variável.

A otimização, ou calibração, automática mono-objetivo pode ser utilizada de forma iterativa para resolver o problema de otimização multi-objetivo, ou seja, encontrar a região de Pareto correspondente. Madsen (2000) apresenta uma metodologia baseada no método de calibração automática SCE-UA, descrito no item 3.6.1. O problema multi-objetivo é reduzido a um problema mono-objetivo através do uso de coeficientes, ou pesos, atribuídos a cada uma das funções objetivo. Através do uso repetido do método de calibração automática, com pesos diferentes para cada função objetivo a cada calibração, são encontrados diversos pontos que definem, aproximadamente, a região de Pareto do problema de calibração multi-objetivo.

A técnica de otimização utilizada por Madsen (2000) é pouco eficiente computacionalmente porque implica em avaliar a função objetivo um número exageradamente grande de vezes. Uma técnica mais eficiente foi apresentada por Yapo et al. (1998). A técnica de Yapo et al. (1998) utiliza o conceito de “hierarquização de Pareto” ou *Pareto ranking*, que está descrito a seguir, para encontrar, em apenas um procedimento de otimização, vários pontos na região de Pareto. O algoritmo de Yapo et al. (1998) é denominado MOCOM-UA (*Multiple-Objective Complex Evolution* - Universidade do Arizona) e é uma variação do algoritmo SCE-UA. O algoritmo MOCOM-UA também está baseado em técnicas de algoritmos genéticos e no algoritmo simplex de Nelder e Mead.

### 3.7 APLICAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS

No desenvolvimento de um modelo hidrológico é interessante incluir uma etapa de avaliação de desempenho nas tarefas aos quais se destina. Esta avaliação consiste de testes em

que se verifica o quanto os resultados previstos com o modelo se aproximam da realidade observada.

De maneira geral, os modelos hidrológicos são calibrados com dados de um período de tempo e verificados com dados de outro período (*split sample test*). Quando a qualidade dos resultados não se reduz substancialmente, o modelo é considerado verificado e suficientemente bom para ser aplicado. Entretanto, esta é apenas uma etapa da validação de um modelo.

Klemes (1986) propõe um esquema de testes pelo qual um modelo hidrológico pode ser validado para diferentes usos. De acordo com este esquema existem duas categorias de processos que podem ser simulados com um modelo hidrológico:

1. estacionários
2. não estacionários.

Cada um destes pode ser dividido em dois grupos, de acordo com a origem dos dados e o objetivo da simulação:

- a) calibração e previsão na mesma bacia e no mesmo local
- b) calibração e previsão em locais diferentes ou bacias diferentes.

Exemplos típicos das combinações resultantes seriam (Klemes, 1986):

- preenchimento de falhas nos dados de vazão de um posto fluviométrico (problema 1a - estacionário e no mesmo local);
- geração de dados de vazão em um local sem posto fluviométrico (problema 1b – estacionário em locais diferentes);
- previsão de mudanças hidrológicas em um posto fluviométrico (problema 2a – não estacionário e no mesmo local);
- previsão de mudanças hidrológicas em um local sem posto fluviométrico (problema 2b – não estacionário em locais diferentes).

Cada um dos exemplos acima correspondem a um grau de dificuldade e para cada um existe um teste que define o padrão mínimo aceitável para que o modelo possa ser utilizado.

Para o problema do tipo 1a, o teste mínimo que o modelo deve superar é a separação da série de dados disponível em dois períodos. O modelo deve ser calibrado utilizando os dados do primeiro período (calibração) e deve ser aplicado utilizando os dados do segundo (verificação). Os resultados devem ser bons nos períodos de calibração e verificação. O mesmo deve ocorrer trocando os períodos de calibração e verificação. Este teste é conhecido como *split sample test*.

Para o problema do tipo 1b, o modelo deve ser calibrado com os dados de um posto fluviométrico e verificado com os dados de outro, sem que a qualidade das séries calculadas se reduza substancialmente. Os dois postos (calibração e verificação) devem estar na mesma bacia ou em bacias de características semelhantes. Este teste é conhecido como *proxy basin test*.

Para o problema do tipo 2a, no caso de uma mudança do clima, a série de dados disponível em um posto deve ser dividida em dois períodos: o período A, com precipitação acima da média; e o período B, com precipitação abaixo da média. Se o objetivo for prever as conseqüências de um período seco, o modelo deve ser calibrado com os dados do período A e verificado com os dados do período B. Se o objetivo for prever as conseqüências de um período úmido, o modelo deve ser calibrado com os dados do período B e verificado com os dados do período A. No caso de mudanças de uso do solo, deve existir um posto fluviométrico com dados que cubram um tempo suficiente anterior e posterior ao início das mudanças. O modelo deve ser calibrado ao período anterior às mudanças e verificado no período posterior, após a modificação dos parâmetros relativos ao uso do solo. Este teste é denominado *differential split sample test*.

Para o problema do tipo 2b, no caso em que o modelo deve ser aplicado em uma bacia C para prever as conseqüências de mudanças climáticas, devem ser encontradas duas bacias, A e B, semelhantes à bacia C, em que existem dados observados ao longo de um tempo em que podem ser distinguidos um período úmido e um período seco. O modelo deve ser calibrado com os dados do período úmido da bacia A e aplicado com os dados do período úmido da bacia B, gerando bons resultados, e vice-versa. O teste para as mudanças de uso do solo é semelhante. Este tipo de teste é chamado *proxy-basin differential split-sample test*.

De maneira geral os modelos hidrológicos ainda estão longe de superar todos os testes propostos por Klemes (1986). Apenas os testes do tipo 1a (*split sample test*) são relativamente comuns atualmente, embora os testes do tipo 1b estejam começando a ser aplicados. Motovilov et al. (1999) e Gottschalk et al. (1999) descrevem a aplicação de um modelo hidrológico distribuído utilizando 7 anos de dados de três bacias na Suécia para a calibração, e 14 anos de dados de seis outras bacias na mesma região para a verificação. O teste apresentado corresponde ao teste do tipo 1b descrito acima, e os resultados permitem a aplicação do modelo em bacias sem dados.

A avaliação com base neste tipo de teste é necessária para evitar os abusos que o hidrólogo é tentado a cometer, ao acreditar demais nos resultados de seu modelo hidrológico, especialmente no caso de modelos distribuídos e com um pouco de base física.



## SUMÁRIO DO CAPÍTULO

A hidrologia utiliza as técnicas de simulação com modelos matemáticos desde a década de 60. O maior uso da simulação hidrológica têm sido em bacias pequenas. Na meteorologia, por outro lado, as técnicas de simulação são utilizadas para analisar a circulação atmosférica global, com detalhada descrição dos processos de troca de água e energia na superfície terrestre e com especial interesse no papel da vegetação. Nos modelos de circulação global, no entanto, não é dada importância ao transporte lateral, como o escoamento em rios e reservatórios, que é de grande interesse na hidrologia.

Entre a escala da simulação hidrológica tradicional, em que o enfoque principal é dado sobre pequenas bacias, e a escala dos modelos de circulação atmosférica, existe um hiato a ser preenchido por modelos hidrológicos distribuídos capazes de representar os processos de transformação chuva-vazão, evapotranspiração e escoamento em rios e reservatórios, com razoável base física, em bacias maiores do que 10.000 km<sup>2</sup>. Nesta escala a formulação dos modelos deve ser modificada, mantendo, tanto quanto possível e necessária, a base física, porém simplificando a representação da variabilidade espacial.

A calibração dos parâmetros destes modelos pode ser realizada de forma manual ou automática, considerando a associação entre os valores dos parâmetros e as características que podem ser medidas ou observadas na bacia, tais como as classes de uso do solo, ou os tipos de solo.

Um modelo hidrológico de grandes bacias deve ser validado em diferentes níveis, segundo um esquema de testes, antes que os seus resultados possam ser aplicados para a tomada de decisões.

## CAPÍTULO 4: O MODELO HIDROLÓGICO

### 4.1 Estrutura do modelo

Este capítulo descreve um modelo hidrológico distribuído, desenvolvido para a simulação de grandes bacias. A estrutura do modelo descrito aqui foi baseada na estrutura dos modelos LARSIM (Bremicker, 1998) e VIC-2L (Wood et al., 1992; Liang et al., 1994; Abdulla e Lettenmaier, 1997b; Lohmann et al. 1998a), com algumas adaptações. O módulo de balanço de água no solo foi simplificado, o módulo de evapotranspiração foi desenvolvido de acordo com os textos de Shuttleworth (1993) e Wigmosta et al. (1994), e a metodologia de Muskingun-Cunge, na forma descrita por Tucci (1998), foi utilizada no módulo de escoamento na rede de drenagem.

O modelo é composto dos seguintes módulos:

- balanço de água no solo;
- evapotranspiração;
- escoamentos: superficial, sub-superficial e subterrâneo na célula;
- escoamento na rede de drenagem.

Além destes módulos, este capítulo apresenta a metodologia de geoprocessamento, necessária para a preparação de dados para o modelo, e a metodologia de calibração automática implementada no modelo.

A bacia hidrográfica em que é aplicado o modelo é dividida em células quadradas, ligadas entre si por canais de drenagem (figura 4.1). Toda a bacia é classificada segundo grupos que contêm as combinações mais frequentes de uso do solo, cobertura vegetal e tipo de solo. Esta classificação pode ser, por exemplo, de 7 grupos. A cada um dos grupos são associados parâmetros característicos, que podem ser fixos ou calibráveis.

Para cada célula é definida a fração da mesma que está em cada grupo. Desta forma, cada célula é dividida em blocos (figura 4.2). O balanço de água vertical é realizado em cada bloco de cada célula. O escoamento difuso da vazão no interior das células é realizado integrando a contribuição dos blocos e propagando a vazão resultante através de reservatórios lineares simples. A figura 4.3 apresenta a estrutura de cálculo de uma célula do modelo.

O tamanho das células é suficientemente grande para que se possa considerar que o transporte da água entre células ocorra apenas por escoamento ao longo dos principais rios. Células pequenas exigiriam a representação do escoamento subterrâneo e sub-superficial entre células (Gotschalk e Motovilov, 2000). Nas aplicações apresentadas neste trabalho as células

têm, aproximadamente, 10 x 10 km, e o modelo não considera transferência de vazão entre células que não ocorra através dos canais.

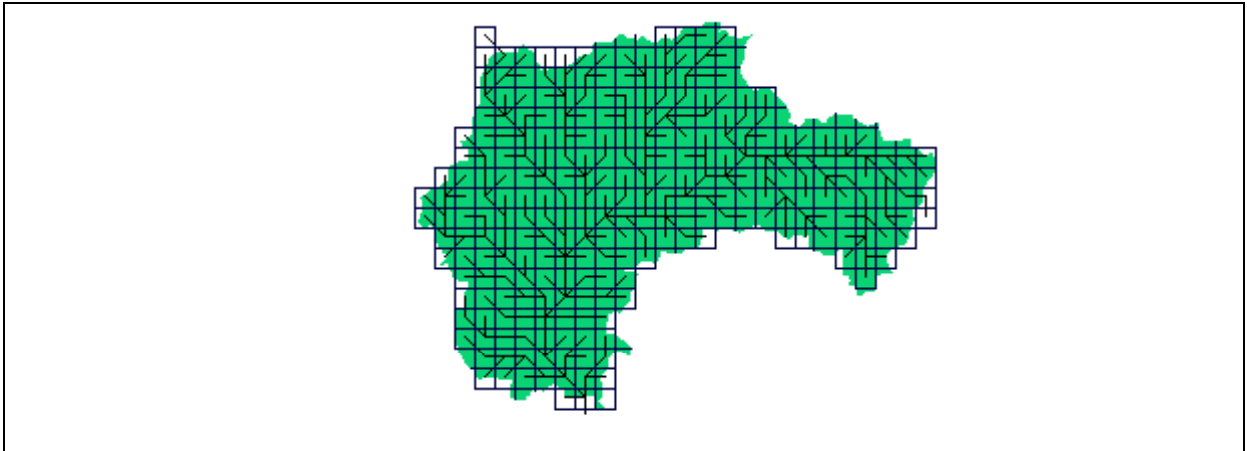


Figura 4.1: Bacia discretizada em células ligadas entre si por canais de drenagem.

O número de blocos de uso é escolhido de acordo com o número de grupos resultantes da combinação das características de uso do solo, cobertura vegetal e tipo de solo. Um bloco é caracterizado por uma série de parâmetros, como o armazenamento máximo no solo e o índice de área foliar (IAF) da vegetação.

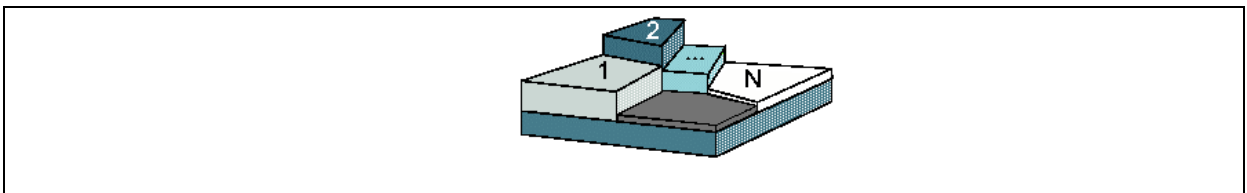


Figura 4.2: Célula do modelo dividida em N blocos de uso, tipo e cobertura do solo (adaptado de Liang et al, 1994).

A precipitação e os dados climatológicos em uma célula são obtidas por interpolação dos dados dos postos de chuva e dos postos climatológicos mais próximos. O balanço hídrico no solo é realizado de maneira independente para cada bloco de uso, utilizando as características e os parâmetros do bloco.

Os volumes drenados de cada bloco da célula são somados, segundo o seu tipo – subterrâneo ( $D_{BAS}$ ), subsuperficial ( $D_{INT}$ ) e superficial ( $D_{SUP}$ ) – em três reservatórios. Após passar por estes reservatórios os escoamentos subterrâneo ( $Q_{BAS}$ ), subsuperficial ( $Q_{INT}$ ) e superficial ( $Q_{SUP}$ ) são somados, resultando no escoamento gerado no interior da célula, que chega à rede de drenagem.

Na rede de drenagem o escoamento é propagado e somado, conforme as características dos rios e das confluências, chegando ao exutório da bacia. Os hidrogramas de vazão podem ser avaliados no exutório da bacia bem como em qualquer outro ponto ao longo da rede de drenagem representada.

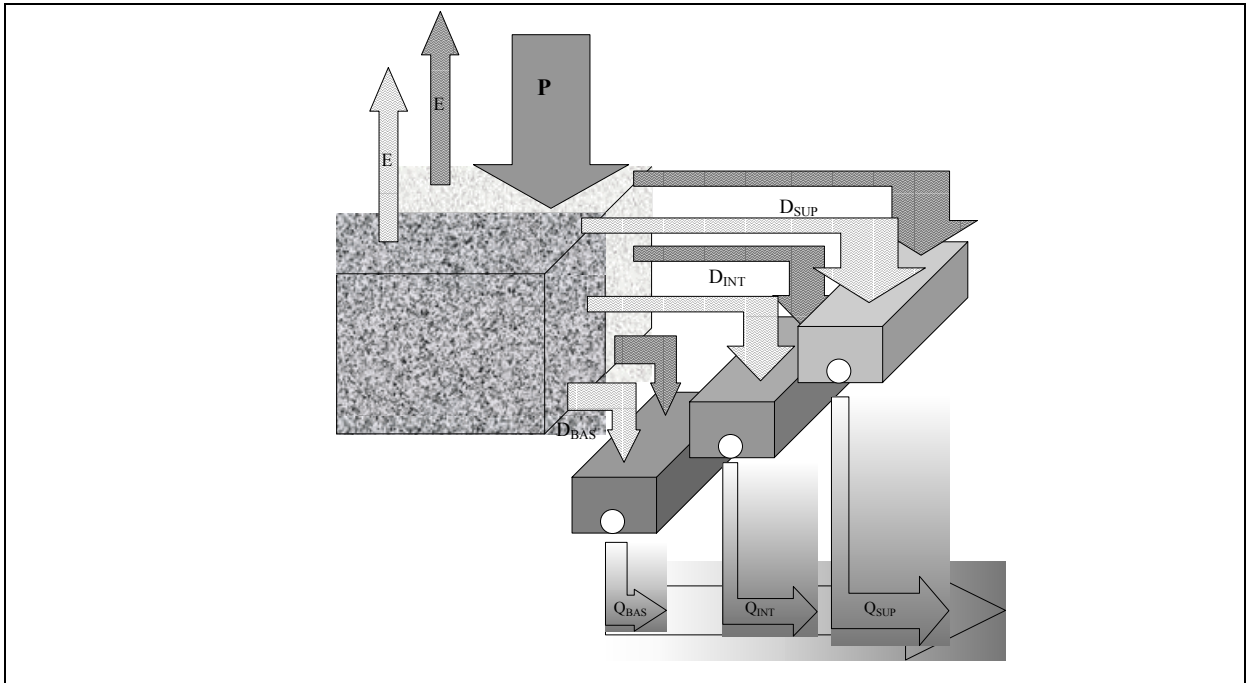


Figura 4.3: Estrutura de cálculo de uma célula com dois blocos.

## 4.2 Módulo de balanço hídrico na camada superior do solo

O modelo divide a bacia hidrográfica em células quadradas. Cada célula, por sua vez, é dividida em blocos, definidos pela cobertura e pela capacidade de armazenamento do solo. O balanço de armazenamento no solo é realizado de maneira independente para cada um destes blocos, utilizando o esquema apresentado na figura 4.4.

### 4.2.1 Interceptação

A primeira etapa do balanço hídrico da camada superficial do solo é a estimativa e retirada da lâmina interceptada. Parte da chuva que precipita sobre uma área é retida pela vegetação antes de atingir e umidecer o solo. Esta fração da precipitação é maior ou menor, dependendo da densidade da vegetação que cobre o solo.

Seguindo a metodologia utilizada em diversos modelos, tais como o VIC-2L (Liang et al., 1994 e Wigmosta et al., 1994) e o modelo LARSIM (Bremicker, 1998), a interceptação é

considerada dependente da cobertura do solo, expressa pelo índice de área foliar (IAF) - ou *leaf area index* (LAI) - da vegetação. O IAF expressa a relação entre a área das folhas de todas as plantas e da área de uma parcela de solo, e é um parâmetro que pode ser medido.

A equação 4.1 expressa a relação entre a capacidade de interceptação e o IAF utilizada no modelo. No item 4.10.7 são apresentados os valores de índice de área foliar, dependentes da época do ano, encontrados na literatura.

$$SIL_j = \alpha \cdot IAF_j \quad (4.1)$$

onde  $SIL_j$  [mm] capacidade do reservatório de interceptação do bloco  $j$  de qualquer célula;  $\alpha$  [mm] parâmetro de lâmina de interceptação (o valor adotado é fixo:  $\alpha = 0,2$  mm);  $IAF_j$  [-] índice de área foliar.

As equações a seguir descrevem o processo de enchimento e esvaziamento do reservatório de interceptação. Caso o reservatório de interceptação esteja completamente cheio, a precipitação passa integralmente para a camada superficial do solo. Caso contrário é diminuída da lâmina disponível de interceptação. O reservatório de interceptação é esvaziado mediante a evaporação.

$$SF_{i,j}^k = SF_{i,j}^{k-1} + PC_i \quad \text{quando} \quad SF_{i,j}^{k-1} + PC_i \leq SIL_j \quad (4.2)$$

$$SF_{i,j}^k = SIL_j \quad \text{quando} \quad SF_{i,j}^{k-1} + PC_i \geq SIL_j \quad (4.3)$$

$$P_{i,j} = PC_i - (SF_{i,j}^k - SF_{i,j}^{k-1}) \quad (4.4)$$

onde  $SF_{i,j}^k$  [mm] lâmina interceptada ao final do intervalo de tempo no bloco  $j$  da célula  $i$ ;  $SIL_j$  [mm] capacidade do reservatório de interceptação do bloco  $j$  de qualquer célula;  $SF_{i,j}^{k-1}$  [mm] lâmina interceptada ao início do intervalo de tempo no bloco  $j$  da célula  $i$ ;  $PC_i$  [mm/dia] precipitação sobre a cobertura vegetal em qualquer bloco da célula  $i$ ;  $P_{i,j}$  [mm/dia] precipitação sobre a camada superficial do solo no bloco  $j$  da célula  $i$ .

A evapotranspiração é aplicada, separadamente, à lâmina de água interceptada e à água da camada superficial do solo. O módulo de evapotranspiração está baseado na equação de Penmann-Monteith, conforme descrito no item 4.2.6.

#### 4.2.2 A equação de balanço no solo

A metodologia utilizada no módulo de balanço de água no solo é semelhante à do modelo LARSIM (Bremicker, 1998). Esta metodologia tem sido utilizada em diversos modelos, tais como o ARNO (Todini, 1996) e o Xinanjiang (Zhao et al., 1980), e foi escolhida porque têm mostrado bons resultados em modelos de grande escala (Abdulla e Lettenmaier, 1997a) e em bacias com diferentes características climáticas (Gan e Biftu, 1996).

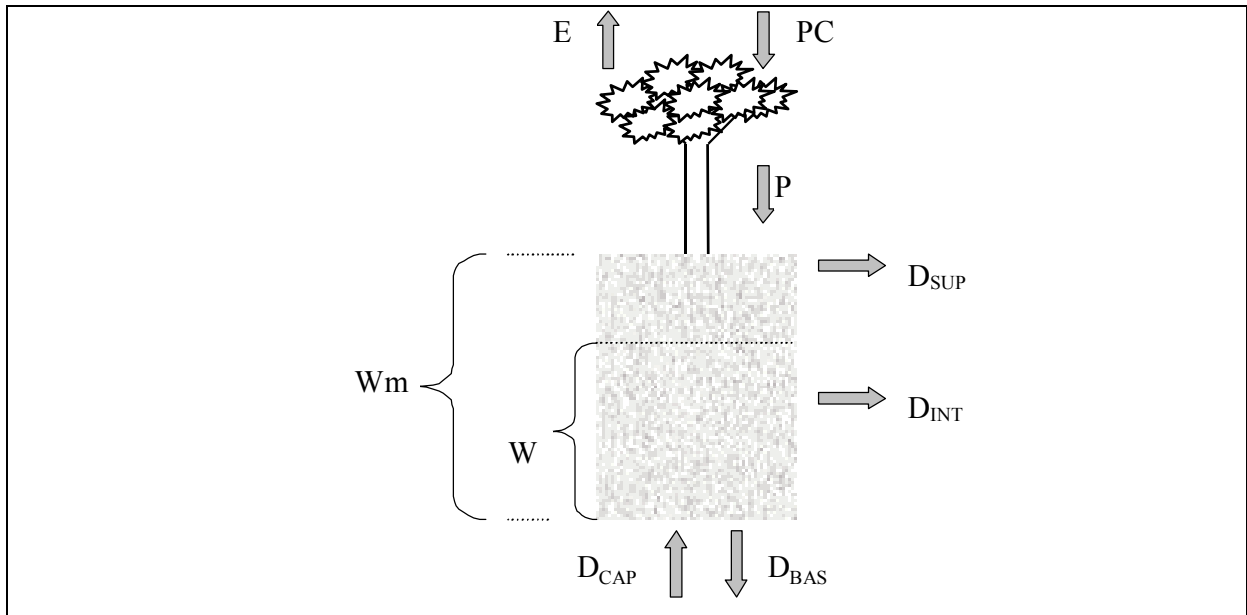


Figura 4.4: Esquema do módulo de armazenamento na camada superior do solo.

O balanço hídrico na camada superficial do solo é dado pela equação 4.2.

$$W_{i,j}^k = W_{i,j}^{k-1} + (P_{i,j} - E_{i,j} - D_{sup_{i,j}} - D_{int_{i,j}} - D_{bas_{i,j}} + D_{cap_{i,j}}) \cdot \Delta t \quad (4.5)$$

onde  $\Delta t$  [dias] é o intervalo de tempo (1 dia);  $W_{i,j}^k$  [mm] armazenamento na camada superficial ao final do intervalo de tempo no bloco j da célula i;  $W_{i,j}^{k-1}$  [mm] armazenamento na camada superficial ao início do intervalo de tempo;  $P_{i,j}$  [mm/dia] precipitação menos a interceptação ao longo do intervalo de tempo no bloco j da célula i;  $E_{i,j}$  [mm/dia] evapotranspiração da água do solo ao longo do intervalo de tempo no bloco j da célula i;  $D_{sup_{i,j}}$  [mm/dia] drenagem superficial ao longo do intervalo de tempo no bloco j da célula i (drenagem rápida);  $D_{int_{i,j}}$  [mm/dia] drenagem sub-superficial ao longo do intervalo de tempo

no bloco j da célula i (drenagem lenta);  $Dbas_{i,j}$  [mm/dia] drenagem subterrânea ao longo do intervalo de tempo no bloco j da célula i (drenagem muito lenta);  $Dcap_{i,j}$  [mm/dia] fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo ao longo do intervalo de tempo.

Em cada instante de cálculo  $W_{i,j}^k$  e  $P_{i,j}$  são conhecidos, e  $E_{i,j}$ ,  $Dsup_{i,j}$ ,  $Dint_{i,j}$ ,  $Dbas_{i,j}$  e  $Dcap_{i,j}$  são estimados com base no estado de armazenamento do início do intervalo de tempo ( $W_{i,j}^k$ ) e em parâmetros do modelo.

#### 4.2.3 Escoamento superficial

O chamado “escoamento superficial”, é, na realidade, um escoamento rápido, ou direto. Neste caso, a palavra “superficial” é utilizada para designar o escoamento que chega rapidamente à rede de drenagem. O termo  $Dsup_{i,j}$ , que representa o escoamento superficial, é calculado considerando que toda a chuva que cai sobre uma porção de solo já saturada de umidade gera escoamento superficial. O modelo considera que existe uma relação entre  $W_{i,j}^k$  (estado de armazenamento no início do intervalo de tempo) e a porcentagem de área saturada, conforme proposto no modelo ARNO (Todini, 1996). Os detalhes desta relação, dos conceitos resultantes e da formulação das equações são apresentados no Anexo A.

O escoamento superficial é calculado por:

$$Dsup_{i,j} = \Delta t \cdot P_{i,j} - (Wm_j - W_{i,j}^{k-1}) \quad (4.6)$$

quando 
$$\left[ \left( 1 - \frac{W_{i,j}^{k-1}}{Wm_j} \right)^{\frac{1}{b_j+1}} - \frac{\Delta t \cdot P_{i,j}}{(b_j + 1) \cdot Wm_j} \right] \leq 0$$

e por

$$Dsup_{i,j} = \Delta t \cdot P_{i,j} - (Wm_j - W_{i,j}^{k-1}) + Wm_j \cdot \left[ \left( 1 - \frac{W_{i,j}^{k-1}}{Wm_j} \right)^{\frac{1}{b_j+1}} - \frac{\Delta t \cdot P_{i,j}}{Wm_j \cdot (b_j + 1)} \right]^{b_j+1} \quad (4.7)$$

quando

$$\left[ \left( 1 - \frac{W_{i,j}^{k-1}}{Wm_j} \right)^{\frac{1}{b_j+1}} - \frac{\Delta t \cdot P_{i,j}}{(b_j + 1) \cdot Wm_j} \right] > 0$$

onde  $W_{mj}$  [mm] armazenamento máximo na camada superficial do solo do bloco  $j$  (parâmetro associado ao bloco);  $b_j$  [ - ] parâmetro do modelo, associado ao bloco (ver anexo A);  $P_{i,j}$  [mm/dia] precipitação menos a interceptação ao longo do intervalo de tempo;  $D_{sup,i,j}$  [mm/dia] escoamento superficial (drenagem rápida) do bloco  $j$  da célula  $i$ .

#### 4.2.4 Escoamento sub-superficial

O termo “sub-superficial” é utilizado neste texto como sinônimo de escoamento menos rápido do que o superficial, porém mais rápido do que o subterrâneo. Para descrever este escoamento sub-superficial o modelo utiliza uma relação semelhante a de Brooks e Corey (Rawls et al., 1993), que relaciona a condutividade hidráulica do solo a sua textura. A relação de Brooks e Corey é não-linear com relação à umidade do solo. A taxa de drenagem sub-superficial quando o solo está próximo da saturação é muito maior do que quando o solo está mais seco.

$$D_{int,i,j} = K_{int,j} \cdot \left( \frac{W_{i,j} - W_{z_j}}{W_{m_j} - W_{z_j}} \right)^{\left(3 + \frac{2}{\lambda_j}\right)} \quad \text{quando} \quad W_{i,j} > W_{z_j} \quad (4.8)$$

e

$$D_{int,i,j} = 0 \quad \text{quando} \quad W_{i,j} \leq W_{z_j} \quad (4.9)$$

onde  $W_{z_j}$  [mm] limite inferior de armazenamento no solo para haver escoamento sub-superficial;  $K_{int,j}$  [mm/dia] parâmetro de drenagem sub-superficial;  $\lambda$  [ - ] índice de porosidade do solo (parâmetro).

#### 4.2.5 Escoamento subterrâneo

O escoamento subterrâneo é calculado por uma equação simples, com apenas um parâmetro que deve ser calibrado.

$$D_{bas,i,j} = 0 \quad \text{quando} \quad W_{i,j}^{k-1} \leq W_{c_j} \quad (4.10)$$

$$D_{bas,i,j} = K_{bas,j} \cdot \frac{(W_{i,j}^{k-1} - W_{c_j})}{(W_{m_j} - W_{c_j})} \quad \text{quando} \quad W_{i,j}^{k-1} > W_{c_j} \quad (4.11)$$



onde  $Wc_j$  [mm] limite para haver escoamento subterrâneo (parâmetro);  $Kbas_j$  [mm/dia] parâmetro de escoamento subterrâneo (drenagem muito lenta);  $Dbas_{i,j}$  [mm] escoamento subterrâneo (drenagem muito lenta).

Os termos  $Dsup_{i,j}$ ,  $Dint_{i,j}$  e  $Dbas_{i,j}$  referem-se ao escoamento que deixa a camada superior do solo. Este escoamento não atinge instantaneamente a rede de drenagem, pois passa por reservatórios lineares, que retardam o seu avanço, e representam o tempo de propagação no interior da célula. O escoamento superficial vai para o reservatório superficial, o escoamento sub-superficial vai para o reservatório sub-superficial e o escoamento subterrâneo vai para o reservatório subterrâneo, conforme a descrição que segue no item 4.4. A água não pode voltar destes reservatórios para camada superficial do solo, com exceção da água do reservatório subterrâneo.

Em situações de baixo nível de umidade na camada do solo (baixos valores de  $W_{i,j}$ ), pode ocorrer a transferência de água do reservatório subterrâneo para a camada de solo. Esta possibilidade visa permitir ao modelo simular situações em que as águas subterrâneas voltem a ser disponibilizadas para a evapotranspiração, em áreas de descarga do aquífero. Tal é o caso em regiões de fontes, matas ciliares e das veredas dos cerrados. A equação 4.12 descreve o fluxo ascendente.

$$Dcap_{i,j} = \frac{Wc_j - W_{i,j}^{k-1}}{Wc_j} \cdot DMcap_j \quad \text{quando} \quad W_{i,j}^{k-1} < Wc_j \quad (4.12)$$

$$Dcap_{i,j} = 0 \quad \text{quando} \quad W_{i,j}^{k-1} \geq Wc_j \quad (4.13)$$

onde  $Wc_j$  [mm] limite de armazenamento para haver fluxo ascendente ou descendente (parâmetro do modelo);  $Dcap_{i,j}$  [mm/dia] fluxo de retorno para o solo;  $DMcap_j$  [mm/dia] máximo fluxo de retorno para o solo (parâmetro do modelo).

### 4.3 Evapotranspiração

O modelo utiliza a equação de Penmann-Monteith, conforme apresentada em Shuttleworth (1993). Esta equação pode ser aplicada diretamente ao tipo de cobertura vegetal, utilizando-se os valores adequados dos parâmetros  $r_a$  – resistência aerodinâmica – e  $r_s$  – resistência superficial.

$$E = \left( \frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (4.14)$$

onde  $E$  [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ] taxa de evaporação da água;  $\lambda$  [ $\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$ ] calor latente de vaporização;  $\Delta$  [ $\text{kPa}\cdot\text{°C}^{-1}$ ] taxa de variação da pressão de saturação do vapor;  $R_L$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] radiação líquida na superfície;  $G$  [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] fluxo de energia para o solo;  $\rho_A$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] massa específica do ar;  $\rho_w$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] massa específica da água;  $c_p$  [ $\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$ ] calor específico do ar úmido ( $c_p = 1,013 \cdot 10^{-3} \text{ MJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$ );  $e_s$  [ $\text{kPa}$ ] pressão de saturação do vapor;  $e_d$  [ $\text{kPa}$ ] pressão do vapor;  $\gamma$  [ $\text{kPa}\cdot\text{°C}^{-1}$ ] constante psicrométrica ( $\gamma = 0,66$ );  $r_s$  [ $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ] resistência superficial da vegetação;  $r_a$  [ $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ] resistência aerodinâmica.

Os detalhes da formulação da equação de evapotranspiração são apresentados no Anexo B.

#### 4.3.1 Evaporação da lâmina interceptada

O modelo calcula a evaporação e transpiração de modo separado, e por etapas, de modo semelhante ao utilizado por Wigmosta et al. (1994). A energia disponível para a evapotranspiração é utilizada, primeiramente, para evaporar a água interceptada, armazenada sobre as folhas, caules e ramos da vegetação e diretamente sobre o solo. Caso ainda haja energia disponível ao final da etapa da evaporação, esta energia vai atender a transpiração.

A evaporação potencial (**EIP**) da lâmina interceptada é calculada pela equação 4.14, considerando que a resistência superficial ( $r_s$ ) é nula e que a resistência aerodinâmica depende da velocidade do vento e da altura média da vegetação. A evaporação real da lâmina interceptada é igual à potencial, caso a lâmina interceptada seja maior do que a evaporação potencial (equação 4.15). Caso contrário, a evaporação real é igual à lâmina interceptada (equação 4.16).

$$EI_{i,j} = EIP_{i,j} \quad \text{quando} \quad SF_{i,j}^k > EIP_{i,j} \quad (4.15)$$

$$EI_{i,j} = SF_{i,j}^k \quad \text{quando} \quad SF_{i,j}^k \leq EIP_{i,j} \quad (4.16)$$

onde  $SF_{i,j}^k$  [ $\text{mm}$ ] lâmina interceptada;  $EIP_{i,j}$  [ $\text{mm}$ ] evaporação potencial da lâmina interceptada;  $EI_{i,j}$  [ $\text{mm}$ ] evaporação real da lâmina interceptada.

Ao final do processo de evaporação da água interceptada, o volume ou lâmina restante no reservatório de interceptação é atualizado.

### 4.3.2 Transpiração da vegetação

Após a evaporação do volume interceptado, fica disponível apenas uma fração da demanda de evapotranspiração original, calculada pela equação abaixo (Wigmosta et al., 1994).

$$FDE_{i,j} = \frac{EIP_{i,j} - EI_{i,j}}{EIP_{i,j}} \quad (4.17)$$

onde  $FDE_{i,j}$  [-] fração da demanda de evapotranspiração;  $E_{IP}$  [mm/dia] evaporação potencial da lâmina interceptada;  $E_I$  [mm/dia] evaporação real da lâmina interceptada.

A evapotranspiração, calculada para cada tipo de cobertura vegetal pela equação 4.14, utilizando os valores de resistência superficial ( $r_s$ ) adequados ao tipo de vegetação, é corrigida multiplicando pela fração  $F_{DE}$ .

$$E_{i,j} = FDE_{i,j} \cdot ET_{i,j} \quad (4.18)$$

onde  $ET_{i,j}$  [mm/dia] é a demanda evapotranspiração do solo do bloco j da célula i considerando toda a energia disponível;  $E_{i,j}$  [mm/dia] é a demanda de evapotranspiração descontando a energia consumida na evaporação da lâmina interceptada.

Assim, este modelo considera que a evaporação da lâmina interceptada ocorre mais facilmente, e tem prioridade de atendimento em relação à evapotranspiração da água do solo.

## 4.4 Escoamento nas células

Os termos  $D_{sup_{i,j}}$ ,  $D_{int_{i,j}}$  e  $D_{bas_{i,j}}$ , definidos antes no texto, referem-se ao escoamento que deixa a camada superior do solo, conforme mostra a figura 4.3. Este escoamento não atinge instantaneamente a rede de drenagem, mas sofre retardo e amortecimento ainda no interior da célula. Estes efeitos são representados no modelo pela passagem do escoamento por reservatórios lineares, conforme a figura 4.3. O escoamento superficial vai para o reservatório superficial, o escoamento sub-superficial vai para o reservatório sub-superficial e o escoamento subterrâneo vai para o reservatório subterrâneo. É nestes reservatórios que o

escoamento dos diferentes blocos de uso e cobertura vegetal são somados, conforme as equações que seguem.

$$V \text{ sup}_i^{k'} = V \text{ sup}_i^{k-1} + \Delta t \cdot \left( \sum_{j=1}^{nb} D \text{ sup}_{i,j} \right) \quad (4.19)$$

$$V \text{ int}_i^{k'} = V \text{ int}_i^{k-1} + \Delta t \cdot \left( \sum_{j=1}^{nb} D \text{ int}_{i,j} \right) \quad (4.20)$$

$$V \text{ bas}_i^{k'} = V \text{ bas}_i^{k-1} + \Delta t \cdot \left( \sum_{j=1}^{nb} D \text{ bas}_{i,j} \right) \quad (4.21)$$

onde  $V \text{ sup}_i^{k-1}$  [ $\text{m}^3$ ] volume no reservatório superficial da célula ao início do intervalo de tempo;  $V \text{ int}_i^{k-1}$  [ $\text{m}^3$ ] volume no reservatório sub-superficial da célula ao início do intervalo de tempo;  $V \text{ bas}_i^{k-1}$  [ $\text{m}^3$ ] volume no reservatório subterrâneo da célula ao início do intervalo de tempo;  $V \text{ sup}_i^{k'}$  [ $\text{m}^3$ ] volume no reservatório superficial da célula após a entrada do escoamento superficial;  $V \text{ int}_i^{k'}$  [ $\text{m}^3$ ] volume no reservatório sub-superficial da célula após a entrada do escoamento sub-superficial;  $V \text{ bas}_i^{k'}$  [ $\text{m}^3$ ] volume no reservatório subterrâneo da célula após a entrada do escoamento subterrâneo;  $j$  [-] índice que indica o bloco da célula considerado;  $nb$  [-] número de blocos em que é dividida cada célula.

Nos reservatórios o hidrograma sofre retardo e amortecimento, que representam o efeito da propagação da vazão no interior da célula.

Cada um dos reservatórios é representado matematicamente por uma equação de reservatório linear simples (Tucci, 1998).

$$Q \text{ sup}_i = \frac{1}{TKS_i} \cdot V \text{ sup}_i^{k'} \quad (4.22)$$

$$Q \text{ int}_i = \frac{1}{TKI_i} \cdot V \text{ int}_i^{k'} \quad (4.23)$$

$$Q \text{ bas}_i = \frac{1}{TKB_i} \cdot V \text{ bas}_i^{k'} \quad (4.24)$$

onde  $Q \text{ sup}_i$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] vazão de saída do reservatório superficial;  $Q \text{ int}_i$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] vazão de saída do reservatório sub-superficial;  $Q \text{ bas}_i$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] vazão de saída do reservatório subterrâneo;  $TKS_i$  [s] tempo de retardo do reservatório superficial;  $TKI_i$  [s] tempo de retardo do reservatório sub-superficial;  $TKB_i$  [s] tempo de retardo do reservatório subterrâneo.

$$V \text{ sup}_i^k = V \text{ sup}_i^{k'} - \Delta t \cdot Q \text{ sup}_i \quad (4.25)$$

$$V \text{ int}_i^k = V \text{ int}_i^{k'} - \Delta t \cdot Q \text{ int}_i \quad (4.26)$$

$$V_{bas_i}^k = V_{bas_i}^{k'} - \Delta t \cdot Q_{bas_i} \quad (4.27)$$

onde  $V_{sup_i}^k$  [ $m^3$ ] volume no reservatório superficial da célula ao final do intervalo de tempo;  $V_{int_i}^k$  [ $m^3$ ] volume no reservatório sub-superficial da célula ao final do intervalo de tempo;  $V_{bas_i}^k$  [ $m^3$ ] volume no reservatório subterrâneo da célula ao final do intervalo de tempo;  $V_{sup_i}^{k'}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório superficial da célula após a entrada do escoamento superficial;  $V_{int_i}^{k'}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório sub-superficial da célula após a entrada do escoamento sub-superficial;  $V_{bas_i}^{k'}$  [ $m^3$ ] volume no reservatório subterrâneo da célula após a entrada do escoamento subterrâneo.

O método de cálculo da propagação da vazão no interior das células apresentado nestas equações é completamente explícito, isto é, a vazão de saída calculada depende apenas da condição do início do intervalo de tempo ( $k-1$ ), e de um intervalo de tempo intermediário ( $k'$ ). O volume inicial em cada um dos reservatórios tem de ser estimado com base na vazão observada, e a estimativa pode ser melhorada com alguns testes.

A vazão de saída da célula ( $Q_{cel_i}$ ) é a soma das vazões dos três reservatórios, expressa na equação 4.28:

$$Q_{cel_i} = Q_{sup_i} + Q_{int_i} + Q_{bas_i} \quad (4.28)$$

onde  $Q_{sup_i}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de saída do reservatório superficial;  $Q_{int_i}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de saída do reservatório sub-superficial;  $Q_{bas_i}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de saída do reservatório subterrâneo;  $Q_{cel_i}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de saída da célula.

## 4.5 Propagação na rede de drenagem

As células em que é dividida a bacia no modelo estão ligadas pela rede de drenagem, e cada célula escoar para uma de suas oito vizinhas, como mostra o exemplo da figura 4.5. O modelo diferencia células fonte, localizadas nas cabeceiras dos cursos d'água, e células com curso de água. As células fonte não tem nenhuma célula a montante, já as células com curso d'água estão a jusante de pelo menos uma célula.

Nas células fonte não é realizada a propagação na rede de drenagem, mas apenas a propagação na célula, descrita no item 4.8. Nas células com curso d'água, além da propagação na célula é realizada a propagação na rede de drenagem.

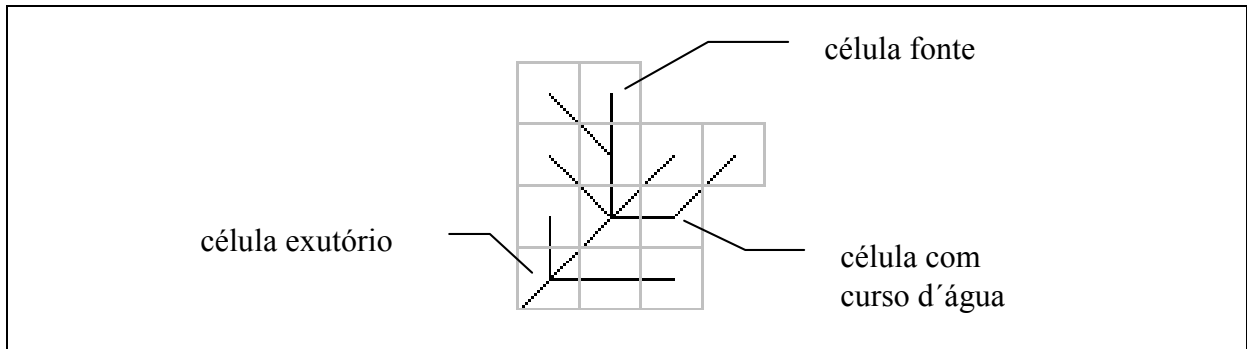


Figura 4.5: Discretização de uma bacia em células e a rede de drenagem – as células onde a rede de drenagem inicia são células fonte.

Em células com curso d'água são definidas características do principal curso d'água presente na célula, como o comprimento e a declividade. A largura do rio é obtida por uma relação entre largura e área de drenagem, definida com dados da própria bacia. Esta relação é do tipo  $B = \alpha A^c$  onde  $A$  é a área da bacia a montante,  $B$  é a largura do rio e  $\alpha$  e  $c$  são coeficientes ajustados na bacia. Este tipo de relação é frequentemente utilizado para regionalizar as características da rede de drenagem, como no exemplo de Takeuchi et al. (1999).

O modelo realiza a propagação nos trechos de rio utilizando o método de Muskingum-Cunge (Tucci, 1998), que relaciona a vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer, às vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e à vazão de entrada no intervalo atual, segundo a equação 4.29.

$$QR_s^{t+1} = C_1 \cdot QR_e^t + C_2 \cdot QR_e^{t+1} + C_3 \cdot QR_s^t \quad (4.29)$$

onde  $QR_s^{t+1}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de saída do trecho de rio no intervalo  $t + 1$ ;  $QR_s^t$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de saída do trecho de rio no intervalo  $t$ ;  $QR_e^{t+1}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de entrada do trecho de rio no intervalo  $t + 1$ ;  $QR_e^t$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de entrada do trecho de rio no intervalo  $t$ ;  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  [-] coeficientes.

Os coeficientes  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  são obtidos pelas equações abaixo.

$$C_1 = \frac{2 \cdot K \cdot X + \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (4.30)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (4.31)$$

$$C_3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (4.32)$$

onde  $X$  [-] parâmetro de espaço;  $K$  [s] parâmetro de tempo;  $\Delta t$  [s] intervalo de tempo de cálculo;  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  [-] coeficientes.

Os parâmetros  $X$  e  $K$  do modelo Muskingun-Cunge são relacionados às características físicas do trecho de rio pelas equações abaixo (Tucci, 1998).

$$X = \frac{1}{2} - \frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0 \cdot \Delta x} \quad (4.33)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c_0} \quad (4.34)$$

onde  $X$  [-] parâmetro de espaço;  $K$  [s] parâmetro de tempo;  $\Delta x$  [m] comprimento do trecho de rio;  $Q_0$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] vazão de referência para a estimativa dos parâmetros;  $c_0$  [m.s<sup>-1</sup>] celeridade cinemática;  $B_0$  [m] largura do rio;  $S_0$  [-] declividade do trecho de rio.

A vazão de referência  $Q_0$  e a largura do rio  $B_0$  são estimadas a partir de relações com a área da bacia a montante do trecho de rio. Estas relações são fornecidas como dados de entrada e dependem das características físicas da bacia.

O comprimento do trecho de rio e a declividade são atributos da célula, que podem ser obtidos a partir da medição em mapas na escala adequada. A celeridade cinemática é obtida pela equação 4.35.

$$c_0 = \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_0^{0,4} \cdot S_0^{0,3}}{n^{0,6} \cdot B_0^{0,4}} \quad (4.35)$$

onde  $n$  [s.m<sup>-1/3</sup>] coeficiente de rugosidade de Manning.

O método de Muskingun-Cunge tem precisão próxima a ideal quando se cumpre a equação abaixo (Tucci, 1998).

$$\frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0} + 0,8 \cdot (c_0 \cdot \Delta t)^{0,8} \cdot \Delta x^{0,2} - \Delta x = 0 \quad (4.36)$$

onde  $\Delta x$  [m] comprimento do trecho de rio;  $\Delta t$  [s] Intervalo de tempo de cálculo;  $Q_0$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] vazão de referência para a estimativa dos parâmetros;  $c_0$  [ $m \cdot s^{-1}$ ] celeridade cinemática;  $B_0$  [m] largura do rio;  $S_0$  [-] Declividade do trecho de rio.

O método de Newton-Raphson foi implementado no modelo para encontrar o intervalo de tempo de cálculo  $\Delta t$  e o comprimento do trecho  $\Delta x$  adequados para cumprir esta equação.

O modelo utiliza intervalo de tempo diário, o que é adequado para as grandes bacias e está de acordo com o intervalo típico dos dados disponíveis, mas não é, em geral, adequado para a propagação de vazão em rios. A solução da equação 4.36 é buscada dividindo o intervalo de tempo em sub-intervalos de tempo e dividindo o trecho em sub-trechos.

O modelo inicia testando o intervalo de tempo diário, que é o utilizado pelos outros módulos. Normalmente, porém, o intervalo de tempo diário só satisfaz a equação 4.36 se combinado a um comprimento de trecho maior do que o comprimento real. O intervalo de tempo é, então, dividido em sub-intervalos, até que se satisfaça a condição dada pela equação 4.36 e que o valor de  $\Delta x$ , que passa a ser o comprimento do sub-trecho, seja menor ou igual ao comprimento do trecho.

O modelo utiliza o método de Muskingun-Cunge linear, ou seja, os parâmetros X e K são calculados no início da simulação, considerando fixa a vazão de referência.

## 4.6 PARÂMETROS DO MODELO

Existem dois tipos de parâmetros no modelo: fixos e calibráveis. Os parâmetros fixos tem valores que podem ser medidos, que podem ser relacionados à vegetação, ou que não interferem profundamente nos resultados.

O índice de área foliar (**IAF**), por exemplo, é considerado um parâmetro fixo, associado ao bloco, porque pode ser medido com razoável exatidão para um determinado tipo de vegetação. Os valores do **IAF** são obtidos da bibliografia, e não são calibrados, embora apresentem variação ao longo do tempo.

Alguns outros parâmetros são considerados fixos porque o modelo é pouco sensível as suas variações, dentro do intervalo de variação esperado. Este é o caso do parâmetro  $\lambda$ , que é utilizado na equação que descreve o escoamento sub-superficial.



Os parâmetros calibráveis, por outro lado, são alterados a cada aplicação do modelo, buscando um bom ajuste entre os dados de vazão observados e calculados. Os parâmetros calibráveis podem estar associados aos blocos de uso do solo ou às células.

Um parâmetro calibrável associado a um determinado bloco tem o mesmo valor para este bloco em todas as células da bacia. Assim, por exemplo, o parâmetro  $Wm_j$ , que representa o máximo armazenamento na camada de solo, é um parâmetro calibrável associado a um bloco. E o valor de  $Wm_j$  de um determinado bloco é igual em qualquer célula, ou mesmo sub-bacia, em que este bloco existir.

Já um parâmetro calibrável associado às células tem, necessariamente, o mesmo valor em todas as células de uma mesma sub-bacia, porém pode ser calibrado independentemente em outra sub-bacia.

#### **4.6.1 Capacidade de armazenamento do solo ( $Wm$ )**

Este parâmetro influi diretamente sobre o balanço hídrico, porque o volume de água retido no solo permanece disponível para a evapotranspiração ao longo do tempo em que não é drenado como escoamento sub-superficial ou subterrâneo.

O parâmetro  $Wm_j$  depende do tipo de solo e do tipo de vegetação, porque a capacidade de armazenamento depende da profundidade em que as raízes das plantas podem recuperar a água infiltrada. A estimativa preliminar de  $Wm_j$  pode ser feita considerando variáveis como a porosidade do solo, a profundidade do solo, a profundidade das raízes e a textura do solo.

A capacidade de armazenamento do solo é freqüentemente definida como a diferença entre o conteúdo de água na capacidade de campo e no ponto de murcha. Considera-se, normalmente, que a capacidade de campo é o conteúdo de umidade retido no solo após a drenagem por gravidade. Um valor de referência muitas vezes utilizado para definir a capacidade de campo é o conteúdo de umidade do solo submetido a uma sucção (potencial) de  $-33$  KPa.

O ponto de murcha permanente é o conteúdo de umidade do solo abaixo do qual as plantas não mais se recuperam. Um valor de referência muitas vezes utilizado para definir o ponto de murcha é o conteúdo de umidade do solo submetido a um potencial de  $-1500$  KPa.

A tabela 4.1 apresenta valores da porosidade total, da capacidade de campo e do ponto de murcha, para vários tipos de solo, considerando uma profundidade de solo de 1 m. Estes valores podem ser utilizados como referências para determinar  $Wm_j$ , embora devam ser aumentados ou diminuídos de acordo com a profundidade das raízes.

Os solos argilosos apresentam maior conteúdo de umidade no ponto de murcha permanente. Isto ocorre porque a água está mais fortemente retida neste tipo de solos do que em solos arenosos. Os solos arenosos apresentam menor capacidade de campo do que os solos argilosos. Isto ocorre porque os solos arenosos são mais facilmente drenáveis. A simples drenagem por gravidade retira mais água de solos arenosos do que de solos argilosos.

A capacidade de armazenamento é normalmente definida como a diferença de umidade entre a capacidade de campo e o ponto de murcha e, neste caso, a capacidade de armazenamento dos solos argilosos é maior do que a de solos arenosos. Esta definição reflete o ponto de vista agrônomo, em que a capacidade de armazenamento é entendida como *a quantidade de água que o solo, sujeito a drenagem por gravidade, pode disponibilizar para as plantas*. Na tabela 4.1, a quinta coluna (Capacidade de armazenamento 1) representa a capacidade de armazenamento do ponto de vista da agronomia.

Tabela 4.1: Características de armazenamento de água nos solos (em 1 m) (adaptado de Rawls et al, 1993).

Tipo de solo	Porosidade total (mm)	Capacidade de campo (mm)	Ponto de murcha (mm)	Capacidade de armazenamento 1 (mm)	Capacidade de armazenamento 2 (mm)
Areia	437	91	33	58	404
Areia franca	437	125	55	70	382
Franco arenoso	453	207	95	112	358
Franco	463	270	117	153	346
Franco siltoso	501	330	133	197	368
Franco areno argiloso	398	255	148	107	250
Franco argiloso	464	318	197	121	267
Franco silto argiloso	471	366	208	158	263
Areno argiloso	430	339	239	100	191
Silto argiloso	479	387	250	137	229
Argila	475	396	272	124	203

No modelo hidrológico, porém, a capacidade de armazenamento do solo é melhor entendida como a *capacidade de absorver a água da chuva gerando pouco ou nenhum escoamento superficial*. Em consequência disso, a melhor estimativa da capacidade de armazenamento para o modelo hidrológico é a diferença, para o mesmo tipo de solo, do conteúdo de umidade saturado e o conteúdo de umidade no ponto de murcha. Na tabela 4.1 os

valores da sexta coluna (capacidade de armazenamento 2) indicam a capacidade de armazenamento calculada da forma adequada para o modelo hidrológico. Observa-se que, sob este ponto de vista, os solos arenosos têm maior capacidade de armazenamento.

As relações entre capacidade de armazenamento e características físicas do solo podem ser exploradas para gerar bancos de dados georeferenciados e mapas. O projeto RADAM Brasil apresenta dados pontuais de características do solo em grande parte do Brasil. Estes dados foram utilizados por Rossato et al. (1998) para gerar mapas de capacidade de armazenamento de água no solo, utilizando a equação de Van-Genuchten. Da mesma forma, no modelo LARSIM, por exemplo, o parâmetro  $Wm_j$  é estimado a partir de mapas das características do solo, e não é calibrado.

Embora existam formas de estimar o parâmetro  $Wm_j$  diretamente, sua calibração durante a aplicação do modelo pode ser importante, principalmente se são buscados bons ajustes de volumes calculados e observados. Assim, neste trabalho, o parâmetro  $Wm_j$  é considerado calibrável.

#### **4.6.2 Parâmetro de forma da relação entre armazenamento e saturação (b)**

O parâmetro  $b_j$  controla a separação de escoamento superficial até a saturação da capacidade de armazenamento do solo. O efeito do valor de  $b_j$  sobre o hidrograma simulado é especialmente claro nos menores picos de cheia. Um aumento no parâmetro  $b_j$  faz com que um maior volume de água escoe superficialmente, e menos água infiltre no solo. Em termos de resultados do modelo, o aumento no parâmetro  $b_j$  deixa o hidrograma mais “nervoso” (mesmo os menores eventos de chuva resultam em pequenas cheias). Além disso, menos água infiltra, e como o solo permanece mais seco, a evapotranspiração é reduzida, levando ao aumento da vazão total da bacia.

Nos eventos de cheia maiores, que resultam de chuvas mais prolongadas e intensas, o valor de  $b_j$  é pouco importante, uma vez que os picos de vazão ocorrem porque a chuva encontra o solo com sua capacidade de armazenamento quase que completamente ocupada.

A calibração do parâmetro  $b_j$  é feita de forma a ajustar os picos de vazão observados e calculados principalmente durante as pequenas cheias.

Uma estimativa da faixa de valores aparentemente válida pode ser obtida de alguns trabalhos que usaram modelos semelhantes ao descrito neste trabalho (tabela 4.2).

Alguns autores utilizaram a regionalização como forma de incrementar a estimativa do parâmetro  $b_j$ . Fackel (1997) obteve relações entre os valores de  $b_j$  e de variáveis de regionalização, como a porcentagem de cobertura florestal. Abdulla (1995) regionalizou o

valor do parâmetro  $b_j$  com base em características do solo como a porosidade e a capacidade de campo e em índices pluviométricos anuais.

Tabela 4.2: Valores do parâmetro  $b$  utilizados em modelos hidrológicos.

Valores de $b$	Região	Área da bacia	Fonte
0,12 a 0,16	Alemanha	33.000 km <sup>2</sup>	Lohmann et al. (1998b)
0,105 a 1,605	Grã-Bretanha	40 a 1.600 km <sup>2</sup>	Arnell (1996)
0,100 a 0,500	Alemanha	899 a 3.233 km <sup>2</sup>	Fackel (1997)
0,01 e 0,5	Grã-Bretanha	163 a 9.948 km <sup>2</sup>	Rowntree e Lean (1994)
0,1 a 0,25	Canadá	33.100 a 567.000 km <sup>2</sup>	Nijssen et all.(1997)

O parâmetro  $b_j$  também é considerado um parâmetro calibrável, e será considerado associado aos blocos de uso do solo e cobertura vegetal, como indica o índice  $j$ .

#### 4.6.3 Parâmetros de armazenamento residual ( $Wz_j$ e $Wc_j$ )

Estes parâmetros limitam o escoamento sub-superficial e o escoamento subterrâneo. São parâmetros pouco sensíveis em uma faixa razoável de valores  $e$ , em geral, os valores de  $Wz_j$  e  $Wc_j$  são fixados em 10% de  $Wm_j$  e não podem ser calibrados.

Eventualmente o valor de  $Wc_j$  é alterado para considerar a possibilidade de um retorno de água subterrânea à camada superficial de solo por fluxo ascendente, conforme as equações 4.8 e 4.9. Neste caso o parâmetro  $Wc_j$  pode ser calibrado ou simplesmente fixado em outro valor, de forma a permitir o fluxo ascendente da água subterrânea para a camada de solo.

#### 4.6.4 Parâmetro de drenagem sub-superficial ( $K_{INT}$ )

O parâmetro  $K_{intj}$  controla a quantidade de água da camada de solo que é escoada sub-superficialmente (equação 4.4). Este parâmetro deve ser calibrado, embora uma estimativa inicial possa ser obtida a partir de medições locais pontuais de condutividade hidráulica ou taxa de infiltração. O valor de condutividade hidráulica saturada é, provavelmente, um limite superior para o parâmetro de drenagem. A tabela 4.3 pode ajudar na primeira estimativa deste parâmetro. Os resultados das simulações mostraram, no entanto, que os valores mais adequados de  $K_{intj}$  (de 4 a 40 mm.dia<sup>-1</sup>) são sempre muito inferiores aos valores da condutividade hidráulica saturada dos diferentes tipos de solo.

Tabela 4.3: Condutividade hidráulica para os grupos de solo do SCS (Rawls et al. 1993).

Tipo de solo SCS	Condutividade hidráulica (solo saturado) mm.dia <sup>-1</sup>
A	mais de 182,4
B	91,2 a 182,4
C	31,2 a 91,2
D	0 a 31,2

#### 4.6.5 Índice de distribuição do tamanho dos poros ( $\lambda$ )

Este parâmetro depende da textura do solo, e pode variar entre 0,694 para areias a 0,165 para argila, segundo Rawls et al. (1982). Ao longo do trabalho observou-se que os resultados do modelo são pouco sensíveis ao valor do parâmetro  $\lambda$  (equação 4.4) e, por isso, foi adotado um valor fixo para este parâmetro, neste trabalho. O valor adotado em todas as simulações é de 0,4 que corresponde a uma média entre os valores da areia e da argila.

#### 4.6.6 Parâmetro do fluxo ascendente

Não existem dados que permitam estimar o valor do parâmetro  $DMcap_j$  (equação 4.8), por isto, na maioria das vezes, a possibilidade de retorno da água subterrânea para a camada de solo é desprezada, isto é,  $DMcap_j$  é igual a zero. Isto significa que, normalmente, toda a área da bacia simulada é considerada como área de recarga do aquífero (do aquífero ligado à drenagem, representado pelo reservatório subterrâneo). No entanto, existem alguns casos em que algumas áreas da bacia podem ser identificadas claramente como regiões de descarga do aquífero. Esta identificação pode ser feita, por exemplo, constatando a existência de um tipo particular de vegetação, como a mata ciliar em meio ao cerrado. Neste caso, valores positivos do parâmetro  $DMcap_j$  permitem representar o fluxo ascendente de umidade.

No exemplo da mata ciliar em meio ao cerrado, o valor de  $DMcap_j$  deve ser suficientemente alto para diminuir a frequência da ocorrência do déficit hídrico no solo sob a mata. Embora não existam dados medidos, o valor recomendado do parâmetro  $DMcap_j$  em blocos de uso do solo e cobertura vegetal que são característicos de regiões de descarga do aquífero deve ser, no máximo, igual à evapotranspiração potencial.

No modelo LARSIM, o parâmetro de fluxo ascendente foi considerado dependente do tipo de solo. Em dois casos citados por Bremicker (1998) o valor do fluxo capilar ascendente foi de 2 mm.dia<sup>-1</sup> para solo argiloso e 5 mm.dia<sup>-1</sup> para solo arenoso.

#### 4.6.7 Índice de Área Foliar (IAF<sub>j</sub>)

O IAF<sub>j</sub> (equação 4.10) expressa a relação entre a área das folhas de todas as plantas e da área de uma parcela de solo. É um parâmetro adimensional (m<sup>2</sup>.m<sup>-2</sup>) e é um parâmetro que pode ser medido. Tipicamente, o IAF<sub>j</sub> de florestas é alto, com valores maiores do que 6, enquanto o IAF<sub>j</sub> de pastagens atinge no máximo o valor 5. A tabela 4.4 apresenta um resumo dos valores do IAF<sub>j</sub> para diversas coberturas vegetais, encontrados na bibliografia.

Para as culturas anuais é importante procurar representar o ciclo anual do IAF<sub>j</sub>. Este tipo de vegetação, como a soja, por exemplo, atingem valores máximos do IAF<sub>j</sub> quando o desenvolvimento da planta é máximo. Esta situação de máximo desenvolvimento permanece pelo período aproximado de um a dois meses, e muda bruscamente quando ocorre a colheita. Após a colheita o IAF<sub>j</sub> é considerado relativamente baixo, mas os valores mínimos ocorrem durante o preparo do solo.

O valor do IAF<sub>j</sub> pode ser estimado também com ajuda de imagens de sensoriamento remoto (Pinheiro et al., 2001). Esta fonte de informação tem limitações para valores de IAF<sub>j</sub> mais altos, mas é eficiente na determinação da variação espacial.

O IAF<sub>j</sub> é considerado um parâmetro fixo, associado ao bloco, porque pode ser medido e existem valores típicos para determinados tipos de vegetação, e a variação do IAF<sub>j</sub> ao longo do ano em florestas decíduais e em culturas anuais é representada por valores médios mensais.

Tabela 4.4: IAF<sub>j</sub> de coberturas vegetais citados na literatura.

Tipo de cobertura	IAF <sub>j</sub>	Fonte
Coníferas	6	Bremicker (1998)
Floresta decídua	6 *	Bremicker (1998)
Soja irrigada	7,5*	Fontana et al. (1992)
Soja não irrigada	6,0*	Fontana et al. (1992)
Floresta amazônica	6 a 9,6*	Honzák et al. (1996)
Pastagem amazônica (estiagem)	0,5	Roberts et al. (1996)
Pastagem amazônica (época úmida)	3,9	Roberts et al. (1996)
Savana Africana (região semi-árida -Sahel)	1,4*	Kabat et al. (1997)
Cerrado (estiagem)	0,4	Miranda et al. (1996)
Cerrado (época úmida)	1,0	Miranda et al. (1996)

\* - valor máximo durante o ciclo anual

#### 4.6.8 Parâmetro de lâmina de interceptação ( $\alpha$ )

Este parâmetro relaciona, através da equação 4.10, a capacidade máxima do reservatório de interceptação ao índice de área foliar (IAF<sub>j</sub>). Wigmosta et al. (1994) e Bremicker (1998) utilizaram  $\alpha = 0,2$  mm. Isto significa que num terreno coberto com soja em seu ponto máximo de área foliar, quando IAF<sub>j</sub> = 6, a lâmina interceptada máxima pode chegar a 1,2 mm, e no valor de IAF<sub>j</sub> = 9,6, máximo medido na floresta amazônica (Honzák et al., 1996), a lâmina interceptada pode chegar a 1,9 mm.

Em medições em dois locais com floresta na Amazônia, foram observadas capacidades de interceptação de 1,03 e 1,25 mm (Ubarana, 1996). Nestes locais o índice de área foliar medido foi de aproximadamente 6 (Honzák et al., 1996 e Roberts et al., 1996), confirmando a validade do parâmetro  $\alpha = 0,2$  mm.

Nas aplicações apresentadas neste trabalho, o valor  $\alpha$  é fixo e igual a 0,2 mm em todos os blocos, de todas as células, e em todas as épocas do ano.

#### 4.6.9 Albedo

O albedo (equação B9 no anexo B) é a parcela da radiação solar que é refletida ao atingir a superfície do solo, considerando sua cobertura vegetal. A tabela 4.5 apresenta valores de albedo médio diário normalmente utilizados para grandes grupos de cobertura vegetal. O valor do albedo de uma região agrícola pode variar de acordo com a fase do ciclo de cultivo, alternando assim entre o solo lavrado e recém semeado, praticamente nu, e a fase de crescimento e maturação, atingindo os valores apresentados na tabela 4.5. Em regiões com uma destacada época seca sazonal, o albedo de pastagens também pode aumentar, atingindo valores mais próximos ao do solo nu (tabela 4.6).

A variabilidade do albedo é considerada no modelo pelo uso de valores médios mensais, entre os valores máximos e mínimos apresentados nas tabelas acima. O albedo é considerado um parâmetro fixo e não é considerado na calibração.

Tabela 4.5: Valores de albedo médio diário (Shuttleworth, 1993).

Cobertura	Albedo
Água	0,08
Florestas altas	0,11 a 0,16
Cultivos agrícolas altos (cana de açúcar)	0,15 a 0,20
Cultivos agrícolas baixos (trigo, soja)	0,20 a 0,26
Gramma e pastagens	0,20 a 0,26
Solo nu	0,10 (úmido) a 0,35 (seco)
Neve e gelo	0,20 (velha) a 0,80 (nova)

Tabela 4.6: Valores de albedo de algumas coberturas vegetais típicas do Brasil.

Cobertura	Albedo	
Cerrado (estiagem)	0,18	Miranda et al. (1996)
Cerrado (época úmida)	0,13	Miranda et al. (1996)
Floresta amazônica	0,134	Wright et al. (1996)
Pastagem amazônica	0,18	Wright et al. (1996)

#### 4.6.10 Resistência superficial

A resistência superficial representa a resistência ao fluxo de umidade do solo, através das plantas, até a atmosfera. Esta resistência é diferente para os diversos tipos de plantas e depende de variáveis ambientais como a umidade do solo, a temperatura do ar e a radiação recebida pela planta. A maior parte das plantas exerce um certo controle sobre a abertura dos estômatos, que são as pequenas aberturas das folhas por onde sai a umidade, controlando assim a resistência superficial.

A resistência superficial da vegetação depende da disponibilidade de água no solo. Em condições favoráveis, ou seja, sem déficit hídrico, os valores de resistência superficial são mínimos ( $r_{sco}$ ). A medida que o solo seca, a resistência superficial aumenta. O valor da resistência superficial utilizado na equação 4.14 ( $r_s$ ) é obtido a partir de valores mínimos ( $r_{sco}$ ), como os da tabela 4.7, e da equação B.24 (anexo B).

A resistência superficial em boas condições de umidade do solo é um parâmetro que pode ser estimado com base em experimentos cuidadosos em lisímetros ou utilizando medições micrometeorológicas. Os dados de resistência superficial específicos para as diversas coberturas vegetais são escassos. Alguns valores de base (em boas condições de água no solo) são apresentados na tabela 4.7. A forma como a resistência superficial varia com o aumento do déficit de umidade no solo é apresentada no anexo B.



A resistência superficial é considerada um parâmetro fixo e não é considerada na calibração. Quando existem dados disponíveis, é possível utilizar valores médios mensais para representar a variabilidade sazonal da resistência superficial.

Tabela 4.7: Resistência superficial de diversos tipos de vegetação em condições de boa disponibilidade de água no solo.

Cobertura do solo	Resistência superficial sem déficit ( $r_{sco} - s.m^{-1}$ )	Referência
floresta	100	Shuttleworth, 1993
cerrado	100 a 200	Conde, 1997
cultura	40	Bremicker, 1998
trigo	40	Bremicker, 1998
campo	40 a 80	Bremicker, 1998
grama	69	Shuttleworth, 1993
grama	71	Todorovic, 1999
savana africana	60	Blyth, 1997
savana africana com arbustos (tiger bush)	98	Blyth, 1997
millet	154	Blyth, 1997

#### 4.6.11 Altura da cobertura vegetal

Os valores adotados para a altura média da cobertura vegetal, que servem para calcular a resistência aerodinâmica à evapotranspiração, são dados na tabela 4.8. Este parâmetro está inversamente relacionado à resistência aerodinâmica, o que significa que a resistência aerodinâmica em florestas é menor do que em áreas de pastagem ou agricultura.

Tabela 4.8: Altura dos tipos de cobertura vegetal.

Cobertura	Altura (m)
Floresta	10
Cerrado	5
Campo, pastagem	0,5
Agricultura	0,5
Pastagem amazônica	0,53
Floresta amazônica	30

#### 4.6.12 Armazenamento do solo no ponto de murcha permanente

O armazenamento do solo no ponto de murcha permanente representa um limite mínimo de umidade, a partir do qual a evapotranspiração é nula (veja anexo B). Quando a

umidade do solo é um pouco superior ao ponto de murcha permanente, as plantas sofrem com o déficit hídrico, transpiram menos do que poderiam, mas ainda vivem e transpiram. No modelo, o valor do parâmetro que define o ponto de murcha permanente ( $W_{PM}$ ) corresponde a 10% do armazenamento máximo e é considerado fixo, o que é uma simplificação. Na realidade, o ponto de murcha em solos argilosos é mais alto do que em solos arenosos, conforme a tabela 4.1. Entretanto, para valores próximos a 10% não há sensibilidade significativa a este parâmetro.

#### 4.6.13 Armazenamento do solo limite para a mudança da resistência superficial

Durante períodos de estiagem mais longos, a umidade do solo vai sendo retirada por evapotranspiração e, à medida que o solo vai perdendo umidade, a evapotranspiração diminui. A redução da evapotranspiração não ocorre imediatamente. Para valores de umidade do solo entre a capacidade de campo e um limite, que vai de 50 a 80 % da capacidade de campo, a evapotranspiração não é afetada pela umidade do solo, isto é, não existe déficit hídrico. A partir deste limite a evapotranspiração é diminuída, atingindo o mínimo no ponto de murcha (Shuttleworth, 1994).

Segundo Shuttleworth (1994), a evapotranspiração começa a ser afetada quando a umidade do solo está entre 50 e 80% da capacidade de campo. No modelo, o valor do armazenamento do solo limite para a mudança da resistência superficial ( $W_L$ ) está fixado em 50% do armazenamento máximo e não é feita a calibração (equação B.25).

#### 4.6.14 Tempo de retardo dos reservatórios da célula

O valor do parâmetro de retardo do reservatório linear é diferente para cada um dos reservatórios (subterrâneo, sub-superficial e superficial). Tipicamente, a vazão do reservatório subterrâneo responde mais devagar, e a do reservatório superficial mais rapidamente às variações no volume. O valor de  $TK_B$  é maior, portanto, do que o valor de  $TK_S$ , e  $TK_I$  tem um valor intermediário.

O valor do tempo de retardo do reservatório subterrâneo ( $TK_B$ ) pode ser obtido analisando os períodos de recessão do hidrograma e em alguns locais da bacia. Este parâmetro pode ser obtido pelas equações a seguir.

$$TKB_i = C_B \cdot 86400 \quad (4.37)$$

$$C_B = -\frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_{FR}}{Q_{IR}}\right)} \quad (4.38)$$

onde  $C_B$  [dias] é o parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo;  $ND$  é o número de dias do período de recessão do hidrograma;  $Q_{IR}$  é a vazão no início da recessão e  $Q_{FR}$  é a vazão no final da recessão.

Os valores de  $TKS_i$  e  $TKI_i$  são obtidos considerando as características do relevo no interior da célula. A calibração é complementar a um processo de regionalização, proposto por Bremicker (1998), que relaciona os parâmetros de retardo às características do relevo no interior da célula. Para isto é necessário contar com um modelo numérico do terreno com resolução espacial bastante inferior à resolução espacial do modelo hidrológico.

Nas aplicações apresentadas neste trabalho, a resolução do modelo hidrológico é próxima a 10 x 10 km, enquanto a resolução dos modelos numéricos do terreno (MNT) é de 1 x 1 km ou 100 x 100 m. Para cada célula do modelo é calculado um tempo de retardo característico, que é corrigido durante a calibração por um coeficiente de ajuste adimensional. O tempo de retardo característico ( $Tind_i$ ) é obtido pela equação de Kirpich, utilizando a diferença entre o ponto mais alto e o mais baixo do MNT encontrados dentro da célula do modelo considerada.

Os valores de  $TKS_i$ , e  $TKI_i$  são relacionados diretamente às características do relevo interno da célula, através das equações abaixo:

$$TKS_i = C_S \cdot Tind_i \quad (4.39)$$

$$TKI_i = C_I \cdot Tind_i \quad (4.40)$$

onde  $TKS_i$  [s] tempo de retardo do reservatório superficial;  $TKI_i$  [s] tempo de retardo do reservatório sub-superficial;  $Tind_i$  [s] tempo de concentração característico da célula;  $C_S$  [-] parâmetro para calibração da propagação superficial nas células;  $C_I$  [-] parâmetro para calibração da propagação sub-superficial nas células.

A equação que estima o tempo de concentração característico no interior da célula está baseada na fórmula de Kirpich, embora utilize o largura da célula como comprimento do canal principal, e a diferença de altura entre os pontos mais altos e mais baixo no interior da célula como  $\Delta H$ .

$$Tind_i = 3600 \cdot \left( 0,868 \cdot \frac{L_i^3}{\Delta H_i} \right)^{0,385} \quad (4.41)$$

onde  $Tind_i$  [s] tempo de concentração (valor básico para os parâmetros TK);  $L_i$  [km] largura da célula;  $\Delta H_i$  [m] diferença de altura entre os extremos mais alto e mais baixo da célula.

Desta forma, os valores que são alterados para a calibração são os adimensionais  $C_s$  e  $C_i$ , enquanto o valor de referência, que não se altera, é o tempo de concentração da bacia  $Tind_i$ . Além disso, a dependência entre os parâmetros de retardo e as características topográficas no interior da célula fazem com que em regiões planas o valor do tempo de retardo superficial ( $TKS_i$ ) seja superior ao que ocorre em regiões montanhosas, conferindo ao modelo a capacidade de representar diferenças regionais em grandes bacias.

#### 4.6.15 Vazão de referência

O valor de vazão de referência é necessário para a estimativa dos coeficientes de propagação do método de Muskingun Cunge linear (equação 4.33). Em cada trecho de rio, a vazão de referência é calculada em função da área drenada. O parâmetro que controla a vazão de referência é a vazão de referência específica  $Q_{MESP}$  dada em  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$  conforme a equação 4.42.

$$Q_o = Q_{MESP} \cdot A_{dren} \quad (4.42)$$

onde  $Q_o$  [ $m^3/s$ ] vazão de referência da célula para o método de Muskingun-Cunge;  $Q_{MESP}$  [ $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ] vazão de referência específica (igual para toda a bacia);  $A_{dren}$  [ $km^2$ ] área a montante da célula.

Tucci (1998) recomenda o valor de  $Q_o$  30% inferior à vazão de pico do hidrograma de entrada. Como no modelo a simulação é contínua, e consiste de várias cheias, não existe apenas um pico do hidrograma de entrada. Além disso, é necessário definir para o trecho de rio de cada célula um valor diferente da vazão de referência. A solução foi adotar uma vazão de referência específica (relativa à área). O valor utilizado na aplicação ao rio Taquari – Antas, por exemplo, foi de  $80 l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ , que corresponde a cerca de 3 vezes a vazão média de longo período e é um valor freqüentemente atingido durante as cheias. O modelo apresentou pouca sensibilidade ao valor de  $Q_o$ .

A utilização do método de Muskingun – Cunge não linear poderia eliminar o problema da identificação da vazão de referência, porém esta técnica introduz erros de volumes totais dos hidrogramas calculados (Tucci, 1998).

#### **4.6.16 Coeficiente de rugosidade de Manning**

A propagação das vazões na rede de drenagem, utilizando o método Muskingun – Cunge, exige a determinação do valor do coeficiente de rugosidade de Manning ( $n$ ), utilizado na equação 4.35. O valor deste parâmetro pode ser determinado com base nas características do leito e das margens dos rios, individualmente para cada célula. Entretanto, considerando que os resultados do modelo são pouco sensíveis a este parâmetro, ele pode ter um valor fixo para toda a bacia. Nas aplicações apresentadas neste trabalho, o valor do  $n$  de Manning foi igual a 0,030.

### **4.7 PARÂMETROS QUE INTERFEREM NA ANÁLISE DE MUDANÇAS DE USO DO SOLO**

Os parâmetros do modelo que são importantes para diferenciar usos e coberturas do solo são o albedo, o índice de área foliar (IAF), a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ), a resistência superficial ( $r_s$ ) e o coeficiente de interceptação ( $\alpha$ ). Além destes, o parâmetro  $W_m$ , que determina o máximo armazenamento no solo, e o parâmetro  $b$  também devem ser alterados de acordo com os tipos de uso e cobertura do solo.

O sucesso do modelo como ferramenta de análise das conseqüências das mudanças de uso e cobertura do solo depende da determinação de valores confiáveis para os parâmetros citados acima. Neste sentido é importante analisar a incerteza envolvida na determinação de cada um destes parâmetros.

#### **4.7.1 Índice de área foliar**

O índice de área foliar é um parâmetro importante na análise de mudanças de uso do solo porque no modelo hidrológico a interceptação depende diretamente deste parâmetro. A equação 4.10 mostra que quanto maior o IAF, maior a lâmina de interceptação máxima. A lâmina interceptada é facilmente evaporada e, por isso, um aumento da capacidade de interceptação significa uma diminuição do escoamento.

Dados obtidos na literatura permitem afirmar que o parâmetro IAF tem valores em torno de 2 e 3 para campo e pastagem, valores em torno de 6 a 9 para florestas, e valores de 0 (durante o preparo de solo) a 6 (no mês de desenvolvimento máximo) em cultivos anuais. As variações não são muito grandes e estes valores são relativamente confiáveis, dada a sua repetição em diversas medições e estimativas apresentadas na literatura.

A maior fonte de incerteza na estimativa do IAF é a classificação de uso do solo. Durante a classificação podem ocorrer erros como, por exemplo, classificar algum tipo de cultura anual como florestas. Neste caso será informado ao modelo o IAF de florestas, que é alto durante todo o ano, no lugar do IAF da cultura anual que é alto apenas durante um ou dois meses.

Outro problema que gera incerteza na estimativa do IAF durante a classificação de uso do solo e cobertura vegetal é a mudança gradual entre dois tipos de vegetação. Na bacia do rio Taquari, no MS, a classificação de uso e cobertura original apresentava cerca de 6 classes para o cerrado – cerradão, cerrado, campo cerrado, campo sujo e encrave savana – floresta estacional semi-decidual – e todas elas foram agrupadas em apenas uma classe, denominada cerrado. Este procedimento é necessário para manter um reduzido número de blocos no modelo, porém introduz um erro ao igualar o IAF de regiões de campo sujo e de cerradão.

Para estudos do efeito da vegetação no comportamento hidrológico de uma bacia, o IAF dos diferentes tipos de vegetação poderia ser medido, utilizando procedimentos de campo locais, como a análise destrutiva (retirar todas as folhas de uma área e medir a sua área total), ou a análise ótica ou visual (Gash et al., 1996). Os valores encontrados podem ser relacionados ao índice de vegetação, obtido por imagens de sensoriamento remoto (Pinheiro et al., 2001), o que permite a estimativa em toda a bacia.

#### **4.7.2 Albedo**

O albedo é um parâmetro fundamental na representação de mudanças de uso do solo porque o seu valor define a energia que está disponível para o processo de evapotranspiração. Altos valores de albedo significam que a cobertura do solo reflete grande parte da radiação que recebe. O desmatamento causa, em geral, um aumento do valor do albedo, porque o albedo das florestas é mais baixo do que o da maioria dos outros tipos de cobertura. Em consequência do aumento do albedo, o desmatamento tende a reduzir a evapotranspiração e aumentar o escoamento.

Da mesma forma que o IAF, os valores de albedo são bastante confiáveis, com valores em torno de 0,11 a 0,16 para florestas, e de 0,20 a 0,26 para pastagens e cultivos agrícolas. A

análise de sensibilidade realizada durante este trabalho mostrou que o albedo tem pequena influência sobre os resultados do modelo, dentro da faixa de variação possível deste parâmetro.

#### **4.7.3 Parâmetro de lâmina de interceptação**

A interceptação é considerada dependente do IAF. Desta forma a interceptação em florestas é maior do que a interceptação em campos e lavouras. Na análise de sensibilidade, o parâmetro que controla a interceptação ( $\alpha$ ) mostrou pouca influência sobre os resultados.

Para estudos do efeito da vegetação no comportamento hidrológico de uma bacia, o parâmetro de interceptação pode ser estimado com base em medições pontuais, tais como as efetuadas por Silans et al. (2001) para a vegetação da caatinga.

#### **4.7.4 Resistência aerodinâmica**

A resistência aerodinâmica atua no controle da evapotranspiração. Quanto maior o valor deste parâmetro, menor é o fluxo de evapotranspiração. No modelo hidrológico a resistência aerodinâmica é relacionada à velocidade do vento e à altura média da vegetação. A resistência aerodinâmica é considerada menor em florestas, onde a altura média da vegetação é maior e intensifica a turbulência do vento. A análise de sensibilidade mostrou que, dentro de uma faixa de incerteza definida pelos valores de diferentes fontes bibliográficas (Shuttleworth, 1993), a resistência aerodinâmica tem pouca influência sobre os resultados.

#### **4.7.5 Resistência superficial**

A resistência superficial controla o processo de transpiração. Este parâmetro representa o processo do fluxo da água do solo, pelo interior da planta, até o exterior das folhas. Quanto maior a resistência superficial, menor é a transpiração. De acordo com Shuttleworth (1993), a resistência superficial em florestas é de aproximadamente  $100 \text{ s.m}^{-1}$  e, em pastagens, de aproximadamente  $70 \text{ s.m}^{-1}$ . As culturas anuais apresentam valores de 40 e  $200 \text{ s.m}^{-1}$ , dependendo da época do ano (tabela 4.7).

Existe, entretanto, uma grande incerteza na estimativa destes valores. Além disso existe a incerteza com relação à forma com que a resistência superficial varia em função dos condicionantes ambientais, como a temperatura, a radiação, o déficit de umidade no ar e a

umidade do solo. No modelo é considerado apenas um aumento da resistência superficial com a redução da umidade do solo (equação B.24 e figura B.1).

Para estudos específicos sobre o papel da vegetação, o parâmetro de resistência superficial pode ser estimado com base em resultados de medições diretas de evapotranspiração, para os diferentes tipos de vegetação em uma bacia. Estas medições não são, ainda, comuns, mas seu número está crescendo (Silans e Silva, 2001 e Paiva et al., 2001).

#### 4.7.6 Capacidade de armazenamento do solo

A diferença de armazenamento no solo em diferentes coberturas vegetais ocorre porque as florestas retiram água de profundidades maiores do que a vegetação do campo e as culturas anuais. As raízes das árvores da floresta chegam a profundidades maiores. Esta diferença de capacidade de armazenamento é importante em períodos de estiagem. Enquanto o volume de água disponível para a vegetação de campo ou lavoura já está esgotado, a vegetação da floresta continua a transpirar a uma taxa normal. Principalmente em regiões secas a diferença de capacidade de armazenamento é fundamental na análise das consequências hidrológicas da mudança de uso do solo.

Hodnett et all. (1996) mediram e compararam a umidade do solo em locais com floresta e pastagem na Amazônia, observando alterações de armazenamento de aproximadamente 700 mm em 3,6 m de solo sob floresta, e aproximadamente 400 mm em 3,6 m de solo sob pastagem.

Estudos com florestas nativas e de Eucalipto na Índia apresentam uma capacidade de armazenamento no solo de 480 mm, enquanto nas culturas anuais na mesma região, o armazenamento no solo é de apenas 150 mm. Como resultado, a evapotranspiração anual em florestas é de 800 mm, praticamente igual à precipitação anual. Em culturas anuais, devido a menor capacidade de armazenamento, a evapotranspiração anual é de apenas 500 mm (Calder, 1993).

Por falta de dados de bacias completamente florestadas ou completamente desmatadas, admite-se que o armazenamento máximo (**W<sub>m</sub>**) possa ser usado como parâmetro de calibração do modelo, mas mantendo uma proporção fixa entre o armazenamento máximo na floresta e em pastagens e cultivos anuais. Em dois locais na Amazônia, sujeitos a uma estação seca bastante marcada, Hodnett et all. (1996) encontraram armazenamentos totais, em 3,6 m de profundidade, 1,9 e 1,6 vezes maior na floresta do que na pastagem. Esta proporção pode ser maior já que a umidade foi medida apenas até 3,6 m de profundidade, enquanto foram encontradas raízes de árvores a profundidades maiores.



Maior incerteza é observada em regiões cobertas por cerrado. O cerrado ocorre preferencialmente em solos profundos, e algumas espécies vegetais do cerrado são capazes de extrair água de profundidades superior a 10 m (Eiten, 1972). Durante a aplicação do modelo na bacia do rio Taquari, MS, a calibração só foi possível mediante a utilização de valores de  $W_m$  maiores do que 1000 mm no cerrado. Não foram encontrados dados que permitam saber qual é a profundidade em que as espécies vegetais das áreas de pastagens conseguem extrair água.

O parâmetro  $W_m$  é, portanto, um parâmetro que tem uma base física, porém existem grandes incertezas associadas a sua determinação direta, utilizando dados medidos no campo. A medição direta de evapotranspiração também poderá servir para melhorar a estimativa deste parâmetro.

#### **4.7.7 Parâmetro de forma da curva de saturação (b)**

A redução da capacidade de infiltração, que normalmente ocorre com o desmatamento e a substituição por culturas anuais ou pastagens, não pode ser adequadamente representada pela alteração de nenhum parâmetro do modelo. É provável que o parâmetro  $b$  tenha uma forte relação com a capacidade de infiltração, mas não é possível estimar diretamente os valores de  $b$  com base nas características da cobertura vegetal ou do tipo de prática agrícola.

A análise de sensibilidade revelou que quanto maior o valor de  $b$ , maiores são os picos das cheias pequenas e médias, entretanto  $b$  não altera profundamente os picos das maiores cheias. Provavelmente bacias com pastagens ou culturas anuais e solos compactados por uso intensivo de máquinas, por práticas não conservacionistas ou por pisoteamento do gado devem ser representadas pelo modelo com valores maiores de  $b$ , mas não é possível estimar o quanto.

Para estudos específicos sobre o papel da vegetação, o parâmetro  $b$  poderia ser estimado com base em dados de vazão de bacias de cobertura vegetal e uso do solo homogêneos.

## **4.8 MÉTODOS DE CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA DOS PARÂMETROS**

A calibração do modelo hidrológico descrito neste capítulo foi feita manualmente, na maior parte das aplicações apresentadas nos capítulos finais. Porém, técnicas de calibração automática, baseadas em um algoritmos genéticos, também foram testadas. Estes testes foram

realizados porque uma das técnicas permite considerar, ao mesmo tempo, múltiplos objetivos na calibração.

A calibração multi-objetivo é especialmente interessante em modelos distribuídos de grandes bacias porque nestes modelos é possível comparar os resultados em diferentes pontos na bacia.

Os itens a seguir descrevem os algoritmos SCE-UA e MOCOM-UA, baseados em algoritmos genéticos. O algoritmo SCE-UA é um algoritmo de calibração automática mono-objetivo, que foi utilizado na calibração do modelo hidrológico em alguns testes que não estão descritos neste trabalho. Sua descrição está incluída no texto porque é o algoritmo original, a partir do qual foi desenvolvido o algoritmo MOCOM-UA, que é um algoritmo de otimização multi-objetivo, e porque sua descrição facilita a compreensão do segundo (MOCOM-UA).

#### 4.8.1 O algoritmo SCE-UA

O algoritmo SCE-UA é um algoritmo genético de otimização de funções e calibração de parâmetros de modelos desenvolvido na Universidade do Arizona (Duan et al., 1992; Duan et al., 1994). Este algoritmo combina técnicas de algoritmos genéticos e de busca direta pelo método Simplex de Nelder e Mead (apud Press et al., 1995).

O algoritmo SCE-UA opera com uma população de pontos que “evolui” em direção ao ótimo global através de sucessivas iterações e avaliações da função objetivo. Cada um destes pontos é definido pelos valores dos parâmetros e é um candidato ao ótimo. Os passos do algoritmo, conforme descritos por Sorooshian e Gupta (1995) e por Diniz (1999), são apresentados a seguir.

1. *Início*: São selecionados os valores dos parâmetros  $p$  e  $m$ , que definem, respectivamente, o número de complexos (blocos em que está dividida a amostra de pontos) e o número de pontos em cada complexo. O tamanho da amostra ( $s$ ) é igual ao produto de  $p$  e  $m$ . Se  $n$  é o número de variáveis do problema de otimização (os parâmetros do modelo hidrológico, por exemplo), então os valores de  $p$  e  $m$  devem ser tais que:  $p \geq 1$  ; e  $m \geq n+1$ .
2. *Geração da amostra*: São gerados  $s$  grupos de parâmetros do modelo hidrológico, entre os limites máximo e mínimo definidos para cada parâmetro, formando um conjunto  $D$ . Estes grupos caracterizam pontos no espaço hiperdimensional e são escolhidos aleatoriamente, utilizando uma distribuição uniforme.
3. *Hierarquização dos pontos*: Os pontos gerados no passo 2 são avaliados com a função objetivo, isto é, o modelo hidrológico é executado uma vez para cada um dos  $s$  pontos da

- amostra. Os pontos são reorganizados na amostra, em ordem crescente de função objetivo, de maneira que o primeiro ponto apresente o menor (melhor) valor da função objetivo.
4. *Divisão em complexos*: A amostra  $D$  de  $s$  pontos é dividida em  $p$  complexos, cada um contendo  $m$  pontos. A divisão é feita de maneira que cada um dos complexos tenha pontos bons (baixos valores da função objetivo) e pontos ruins (altos valores da função objetivo). A divisão em complexos segue a regra  $A^k = \{x_j^k, f_j^k\}$  onde  $x_j^k = x_{k+p \cdot (j-1)}$  e  $f_j^k = f_{k+p \cdot (j-1)}$ , para  $j = 1, \dots, m$ . Onde  $k$  é o número do complexo, que varia de 1 a  $p$ ;  $j$  é o número do ponto dentro do complexo, que varia de 1 a  $m$ ;  $x$  é o grupo de parâmetros e  $f$  é o valor da função objetivo, sendo que  $x$  e  $f$  estão originalmente organizados em uma amostra de tamanho  $s$ , isto é,  $x_i$  e  $f_i$  ( $i = 1, \dots, s$ ).
  5. *Evolução dos complexos*: A cada complexo é dada a oportunidade de evoluir, de forma independente, na direção de um ótimo da função objetivo. Esta evolução é realizada de acordo com os passos da *Evolução Competitiva Complexa*, descrita separadamente adiante no texto.
  6. *Mistura dos complexos*: Os complexos  $A^k$  são novamente agrupados no conjunto  $D$ , que contém toda a amostra de  $s$  pontos. Os pontos são reorganizados na amostra, em ordem crescente de função objetivo, de maneira que o primeiro ponto apresente o menor (melhor) valor da função objetivo.
  7. *Teste de convergência*: Os pontos da amostra são testados para avaliar se satisfazem um critério de convergência previamente definido. Em caso positivo, o algoritmo se encerra. Caso contrário o procedimento recomeça no passo 4.

A *Evolução Competitiva Complexa*, necessária para a evolução independente de cada complexo no passo 5 do algoritmo SCE – UA, opera segundo o algoritmo que segue.

1. *Início*: São selecionados valores de  $q$ ,  $\alpha$  e  $\beta$ , que são parâmetros do algoritmo. Os valores são escolhidos de forma que  $2 \leq q \leq m$ ;  $\alpha \geq 1$ ; e  $\beta \geq 1$ .
2. *Atribuição de pesos*: Cada um dos pontos do complexo recebe um peso, proporcional à sua posição na hierarquia do complexo, isto é, pontos com menor valor da função objetivo recebem um peso maior. Os pesos são atribuídos conforme a equação:  $\rho_i = \frac{2 \cdot (m + 1 - i)}{m \cdot (m + 1)}$ ,  $i = 1, \dots, m$ ; onde  $\rho$  é o valor do peso,  $m$  é o número de pontos em cada complexo e  $i$  é a posição do ponto no complexo. Os pesos atribuídos pela equação acima variam linearmente entre o valor máximo, atribuído ao ponto  $i = 1$ , até o valor mínimo, atribuído

ao ponto  $i = m$ . No caso de  $m = 10$ , por exemplo, alguns pesos seriam  $\rho_1 = 0,18$ ;  $\rho_5 = 0,11$  e  $\rho_{10} = 0,02$ . A soma dos pesos dos  $m$  pontos do complexo é igual a 1.

3. Seleção de pais ou “reprodutores”: Um sub-complexo de  $q$  pontos ( $u_j$   $u = 1, \dots, q$ ) é retirado aleatoriamente de cada complexo. A probabilidade de cada ponto do complexo fazer parte do sub-complexo é dada pelo peso atribuído ao ponto no passo 2. Isto significa que os melhores pontos (com menores valores da função objetivo) são mais facilmente escolhidos, embora todos os pontos do complexo o possam ser.
4. Geração de novos pontos:
  - a) Os pontos do sub-complexo são organizados de forma crescente de função objetivo, sendo que o ponto  $j = 1$  ( $u_1$ ) apresenta o menor valor da função objetivo e o ponto  $j = q$  ( $u_q$ ) apresenta o maior valor da função objetivo.
  - b) É calculado o centróide dos  $q-1$  melhores pontos do sub-complexo, segundo a equação: 
$$g = \frac{1}{q-1} \sum_{j=1}^{q-1} u_j .$$
  - c) As coordenadas de um novo ponto são calculadas. Este novo ponto ( $r$ ) é denominado “ponto de reflexão”, e suas coordenadas são calculadas de acordo com a equação vetorial  $r = 2 \cdot g - u_q$  (figura 4.6a).
  - d) Caso o ponto  $r$  estiver contido entre os limites mínimo e máximo permitidos para cada parâmetro, o valor da função objetivo é calculado e o procedimento segue no passo 4.e. Caso contrário, é definido o menor hipercubo que contém todos os pontos do complexo, e um novo ponto ( $z$ ) é gerado aleatoriamente no interior deste hipercubo. O procedimento segue no passo 4g.
  - e) Se o valor da função objetivo em  $r$  for menor do que em  $u_q$  ( $f_r < f_q$ ), o novo ponto é  $r$ , e o procedimento segue no passo 4g. Caso contrário, as coordenadas de um novo ponto são calculadas. Este novo ponto ( $c$ ) é denominado “ponto de contração”, e suas coordenadas são calculadas de acordo com a equação vetorial  $r = \frac{(g + u_q)}{2}$  (figura 4.6b).
  - f) Se o valor da função objetivo em  $c$  for menor do que em  $u_q$  ( $f_c < f_q$ ), o novo ponto é  $c$ . Caso contrário, é definido o menor hipercubo que contém todos os pontos do complexo, e um novo ponto ( $z$ ) é gerado aleatoriamente no interior deste hipercubo.
  - g) O pior ponto do sub-complexo ( $u_q$ ) é substituído pelo novo ponto ( $r$  ou  $c$  ou  $z$ ) e o procedimento reinicia no passo 4a, um número  $\alpha$  de vezes ( $\alpha$  está definido no passo 1).
5. Os pontos do sub-complexo são devolvidos, modificados, ao complexo.

6. Os passos 1 a 5 são repetidos um número  $\beta$  de vezes, onde  $\beta$  é um parâmetro do algoritmo que pode ser definido pelo usuário e que determina quantas gerações cada complexo produz até ser misturado aos outros complexos.

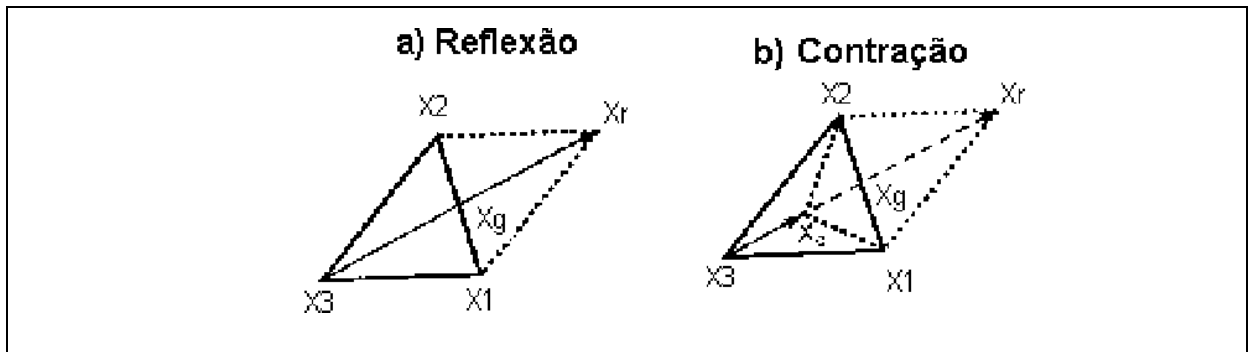


Figura 4.6: Passos de reflexão e contração de um sub-complexo.

Um exemplo de aplicação do algoritmo a uma situação mais simples do que a calibração de um modelo hidrológico serve para compreender melhor o procedimento utilizado no algoritmo SCE – UA. A figura 4.7 apresenta uma seqüência de passos do algoritmo na busca do ótimo global da função de Hosaki (Duan et al., 1992 - equação 4.43).

$$H = \left( \left( 1 - 8 \cdot x_1 + 7 \cdot x_1^2 - \left( \frac{7}{3} \right) \cdot x_1^3 + \left( \frac{1}{4} \right) \cdot x_1^4 \right) \cdot x_2^2 \right) \cdot \text{EXP}(-x_2) \quad (4.43)$$

Esta função tem duas variáveis ( $x_1$  e  $x_2$ ) e, no intervalo definido por  $0 < x_1 < 5$  e  $0 < x_2 < 5$ , apresenta um ótimo local em  $x_1 = 1$   $x_2 = 2$ , e um ótimo global em  $x_1 = 4$   $x_2 = 2$ , conforme se observa na figura 4.7.

O algoritmo foi utilizado com 3 complexos e 8 pontos em cada complexo, num total de 24 pontos. Os valores de  $\alpha$  e  $\beta$  são, respectivamente, 1 e 5. Inicialmente foram gerados valores aleatórios das variáveis  $x_1$  e  $x_2$ , entre 0 e 5. Os pontos aleatórios gerados são os círculos na figura 4.7a. Pode se observar que os pontos cobrem toda a área permitida.

Após o primeiro passo de evolução do algoritmo os pontos mais distantes dos ótimos global e local da função já são substituídos por outros, mais próximos (figura 4.7b). Após o segundo passo de evolução quase todos os pontos da população já se encontram numa grande região em torno do ótimo global (figura 4.7c) e, ao final de 8 passos de evolução, todos os pontos já estão concentrados sobre o ótimo global (figura 4.7d).

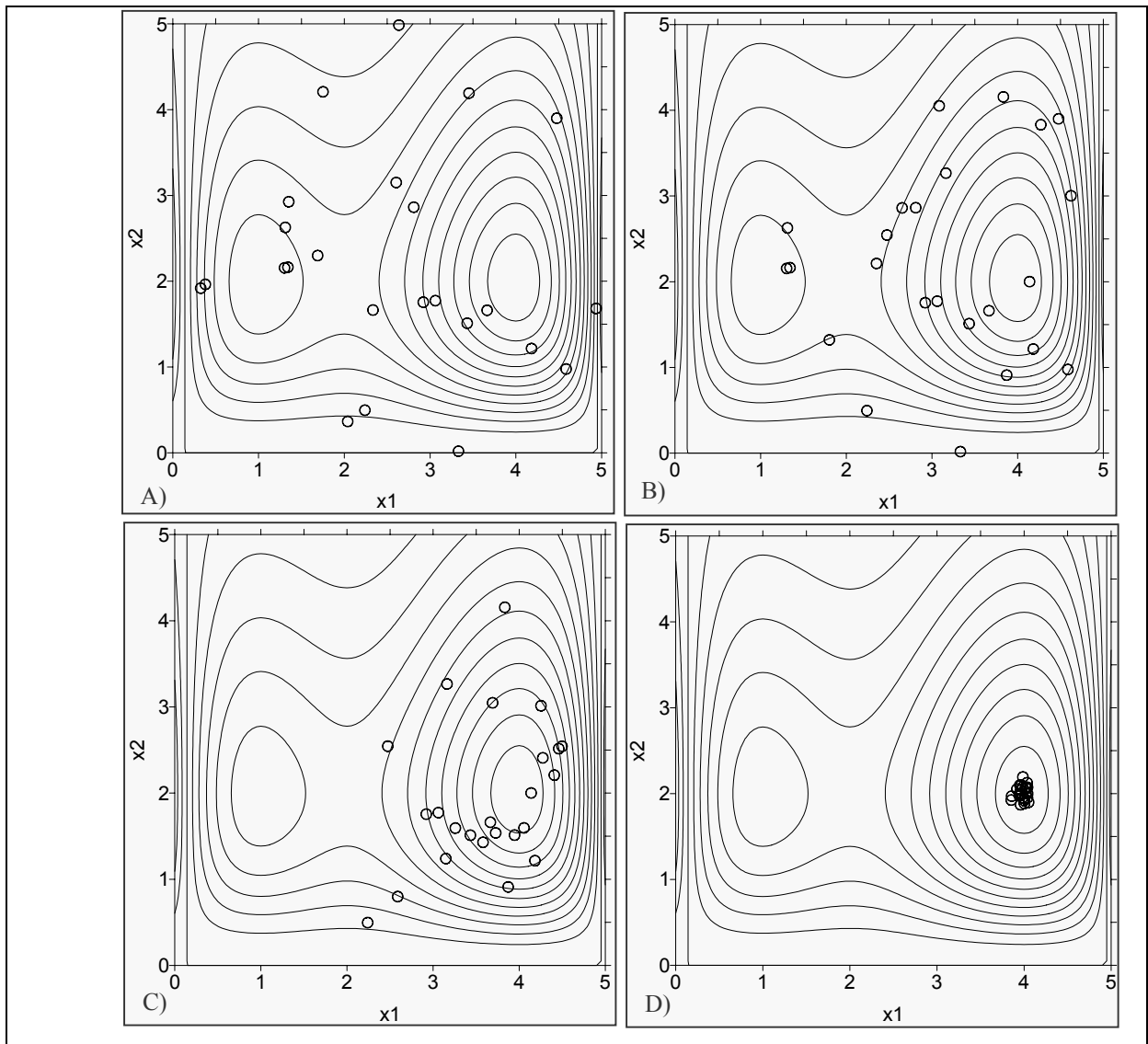


Figura 4.7: Exemplo de aplicação do algoritmo SCE-UA: a) população de pontos gerados aleatoriamente; b) população de pontos após um passo de evolução; c) população de pontos após dois passos de evolução; d) população de pontos após 8 passos de evolução.

Na aplicação do algoritmo para a calibração de um modelo hidrológico é necessário utilizar uma função objetivo semelhante às apresentadas no anexo C, das quais a mais comumente utilizada é a soma dos desvios quadrados. Além disso, é preciso definir o tamanho da população de pontos e o valor de outros parâmetros do algoritmo. Duan et al. (1994) indicam valores adequados para os parâmetros do algoritmo SCE-UA, como  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $m$ ,  $p$  e  $q$ , para a calibração de modelos hidrológicos. Normalmente o tamanho da população é proporcional ao número de parâmetros que se deseja calibrar.

O algoritmo SCE-UA tem sido utilizado em modelos chuva-vazão de vários níveis de complexidade, com até 18 parâmetros para calibração (Eckhardt e Arnold, 2001) e já foi comparado com outros métodos de calibração automática por diversos autores, sempre

mostrando vantagens significativas (Sorooshian et al. 1993; Gan e Biftu, 1996; Abdulla e Lettenmaier, 1997a; Franchini et al., 1998; Abdulla et al. 1999; Thyer et al. 1999;). Outra característica positiva verificada é a persistência do método, que atinge, em geral, o mesmo ponto ótimo, mesmo quando são alterados alguns parâmetros e a semente do processo de geração de números aleatórios (Duan et al., 1992; Franchini et al., 1998; Collischonn e Tucci, 2001a). Isto é uma forte indicação, embora não seja uma prova, de que o ponto encontrado corresponda ao ótimo global.

Apesar das qualidades deste algoritmo, ele apresenta uma deficiência básica que é a consideração de uma única função objetivo, o que não é adequado, especialmente para a calibração de modelos distribuídos.

#### **4.8.2 O algoritmo MOCOM-UA**

O algoritmo MOCOM-UA (Yapo et al., 1998) é uma versão do algoritmo SCE-UA (Duan et al., 1992) adaptado para múltiplos objetivos, e, assim como o seu predecessor, é um algoritmo genético.

O algoritmo MOCOM-UA inicia com a definição dos limites mínimos e máximos dos valores que os  $n$  parâmetros a serem calibrados podem tomar, definindo uma região no espaço de  $n$  dimensões (um hipercubo definido num hiperespaço).

A seguir, são gerados, aleatoriamente,  $ns$  conjuntos de parâmetros ou pontos na região válida. Cada ponto é dado pelos valores dos  $n$  parâmetros e, para cada um dos pontos, as  $nf$  funções objetivo são avaliadas, gerando uma matriz de resultados  $F(ns,nf)$ .

Uma vez obtidos os valores das funções objetivo, os conjuntos de parâmetros são avaliados e hierarquizados pelos critérios de dominância e não dominância (um ponto é dominado se os valores de todas as funções objetivo deste ponto são inferiores aos valores de todas as funções objetivo de pelo menos um dos outros pontos). A hierarquização é realizada seguindo os passos a seguir:

- Tome os  $ns$  pontos ou conjuntos e identifique aqueles que são dominados e os que são não dominados.
- Aos pontos que são não dominados atribua o índice 1.
- Os pontos com o índice 1 são retirados e os pontos restantes são novamente analisados, conforme os passos 1 e 2.
- Aos pontos que são não-dominados nesta segunda análise, atribua o índice 2.

- Os pontos com o índice 2 também são retirados e os pontos restantes são analisados.
- Os passos se repetem até que se encontre um grupo de pontos em que não podem ser definidos dominados e não dominados. Estes pontos recebem o índice  $R_{\max}$ , onde  $R_{\max}$  é o número de passos necessários para não existir mais dominância entre os pontos.

Ao final da etapa de hierarquização, cada um dos pontos tem um índice, que indica, aproximadamente a qualidade relativa das funções objetivo associadas. Quanto menor o valor do índice, mais próximo o ponto está da região de Pareto.

A etapa de evolução dos pontos ocorre gerando  $N_{R_{\max}}$  complexos (grupos de pontos), onde  $N_{R_{\max}}$  é o número de pontos que recebem o pior índice durante a hierarquização. Cada complexo é constituído por  $n+1$  pontos, sendo um deles retirado do grupo de  $N_{R_{\max}}$  pontos com o pior índice, e os outros  $n$  selecionados aleatoriamente dos pontos restantes, de acordo com a probabilidade associada a cada ponto, dada pela equação 4.44, e com reposição.

$$p_i = \frac{(R_{\max} - r_i + 1)}{\sum_{j=1}^{ns} (R_{\max} - r_j + 1)} \quad (4.44)$$

onde  $p_i$  é a probabilidade associada a cada ponto e  $r_i$  é o índice atribuído a cada ponto durante a hierarquização e  $R_{\max}$  é o pior índice encontrado no conjunto. A forma da função 3.2, para um exemplo em que  $R_{\max} = 6$  e  $ns = 29$ , é apresentada na figura 4.8.

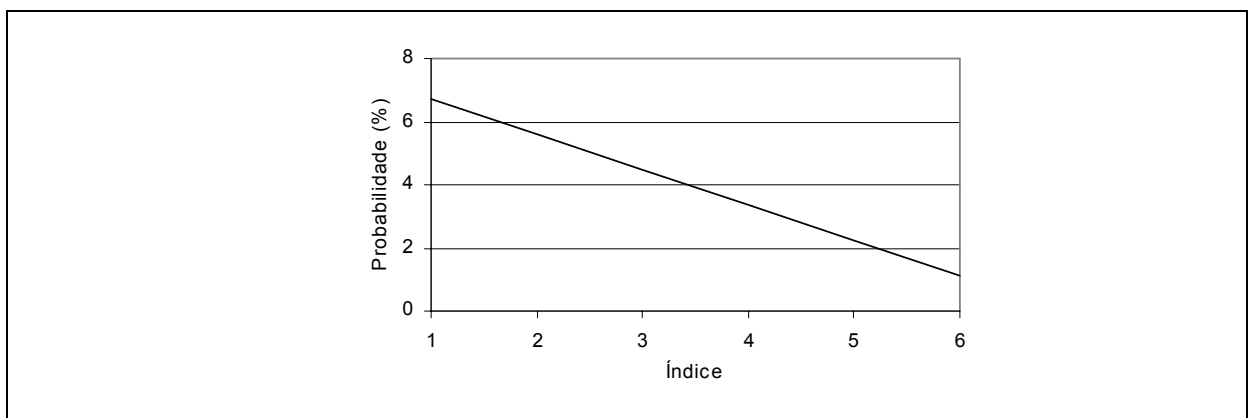


Figura 4.8: Relação entre o índice de um ponto e a probabilidade de escolha para formar um complexo.



A equação 4.44 atribui uma probabilidade, a cada ponto, de que este ponto participe do processo de evolução. Os pontos com índice mais baixo estarão, mais provavelmente, representados nos complexos que vão gerar os novos pontos.

A formação de um complexo num exemplo simples, com  $n_s = 5$  e  $n = 2$  é apresentada na figura 3.7, onde o problema é otimizar as funções dadas pelas equações 4.45 e 4.46.

$$F1 = -((x - 1)^2 + (y - 2)^2) \quad (4.45)$$

$$F2 = -((x - 2)^2 + (y - 1)^2) \quad (4.46)$$

A função F1 (linha contínua na figura 4.9) têm um valor máximo em  $x=1$  e  $y=2$ . A função F2 (linha tracejada na figura 4.9) têm o valor máximo em  $x = 2$  e  $y = 1$ . A reta entre estes dois pontos define a região de Pareto do problema. Qualquer ponto sobre esta reta é uma boa solução.

Os 5 ( $n_s$ ) pontos estão distribuídos no plano X-Y conforme a figura 4.9a. A hierarquização revela que os pontos B e C são não dominados e, por isso, estes pontos recebem o índice 1. O ponto A é dominado pelo ponto B e o ponto E é dominado pelo ponto C. Os pontos A e E recebem o índice 2. Por fim, o ponto D é dominado por todos os outros pontos e recebe o índice 3 (figura 4.9b). Neste caso o valor de  $R_{\max}$  é igual a 3 e há apenas um ponto que recebe este índice, por isso  $N_{R_{\max}} = 1$ , e assim deve ser gerado apenas um complexo. Utilizando as probabilidades calculadas pela equação 4.44, são escolhidos para participar deste complexo os pontos B e C (além do ponto D), conforme a figura 4.9c.

A evolução dos complexos é realizada pelo método simplex de Nelder e Mead (*apud Press et al, 1995*), de forma semelhante ao algoritmo SCE-UA, porém com várias funções objetivo. O pior ponto do complexo é identificado (um dos  $N_{R_{\max}}$  pontos com o pior índice) e o centróide (ponto G) dos pontos restantes é calculado (figura 4.9d). Os passos de reflexão (ponto R na figura 4.9e) e contração (ponto K na figura 4.9f) são avaliados conforme a dominância, isto é, o ponto de reflexão é aceito se estiver dentro da região válida e se ele for não dominado em relação aos outros  $n$  pontos que foram utilizados para definir o centróide. Caso contrário, o ponto de contração é aceito imediatamente.

Cada complexo evolui uma única vez, gerando  $N_{R_{\max}}$  novos pontos que substituem os  $N_{R_{\max}}$  piores pontos anteriores.

A seguir, os pontos são novamente analisados e hierarquizados, e o processo se repete, até que, na etapa de hierarquização, todos os pontos recebam o mesmo índice, ou seja, não é

possível definir pontos melhores ou piores. Nesta situação, normalmente, deverá ter sido encontrada uma boa amostra de pontos sobre a região de Pareto, como na figura 4.10.

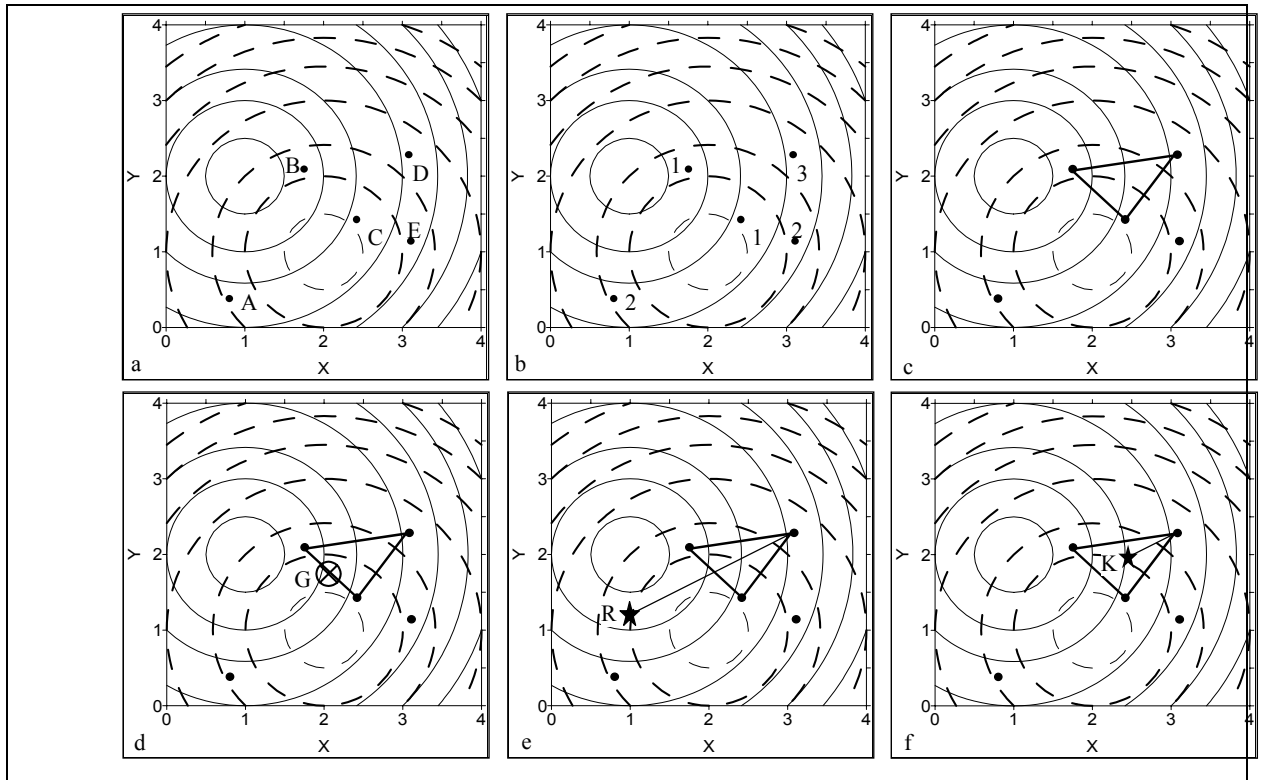


Figura 4.9: Ilustração das etapas de hierarquização e evolução de um complexo do algoritmo MOCOM-UA, durante a otimização de um problema de duas funções objetivo ( $F1 =$  curvas de nível em linha contínua;  $F2 =$  curvas de nível em linha tracejada) e de dois parâmetros (adaptado de Yapo et al., 1998): a) pontos gerados aleatoriamente; b) pontos classificados (valores menores para pontos mais próximos da região de Pareto); c) formação de um complexo; d) definição do centróide dos melhores pontos; e) passo de reflexão; f) passo de contração.

Depois da etapa de calibração, o usuário do modelo pode escolher entre uma das soluções apontadas com base em algum critério pessoal (Boyle et al., 2000), ou pode utilizar todas ou várias delas para, em sucessivas aplicações do modelo, obter uma amostra de vazões em cada intervalo de tempo e definir uma faixa de incerteza dos resultados com relação aos parâmetros do modelo (Gupta et al., 1998).

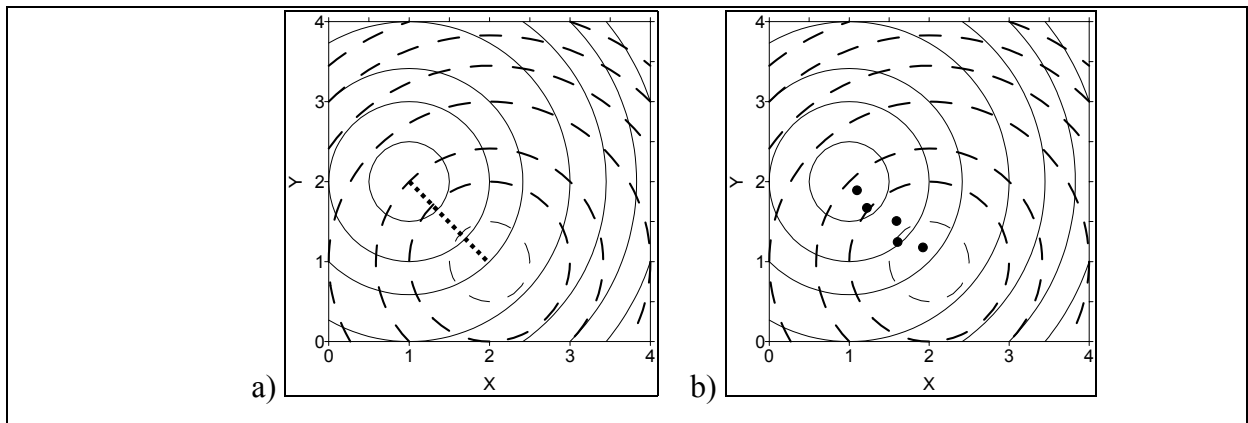


Figura 4.10: a) Região de Pareto do problema das equações 3.3 e 3.4; b) aproximação da região de Pareto, utilizando o algoritmo MOCOM-UA com  $n_s = 5$  pontos ( $F_1$  = curvas de nível em linha contínua;  $F_2$  = curvas de nível em linha tracejada).

O algoritmo MOCOM-UA foi utilizado por Yapo et al. (1998) para calibrar 13 parâmetros do modelo Sacramento (Burnash, 1995) na bacia do rio Leaf, de 1950 km<sup>2</sup>, nos Estados Unidos, utilizando duas funções objetivo. O mesmo modelo foi calibrado na mesma bacia, utilizando três funções objetivo, por Gupta et al. (1998), e por Boyle et al. (2000), utilizando outras três funções objetivo.

Sorooshian et al. (1998) utilizaram o algoritmo para calibrar um módulo de hidrologia superficial de um MCG em dois locais diferentes, utilizando como primeira função objetivo a soma de erros médios quadrados do fluxo de calor latente, e como segunda função objetivo a soma de erros médios quadrados do fluxo de calor sensível. Desta forma foram calibrados 24 parâmetros e 3 condições iniciais.

O algoritmo é sensível ao número de pontos da população ( $n_s$ ) no que se refere ao tempo de processamento e no resultado final. Quanto maior o número de pontos na população, melhor é a aproximação da região de Pareto e maior o tempo de processamento (Yapo et al., 1998).

As funções objetivo devem, preferencialmente, avaliar aspectos diferentes do hidrograma, como as vazões de cheia e recessão, ou o erro médio quadrado e o erro total do volume. É importante que as funções objetivo tenham correlação relativamente baixa (Gupta et al., 1998).

Um dos aspectos mais interessantes da metodologia de calibração proposta por Yapo et al. (1998) é a possibilidade de avaliar as incertezas associadas aos parâmetros calibrados. Ao final da calibração, o modelo hidrológico pode ser utilizado com todos os conjuntos de parâmetros encontrados, gerando uma família de hidrogramas, que define uma banda de incerteza das vazões previstas, como apresentado em Gupta et al. (1998). A incerteza na

vazão pode ser levada ainda para outros resultados, tais como a curva de permanência de vazões. A figura 4.11 apresenta a curva de permanência observada (linha escura) e as curvas de permanência resultantes da aplicação do modelo IPH2 (Tucci, 1998), calibrado com 3 funções objetivo para 7 parâmetros na bacia do rio Chapecó, em Santa Catarina (1.850 km<sup>2</sup>) (Collischonn et al., 2001b).

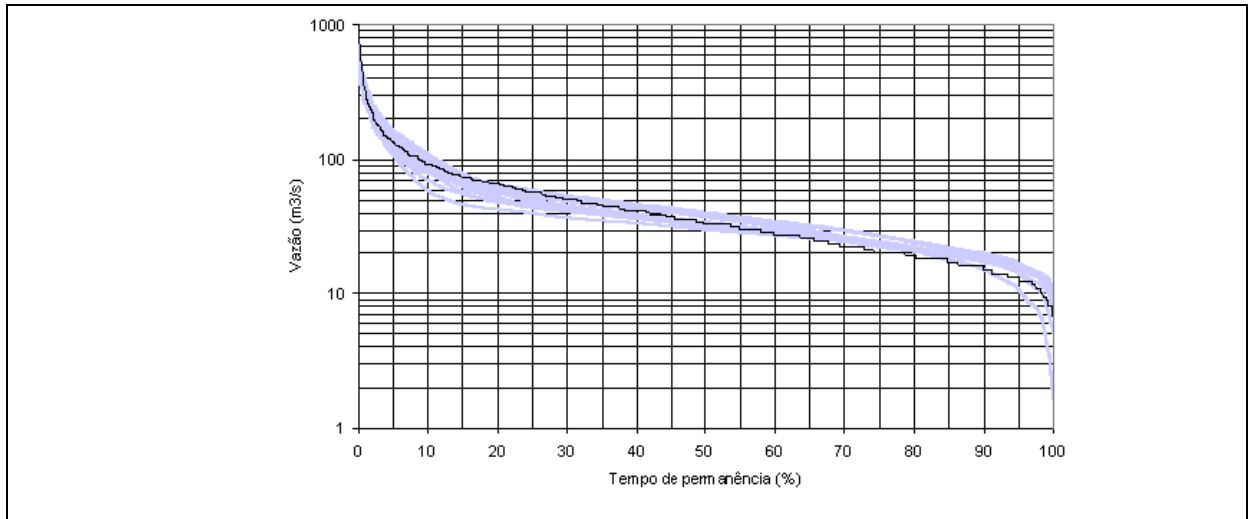


Figura 4.11: Curva de permanência observada (linha escura) e banda de incerteza das curvas de permanência obtidas com o modelo IPH2 e calibração multi-objetivo no rio Chapecó (Collischonn et al., 2001b).

## SUMÁRIO DO CAPÍTULO

Neste capítulo é apresentada a estrutura e a descrição teórica do modelo hidrológico, bem como a descrição das etapas de preparação de dados para a execução do modelo e a relação das possíveis fontes para estes dados.

São indicados os valores que podem ter os parâmetros e foram analisados os parâmetros mais importantes para a representação da cobertura vegetal. Os parâmetros IAF (índice de área foliar),  $r_s$  (resistência superficial da vegetação);  $r_a$  (resistência aerodinâmica da vegetação);  $W_m$  (máximo armazenamento no solo);  $b$  (parâmetro de forma da relação de umidade no solo) e o albedo são os mais importantes para a correta representação das mudanças de uso e cobertura do solo. Entre estes a maior incerteza está na correta estimativa dos parâmetros  $b$  e  $W_m$  para cada tipo de uso do solo e cobertura vegetal.

Além da descrição do modelo, este capítulo apresenta as técnicas de calibração automática utilizadas em uma das aplicações.

Este capítulo é complementado pelos anexos A, em que se apresenta a formulação do armazenamento do solo, e B, em que se apresenta a formulação da evapotranspiração, bem como pelo capítulo 6 e pelo anexo D, em que se apresenta uma análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros.

## CAPÍTULO 5: PREPARAÇÃO DE DADOS E GEOPROCESSAMENTO

### 5.1 DADOS DE ENTRADA DO MODELO

Um modelo distribuído utiliza, em geral, uma grande quantidade de dados, de difícil manipulação. Os dados de entrada de um modelo distribuído podem ser obtidos de fontes como imagens de satélites, mapas de tipos de solos e modelos numéricos do terreno (figura 5.1). Além desses, um modelo hidrológico utiliza como dados de entrada as séries históricas de variáveis hidroclimáticas como precipitação, temperatura, radiação solar, umidade relativa do ar, velocidade do vento e pressão atmosférica.

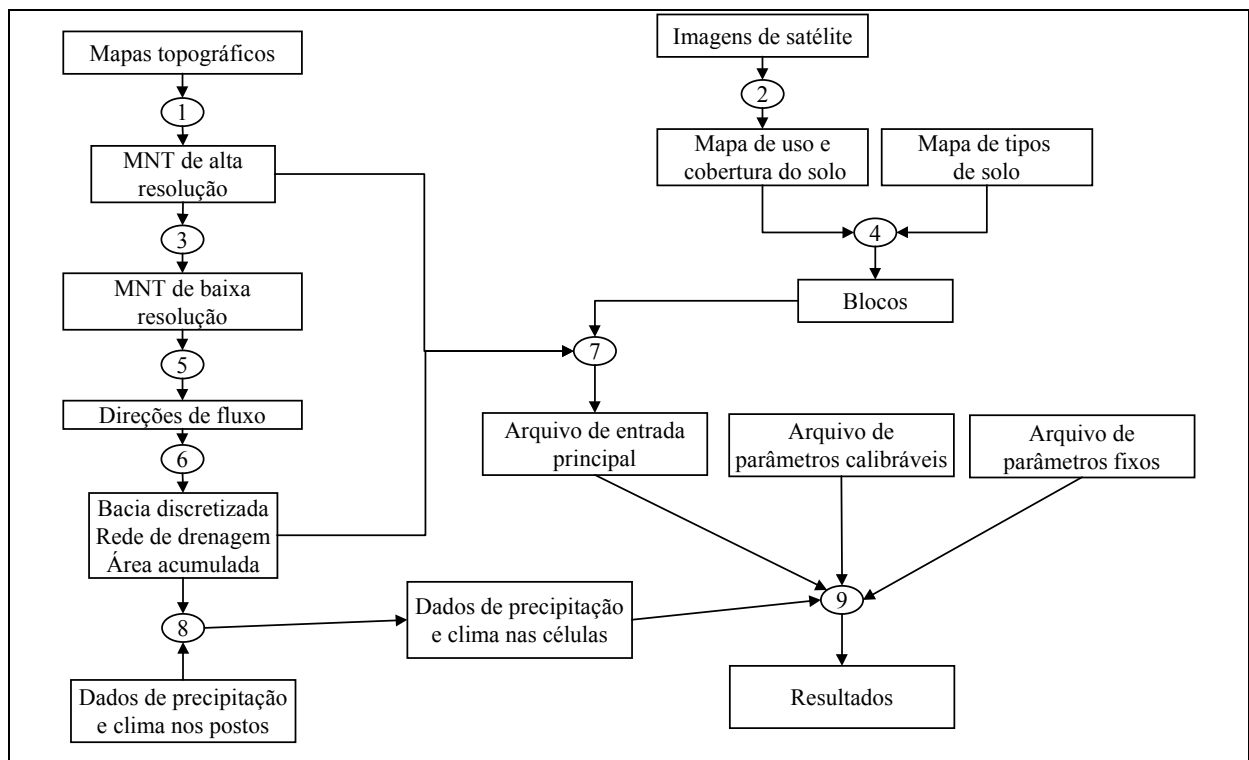


Figura 5.1: Fluxograma de uma aplicação do modelo hidrológico, com relação aos dados de entrada e ao geoprocessamento.

O uso de um SIG (Sistema de Informações Geográficas) é indispensável para o processamento dos dados de entrada, mesmo que a simulação não ocorra dentro do ambiente do SIG (Bourrough, 1986; Mendes, 1996).

Boa parte do trabalho de preparação de dados é o processamento de imagens de sensoriamento remoto e de arquivos georeferenciados, porém nem todas as funções necessárias para a execução do pré-processamento estão disponíveis em programas comerciais de SIG. Ao longo deste trabalho foi utilizado o programa IDRISI (Eastman, 1995)

para o tratamento e classificação de imagens e para operações simples com planos de informação. Para outras etapas do pré-processamento foram desenvolvidos programas específicos ou aperfeiçoadas rotinas já utilizadas pelo autor (Mendonço et al., 1998; Collischonn et al., 1999), não disponíveis na versão do IDRISI utilizada. Parte destas rotinas estão descritas em Mendes e Cirilo (2001).

Entre as rotinas raramente disponíveis em SIGs e que foram desenvolvidas ou adaptadas ao longo deste trabalho estão:

- obtenção das direções de fluxo das células a partir de um MNT;
- remoção de depressões de um MNT;
- cálculo da área da bacia de drenagem ;
- delimitação de sub-bacias;
- ordenamento hierárquico das células para a simulação;
- agregação de informação em várias resoluções;
- interpolação de dados meteorológicos;
- geração da rede de drenagem do modelo com base nas direções de fluxo.

A figura 5.1 apresenta um fluxograma de uma aplicação do modelo descrito no capítulo anterior. Nesta figura, os retângulos indicam dados de entrada ou produtos, e os círculos representam operações, rotinas ou combinações de dados. A tabela 5.1 apresenta a descrição resumida das operações, conforme os números na figura 5.1, bem como o programa computacional utilizado.

Conforme pode-se observar, grande parte das operações com os dados de entrada têm o objetivo de gerar o arquivo de entrada principal do modelo. Este é um arquivo de tipo texto que resume o conteúdo dos diversos mapas. O arquivo de entrada principal contém:

- número da célula (quanto maior o número, mais a jusante está a célula dentro da bacia);
- coordenadas do centro da célula;
- número da sub-bacia a qual pertence a célula;
- área da célula (quando os lados da célula são definidos em coordenadas geográficas as células tem área diferente conforme a latitude em que se encontram);
- área acumulada da célula (área de drenagem até a célula considerada);
- número da célula localizada a jusante;
- cotas máxima e mínima do MNT de alta resolução na área interna à célula;
- porcentagem da célula ocupada por cada um dos blocos;

- comprimento e declividade do rio que percorre a célula.

Tabela 5.1: Descrição das operações da figura 5.1.

Número	Descrição	Programa computacional
1	Digitalização e interpolação da topografia	SIG comercial
2	Classificação de uso do solo e cobertura vegetal	SIG comercial
3	Agregação de informação (redução da resolução espacial)	SIG comercial
4	Combinação de classes de uso do solo e cobertura vegetal com os tipos de solo.	SIG comercial
5	Remoção das depressões de um MNT e determinação das direções de fluxo.	Programa próprio
6	Determinação da topologia (interligação entre as células), hierarquia, área de drenagem e rede de drenagem.	Programa próprio
7	Combinação de informações espaciais e geração do arquivo de entrada principal.	Programa próprio
8	Interpolação de dados pluviométricos diários dos postos para as células.	Programa próprio
9	Execução do modelo hidrológico	Programa próprio

Dos dados de entrada acima, apenas a declividade e o comprimento do trecho de rio interno a cada célula não são obtidos de forma automática. Estes dados são obtidos manualmente, medindo o comprimento dos trechos com curvímetro em mapas impressos, ou com funções específicas em um SIG.

Além do arquivo de entrada principal, a execução do modelo depende dos arquivos que contêm os parâmetros e do arquivo que contêm os dados de precipitação interpolados, conforme a figura 5.1.

O arquivo de parâmetros fixos contêm os valores dos parâmetros que são obtidos da literatura, ou que podem ser medidos, como o índice de área foliar (IAF); a resistência superficial ( $r_s$ ); a altura média da vegetação ( $Z$ ) e o albedo. Os valores destes parâmetros podem variar ao longo do ano, e a sua variação também é indicada no arquivo.

O arquivo de parâmetros calibráveis contêm os valores dos parâmetros restantes, como o  $W_m$  e o  $K_{BAS}$ , que são alterados durante a calibração. Estes parâmetros são considerados constantes ao longo de toda a simulação e podem estar associados aos blocos ( $W_m$ ,  $K_{INT}$ ,  $K_{BAS}$ ,  $b$ ) ou às células ( $C_B$ ,  $C_1$  e  $C_S$ ).



## 5.2 DIREÇÕES DE FLUXO, REMOÇÃO DE DEPRESSÕES DO MNT E ORDENAMENTO HIERÁRQUICO

O modelo numérico do terreno é a representação matricial da topografia, em que cada célula tem um valor que indica a altitude média na posição. A direção de fluxo sobre um MNT é a direção de uma célula qualquer para a sua vizinha mais baixa, conforme a figura 5.2.

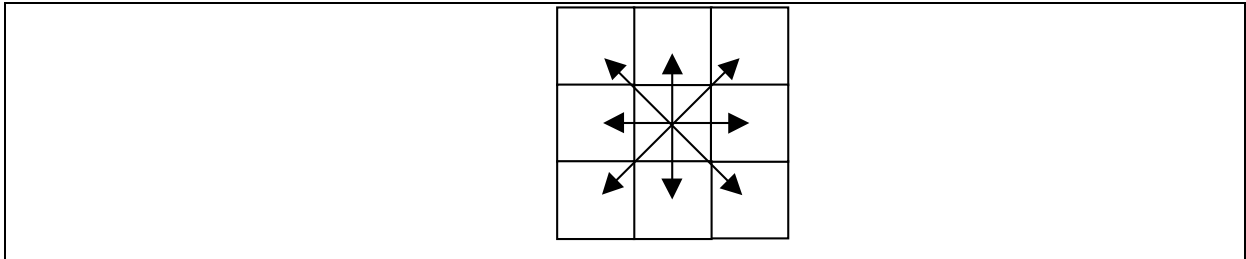


Figura 5.2: As oito direções de fluxo possíveis para uma célula.

Para obter as direções de fluxo, o MNT não deve apresentar depressões. Depressões são células ou grupos de células de altura inferior à altura de todas as células de sua vizinhança, onde a direção de fluxo é indeterminada (figura 5.3). As depressões são corrigidas acrescentando altura artificialmente, como mostra a figura 5.3.

O processo de remoção de depressões e de obtenção das direções de fluxo é realizado simultaneamente e de forma iterativa, finalizando quando o algoritmo que determina a direção de fluxo corrige as depressões em todo o MNT. As direções de fluxo são obtidas com uma janela móvel que percorre o MNT e atribui a cada uma das células um código que representa a direção de fluxo, que pode estar orientada para uma de suas oito células vizinhas. O critério para a escolha é a direção que apresenta a maior declividade. A declividade é calculada, neste caso, como a diferença entre a altura da célula vizinha e a célula central, dividida pela distância entre as células.

A partir da direção de fluxo parcialmente obtida, que é uma imagem onde algumas células permanecem com um código que significa que a direção de fluxo permanece indefinida, é realizada a remoção de depressões. Todas as células marcadas têm a altura aumentada até igualarem a altura da mais baixa célula da vizinhança. O algoritmo de atribuição de direções de fluxo é novamente utilizado até que não permaneça uma única célula com direção de fluxo indefinida.

A direção de fluxo de células que estão à mesma cota de suas vizinhas mais baixas é encontrada baseada na necessidade de encontrar uma saída para o fluxo. Quando uma célula está a mesma cota de suas vizinhas mais baixas, e não tem direção de fluxo definida, a direção

de fluxo é atribuída a uma das células vizinhas que respeita as seguintes condições: i) está a mesma cota da célula considerada; ii) tem direção de fluxo definida; iii) a direção de fluxo não é no sentido da célula considerada. Esta técnica foi descrita por Jenson e Domingue (1988) e está descrita também em Mendes e Cirilo (2001).

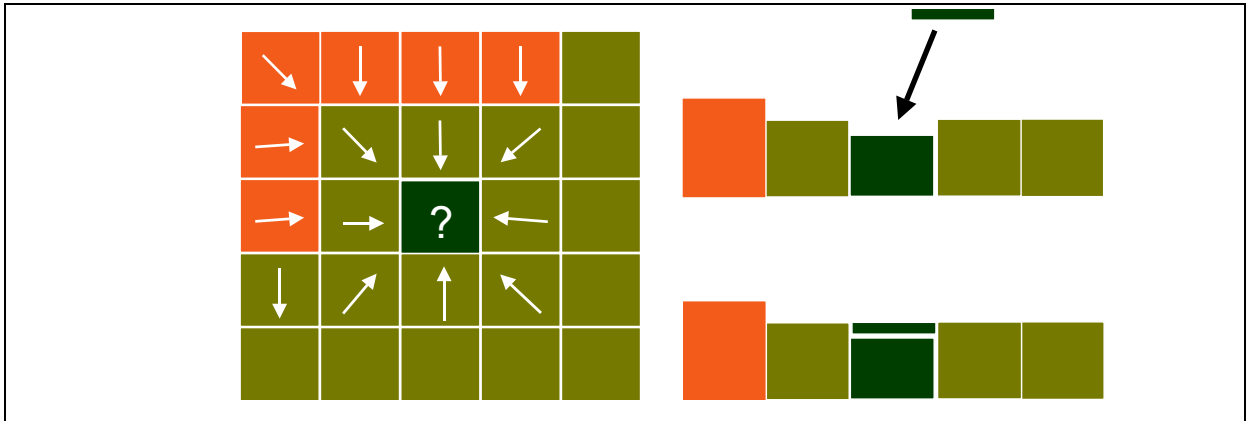


Figura 5.3: Depressão ou célula com direção de fluxo indeterminada, e o processo de correção das depressões.

A partir da grade de direções de fluxo é realizada a delimitação das bacias e sub-bacias, o cálculo da área de drenagem, o ordenamento hierárquico das células e a definição da rede de drenagem.

O ordenamento hierárquico das células é uma numeração dada às células de montante para jusante, para organizar a simulação. Este ordenamento é necessário para tornar mais rápido o cálculo da propagação de vazões, uma vez que a vazão da célula localizada a montante é necessária para calcular a vazão da célula de jusante.

### 5.3 ÁREA ACUMULADA E DELIMITAÇÃO DE SUB-BACIAS

A área de drenagem é uma medida que integra o fluxo superficial ou sub-superficial da água a montante de um ponto do terreno. A partir da grade com as direções de fluxo, a área acumulada é obtida somando a área das células na direção indicada. A figura 5.4 apresenta este algoritmo. O tom do preenchimento das células indica a elevação, as setas indicam a direção do fluxo. Os números indicam a área acumulada em número de células e a célula com contorno marcado é aquela cuja contribuição está sendo considerada durante a leitura seqüencial do arquivo da grade. A primeira célula considerada é a do canto superior esquerdo. O mesmo processo segue até que se considere a célula do canto inferior direito.

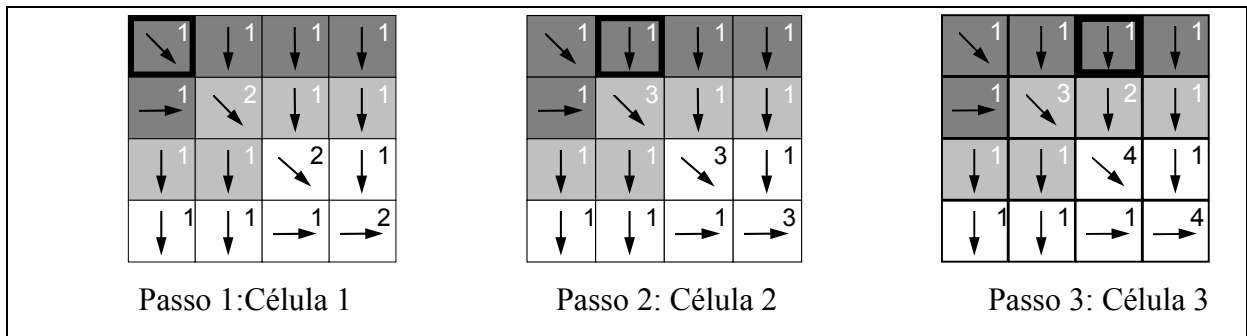


Figura 5.4: Estimativa de área acumulada segundo etapas consecutivas, de (a) até (c).

A célula marcada indica o valor sendo considerado.

A delimitação de sub-bacias é realizada considerando os exutórios das sub-bacias e as direções de fluxo. Os exutórios das sub-bacias são escolhidos preferencialmente em locais com postos fluviométricos. Cada exutório recebe um número e as sub-bacias são delimitadas de jusante para montante seguindo na direção contrária à de fluxo. O resultado é uma grade em que cada célula faz parte de uma sub-bacia e é marcada com o valor dado ao exutório da sub-bacia.

## 5.4 AGREGAÇÃO DE INFORMAÇÃO EM VÁRIAS RESOLUÇÕES

Os dados utilizados pelo modelo, como imagens de sensoriamento remoto classificadas e modelos numéricos do terreno (MNT), estão disponíveis, normalmente, com uma resolução espacial superior àquela utilizada no modelo (figura 5.5). Por exemplo, enquanto o modelo utiliza células de 10 x 10 km, aproximadamente, as imagens LANDSAT TM estão disponíveis em resolução de 30 x 30 m, e o MNT disponibilizado pelo NOAA, para o mundo inteiro, tem células de 1 x 1 km. Considerando estas resoluções, dentro de uma célula do modelo existem cerca de 100.000 informações sobre o uso do solo e 100 informações sobre a altitude do terreno.

A variabilidade de uso do solo, interna a uma célula do modelo, é informada ao modelo como valores de fração da área da célula em que predomina cada uso. Assim, uma célula pode ter em sua área interna 10% de florestas, 60% de pastagens, 5% de uso urbano e 25% de superfície líquida, como um lago. Cada uma destas frações de uso é denominada bloco. A figura 5.6 ilustra este procedimento. Não é mantida a informação sobre a localização de cada classe dentro de uma célula, apenas a sua quantidade.

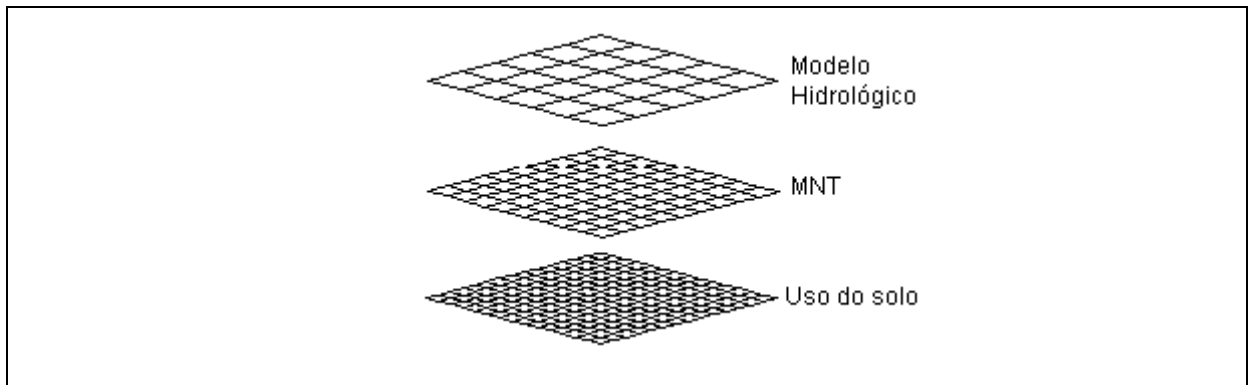


Figura 5.5: Resolução do modelo hidrológico frente à resolução das informações utilizadas.

A variabilidade topográfica, interna a uma célula do modelo, é informada ao modelo através dos valores de altitude máxima e mínima existentes no MNT na área da célula. Desta forma, a informação disponível em resolução maior é levada em conta, e não é desperdiçada, e a resolução do modelo hidrológico distribuído é mantida em valores adequados para a simulação de grandes bacias, mesmo em microcomputadores.

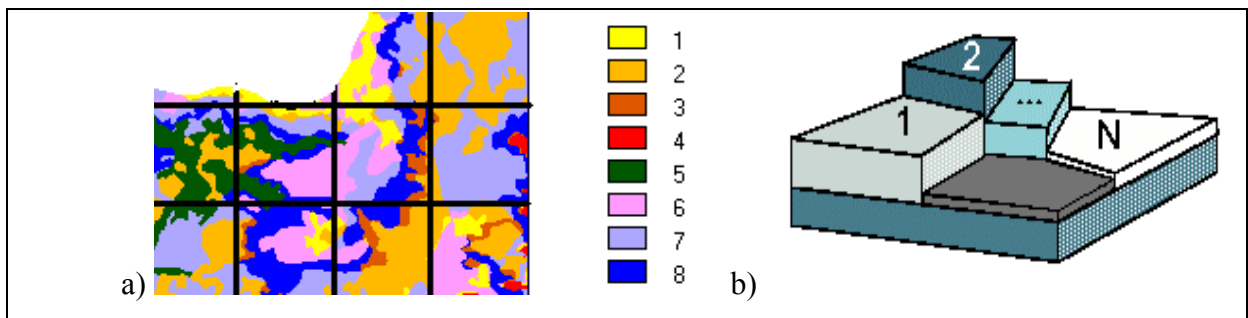


Figura 5.6: a) Variabilidade de classes no interior das células do modelo; b) blocos representando a variabilidade em uma célula.

## 5.5 INTERPOLAÇÃO DE DADOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Uma das etapas da preparação de dados para o modelo é a interpolação de dados de postos pluviométricos e meteorológicos. Nesta etapa os valores de precipitação observados nos postos pluviométricos são utilizados para estimar a precipitação em todas as células do modelo, em todos os dias da simulação. O programa INTERPLU foi criado para realizar esta etapa, utilizando como dados de entrada as séries de dados observados nos postos, as coordenadas dos postos e o arquivo de numeração e localização das células do modelo.

O programa INTERPLU dispõe de duas opções de métodos de interpolação: interpolação por Thiessen ou vizinho mais próximo; interpolação por inverso da distância ao

quadrado. Estas técnicas estão descritas nos textos de Borrough (1986) e Mendes e Cirilo (2001).

A saída do programa INTERPLU é um arquivo contendo a seqüência de planos de informação com a precipitação em cada dia em cada célula. Cada um destes planos de informação pode ser representado como uma imagem semelhante a da figura 5.7. O plano de informação é armazenado de forma compacta, mantendo apenas as células que fazem parte da bacia.

Com esta metodologia de preparação de dados é economizado algum tempo de processamento durante a execução do modelo hidrológico, porque o programa do modelo hidrológico apenas lê os dados já interpolados para cada célula.

Nas aplicações apresentadas nos capítulos 6, 7 e 8 foi utilizada a interpolação pelo método do inverso da distância ao quadrado. Esta escolha se justifica porque o método de Thiessen atribui sempre, a uma grande área, a informação de um único posto. Com isto, o método de Thiessen tende a aumentar a influência na bacia de chuvas intensas, porém localizadas, e tende a aumentar a influência de eventuais erros nos dados.

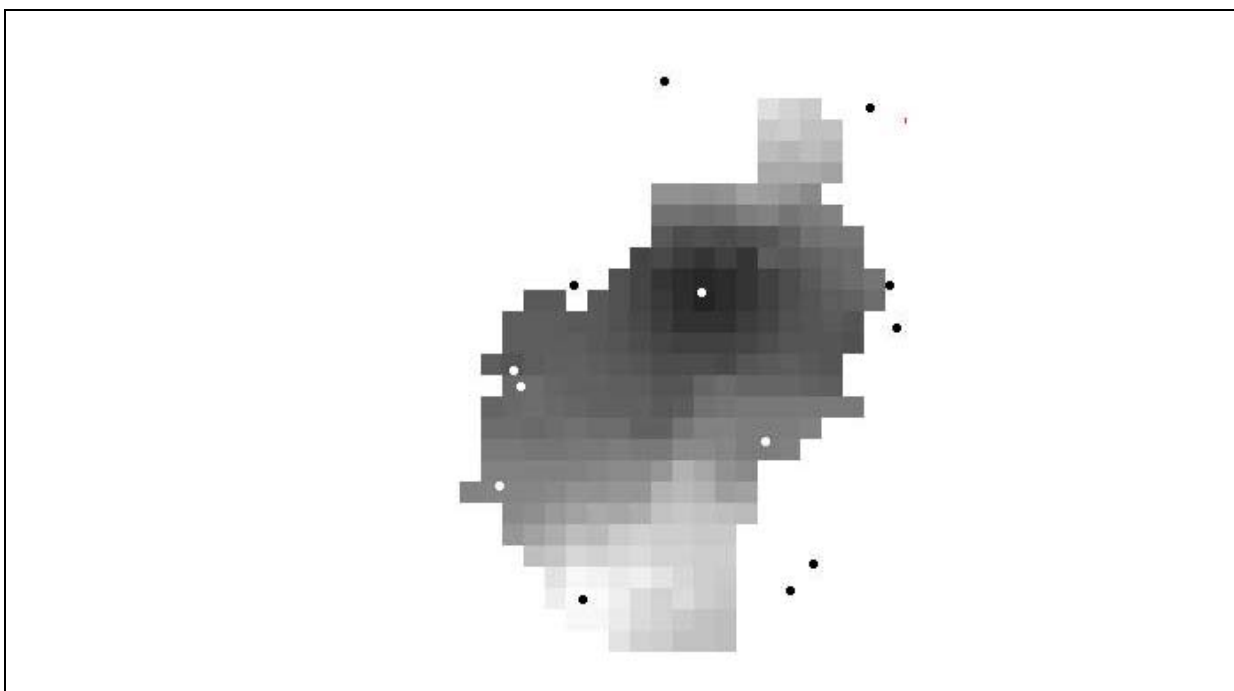


Figura 5.7: Distribuição da precipitação em um dia da simulação da bacia do rio Taquari MS – os tons escuros indicam chuva de 6 mm e os tons claros indicam chuva de 40 mm, e os pontos indicam a localização dos postos pluviométricos.

## SUMÁRIO DO CAPÍTULO

Neste capítulo são apresentadas as técnicas de preparação de dados espaciais do modelo, com ênfase especial nos procedimentos que não estão normalmente disponíveis em programas comerciais de geoprocessamento. Além das técnicas apresentadas aqui, são necessárias as técnicas de classificação de imagens de sensoriamento remoto, para a determinação do uso do solo e da cobertura vegetal, e outras funções que estão disponíveis em diversos sistemas de informação geográfica.

As técnicas descritas vão da análise do modelo numérico do terreno à agregação de informações em diferentes escalas e resoluções espaciais. Além disso é apresentado o método de interpolação de dados pluviométricos e meteorológicos.

## CAPÍTULO 6: APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO TAQUARI–ANTAS, RS

### 6.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA

O rio Taquari é o maior afluente do rio Jacuí que, por sua vez, é o maior formador do sistema rio Guaíba – lagoa dos Patos, que banha a cidade de Porto Alegre, no Rio Grande do Sul. Na parte mais alta do seu curso, antes da confluência com os rios Guaporé e Carreiro, o rio Taquari recebe o nome de rio das Antas. O rio das Antas nasce na região da serra do Nordeste, no Estado do Rio Grande do Sul, e corre no sentido Oeste até encontrar o rio Guaporé, quando muda a direção e passa a correr no sentido Sul, até a confluência com o rio Jacuí. Neste ponto a área da bacia do Taquari – Antas é de 26.900 km<sup>2</sup> (figura 6.1 e figura 6.2).

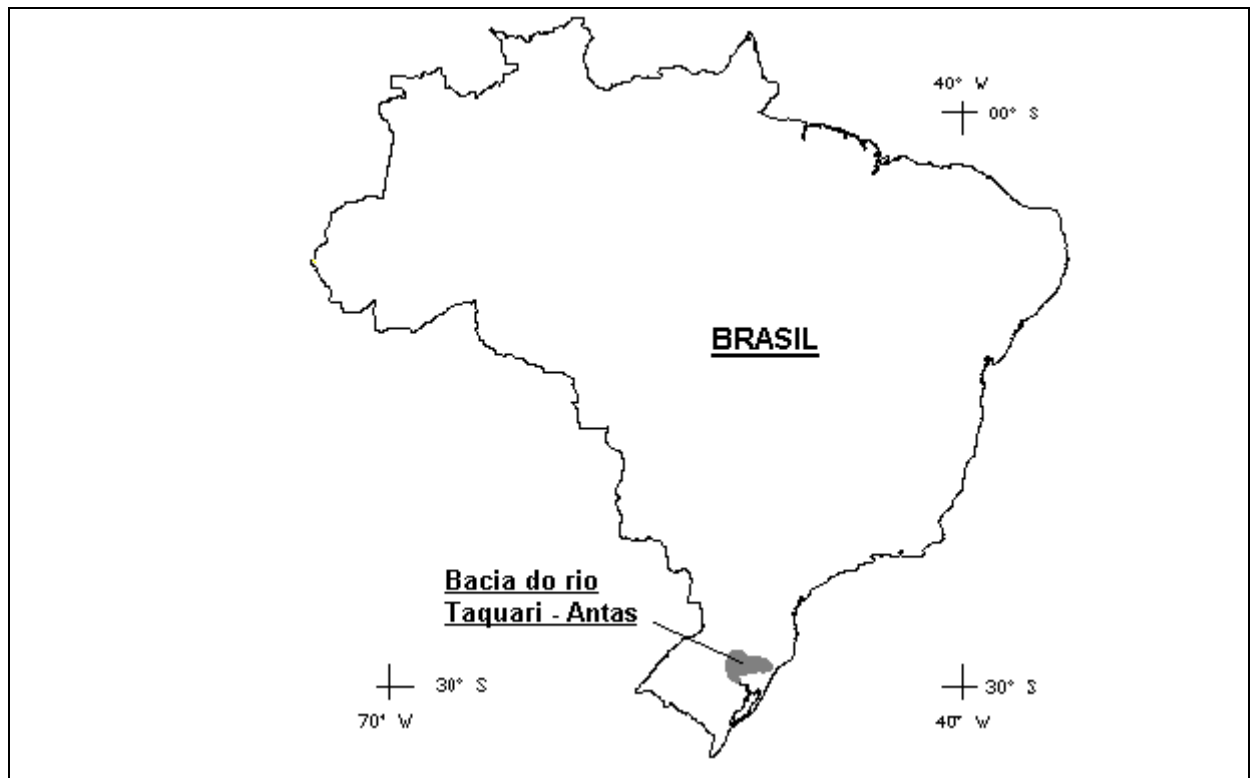


Figura 6.15: Localização da bacia do rio Taquari – Antas.

A bacia do rio Taquari está localizada, aproximadamente, entre os paralelos 28° e 30° Sul e entre os meridianos 50° e 52° 30' Oeste. As nascentes do rio das Antas estão localizadas em uma região de campos a uma altitude que chega a mais de 1000 m, e a confluência dos rios Taquari e Jacuí está a uma altitude inferior a 20 m. A figura 6.2 apresenta o relevo da região, baseada no modelo numérico do terreno obtido da base do USGS (Bliss e Olsen,

1999). Além do rio das Antas e do Taquari, os principais rios da bacia são: Tainhas, da Prata, Carreiro, Guaporé, e Forqueta.

A precipitação anual média varia de aproximadamente 1600 mm a 1800 mm, e é relativamente bem distribuída ao longo do ano. O solo é predominantemente argiloso e a litologia é formada por rochas basálticas, exceto na parte sul da bacia, próxima à confluência com o rio Jacuí, onde predomina o arenito.

A disposição radial da rede de drenagem, a alta declividade e o tipo de solo na bacia do rio Taquari – Antas favorecem a geração rápida de grandes cheias.

A vegetação original na bacia era de florestas, com exceção das regiões mais altas em que havia campos. Grande parte das florestas foi substituída por lavouras desde a metade do século XIX até a década de 80, aproximadamente. Desde então a cobertura de florestas têm se mantido estável.

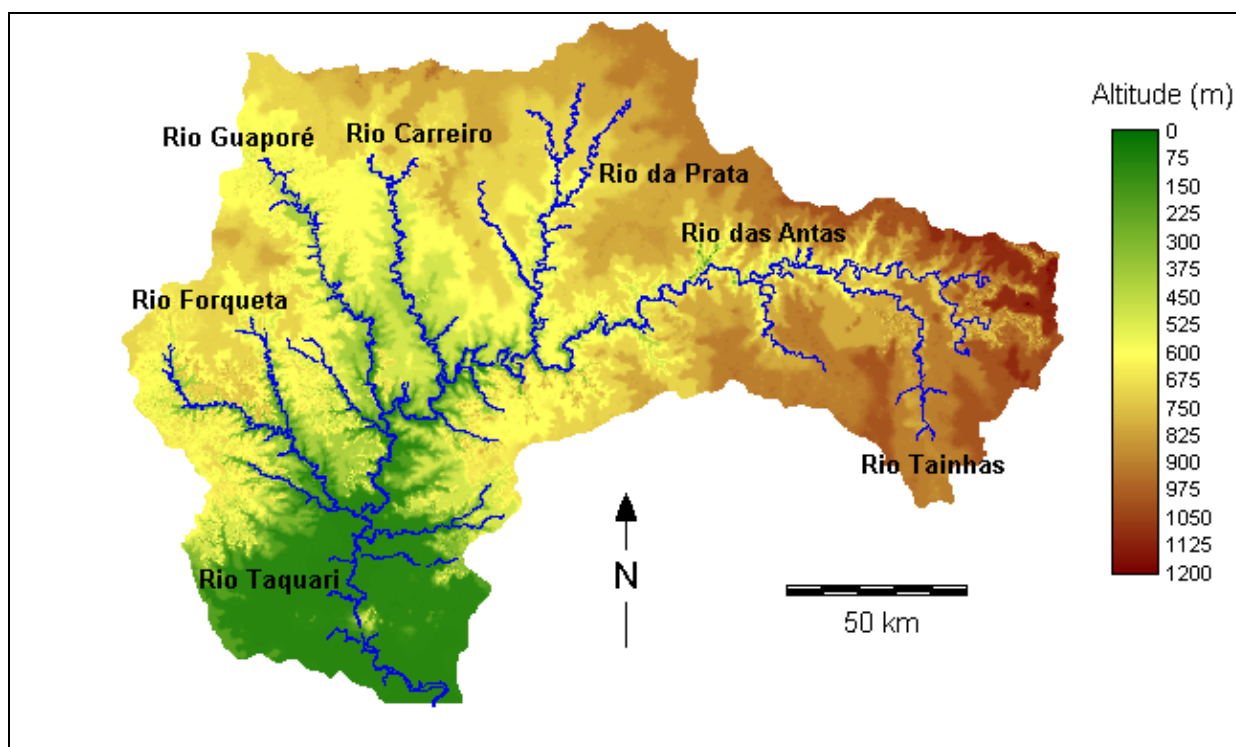


Figura 6.16: Relevo da bacia do rio Taquari – Antas, no Rio Grande do Sul.

Os dados de cobertura vegetal e uso do solo foram obtidos a partir da classificação de imagens Landsat TM5, nas bandas 3, 4 e 5 (obtida em 1995). Em uma pequena região, não coberta pelas imagens LANDSAT disponíveis, foi usada a imagem de uso do solo do NOAA, com resolução de 1 km<sup>2</sup>. As imagens Landsat utilizadas foram obtidas nos anos de 1994 e 1995.

Foram definidas cinco classes de uso, apresentadas na tabela 6.1, com a sua frequência relativa na bacia. A área é dividida quase igualmente em florestas, pastagens e lavouras. As



áreas urbanas cobrem apenas 0,2% da área total da bacia. As pastagens são mais frequentes na parte alta da bacia, as florestas são mais comuns nas encostas íngremes e o uso agrícola é mais freqüente no fundo dos vales. Em função das características da região, onde predominam pequenas propriedades rurais, não foi possível diferenciar as culturas agrícolas. Assim, todas as culturas foram unidas em apenas uma classe.

Tabela 6.13: Classes de uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Taquari – Antas.

Classe	Frequência (%)
floresta	37.6
pastagem	30.0
agricultura	32.1
urbano	0.2
água	0.1

Além das imagens LANDSAT, foram utilizados ainda cartas em escala 1:250.000 da Divisão de Levantamento do Exército, e o modelo numérico do terreno de resolução de 1 km, obtido da base disponibilizada pelo USGS (Bliss e Olsen, 1999). A tabela 6.2 resume as fontes dos dados utilizados.

Tabela 6. 14: Fontes dos dados utilizados na caracterização física.

Dados	Fonte
Cobertura vegetal e uso do solo	Imagem LANDSAT TM5, nas bandas 3, 4 e 5, classificada em 5 usos; completada com imagem de uso do solo do NOAA com resolução de 1 km <sup>2</sup>
Modelo Numérico do Terreno	Base do USGS (Bliss e Olsen, 1999)
Comprimento e declividade dos trechos de rio	Cartas do exército em escala 1:250.000

A partir dos dados das seções transversais dos rios da bacia, nos locais de medição dos postos fluviométricos, foi ajustada uma relação entre a área de drenagem e a largura do rio. A figura 6.3 apresenta os dados e a curva ajustada e a equação 6.1 é a relação encontrada. A partir desta relação foi definida a largura do rio, necessária no módulo de propagação das vazões pelo método de Muskingun Cunge.

$$B_{\text{rio}} = 3.2466 \cdot A_{\text{bacia}}^{0.4106} \quad (6.1)$$

onde  $B_{\text{rio}}$  é a largura do rio em metros e  $A_{\text{bacia}}$  é a área da bacia em km<sup>2</sup>.

A incerteza na determinação das larguras é grande, conforme se comprova pela dispersão dos pontos na figura 6.3, porém o modelo é pouco sensível ao valor da largura dos rios, dentro da faixa de incerteza apresentada.

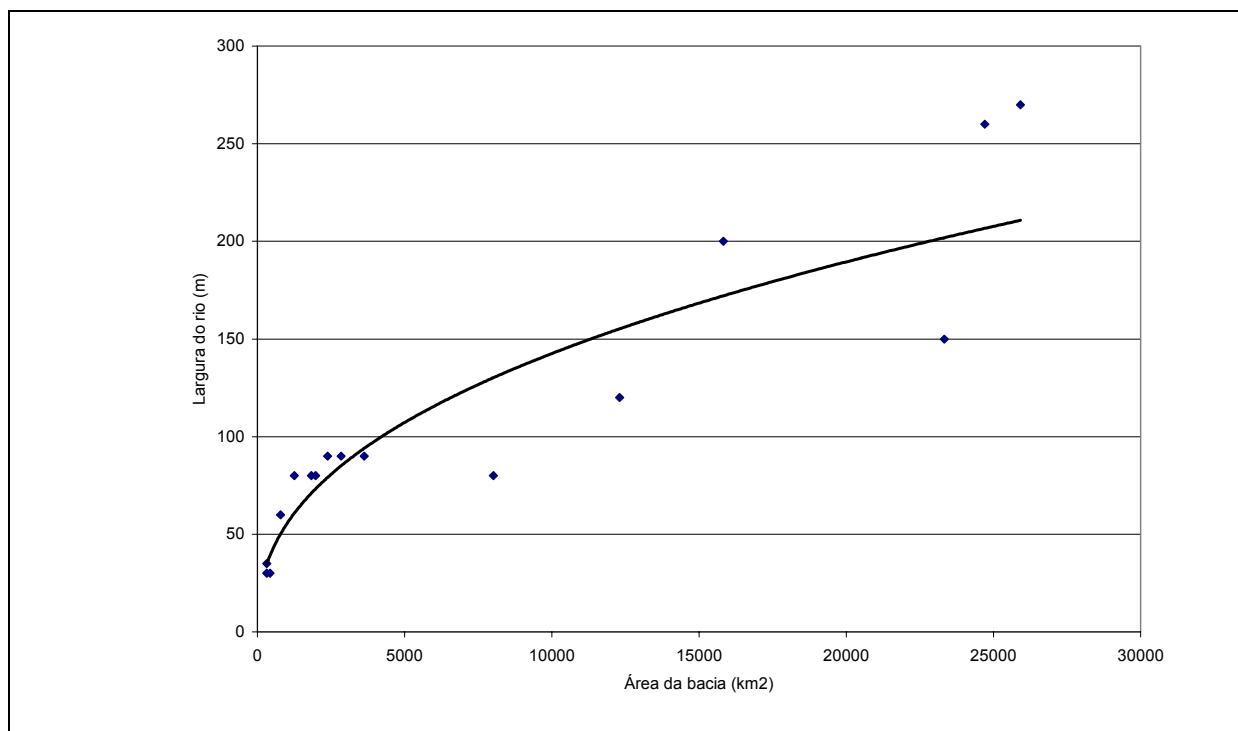


Figura 6.17: Relação entre a área da bacia e a largura do rio na bacia do Taquari – Antas.

## 6.2 SIMULAÇÃO DA BACIA DO RIO TAQUARI - ANTAS

### 6.2.1 Discretização

A bacia foi discretizada em células de 10 km de lado, num total de 269 células. Cada célula foi dividida em 5 blocos, cada um representando uma classe de uso do solo e cobertura vegetal, conforme a Tabela 6.15. Os tipos de solo não foram considerados porque a bacia apresenta uma relativa homogeneidade dos solos.

A discretização foi feita com base no modelo numérico do terreno, porém a resolução do MNT original foi reduzida para 10 x 10 km. Com base neste MNT de baixa resolução foram obtidas as direções de fluxo e a área de drenagem de cada célula, utilizando as técnicas de geoprocessamento descritas no capítulo 5. As direções de fluxo obtidas automaticamente foram corrigidas manualmente com base nas cartas em escala 1:250.000.

Tabela 6.15: Caracterização dos blocos do modelo na bacia do rio Taquari – Antas.

Bloco	Uso do solo e cobertura vegetal
1	Floresta
2	Pastagem
3	Agricultura
4	Área Urbana
5	Água

A partir das direções de fluxo foi gerada a rede de drenagem topológica, que é apenas uma representação da ordem hierárquica das células. A rede de drenagem topológica não mantém a informação sobre comprimento e declividade dos trechos de rio. Estas informações foram obtidas manualmente das cartas 1:250.000 e inseridas no arquivo de entrada que contém os dados das células. Os procedimentos de preparação dos dados para a discretização foram descritos no capítulo 5.

A bacia discretizada e a rede de drenagem topológica da bacia do Taquari – Antas são apresentadas na Figura 6.18.

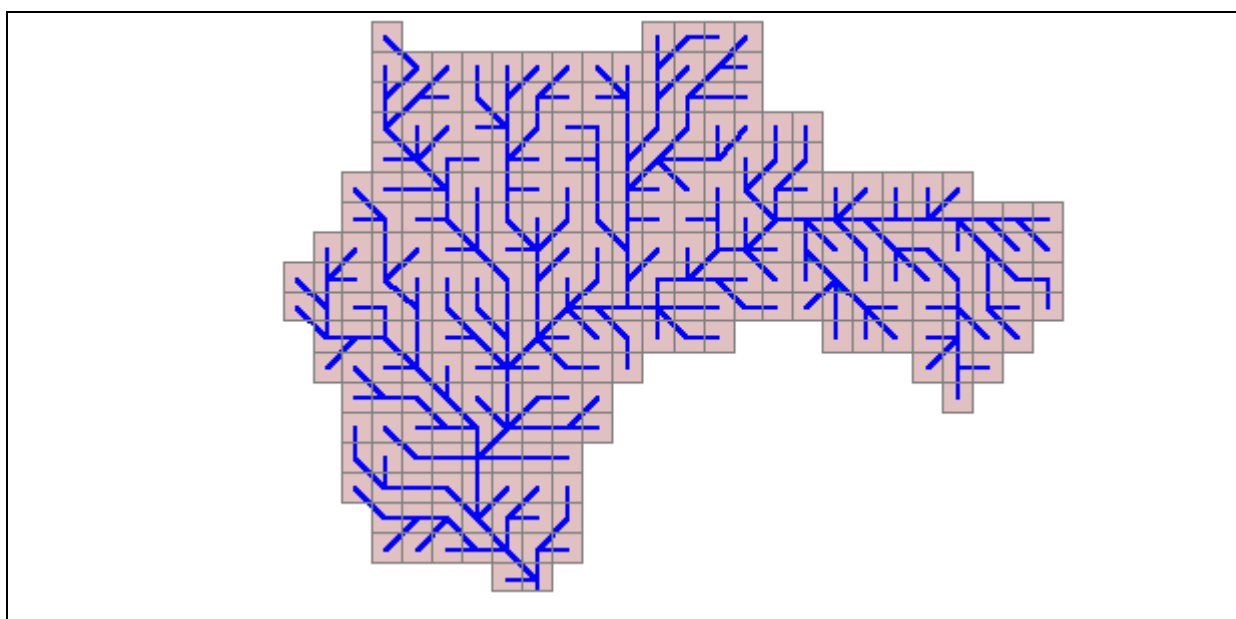


Figura 6.18: Discretização da bacia do rio Taquari – Antas.

### 6.2.2 Dados hidrológicos

O modelo hidrológico utiliza dados de precipitação, temperatura do ar, pressão atmosférica, velocidade do vento, insolação e umidade relativa em intervalo de tempo diário. As vazões geradas pelo modelo são comparadas às vazões observadas em locais com dados de postos fluviométricos. A Tabela 6. 16 apresenta as fontes dos dados utilizados.

Tabela 6. 16: Fontes de dados hidrológicos.

Dados	Fonte
Precipitação diária (72 postos)	ANEEL
Vazão diária (11 postos)	ANEEL
Insolação (6 postos – diários)	FEPAGRO
Temperatura (6 postos – diários)	FEPAGRO
Velocidade do vento (6 postos – médias mensais)	FEPAGRO
Umidade relativa do ar (6 postos – médias mensais)	FEPAGRO
Pressão do ar	Considerada constante

Os dados meteorológicos foram obtidos de 6 postos, dispostos conforme a Figura 6.19, correspondendo aos seguintes locais: Passo Fundo, Soledade, Taquari, Farroupilha, Veranópolis e Vacaria.

Os dados de insolação (em horas) e de temperatura média estavam disponíveis em intervalo diário nos 6 postos. Os dados de umidade relativa do ar e velocidade média do vento só estavam disponíveis em valores médios mensais. Nenhum dos postos apresentava dados de pressão atmosférica, que foi considerada constante.

Os dados pluviométricos diários foram obtidos de 72 postos distribuídos conforme a Figura 6.20. A interpolação dos dados de chuva é feita na fase de preparação de dados, conforme descrito no item 5.5.

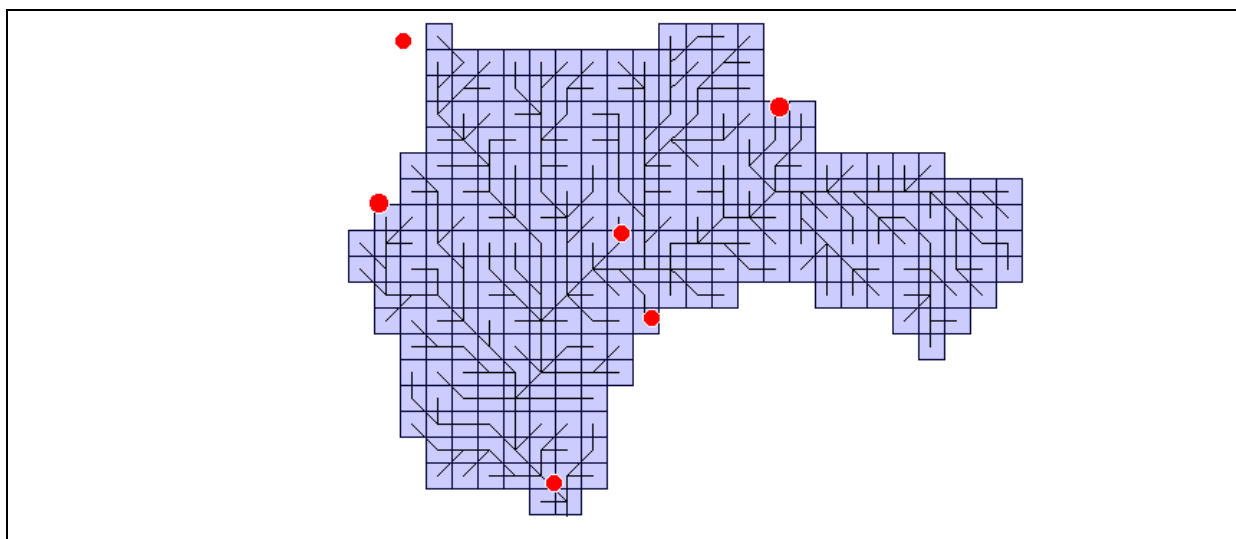


Figura 6.19: Bacia discretizada e a localização dos postos com dados meteorológicos.

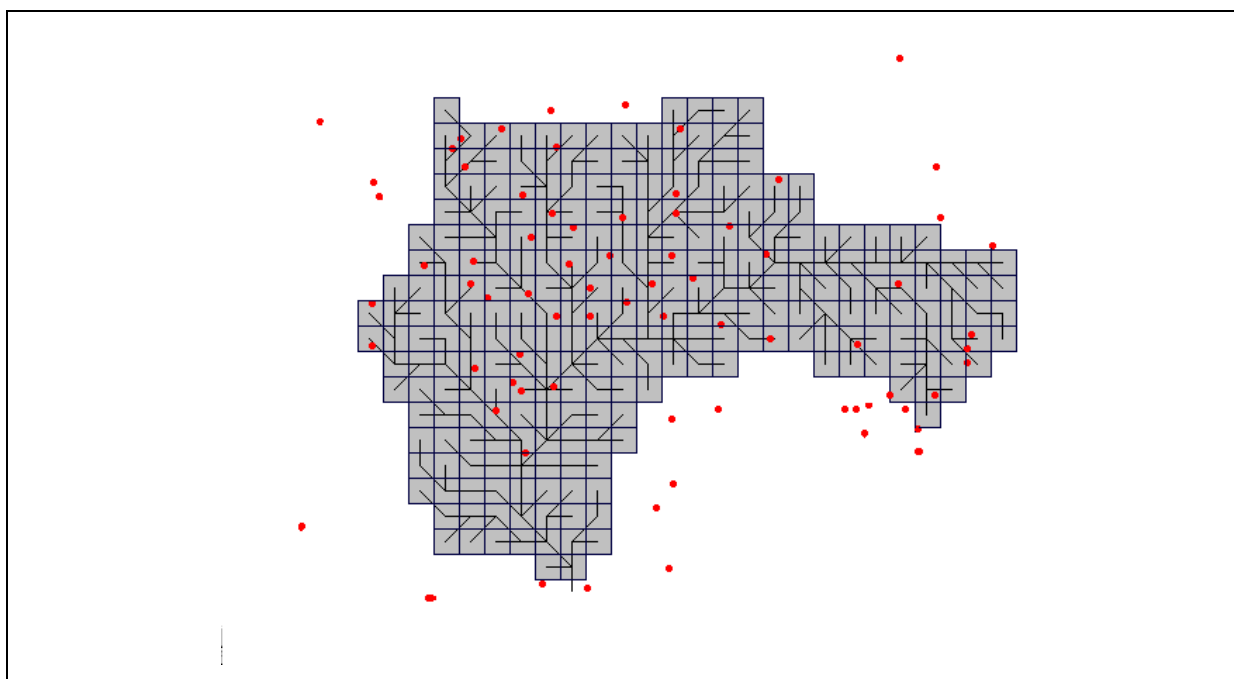


Figura 6.20: Localização dos postos pluviométricos utilizados.

As vazões calculadas foram comparadas às vazões observadas em 11 postos fluviométricos, com área de drenagem variando entre 430 e 15.826 km<sup>2</sup>. A Tabela 6. 17 apresenta algumas características dos postos fluviométricos considerados. A Figura 6. 21 apresenta a localização destes postos na rede de drenagem do modelo. O ponto número 12 corresponde ao local em que o rio Taquari encontra o Jacuí, onde não existem dados de vazão.

Tabela 6. 17: Postos fluviométricos considerados na análise.

Número	Posto	Rio	Código	Área ANEEL km <sup>2</sup>
1	Passo do Coimbra	Forqueta	86745000	780
2	Ponte do Jacaré	Jacaré	86700000	432
3	Linha Colombo	Guaporé	86560000	1980
4	Santa Lúcia	Guaporé	86580000	2382
5	Passo Migliavaca	Carreiro	86480000	1250
6	Passo Guaiaveira	Turvo	86410000	2839
7	Passo do Prata	Prata	86440000	3622
8	Passo Tainhas	Tainhas	86160000	1107
9	Passo do Gabriel	Antas	86100000	1725
10	Ponte Rio das Antas	Antas	86470000	12298
11	Muçum	Taquari	86510000	15826

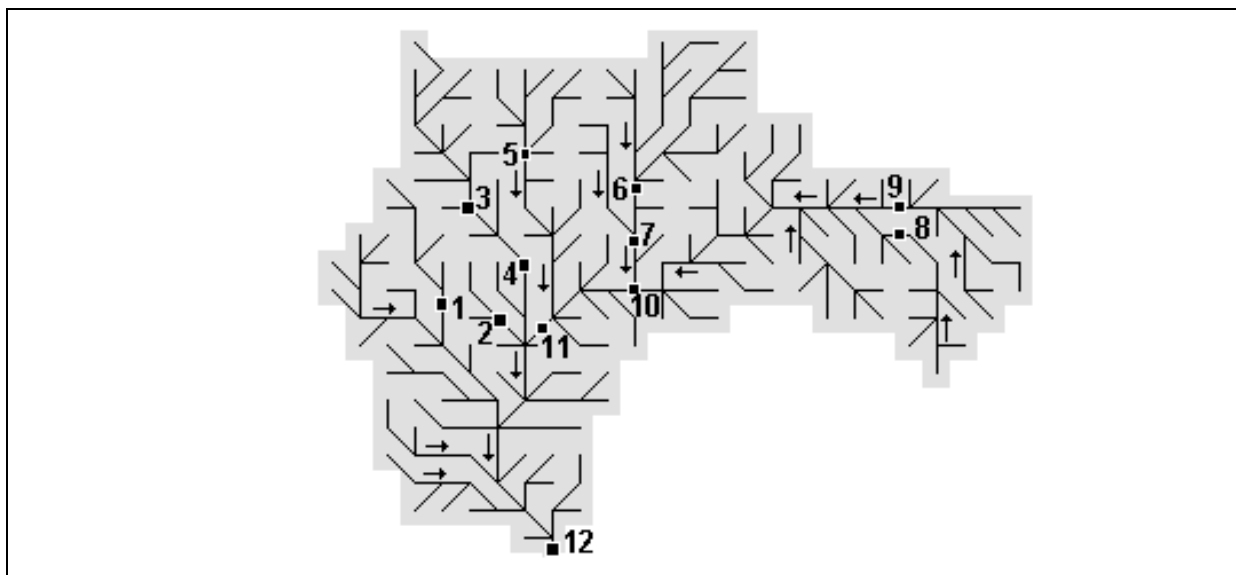


Figura 6. 21: Localização dos postos fluviométricos na bacia do rio Taquari – Antas.

### 6.2.3 Calibração dos parâmetros

O período de 11 anos, de 1970 a 1980, com dados disponíveis foi dividido em dois grupos. Os 5 anos de 1971 a 1975 foram utilizados para a calibração do modelo, e os últimos 5 anos para a verificação da calibração. O ano de 1970 foi utilizado para “aquecimento” do modelo, ou seja, para a atenuação dos efeitos das condições iniciais.

Os parâmetros utilizados para a calibração do modelo foram  $W_m$ ,  $b$ ,  $K_{BAS}$ ,  $K_{INT}$ ,  $C_S$ ,  $C_I$ . Outros parâmetros, como os que controlam a evapotranspiração ( $IAF$ ,  $r_s$ ,  $r_a$  e  $h$ ) foram considerados fixos nos valores encontrados na bibliografia.

Os valores dos parâmetros foram escolhidos de forma a resultar em um bom ajuste dos dados observados e calculados no posto fluviométrico de Muçum.

O ajuste foi avaliado considerando a análise visual dos hidrogramas e verificando os valores do coeficiente de Nash ( $R^2$ ), do coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões ( $R_{log}$ ) e da relação entre volumes medidos e calculados ( $\Delta V$ ). A definição destas estatísticas, ou funções objetivo, é dada no anexo C.

O modelo foi ajustado pelo método das tentativas, não foram utilizadas técnicas de otimização. Os valores dos parâmetros utilizados em todas as sub-bacias são apresentados na tabela abaixo.

Os valores dos parâmetros fixos são apresentados no anexo F, conforme o tipo de cobertura vegetal e o mês do ano. Os valores dos parâmetros calibrados são apresentados nas tabelas a seguir.

Os parâmetros  $C_S$ ,  $C_I$  e  $C_B$ , controlam o retardo do escoamento dentro das células, e sua calibração pode ser feita por sub-bacias, porém na bacia do rio Taquari-Antas foram considerados iguais em todas as sub-bacias. Os parâmetros  $C_S$  e  $C_I$  são adimensionais, porque são coeficientes que multiplicam o parâmetro  $T_{ind}$ , conforme descrito no item 4.10.14. O parâmetro  $C_B$  foi estimado a partir dos dados de recessão dos hidrogramas. A Tabela 6.19 apresenta os valores dos parâmetros  $C_S$ ,  $C_I$  e  $C_B$  na aplicação do rio Taquari - Antas, no período de 1971 a 1975.

Tabela 6.18: Valores calibrados dos parâmetros associados aos blocos.

parâmetros	blocos				
	1	2	3	4	5
$W_m$ (mm)	200	150	100	20	0
$b$ (-)	0,1	0,1	0,1	1,0	1,0
$K_{INT}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	7,2	7,2	7,2	7,2	0,0
$K_{BAS}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	0,5	0,5	0,5	0,5	0,0
$DM_{cap}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
$W_c$ (mm)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Tabela 6.19: Valores calibrados dos parâmetros de propagação nas células (associados às sub-bacias).

Sub-bacia	$C_S$ (-)	$C_I$ (-)	$C_B$ (dias)
Todas	14,0	90,0	25

As diferenças de valores de alguns parâmetros entre os blocos de uso de solo é bastante arbitrária. Na Tabela 6.18 o parâmetro  $W_m$ , por exemplo, que representa o armazenamento máximo no solo, tem valor de 150 mm no bloco 2 (pastagem), e de 200 mm no bloco 1 (floresta). Esta diferença está baseada em algumas informações disponíveis na bibliografia, analisadas no capítulo 4, mas apresenta uma grande incerteza. De qualquer forma, a diferença no valor de  $W_m$  entre os diversos tipos de uso do solo e cobertura vegetal é necessária para fazer com que o modelo represente as diferenças na evapotranspiração e na geração de escoamento.

Para escolher os valores dos parâmetros, além de analisar os resultados da simulação e ajustar os hidrogramas, foram feitas algumas hipóteses sobre o comportamento hidrológico dos diferentes blocos. A capacidade de armazenamento do solo (parâmetro  $W_m$ ) foi considerada maior na floresta do que na pastagem ou nas áreas de cultivo agrícola. Esta diferença foi adotada porque a vegetação da floresta têm raízes mais profundas e pode retirar água de maiores profundidades do solo do que as gramíneas ou culturas anuais como soja,

milho, trigo, aveia ou feijão. Enquanto o único meio para a calibração dos parâmetros for a comparação da vazão calculada com a vazão medida em diferentes pontos da bacia, os resultados da utilização do modelo para análises das conseqüências de mudanças de uso do solo são bastante incertos. A incerteza nos valores relativos dos parâmetros só poderá ser reduzida se o modelo puder ser calibrado em bacias muito homogêneas ou se estiverem disponíveis dados de outros fluxos além da vazão. A possibilidade mais promissora neste sentido é a medição dos fluxos de evapotranspiração.

## **6.3 RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES NA BACIA DO RIO TAQUARI - ANTAS**

### **6.3.1 Ajuste e verificação**

Os resultados da aplicação do modelo hidrológico são apresentados neste texto em termos de valores atingidos das funções objetivo, gráficos de hidrogramas de vazões diárias e mensais e curva de permanência de vazões diárias. São apresentados também alguns resultados de interesse especial na bacia, como a participação do escoamento subterrâneo nos hidrogramas e alguns resultados que mostram a possibilidade de aperfeiçoamento do modelo, como os valores de evapotranspiração para os diferentes blocos de uso do solo e cobertura vegetal.

A Tabela 6. 20 apresenta os valores das funções objetivo, definidas no Anexo C, calculadas nos diversos locais com dados. No período de calibração, o coeficiente de Nash obtido comparando as vazões calculadas e observadas no rio Taquari, em Muçum, foi de 0,90. No posto fluviométrico imediatamente a montante (Ponto 10 na Figura 6. 21) o valor deste coeficiente também foi de 0,90 e, em grande parte dos postos o coeficiente foi superior a 0,80.

Os volumes totais calculados pelo modelo foram, em geral, muito próximos aos volumes observados. Em Muçum o volume calculado foi 1,24% superior ao observado.

É interessante observar que os valores das funções objetivo são bons em quase todos os postos fluviométricos, embora apenas o posto fluviométrico de Muçum tenha sido considerado para a calibração.

No período de verificação, os resultados foram bons, embora não tenham sido atingidos valores tão altos das funções objetivo  $R^2$  e  $R_{\log}$  (tabela 6.9). No posto fluviométrico do rio Taquari, em Muçum, o coeficiente de Nash ( $R^2$ ) passou de 0,90, no período de calibração, para 0,82, no período de verificação. O coeficiente de Nash dos logaritmos da vazão ( $R_{\log}$ ) teve uma redução menor, de 0,86, no período de calibração para 0,84, no período



de verificação. Em alguns casos, no entanto, as estatísticas foram até melhores do que no período de calibração. Este é o caso do rio Forqueta (ponto 1), do rio Jacaré (ponto 2), do rio Guaporé (ponto 3) e do rio Turvo (ponto 6).

Tabela 6. 20: Valores das funções objetivo no período de calibração (1971 a 1975).

Rio	Local	R2	R <sub>log</sub>	ΔV (%)
Forqueta	Passo Coimbra	0.66	0.73	-4.11
Jacaré	Passo Jacaré	0.68	0.71	-2.54
Guaporé	Linha Colombo	0.80	0.79	-1.18
Guaporé	Santa Lúcia	0.87	0.85	1.62
Carreiro	Passo Migliavaca	0.86	0.85	1.15
Turvo	Passo Barra Guaiaveira	0.83	0.81	3.07
Prata	Passo do Prata	0.85	0.85	3.48
Tainhas	Passo Tainhas	0.82	0.81	4.89
Antas	Passo do Gabriel	0.76	0.82	-5.10
Antas	Ponte Rio das Antas	0.90	0.85	-1.11
Taquari	Muçum	0.90	0.86	1.24

Na tabela 6.9 o baixo valor de R2 obtido no posto fluviométrico Passo do Gabriel, no rio das Antas, se destaca. Este baixo valor ocorreu, provavelmente, porque o período de 1976 a 1980 apresenta muitas falhas neste posto, e os dados disponíveis não são de boa qualidade.

O erro no volume calculado manteve-se pequeno em todos os postos fluviométricos, sendo que o máximo erro absoluto foi de aproximadamente 6%.

Tabela 6. 21: Valores das funções objetivo no período de verificação (1976 a 1980).

Rio	Local	R2	R <sub>log</sub>	ΔV (%)
Forqueta	Passo Coimbra	0.77	0.77	-1.14
Jacaré	Passo Jacaré	0.68	0.75	-4.52
Guaporé	Linha Colombo	0.81	0.84	-2.69
Guaporé	Santa Lúcia	0.79	0.82	-2.51
Carreiro	Passo Migliavaca	0.69	0.84	-3.84
Turvo	Passo Barra Guaiaveira	0.81	0.86	1.43
Prata	Passo do Prata	0.84	0.85	-2.49
Tainhas	Passo Tainhas	0.80	0.79	1.31
Antas	Passo do Gabriel	0.40	0.76	5.71
Antas	Ponte Rio das Antas	0.83	0.81	-6.07
Taquari	Muçum	0.82	0.84	-1.01

Observa-se que a qualidade do ajuste tende a ser melhor em bacias maiores. Em locais como os pontos 1 e 2, nos rios Forqueta e Jacaré, onde a área das bacias é inferior a 1000 km<sup>2</sup>, os valores de R2 e R<sub>log</sub> são os mais baixos. Esta tendência ocorre porque a estrutura do

modelo é adequada para representar bacias maiores, e porque as bacias pequenas reagem mais rapidamente às chuvas, tornando o intervalo de tempo diário menos adequado.

A Figura 6. 22 apresenta os hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Taquari, em Muçum (ponto 11), ao longo do ano de 1973. Este ano faz parte do período utilizado para a calibração do modelo. Observa-se que o modelo subestima os maiores picos das cheias, mas reproduz muito bem o hidrograma de maneira geral. Não foi dada maior importância aos picos das cheias na calibração em função do alto grau de extrapolação das curvas chave de todos os postos fluviométricos desta bacia.

A Figura 6. 23 apresenta os hidrogramas de vazão diária calculado e observado no rio Taquari, em Muçum (ponto 11 na figura 6.7), ao longo do ano de 1980, que faz parte do período de verificação dos parâmetros. Observa-se que o modelo permanece com a tendência de subestimar os picos de vazão.

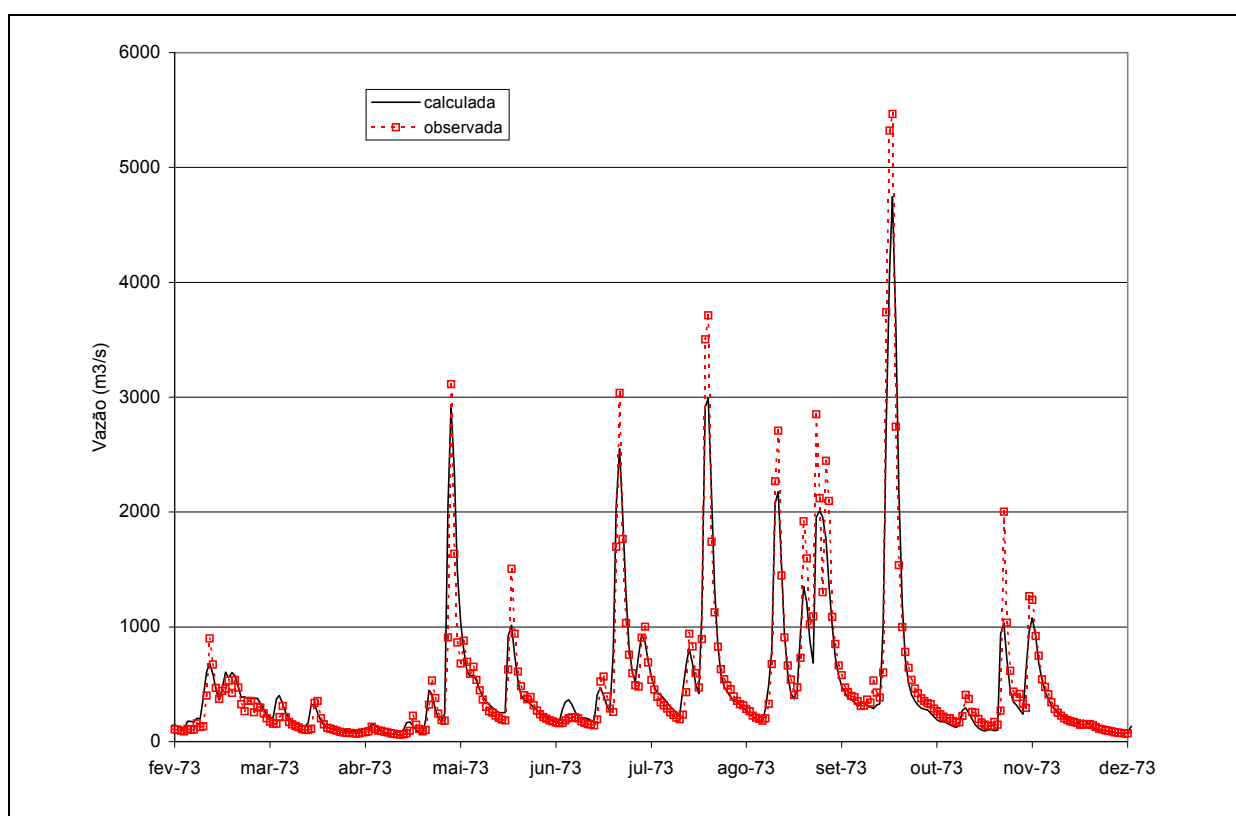


Figura 6. 22: Hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Taquari em Muçum (posto 11), de fevereiro a dezembro de 1973.

O modelo foi calibrado buscando apenas um bom ajuste das vazões calculadas e observadas no rio Taquari, em Muçum, mas os resultados também foram muito bons para outros postos fluviométricos da bacia. A Figura 6. 24 apresenta os hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Carreiro (posto 5), cuja bacia tem cerca de 1250 km<sup>2</sup>.

O modelo apresenta, também, bons resultados nas vazões mensais calculadas. A Figura 6. 25 apresenta as vazões mensais no rio Taquari em Muçum (ponto 11), no período de 1973 a 1980, que inclui parte dos períodos de calibração e de verificação.

A curva de permanência das vazões diárias calculada pelo modelo mostra um ajuste apenas razoável (Figura 6. 26). O modelo tende a superestimar as vazões baixas e a vazão de 95% de probabilidade de excedência é estimada com um erro de 40%. Este erro revela que os parâmetros que controlam a vazão durante a estiagem, particularmente o parâmetro  $K_{BAS}$ , não estão adequadamente calibrados. É preciso lembrar, no entanto, que a curva de permanência não foi avaliada para a calibração dos parâmetros e que as estatísticas utilizadas na calibração dão pouco peso às vazões baixas.

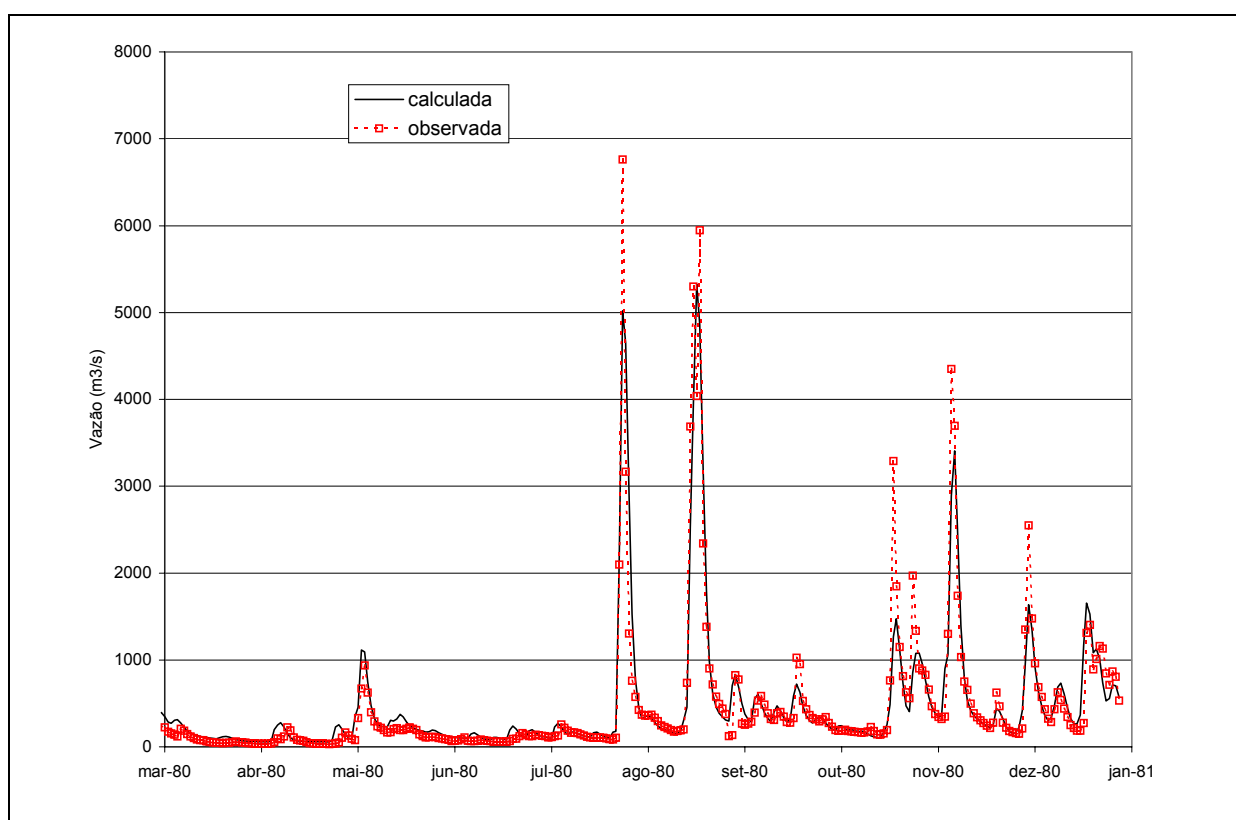


Figura 6. 23: Hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Taquari em Muçum (posto 11), de março a dezembro de 1980.

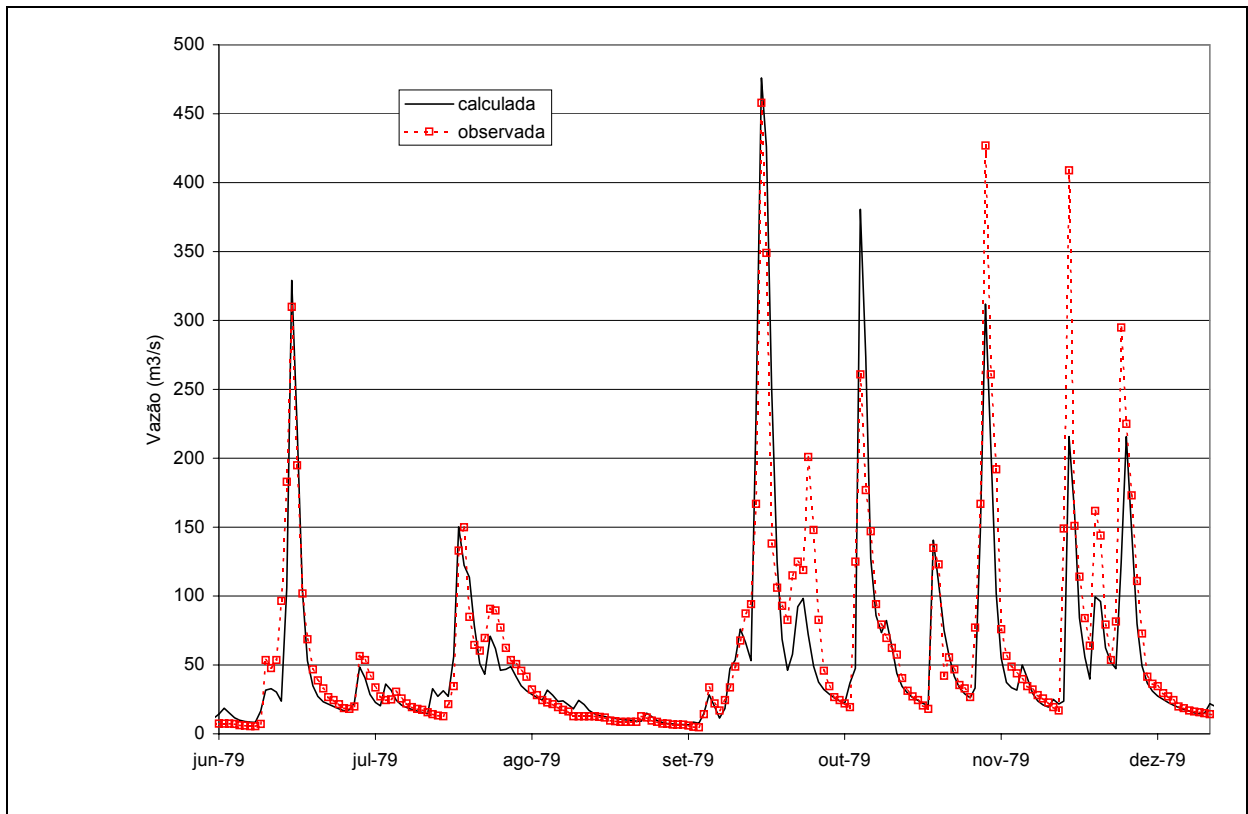


Figura 6. 24: Hidrogramas de vazões diárias calculado e observado no rio Carreiro (posto 5), de junho a dezembro de 1979.

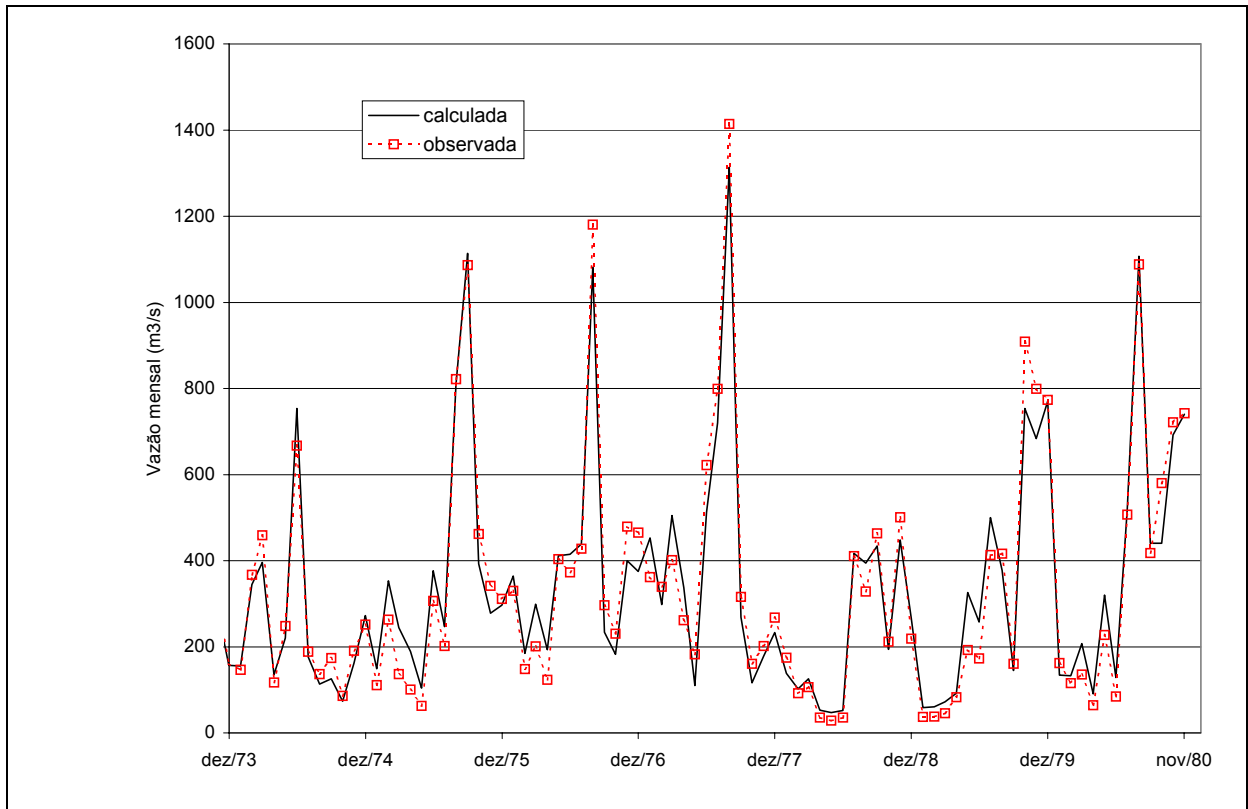


Figura 6. 25: Hidrogramas de vazões mensais calculado e observado no rio Taquari, em Muçum (ponto 11), de 1973 a 1980.

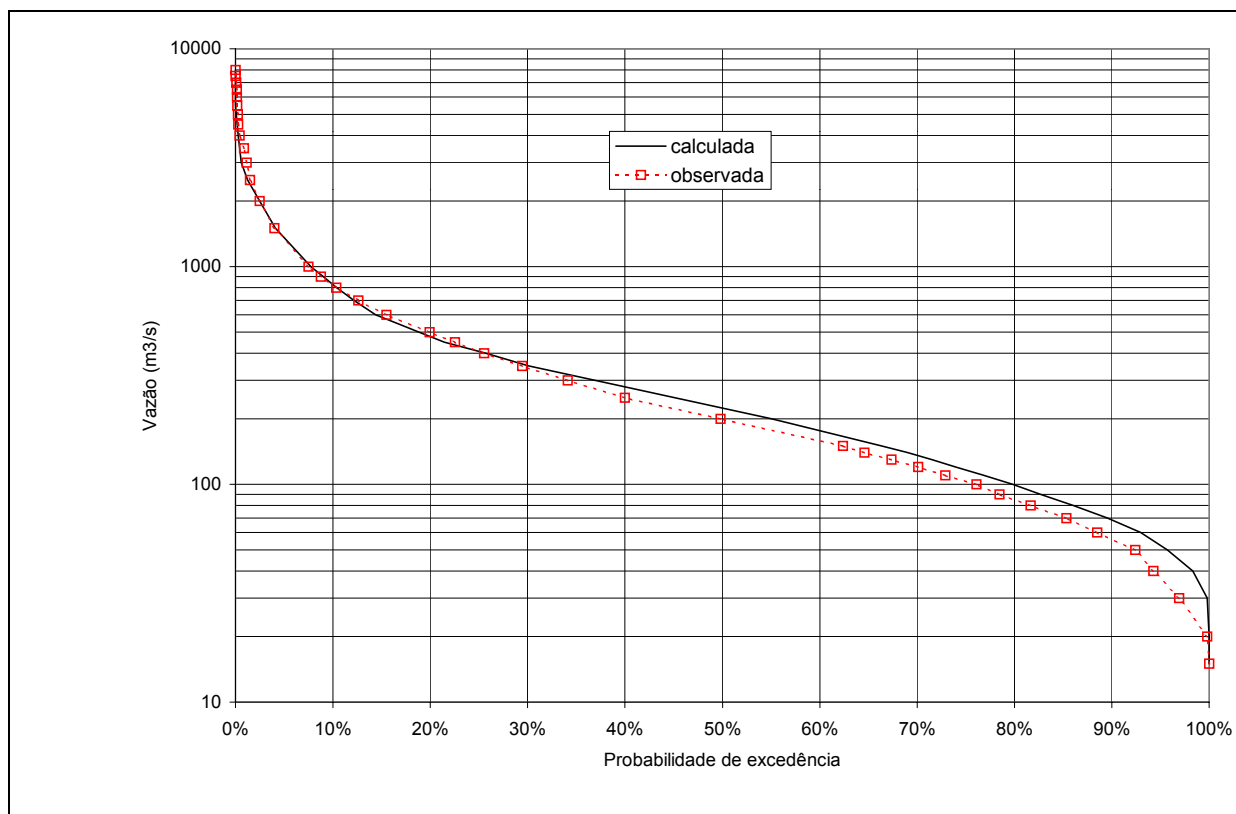


Figura 6. 26: Curvas de permanência de vazões diárias calculadas e observadas do rio Taquari em Muçum (ponto 11), no período de 1971 a 1980.

### 6.3.2 Análise de sensibilidade

A análise de sensibilidade é uma etapa importante para a validação de um modelo hidrológico. O conhecimento da influência dos parâmetros nos resultados do modelo também facilita a calibração do modelo em aplicações futuras.

Uma análise da sensibilidade do modelo hidrológico foi realizada considerando como base a aplicação à bacia do rio Taquari – Antas. Tomando por base os valores dos parâmetros calibrados no período de 1970 a 1975, conforme descrito no item anterior, o ajuste foi avaliado considerando a análise visual dos hidrogramas e verificando os valores do coeficiente de Nash ( $R^2$ ), do coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões ( $R_{\log}$ ) e da relação entre volumes medidos e calculados ( $\Delta V$ ). A definição destas estatísticas, ou funções objetivo, é apresentada no anexo C.

A análise de sensibilidade foi conduzida separadamente para cada parâmetro. Enquanto o valor do parâmetro a ser analisado foi alterado a partir do valor básico, os outros parâmetros permaneceram fixos. A taxa de variação não foi a mesma para todos os

parâmetros. Isto se justifica porque a faixa em que os parâmetros podem variar é diferenciada.

Segundo alguns autores que desenvolveram modelos hidrológicos que utilizam o parâmetro de forma **b**, a faixa de variação deste parâmetro, por exemplo, estende-se de 0,01 a 1,6 (Arnell, 1996; Fackel, 1997; Rowntree e Lean, 1994; Nijssen et al., 1997). Esta faixa corresponde a variações de 15.900%. Outros parâmetros, como o **IAF** e o **n** de Manning, tem uma faixa de variação muito mais estreita em termos percentuais.

Considerando estas diferenças os gráficos de sensibilidade foram feitos individualmente para cada parâmetro, e a análise final foi qualitativa, baseada tanto nos gráficos como na faixa de variação possível dos parâmetros. No anexo D são apresentados os gráficos da análise de sensibilidade e a Tabela 6. 22 apresenta o resumo dos resultados.

Tabela 6. 22: Sensibilidade das funções objetivo aos parâmetros do modelo.

Parâmetro	R2	R <sub>log</sub>	$\Delta V$
W <sub>m</sub>	alta	alta	alta
b	média	alta	alta
K <sub>INT</sub>	baixa	alta	média
K <sub>BAS</sub>	baixa	alta	alta
C <sub>S</sub>	alta	alta	baixa
C <sub>I</sub>	baixa	alta	baixa
IAF	média	média	média
Albedo	baixa	baixa	baixa
r <sub>s</sub>	baixa	média	alta
r <sub>a</sub>	baixa	baixa	média
F <sub>i</sub>	baixa	baixa	baixa
W <sub>PM</sub>	baixa	baixa	baixa
W <sub>L</sub>	baixa	baixa	baixa
Q <sub>0</sub>	baixa	baixa	baixa
B <sub>0</sub>	baixa	baixa	baixa
n	baixa	baixa	baixa
XL	baixa	baixa	baixa

Da tabela acima, pode-se concluir que o parâmetro mais importante é o máximo armazenamento do solo (W<sub>m</sub>), que influencia fortemente as vazões máximas, mínimas e o balanço total de volumes.

O índice de área foliar (IAF) e a resistência superficial (r<sub>s</sub>) formam, juntamente com o máximo armazenamento do solo (W<sub>m</sub>), um grupo de parâmetros com forte influência sobre o balanço de volumes ( $\Delta V$ ). Esta influência ocorre porque o IAF e a resistência superficial influenciam diretamente a evapotranspiração.

O parâmetro de retardo do reservatório superficial ( $C_S$ ) e o parâmetro  $b$  formam, juntamente com o máximo armazenamento do solo ( $W_m$ ), um grupo de forte influência sobre os picos de vazões.

O conjunto dos parâmetros  $W_m$ ,  $C_S$ ,  $b$ ,  $K_{INT}$ ,  $K_{BAS}$  e  $C_I$  controla as vazões mínimas e a recessão dos hidrogramas.

Os parâmetros  $W_{PM}$  e  $W_L$ , que controlam a relação da resistência superficial com a umidade do solo, e o parâmetro  $XL$  que controla a forma da curva de redução da drenagem intermediária ou sub-superficial do solo, não mostraram grande influência sobre as funções objetivo analisadas. Da mesma forma o parâmetro  $F_i$ , que controla a interceptação, o albedo, e a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) não mostraram grande influência na faixa de valores analisada.

O grupo de parâmetros relacionados ao movimento da água nos rios, simulado utilizando o método de Muskingum – Cunge, também não mostrou grande influência sobre os resultados. Dos três parâmetros deste grupo -  $B_0$ ,  $n$  e  $Q_0$  – apenas a rugosidade de Manning ( $n$ ) mostrou alguma influência sobre os hidrogramas calculados.

A pequena influência dos parâmetros relacionados à propagação no rio deve ser encarada com cuidado, porque está baseada na análise realizada na bacia do rio Taquari – Antas, cujos rios têm alta declividade. Nesta bacia o armazenamento e a propagação no rio tem pouca importância durante as cheias. Apesar do tamanho da bacia, as enchentes são muito rápidas, com variações de  $440 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a  $4100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  ou de  $4400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  a  $7400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  de um dia para o outro, observadas no rio Taquari em Muçum. É provável que em bacias mais “lentas” a influência dos parâmetros que controlam a propagação no rio seja mais importante.

### 6.3.3 Aplicação

O modelo hidrológico foi utilizado para avaliar alguns aspectos interessantes do comportamento hidrológico da bacia. A Figura 6.27 apresenta o hidrograma de vazões calculadas no rio Taquari, no ponto em que ocorre a confluência com o rio Jacuí. Além da vazão total calculada, são apresentadas as vazões oriundas do escoamento subterrâneo e as vazões do escoamento subterrâneo e sub-superficial somados. Este hidrograma mostra, portanto, a composição do hidrograma conforme a origem da vazão.

Observa-se, na Figura 6.27, que o escoamento subterrâneo apresenta pouca variação ao longo do período, enquanto o escoamento superficial se altera rapidamente durante as cheias e é nulo durante as estiagens. O escoamento sub-superficial varia menos e somente se reduz a zero durante as estiagens mais prolongadas.

A Figura 6.28 apresenta a contribuição relativa de cada uma das origens (superficial, sub-superficial e subterrânea) ao volume total escoado no rio Taquari, no período de 1970 a 1980. Como pode-se observar, o escoamento subterrâneo é responsável por apenas 17% da vazão do rio, enquanto a maior parte da vazão é originada por escoamento superficial.

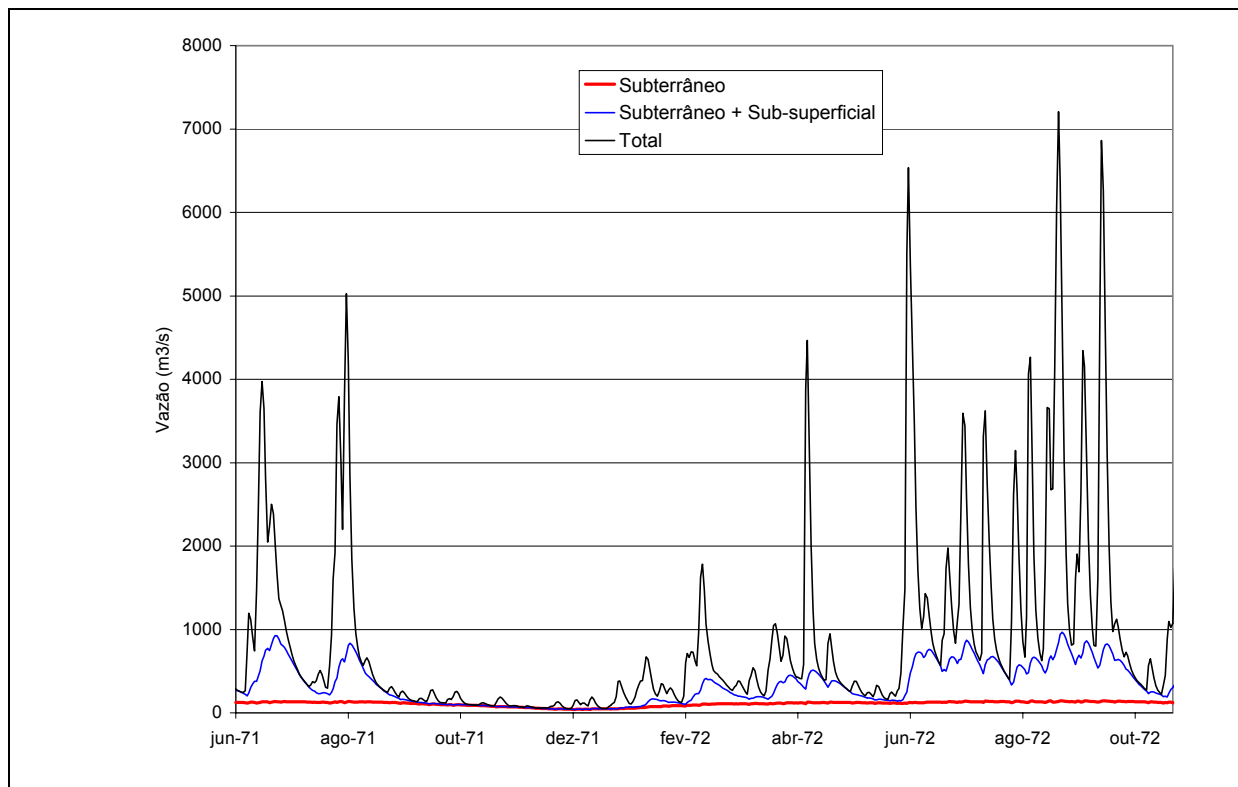


Figura 6.27: Hidrograma do rio Taquari, na confluência com o rio Jacuí, conforme a origem do escoamento.

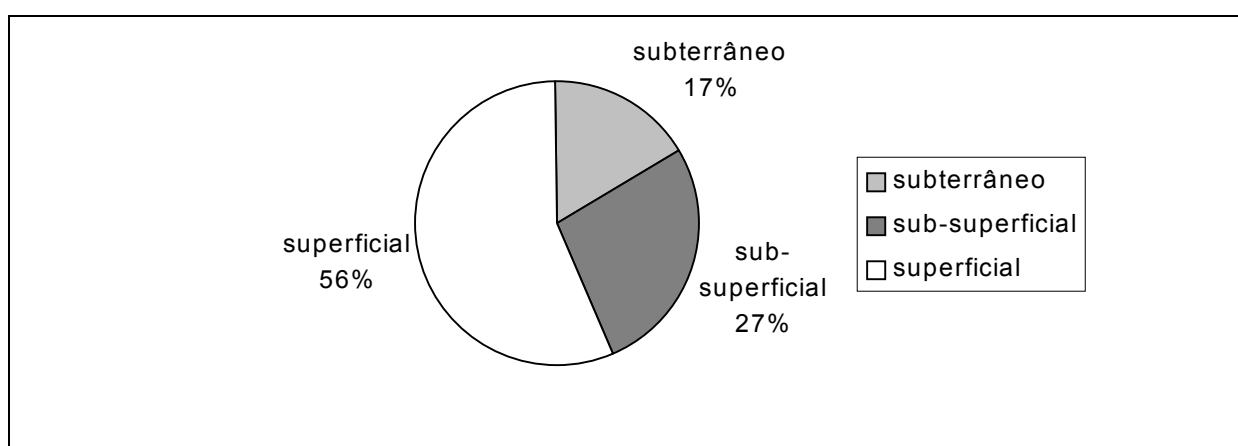


Figura 6.28: Porcentagem do escoamento no rio Taquari, na confluência com o rio Jacuí, de acordo com a origem.



### 6.3.4 Avaliação preliminar de efeitos de mudanças de uso do solo

Os parâmetros do modelo que são importantes para diferenciar usos e coberturas do solo são o albedo, o índice de área foliar (**IAF**), a resistência aerodinâmica ( $r_a$ ), a resistência superficial ( $r_s$ ) e o coeficiente de interceptação ( $F_i$ ). Além destes, o parâmetro **Wm**, que determina o máximo armazenamento no solo, e o parâmetro **b** também devem ser alterados de acordo com os tipos de uso e cobertura do solo.

O sucesso do modelo como ferramenta de análise das conseqüências das mudanças de uso e cobertura do solo depende da determinação de valores confiáveis para os parâmetros citados acima. No item 4.11 é analisada incerteza associada à cada um destes parâmetros.

Os valores do **IAF** e da resistência superficial podem ser definidos com razoável precisão, tanto para florestas como para pastagens e culturas anuais. Os valores de outros parâmetros, no entanto, como o armazenamento máximo no solo **Wm** e o parâmetro **b**, são mais incertos.

Alguns dados experimentais sugerem que o valor de **Wm** deve ser maior em florestas do que em pastagens e culturas anuais, mas é difícil definir valores absolutos. Uma alternativa é utilizar proporções fixas baseadas em dados medidos. Em alguns experimentos, descritos no item 4.11, existe uma relação de, aproximadamente, 2:1 entre o armazenamento em florestas e em pastagens. Esta proporção deve variar com o tipo de vegetação e como tipo de solo, por isso pode ser considerada apenas uma referência vaga. A medição direta de fluxos de evapotranspiração poderá vir a representar uma fonte de dados para a calibração mais confiável destes parâmetros.

Os valores de **Wm** adotados para os diferentes tipos de cobertura vegetal foram: florestas  $Wm = 200$  mm; pastagens  $Wm = 150$  mm; culturas anuais  $Wm = 100$  mm. Estes valores são apenas uma estimativa preliminar, sujeita a revisão quando houver maior disponibilidade de dados, mas estão razoavelmente de acordo com os dados descritos no item 4.11.6.

Considerando válidos estes valores do parâmetro **Wm**, bem como os valores dos demais parâmetros que interferem diretamente na representação do uso do solo e da cobertura vegetal, foram realizadas simulações de situações hipotéticas de mudanças de uso do solo na bacia do rio Taquari – Antas.

A bacia foi simulada em 6 situações, sendo uma delas a atual - obtida das imagens LANDSAT (obtidas em 1995), e 5 situações hipotéticas. Foram simulados os 11 anos, de 1970 a 1980. As situações hipotéticas simuladas são descritas na Tabela 6. 23. No cenário atual, definido pela classificação das imagens, a cobertura da bacia é dada pela tabela 6.1.

Tabela 6. 23: Situações hipotéticas simuladas.

Situação	Descrição
100 F	100 % florestas
90 F 10 P	90 % florestas e 10 % pastagens
90 F 10 L	90 % florestas e 10 % culturas anuais
100 L	100 % culturas anuais
100 P	100 % pastagens

A vazão média de longo período, calculada para a situação atual, obtida da imagem LANDSAT, é de  $653 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  na confluência dos rios Taquari e Jacuí, onde a bacia tem  $26.900 \text{ km}^2$ . Este valor corresponde a  $765 \text{ mm}$  de escoamento médio anual. Estes valores são apresentados na Tabela 6.24, juntamente com os resultados de simulações de bacias nas situações hipotéticas.

Tabela 6.24: Vazão média, lâmina escoada e aumento do escoamento em relação a situação hipotética 100 F (a coluna  $\Delta Q$  indica a diferença de escoamento anual em relação a situação hipotética 100 F, em que a bacia está 100% coberta por florestas).

Situação simulada	Q $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	Q $\text{mm} \cdot \text{ano}^{-1}$	$\Delta Q$ $\text{mm} \cdot \text{ano}^{-1}$
ATUAL	653	765	62
100 F	600	703	0
90 F 10 P	607	712	9
90 F 10 L	608	713	10
100 P	679	796	93
100 L	686	804	101

Conforme os resultados apresentados na Tabela 6.24, o incremento de escoamento observado para 10% de desmatamento da bacia é de aproximadamente  $10 \text{ mm}$ . Este valor está coerente com os dados coletados por Bosch e Hewlett (1982), que estimaram em  $40 \text{ mm}$  o incremento médio de escoamento para cada 10% de redução de área coberta por florestas de coníferas ou de eucaliptos, e em  $10$  a  $25 \text{ mm}$  o incremento de escoamento anual para cada 10% de redução de área coberta por florestas decíduas ou de pequeno porte. A floresta na bacia do rio Taquari-Antas é mista, apresentando espécies decíduas e perenes, mas, em função da alta declividade da região, o efeito da sua substituição deve estar próximo ao limite inferior citado por Bosh e Hewlett (1982). Portanto, a estimativa de aumento de escoamento obtida com o modelo pode ser considerada boa.

A estimativa calculada de aumento de escoamento pela mudança de uso do solo é, certamente, dependente dos valores dos parâmetros do modelo. Entre os parâmetros que podem ser calibrados com valores diferentes e, assim, afetar as mudanças de escoamento calculadas, o armazenamento máximo no solo ( $W_m$ ) provavelmente é o mais importante. Em aplicações específicas a incerteza associada a este parâmetro pode ser melhor investigada.

## Sumário do capítulo

Neste capítulo é apresentada uma aplicação do modelo à bacia do rio Taquari – Antas, no estado do Rio Grande do Sul. A bacia tem cerca de 27.000 km<sup>2</sup> e apresenta altas declividades. Foram simulados os anos de 1970 a 1980, e os resultados foram analisados em 11 postos fluviométricos, sendo o de maior área o posto de Muçum, com 15.826 km<sup>2</sup>.

Os parâmetros do modelo foram considerados iguais em toda a bacia e foram calibrados por tentativa e erro, de forma a produzir um bom ajuste dos hidrogramas no posto de Muçum. O ajuste visual e os valores das funções objetivo foram considerados bons, tanto no intervalo de calibração (1971 a 1975) como no de verificação (1976 a 1980). Nos outros postos fluviométricos o ajuste também foi bom, embora não tenham sido considerados na calibração.

Uma análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros foi realizada mostrando que os mais importantes são  $W_m$ ,  $C_s$ ,  $b$ ,  $K_{BAS}$ ,  $K_{INT}$  e  $C_I$ , que precisam ser calibrados, e os parâmetros IAF, e a resistência superficial  $r_s$ , que são considerados fixos conforme os valores encontrados na bibliografia para o tipo solo e de cobertura vegetal. Outros parâmetros, sobretudo os que são usados no módulo de propagação na rede de drenagem, apresentaram pouca influência sobre os resultados.

Os resultados mostraram ainda bom ajuste da curva de permanência, das vazões mensais e das vazões médias mensais. Por outro lado, o pico das maiores enchentes foi subestimado sistematicamente. Isto poderia significar que o modelo não descreve bem a geração do escoamento em condições de chuvas de alta intensidade, porém não foi dada maior importância a estas diferenças porque existem fontes de incerteza importantes, especialmente nas vazões máximas. Entre estas fontes de incerteza estão a extrapolação da curva-chave e a baixa densidade da rede de pluviômetros. Além disso, o intervalo de tempo diário pode ser inadequado para as cheias muito rápidas.

O modelo foi testado em uma aplicação de verificação de conseqüências hidrológicas das mudanças de uso do solo, particularmente, do desmatamento, mostrando resultados coerentes com os resultados medidos em pequenas bacias, apresentados na literatura.

## CAPÍTULO 7: APLICAÇÃO NA BACIA DO RIO TAQUARI, MS

### 7.1 Características físicas da bacia

O rio Taquari é um afluente da margem esquerda do rio Paraguai, na região do Pantanal (figura 7.1). Antes de entrar na região baixa e plana do Pantanal, onde as altitudes são sempre inferiores aos 200 m, o rio Taquari drena a região do planalto, onde as altitudes chegam a mais de 800 m. Entre o Planalto e o Pantanal a transição é brusca, marcada por uma linha de montanhas no sentido norte – sul.

A bacia do rio Taquari na região do Planalto, denominada de bacia do Alto Taquari, está localizada, aproximadamente, entre os paralelos 17° e 20° Sul, e os meridianos 53° e 55° Oeste. Em Coxim, ocorre o encontro do rio Taquari com seu mais importante afluente, o rio Coxim. Outros rios importantes na bacia são o Jauru, o Verde e o Taquarizinho (figura 7.2).

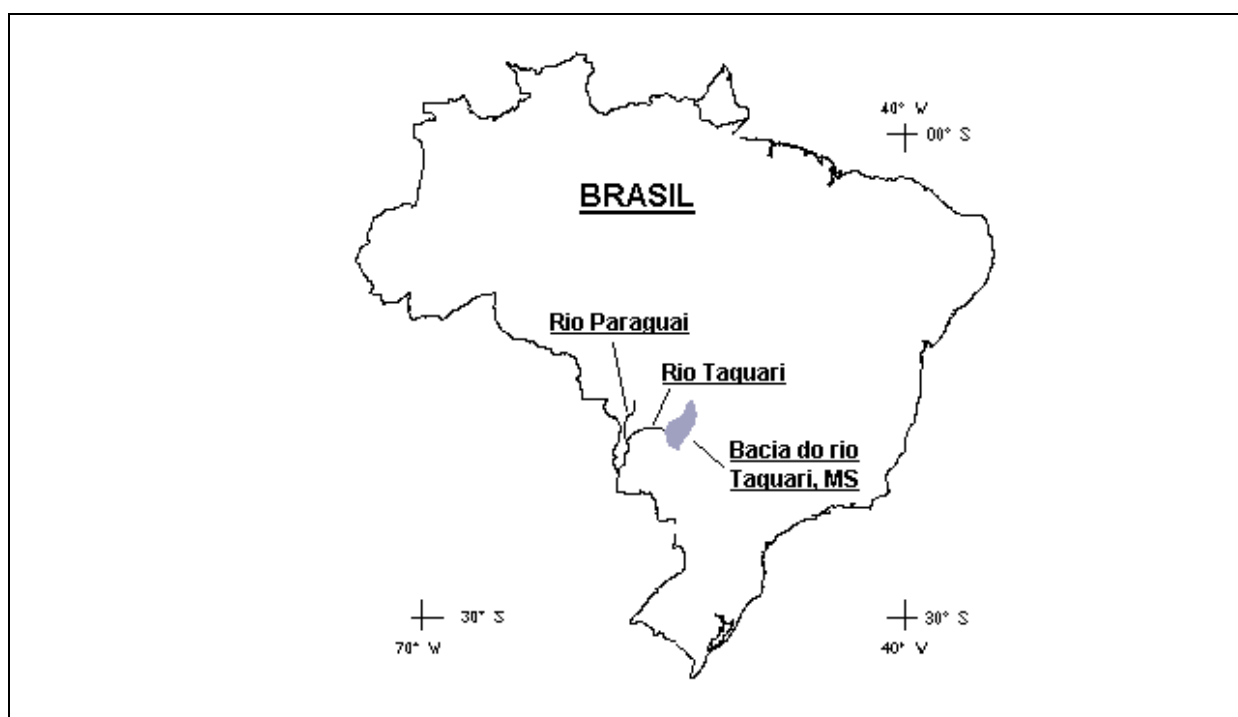


Figura 7. 1: Localização da bacia do rio Taquari, no Mato Grosso do Sul.

Próxima ao ponto de transição entre as regiões do Pantanal e do Planalto está localizada a cidade de Coxim, onde existe um posto fluviométrico com dados a partir do final da década de 60. No posto fluviométrico a área da bacia é de 27.040 km<sup>2</sup>. Existem, ainda, dados de vazão em outros dois locais, conforme a tabela 7.1. Infelizmente, o posto fluviométrico do rio Jauru apresenta muitas falhas e não pode ser utilizado nas análises.

A bacia, originalmente coberta por florestas e cerrado, é hoje utilizada para a agricultura e a pecuária. Conforme a classificação de uso do solo e cobertura vegetal apresentada por Galdino et al. (1999), atualmente as pastagens cobrem a maior parte da área da bacia (figura 7.3). Na figura 7.3, os tons vermelhos são usados para os vários tipos de cerrado diferenciados pelos autores: savana florestada; savana arborizada; savana florestada e arborizada; savana arborizada e florestada; savana florestada e gramínea lenhosa; encrave savana / floresta estacional semi-decidual. Os tons verdes são utilizados para representar os diversos tipos de florestas: reflorestamento; mata nativa; mata de galeria e floresta estacional semi-decidual.

Tabela 7. 11: Postos fluviométricos com dados na bacia do rio Taquari MS.

Posto	Rio	Área (km <sup>2</sup> )
Perto de Pedro Gomes	Taquari	9.300
Contravertente	Jauru	6.300
Coxim	Taquari	27.040

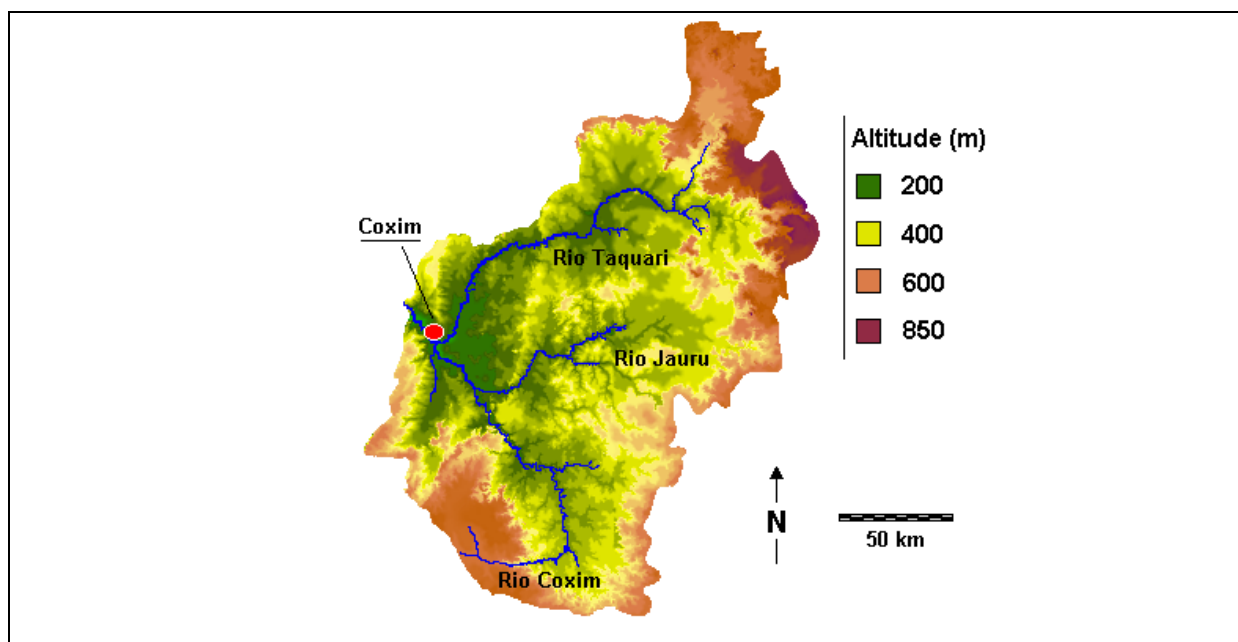


Figura 7.2: Relevo da bacia do Alto Taquari, no Mato Grosso do Sul.

Pode-se observar na figura 7.3 que a pastagem domina a área da bacia, estando presente em toda a região, totalizando quase 52% da área total. Comparando a figura 7.3 com o relevo apresentado na figura 7.2, observa-se que a área onde predomina soja é restrita às regiões altas e planas, na cabeceira dos rios Coxim e Taquari. A porcentagem da área da bacia ocupada por plantações de soja é de 5,9 %. As florestas são encontradas praticamente apenas

na margem dos rios, exceto por uma mancha de floresta estacional semi-decidual no norte da bacia.

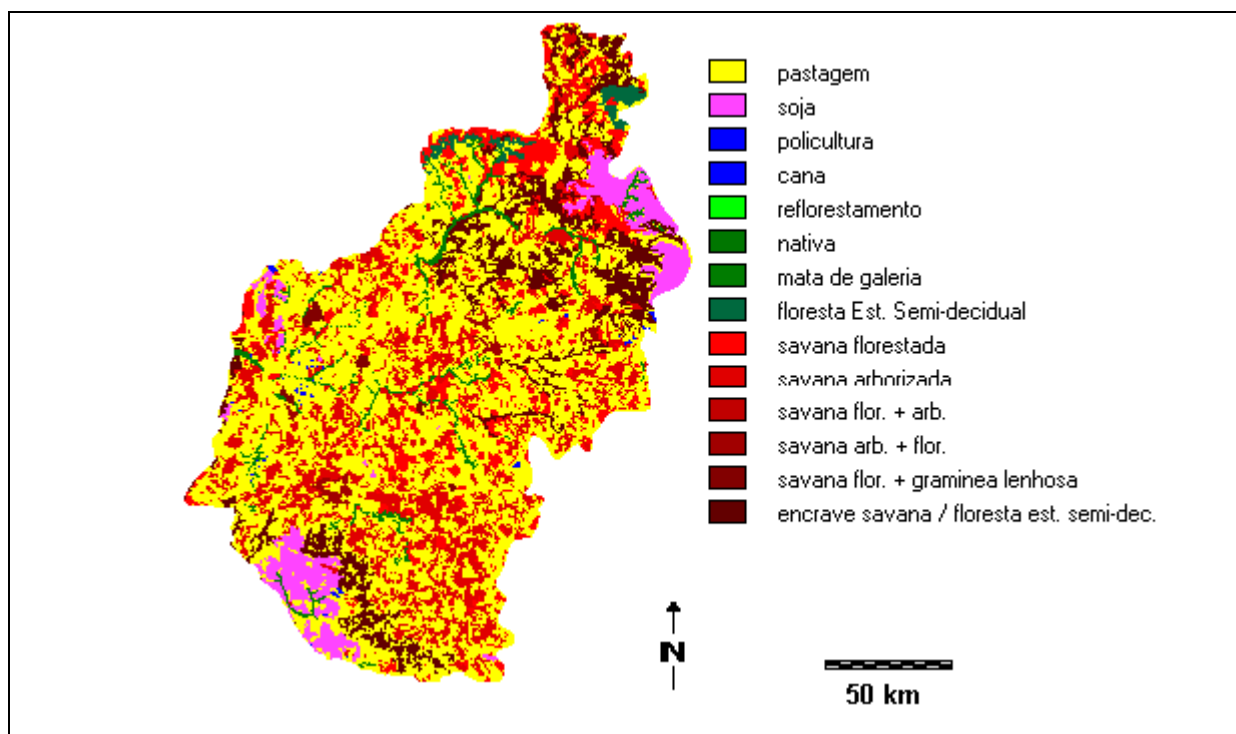


Figura 7.3: Uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Taquari, MS (Galdino et al., 1999).

A figura 7.4 apresenta um gráfico da área relativa da bacia ocupada pelos maiores grupos de cobertura vegetal. Os diversos tipos de savanas foram agrupados, bem como os diferentes tipos de floresta. A classe denominada encrave savana / floresta estacional semi-decidual caracteriza áreas em que ocorre mistura dos dois tipos de vegetação. Pode se observar que as savanas são o segundo grupo mais comum na região, cobrindo cerca de 28 % da área total da bacia.

Os tipos de solo e sua distribuição espacial na bacia também foram obtidos do trabalho de Galdino et al. (1999). Os tipos de solo, os códigos de identificação e a frequência relativa na bacia são apresentados na tabela 7.2. A figura 7.5 apresenta a distribuição espacial dos solos na bacia.

O tipo de solo que predomina na bacia é a areia quartzosa, com mais de 46% da área, conforme a tabela 7.2. As areias quartzosas se caracterizam por uma alta capacidade de infiltração, o que condiciona o comportamento hidrológico da bacia.

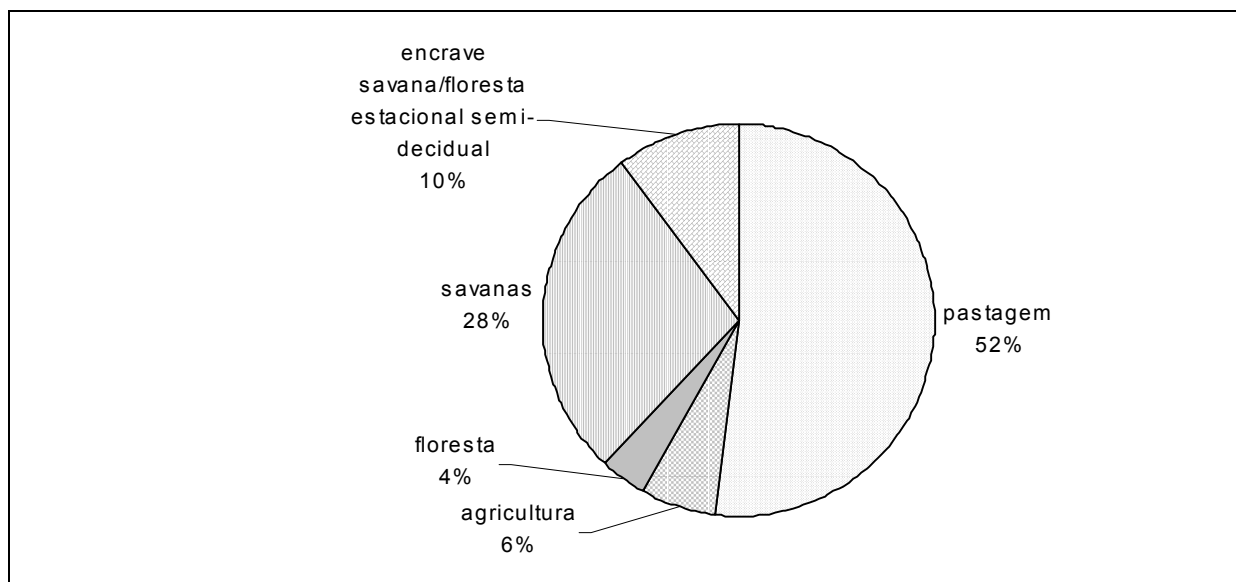


Figura 7.4: Porcentagem da área da bacia Alto Taquari, MS, ocupada pelos tipos de cobertura, conforme a classificação de Galdino et al. (1999).

Os latossolos, que ocorrem em quase um quinto da área, são encontrados principalmente nas regiões altas e planas, onde o principal uso atual é a plantação de soja.

Os solos podzólicos também ocorrem em aproximadamente um quinto da área da bacia e são utilizados para pastagens ou permanecem com a cobertura original.

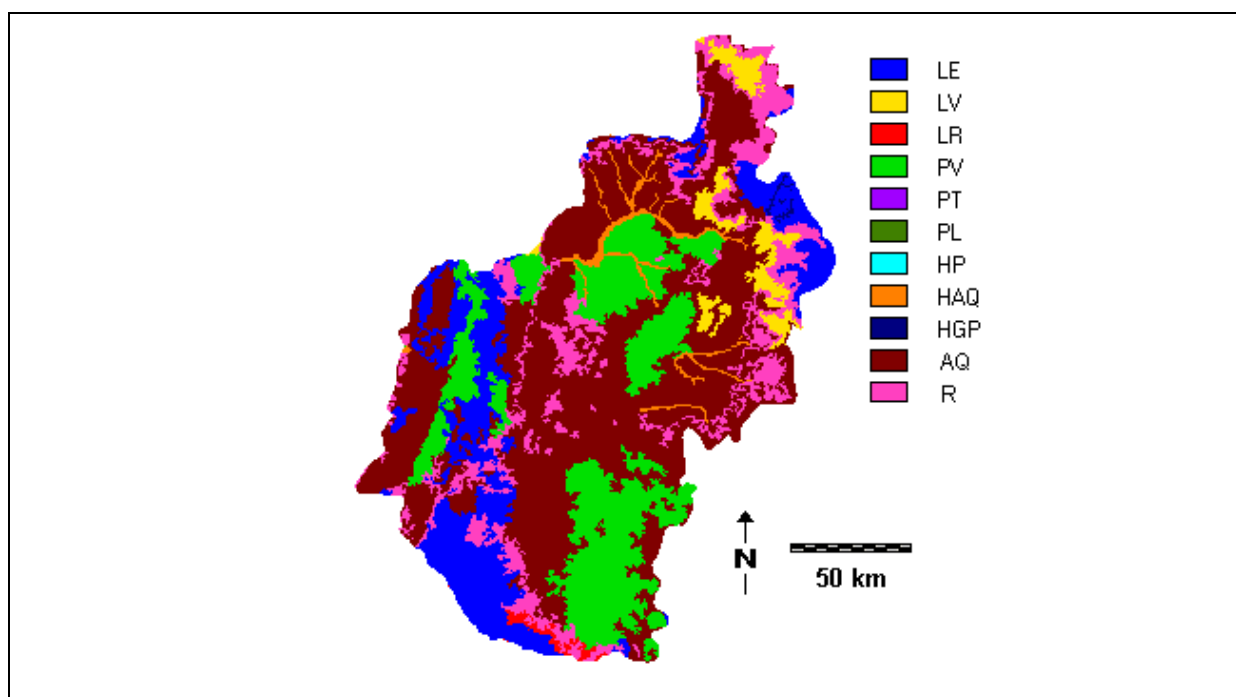


Figura 7.5: Distribuição dos tipos de solo na bacia do Alto Taquari (Galdino et al., 1999).

Os solos litólicos são solos rasos e apresentam afloramentos rochosos frequentes. Do ponto de vista da geração de escoamento superficial, os solos litólicos são diferentes dos outros tipos de solos da região, que são, em geral, mais profundos, e que tendem a gerar

menos escoamento superficial. Na bacia do rio Taquari, os solos litólicos ocorrem principalmente nas encostas.

Tabela 7. 12: Tipos de solo e área relativa de ocorrência na bacia do Alto Taquari.

Código	Tipo	Área (%)
LE	latossolo vermelho escuro	14.8
LV	latossolo vermelho amarelo	3.4
LR	latossolo roxo	0.5
PV	podzólico vermelho amarelo	19.8
PT	plintossolo	0.0
PL	planossolo	0.0
HP	podzól hidromórfico	0.0
HAQ	areias quartzosas hidromórficas	1.8
HGP	glei pouco húmico	0.2
AQ	areias quartosas	46.1
R	litólicos	13.3

## 7.2 Variabilidade das vazões na bacia

A característica mais marcante da hidrologia da bacia do rio Taquari, no Estado do Mato Grosso do Sul, é, certamente, a alteração das vazões observadas entre o início da década de 70 e a década de 80. A figura 7.6 apresenta um hidrograma de vazões médias diárias, no período de 1969 a 1984, onde se observa o aumento das vazões máximas e mínimas ao longo da década de 1970. As vazões no ano de 1969 variaram entre 110 e 350 m<sup>3</sup>/s, enquanto no ano de 1975 a variação já fica entre 192 e 800 m<sup>3</sup>/s e na década de 80 a faixa de vazões vai de 320 a e 1400 m<sup>3</sup>/s, como mostra a figura 7.6.

Uma das causas desta variabilidade das vazões é, certamente, a variabilidade das chuvas anuais. Apesar da pequena quantidade e baixa qualidade dos dados de precipitação, observa-se que as chuvas anuais foram inferiores, no período da década de 60, tanto na planície do Taquari (Galdino et al., 1997) como em toda a região da Bacia do Alto Paraguai (Collischonn et al., 2001).

Nos registros mais longos, a década de 60 se destaca como um período anormalmente seco em todo o Pantanal, como se observa na figura 7.7, em que aparecem as cotas mínimas e máximas anuais do rio Paraguai em Ladário, de 1900 a 1990.

A segunda causa potencial da mudança das vazões na bacia do rio Taquari é a mudança de uso do solo ocorrida na região durante a década de 1970, que é analisada no item 7.3.



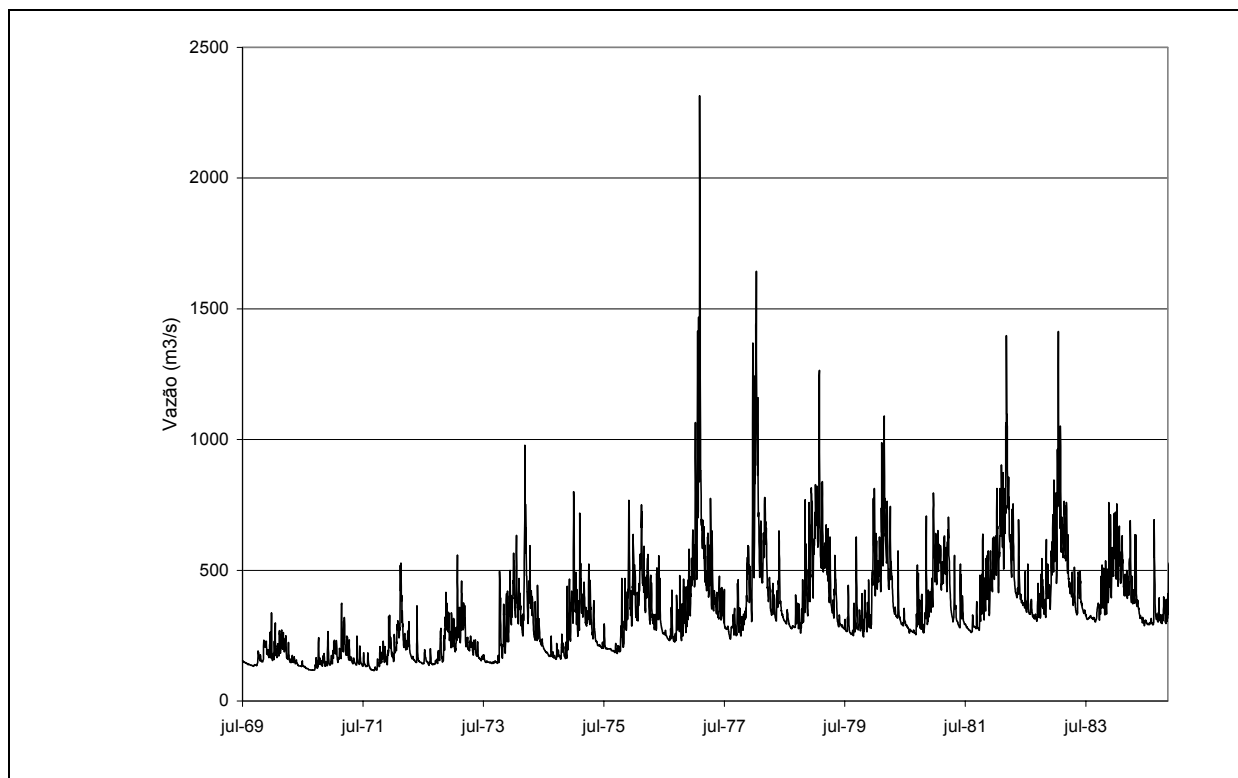


Figura 7.6: Vazões diárias do rio Taquari MS em Coxim entre 1969 e 1984.

A alteração nas vazões da bacia teve conseqüências sobre a dinâmica dos sedimentos (Collischonn e Merten, 2000) e sobre a economia na região do Pantanal, baseada na pecuária (Galdino et al., 1997). O período de secas, observado durante a década de 60, reduziu a área inundada e reduziu o tempo de inundação da área temporariamente inundada. Como conseqüência, a década de 60 foi um período de expansão da pecuária na região do Pantanal.

De acordo com os próprios relatos de pecuaristas, analisados por Corrêa (1997), os períodos secos sempre foram favoráveis à pecuária, tanto pelo aumento de área de pastagem como pela redução de algumas doenças do gado. Por outro lado, os períodos de enchentes sempre provocaram o desaquecimento da pecuária pantaneira. Este mesmo autor cita 1905, 1912, 1920 e 1932 como os anos de grandes cheias que prejudicaram a pecuária, enquanto as secas, como a ocorrida no período de 1934 a 1936, ajudaram a desenvolver a pecuária na região.

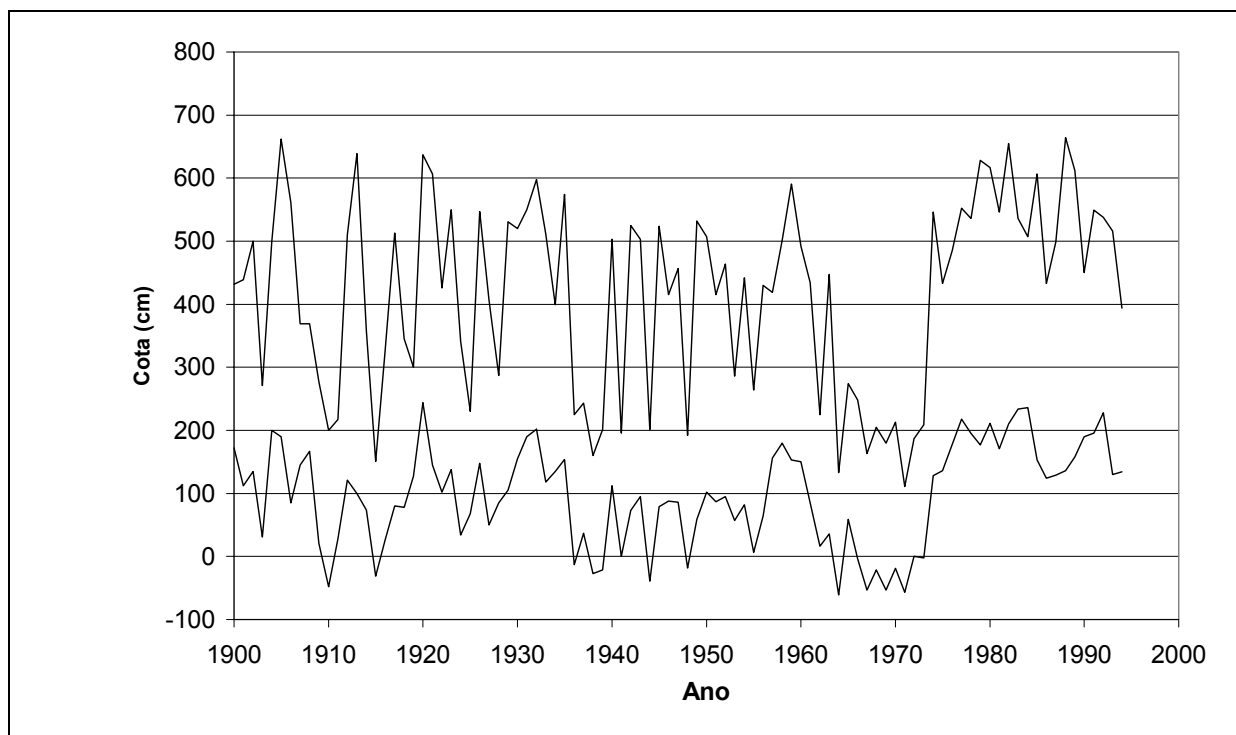


Figura 7.7: Série temporal das cotas mínimas, e máximas anuais no rio Paraguai em Ladário.

Os anos de secas e de cheias citados por Corrêa (1997) encontram suporte nos registros de nível do rio Paraguai, em Ladário, que são suficientemente antigos. Na figura 7.7 observa-se, claramente, os picos de 1905, 1912 e 1920. O pico de 1932 é menos evidente, mas o período seco de 1934 a 1936 é bastante claro na figura 7.7. Entretanto, nenhum dos períodos de seca citados é tão longo como o observado na década de 60.

### 7.3 Mudanças de uso do solo na bacia do rio Taquari, MS

Infelizmente, não existem dados que permitam descrever com exatidão o histórico de mudança de uso do solo na região da bacia do rio Taquari, no seu trecho do Planalto. As décadas de 1970 e 1980 são indicadas, freqüentemente, como a época de maior transformação na bacia.

Toda a região da bacia do rio Taquari é tradicionalmente utilizada para pecuária de gado bovino de corte. As propriedades rurais são relativamente grandes e a densidade populacional é baixa. Em alguns locais, é realizada a agricultura de subsistência e na década de 1970 foi incentivada a plantação de cafezais, em grande parte substituídos por soja após uma grande geada em 1975, em áreas próximas a São Gabriel do Oeste, que fica no sul da bacia (Tredezini et al., 1997). Ao longo das décadas de 1970 e 1980 ocorreu a introdução da soja, que se tornou a principal cultura agrícola da região, e ao mesmo tempo ocorreu o

desenvolvimento da pecuária com a introdução de novas técnicas e de novos tipos de pastagens plantadas.

No Mato Grosso do Sul, existem dados de censos agropecuários em 1970, 1975, 1980, 1985, 1990 e 1994. Estes dados foram agrupados em Micro Regiões e analisados por Tredezini et al. (1997). As conclusões para a Micro Região em que está a bacia do rio Taquari são apresentadas a seguir.

- A área cultivada com soja aumentou de aproximadamente zero para 60 mil ha entre 1975 e 1980. Nos 5 anos seguintes, a área com soja triplicou, chegando a 185 mil ha.
- A área cultivada com arroz de sequeiro diminuiu no mesmo período, entre 1975 e 1985. Os autores da análise afirmam que em alguns lugares o arroz serviu como cultura intermediária na reforma de pastagens e na introdução da cultura da soja. Em 1980 a área com arroz era um pouco superior a área com soja. Apenas 5 anos depois, a área com soja era quase cinco vezes superior a área com arroz.
- O milho sempre esteve presente na bacia, principalmente nas culturas de subsistência. Na década de 1990, no entanto, o milho passou a ser um produto importante, principalmente pela demanda aberta pela avicultura e suinocultura.
- O rebanho de bovinos cresceu de 510 mil cabeças em 1970 a mais de 2,5 milhões de cabeças em 1993. Este crescimento foi acompanhado por um crescimento das áreas de pastagens plantadas, que substituíram em número as pastagens naturais no Estado.

A figura 7.8 apresenta a evolução da área plantada das principais culturas da região: soja, milho, arroz e cana de açúcar. É evidente o crescimento da cultura da soja no período de 1975 a 1990. Durante o início da década de 1990 parece ter ocorrido um período de estagnação, em que a área plantada de soja não cresceu. O milho mostra um crescimento maior durante a década de 90, e é atualmente o segundo principal produto, embora a área plantada seja cerca de 4 vezes menor do que a área plantada com soja.

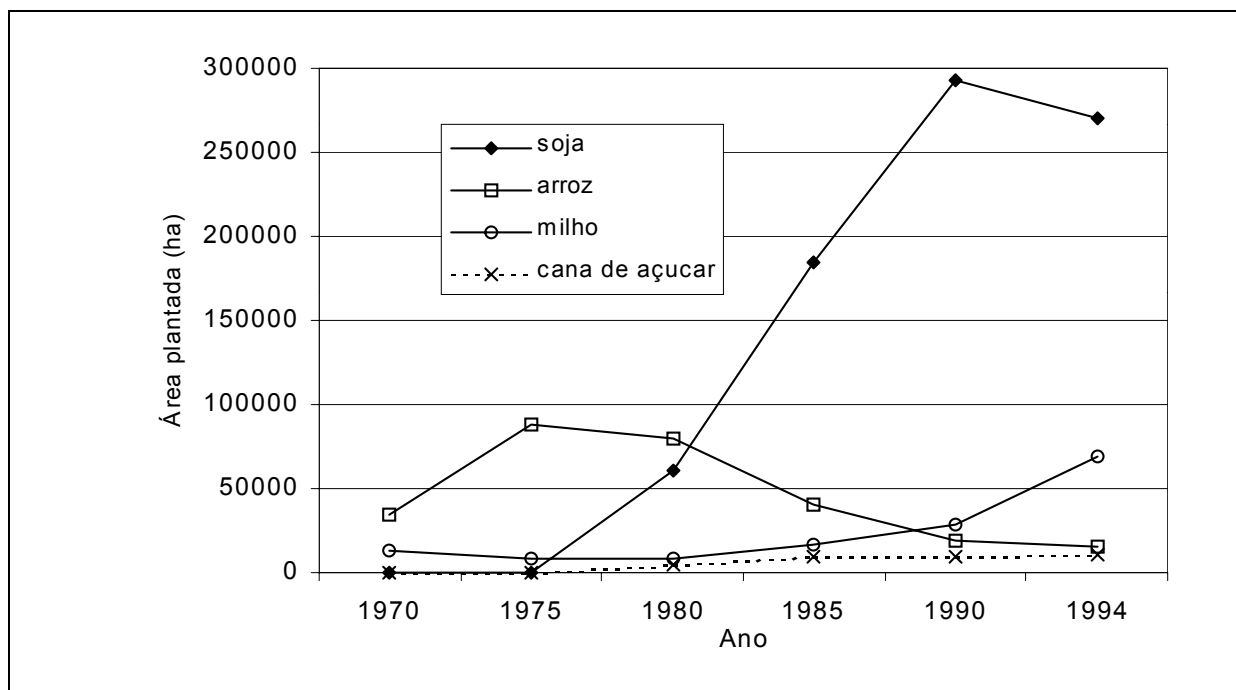


Figura 7.8: Evolução da área plantada com as principais culturas na região da bacia do rio Taquari, MS (fonte: Tredezini et al., 1997).

A evolução da pecuária foi tão importante quanto a evolução da agricultura no período analisado. A figura 7.9 apresenta o crescimento do rebanho bovino frente ao crescimento da área plantada com soja, mostrando que o aumento do rebanho bovino é tão significativo quanto o aumento da área plantada com soja, em termos relativos.

A figura 7.10 apresenta uma estimativa da área de pastagens naturais e plantadas ao longo do período de 1970 a 1994, frente à área plantada com soja. Não existem dados sobre a área utilizada para pastagens em todas as regiões do Estado, por isso foram utilizados os valores do rebanho bovino e uma área de 3,0 ha por cabeça de gado. Este valor foi obtido dividindo a área total de pastagens do Estado do Mato Grosso do Sul pelo rebanho total, considerando os dados de 1985. Antes de 1985 o valor era um pouco maior, com máximo de 4,3 ha por cabeça de gado em 1970, e é provável que atualmente este valor seja menor do que 3,0, porque a pecuária vem se tornando mais intensiva.

Apesar dos possíveis erros na estimativa da área de pastagens, fica claro na figura 7.10 que a área ocupada por bovinos – pastagens naturais e plantadas - é muito superior à área ocupada com plantações de soja, e que a evolução da área ocupada por bovinos é mais importante na região do que a evolução da área plantada com soja, embora a evolução relativa seja aproximadamente igual, como mostra a figura 7.9. Em nenhum momento, ao longo do período de 1970 a 1994, a área ocupada para a pecuária deixou de ser várias vezes superior à área ocupada por plantações de soja na região da bacia do rio Taquari, MS.

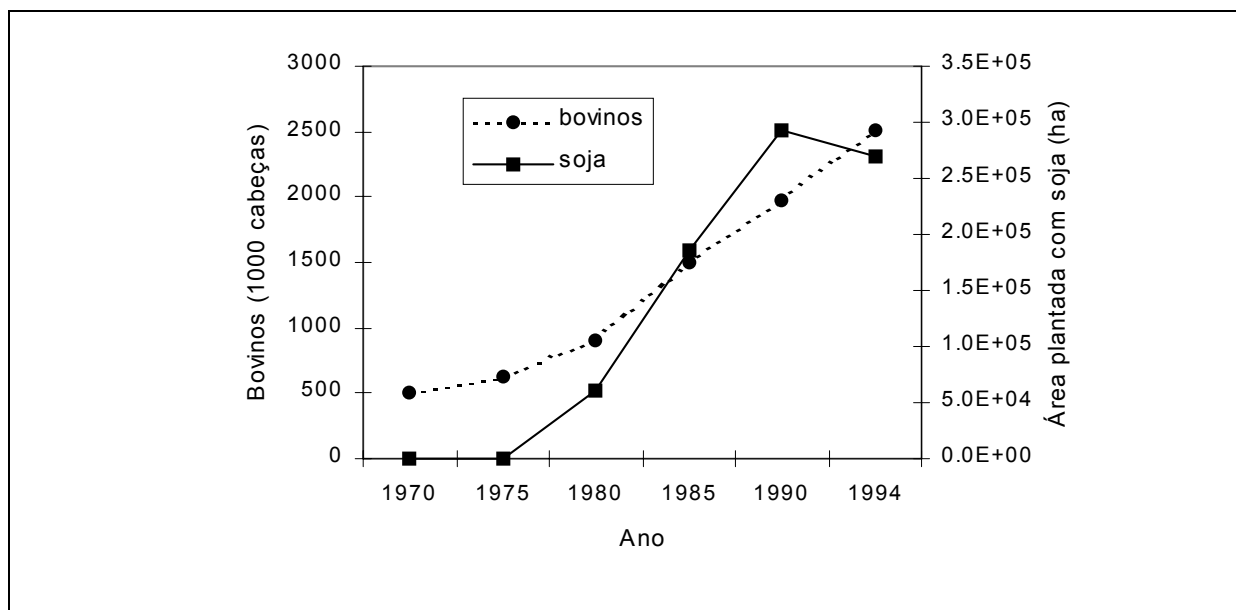


Figura 7.9: Evolução do rebanho bovino e da área plantada de soja na bacia do rio Taquari, MS (fonte: Tredezini et al., 1997).

Ainda conforme a figura 7.10, observa-se que a área ocupada pela pecuária em 1994 é aproximadamente cinco vezes maior do que a área ocupada em 1970.

Um fato interessante, observado nos censos agropecuários, é que entre 1980 e 1994 foram autorizados desmatamentos pelos órgãos responsáveis, SEMA e IBAMA, em 42.900 km<sup>2</sup>, que equivalem a 20% da área total da Micro-região geográfica do Alto Taquari. Os próprios autores ressaltam, ainda, que a área desmatada de fato deve ser maior, uma vez que o desmatamento não autorizado é comum e de difícil controle (Tredezini et al., 1997).

Ainda considerando válida a aproximação de 3,0 ha por cabeça de gado, em 1980 a área somada ocupada pela pecuária e pela soja na micro-região do Alto Taquari era de aproximadamente 28.000 km<sup>2</sup>. Já em 1994 esta área passa para cerca de 78.000 km<sup>2</sup>, ou seja, cerca de 50.000 km<sup>2</sup> a mais. Esta diferença está de acordo com a estimativa de Tredezini et al. (1997), que apresentam o valor de 42.900 km<sup>2</sup> autorizados para desmatamento no mesmo período, mas revelam a suspeita de que a área efetivamente desmatada tenha sido superior.

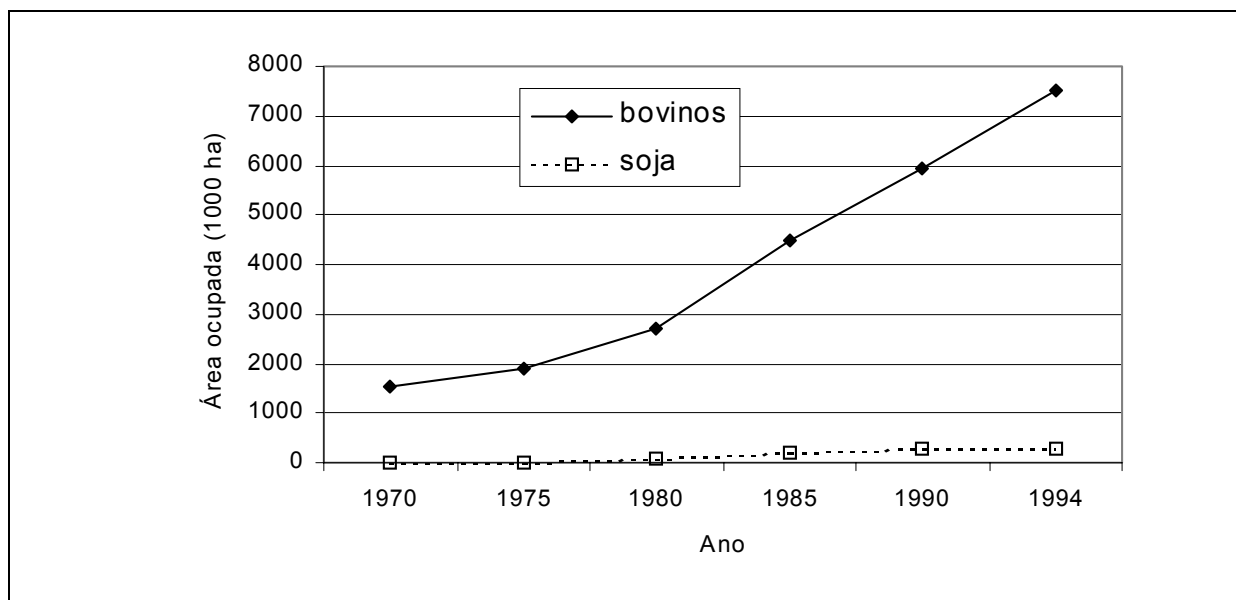


Figura 7.10: Evolução da área ocupada por plantações de soja e para a criação de bovinos na micro região geográfica do Alto Taquari, considerando 3 ha por cabeça (fonte: Tredezini et al., 1997).

A comparação entre a evolução da área ocupada por soja e pecuária com a área autorizada para desmatamento mostra que pode ser feita uma estimativa da mudança de uso do solo baseada na evolução da área ocupada fornecida pelos censos agropecuários. Com base na evolução da área ocupada pode-se afirmar que em 1970 a pecuária e a agricultura ocupavam uma área cerca de 5 vezes menor do que a área ocupada em 1994 na micro-região do Alto Taquari, em que está completamente inserida a bacia do rio Taquari, MS. Em 1985, a soja e a pecuária já ocupavam 60% da área ocupada em 1994.

No item 2.2.1 são apresentados alguns aspectos do comportamento hidrológico do cerrado, que é a vegetação natural predominante na bacia. Considerando este comportamento, e a tendência de substituição do cerrado por plantações de soja e, principalmente, por pastagens plantadas, as mudanças de uso do solo devem trazer como consequência hidrológica o aumento da vazão média. Esta conclusão está baseada no fato de que a vegetação do cerrado é capaz de manter uma taxa de evapotranspiração relativamente alta mesmo nos longos períodos secos. Além disso, o cerrado, principalmente nas suas formas mais densas, certamente apresenta maior capacidade de interceptação da chuva do que as gramíneas utilizadas nas pastagens, tanto no período seco como no chuvoso.

Nos casos de mau manejo do solo, tanto na agricultura como na pecuária, a substituição do cerrado pode gerar escoamento superficial onde antes não ocorria, e pode aumentar o escoamento superficial nos locais em que ele já ocorria, como nas regiões de solo

litólico. Este aumento do escoamento superficial contribui para o aumento das vazões média e máximas.

## 7.4 Simulação da bacia do rio Taquari, MS

### 7.4.1 Discretização

A bacia foi discretizada em células de 10 km de lado, num total de 291 células. Cada célula foi dividida em 8 blocos, cada um representando uma combinação de tipo de solo e de cobertura vegetal.

A partir dos dados de Galdino et al. (1999), apresentados na descrição da bacia, foi feita uma combinação dos tipos de uso do solo e dos tipos de solo, gerando os blocos em que as células do modelo estão divididas. Os tipos de uso e cobertura do solo foram combinados com os tipos de solo e o resultado da combinação foi reduzido a 8 classes, desconsiderando as variações internas ao tipo de uso (soja e cana) e ao tipo de cobertura (vários tipos de cerrado). As tabelas 7.3 e 7.4 mostram as simplificações e os agrupamentos realizados.

Tabela 7.13: Tipos de solos na bacia do rio Taquari e os grupos formados para a classificação em blocos.

Solos	Grupo
Latossolos (LE e LV)	B
Podzólico (PV)	B
Glei pouco húmico hidromórfico (HGP)	C
Areias quartzosas (HAQ e AQ)	A
Litólicos (R)	R

Tabela 7.14: Tipos de vegetação e de uso do solo na bacia do rio Taquari e a simplificação para a classificação em blocos.

Classificação original	Classificação no modelo
Pastagem	Pastagem
Soja, Policultura e Cana	Agricultura
Reflorestamento, Mata nativa, mata de galeria, floresta estacional semi-decidual submontana	Mata
Savana florestada, savana arborizada, savana florestada arborizada, savana arborizada florestada, savana arborizada com gramínea lenhosa e encrave savana / floresta estacional semi-decidual	Cerrado

A tabela 7.5 apresenta o resultado da combinação e do agrupamento de tipos de uso e cobertura e de tipos de solo. As combinações menos frequentes foram reagrupadas resultando em apenas 8 blocos do modelo.

Tabela 7.15: Blocos do modelo, resultantes da combinação de tipos de uso e tipos de solo na bacia.

Bloco	Grupo de solo	Classe de cobertura ou uso	% da área
1	B	pastagem	19,6
2	A	pastagem	28,2
3	R	pastagem	4,0
4	todos	agricultura	6,1
5	todos	floresta	4,0
6	B	cerrado	12,7
7	A	cerrado	17,0
8	R	cerrado	8,4

A classe de uso mais comum na bacia é a pastagem, com mais de 50% da área, seguida do cerrado, com 38% da área. A agricultura, principalmente o cultivo de soja, corresponde a apenas 6,1 % da área da bacia.

Os solos em grande parte da bacia são arenosos (grupo A), e existe uma área significativa de solos litólicos, pouco profundos e com afloramentos de rochas (grupo R).

#### 7.4.2 Dados hidrológicos

Os dados hidrológicos foram obtidos dos relatórios do projeto PCBAP (IPH, 1997), a classificação de uso do solo e o modelo numérico do terreno foram obtidos por Galdino et al. (1999) e as informações de comprimento e declividade dos rios foram obtidas diretamente das cartas topográficas em escala 1:100.000.

Os dados pluviométricos foram obtidos de 26 postos da região. Apenas 10 destes postos pluviométricos estão localizados no interior da bacia e muitos deles tem longos períodos com falhas. A figura 7.11 apresenta o contorno real da bacia e a localização dos 26 postos pluviométricos com dados. A lista dos postos pluviométricos utilizados na simulação, juntamente com suas características principais, como o código da ANEEL e as coordenadas geográficas, são apresentadas no anexo E.

Os dados meteorológicos foram obtidos do posto do INMET localizado em Coxim (IPH, 1997). Entre 1979 e 1992 este posto tem dados de temperatura, insolação, velocidade do vento e umidade relativa em intervalo diário. No período anterior, em que não há dados disponíveis, foram utilizados os valores médios mensais do período 1979 a 1992.



A rede de drenagem gerada no pré processamento é apresentada na figura 7.12, juntamente com a localização dos postos fluviométricos com dados (tabela 7.1). Os postos fluviométricos com séries de dados razoavelmente longas estão marcados e numerados na figura 7.12 e são apresentados também na tabela 7.6, abaixo.

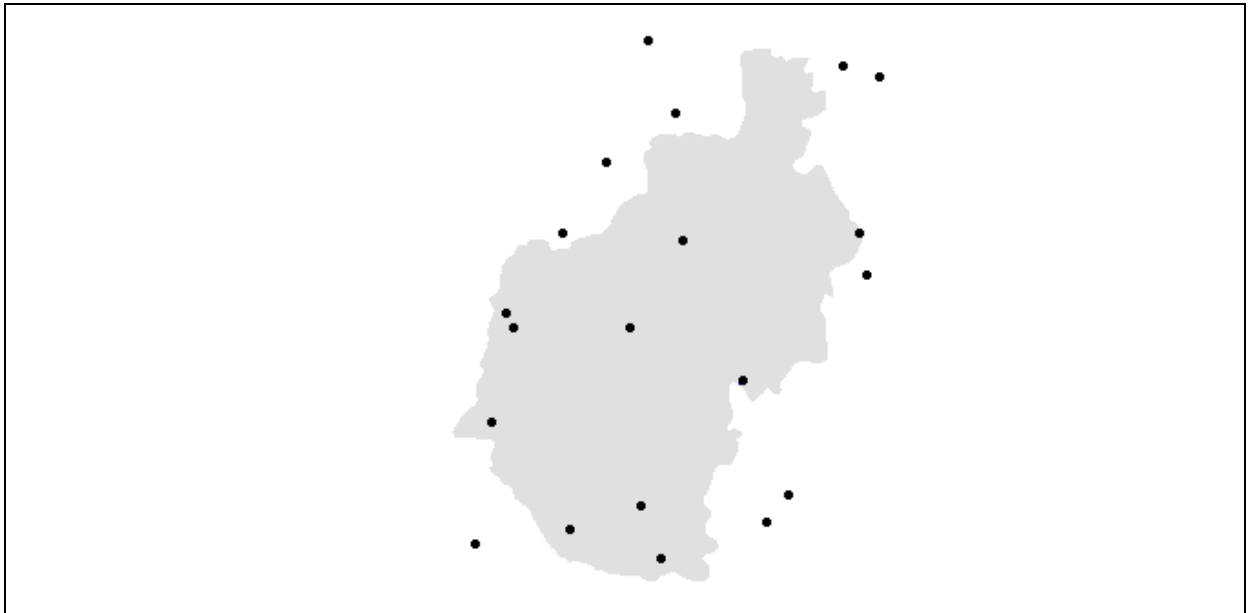


Figura 7.11: Localização dos postos pluviométricos na bacia do rio Taquari - MS.

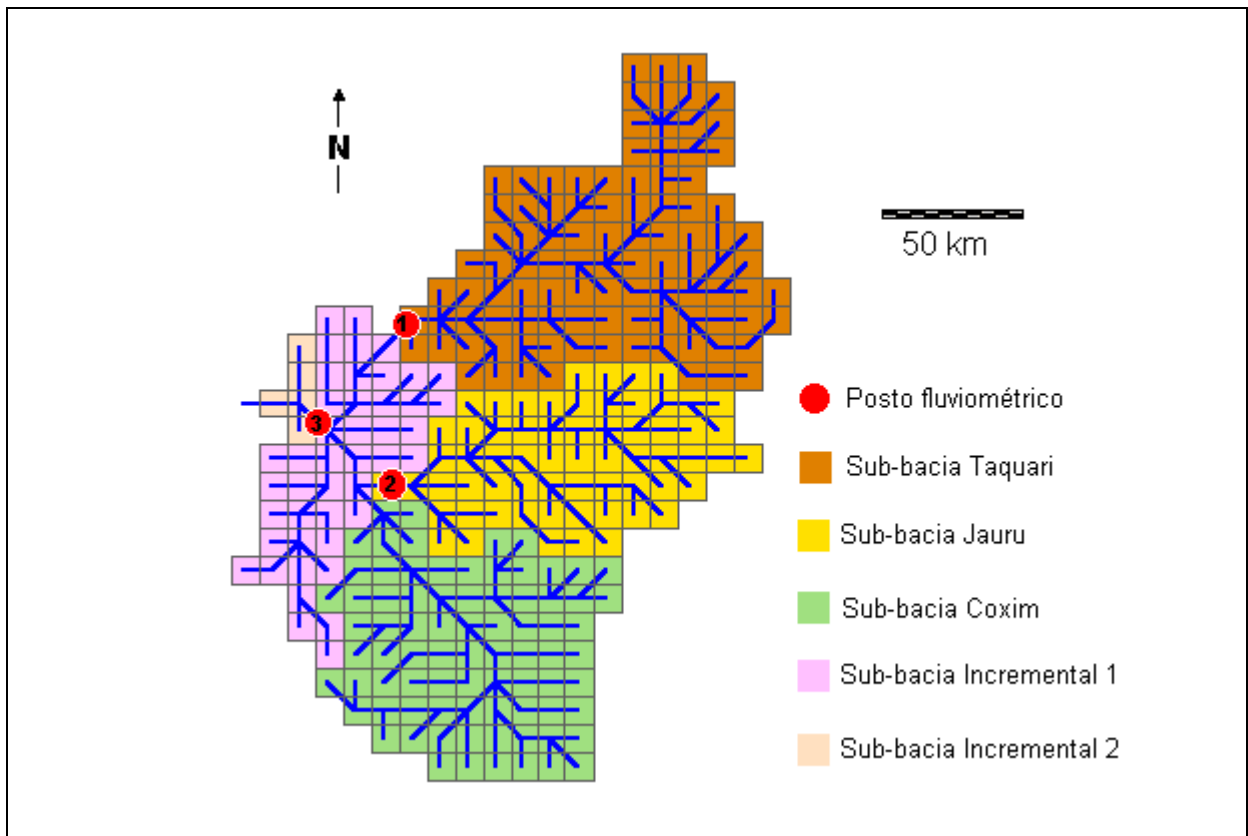


Figura 7. 12: Localização dos postos fluviométricos na bacia do rio Taquari, MS, dividida em células e em sub-bacias.

Tabela 7. 16: Postos fluviométricos com dados na bacia do rio Taquari MS.

Número na figura	Código	Posto	Rio	Área (km <sup>2</sup> )
1	66840000	Perto de Pedro Gomes	Taquari	9.300
2	66850000	Contravertente	Jauru	6.300
3	66870000	Coxim	Taquari	27.040

### 7.4.3 Calibração dos parâmetros

O modelo foi calibrado manualmente procurando um bom ajuste de vazões observadas e calculadas em Coxim. As funções objetivo analisadas foram: o coeficiente de Nash (R2), o coeficiente de Nash dos logaritmos das vazões (Rlog) e o erro nos volumes calculados ( $\Delta V$ ). Estas funções objetivo estão descritas no anexo C.

Os parâmetros utilizados para a calibração do modelo foram  $W_m$ ,  $b$ ,  $K_{BAS}$ ,  $C_s$ ,  $C_1$  e  $K_{INT}$ . Outros parâmetros, como os que controlam a evapotranspiração (IAF,  $r_s$ ,  $r_a$  e  $h$ ) foram fixados em valores obtidos na bibliografia, de acordo com o tipo de cobertura vegetal.

Os parâmetros foram considerados diferentes para cada bloco e, para cada bloco, os parâmetros foram considerados iguais em toda a bacia, exceto na sub-bacia do rio Taquari, definida pelo posto fluviométrico 1 na figura 7.12. Nesta sub-bacia foi necessária uma calibração independente do parâmetro  $K_{BAS}$ , devido a maior contribuição da vazão subterrânea no hidrograma.

Os valores dos parâmetros fixos são apresentados no anexo F, conforme o tipo de cobertura e o mês do ano. Os valores dos parâmetros calibrados são apresentados nas tabelas 7.7 a 7.9. Os parâmetros  $W_m$ ,  $b$ ,  $K_{BAS}$ ,  $K_{INT}$ ,  $DM_{cap}$  e  $W_c$  estão associados aos blocos de uso do solo. Apenas, excepcionalmente, sua calibração depende da sub-bacia.

Tabela 7.17: Valores calibrados dos parâmetros associados aos blocos nas sub-bacias 2, 3, 4, e 5.

parâmetros	blocos							
	1	2	3	4	5	6	7	8
$W_m$ (mm)	1500	1500	50	1000	500	2000	2000	100
$b$ (-)	0,10	0,10	3,00	0,02	0,20	0,02	0,02	3,00
$K_{INT}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
$K_{BAS}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2
$DM_{cap}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	2,0	2,0	0,0	2,0	5,0	2,0	2,0	0,0
$W_c$ (mm)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1

No caso do rio Taquari, MS, a sub-bacia do rio Taquari (sub-bacia 1) apresenta uma maior vazão de base, o que indica uma maior contribuição da vazão subterrânea. O melhor ajuste dos dados observados e calculados nesta sub-bacia só foi possível aumentando o valor de  $K_{BAS}$  em relação às outras bacias, conforme se observa nas tabelas 7.7 e 7.8.

Os parâmetros  $C_S$ ,  $C_I$  e  $C_B$ , controlam o retardo do escoamento dentro das células, e sua calibração é feita por sub-bacias. Os parâmetros  $C_S$  e  $C_I$  são adimensionais, porque são coeficientes que multiplicam o parâmetro  $T_{ind}$ , conforme descrito no item 4.10.14. O parâmetro  $C_B$  é, na realidade, pré-calibrado a partir dos dados de recessão dos hidrogramas. A tabela 7.9 apresenta os valores dos parâmetros  $C_S$ ,  $C_I$  e  $C_B$  na aplicação do rio Taquari, MS, no período de 1978 a 1984.

Tabela 7.18: Valores calibrados dos parâmetros associados aos blocos na sub-bacia 1.

parâmetros	blocos							
	1	2	3	4	5	6	7	8
$W_m$ (mm)	1500	1500	50	1000	500	2000	2000	100
b (-)	0,10	0,10	3,00	0,02	0,20	0,02	0,02	3,00
$K_{INT}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
$K_{BAS}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3
$DM_{cap}$ (mm.dia <sup>-1</sup> )	2,0	2,0	0,0	2,0	5,0	2,0	2,0	0,0
$W_c$ (mm)	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1

Tabela 7. 19: Valores calibrados dos parâmetros de propagação nas células (associados às sub-bacias).

Sub-bacia	$C_S$ (-)	$C_I$ (-)	$C_B$ (dias)
Taquari	25	300	365
Jauru	25	300	365
Coxim	25	300	365
Incremental 1	25	300	365
Incremental 2	25	300	365

As diferenças de valores de alguns parâmetros entre os blocos de uso de solo é bastante arbitrária. Nas tabelas 7.7 e 7.8, o parâmetro  $W_m$ , por exemplo, que representa o armazenamento máximo no solo, tem valor de 2000 mm no bloco 6 (cerrado sobre solo tipo B), e de 1500 mm no bloco 1 (pastagem sobre solo tipo B). Esta diferença não está baseada em nenhuma informação concreta, como uma medição a campo, mas é adotada na tentativa de fazer com que o modelo represente as diferenças entre os usos de solo na evapotranspiração e na geração de escoamento. Em outros casos, no entanto, a diferença é melhor justificada. Os baixos valores do parâmetro  $W_m$ , adotados nos blocos 3 e 8, procuram representar a baixa capacidade de armazenamento e a alta geração de escoamento superficial dos solos litólicos.

Para escolher os valores dos parâmetros, além de analisar os resultados da simulação e ajustar os hidrogramas, foram feitas algumas hipóteses sobre o comportamento hidrológico dos diferentes blocos. As hipóteses consideradas na calibração, e as suas conseqüências foram:

- A capacidade de armazenamento do solo para os blocos de pastagem ou cerrado sobre solos litólicos foi considerada muito inferior à dos outros blocos. Esta hipótese foi feita com base na descrição dos solos litólicos da região, descritos como rasos e com afloramentos rochosos freqüentes. Em conseqüência desta hipótese, os blocos com solo litólico foram os grandes responsáveis pelo escoamento superficial.
- A capacidade de armazenamento dos blocos com pastagem foi considerada inferior à dos blocos com cerrado. Esta hipótese foi feita em função do maior comprimento das raízes de algumas plantas do cerrado.
- Nas florestas (quase todas matas de galeria) considerou-se que havia um forte componente de abastecimento da camada de solo por parte da água subterrânea. Esta hipótese foi adotada porque as regiões de mata de galeria são regiões de descarga do aquífero, ao contrário das regiões de cerrado, que são regiões de recarga. Os valores relativamente altos dos parâmetros  $DM_{cap}$  e  $W_c$  no bloco 5 representam esta hipótese. Em conseqüência disso, os blocos de floresta apresentam um fluxo de evapotranspiração mais constante ao longo do ano, porque não sofrem um déficit hídrico tão acentuado.

Enquanto os únicos dados disponíveis para a calibração dos parâmetros for a vazão medida em diferentes pontos da bacia, é impossível o uso do modelo para análises das conseqüências de mudanças de uso do solo. A incerteza nos valores relativos dos parâmetros só poderá ser reduzida se o modelo puder ser calibrado em bacias muito homogêneas ou se estiverem disponíveis dados de outros fluxos além da vazão. A possibilidade mais promissora neste sentido é a medição dos fluxos de evapotranspiração.

## **7.5 Resultados das simulações na bacia do rio Taquari, MS**

Os resultados da aplicação do modelo hidrológico são apresentados neste texto em termos de valores atingidos das funções objetivo, gráficos de hidrogramas de vazões diárias e mensais e curva de permanência de vazões diárias. São apresentados também alguns resultados de interesse especial na bacia, como a participação do escoamento subterrâneo nos hidrogramas e alguns resultados que mostram a possibilidade de aperfeiçoamento do modelo, como os valores de evapotranspiração para os diferentes blocos de uso do solo e cobertura vegetal.

A calibração do modelo no período de julho de 1978 a dezembro de 1984, com os valores dos parâmetros apresentados nas tabelas 7.7 a 7.9, bem como os valores dos parâmetros fixos IAF, albedo, resistência superficial e altura média da vegetação, apresentados no anexo F, resultou nos valores das funções objetivo, para vazões diárias, apresentados na tabela 7.10.

Tabela 7. 20: Valores das funções objetivo no período de calibração (07/79 a 12/84).

Rio	Taquari	Taquari
Local	Perto de Pedro Gomes	Coxim
Área (km <sup>2</sup> )	9.300	27.040
R2	0,49	0,81
Rlog	0,65	0,84
$\Delta V$ (%)	2,4	-1,3

A figura 7.13 apresenta os hidrogramas calculado e observado no rio Taquari em Coxim, no período de agosto de 1980 a setembro de 1981. O comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado, mas ocorrem muitos erros nos picos de vazão e a recessão do hidrograma simulado é um pouco mais lenta que a recessão observada, nos meses finais do período. A qualidade do ajuste é bastante inferior à qualidade observada nas simulações do rio Taquari Antas, RS, provavelmente devido à escassez de dados pluviométricos.

A figura 7.14 apresenta os hidrogramas calculados e observados no rio Taquari no posto fluviométrico Perto de Pedro Gomes, no período de agosto de 1980 a setembro de 1981. Neste caso, a escassez de dados pluviométricos é ainda maior, pois existe apenas um posto dentro da área da bacia de 9.300 km<sup>2</sup>. O resultado é que o modelo alterna picos superestimados e subestimados, de forma aproximadamente aleatória.

Melhores resultados são obtidos nas vazões médias mensais. A figura 7.15 apresenta as vazões médias mensais calculadas e observadas no rio Taquari nos dois postos fluviométricos com dados, no período de julho de 1978 a dezembro de 1984. A qualidade do ajuste das vazões médias mensais é importante nas eventuais aplicações do modelo para avaliação da disponibilidade hídrica e previsões de longo prazo.

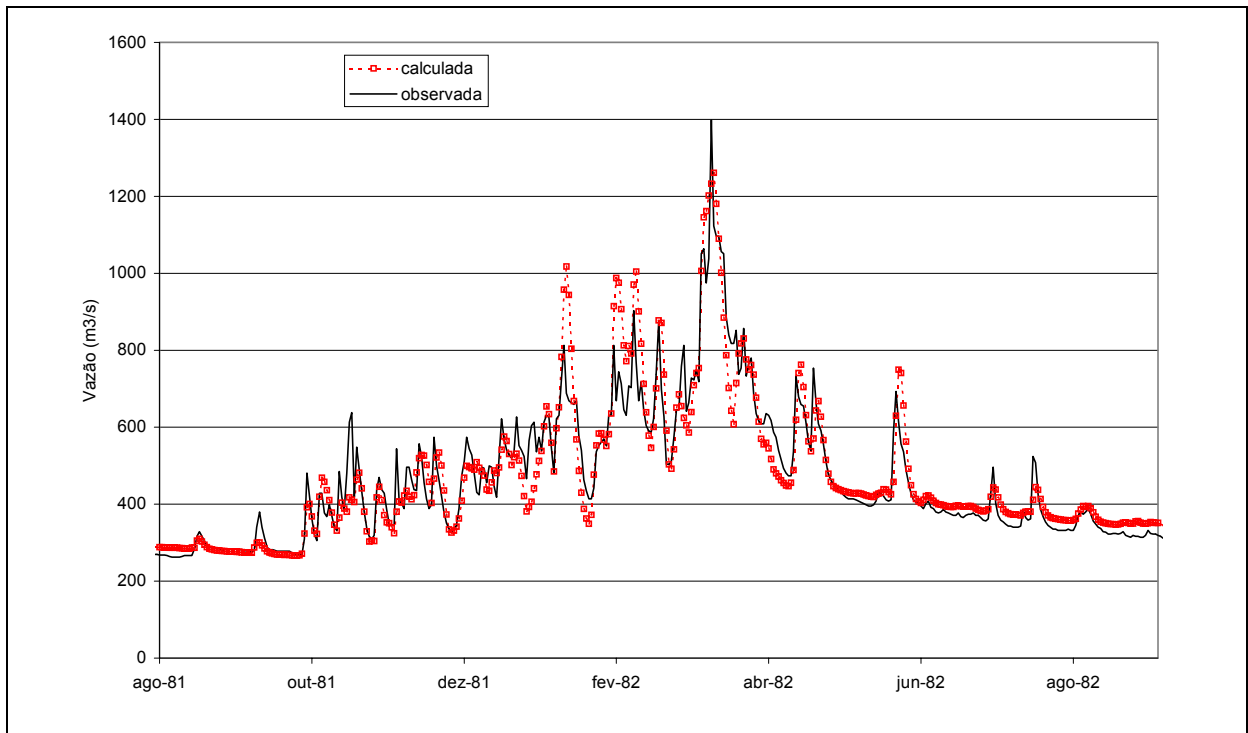


Figura 7.13: Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Taquari em Coxim, de agosto de 1981 a setembro de 1982.

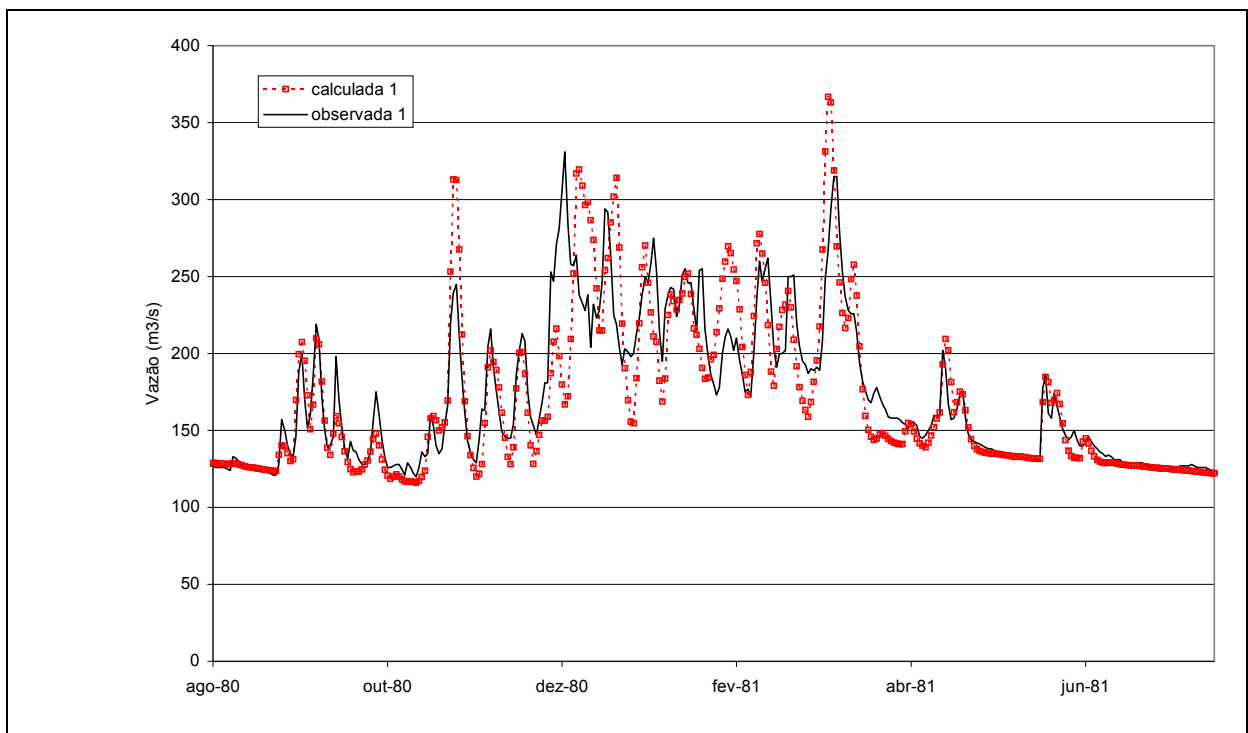


Figura 7.14: Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Taquari no posto Posto de Pedro Gomes, de agosto de 1980 a setembro de 1981.

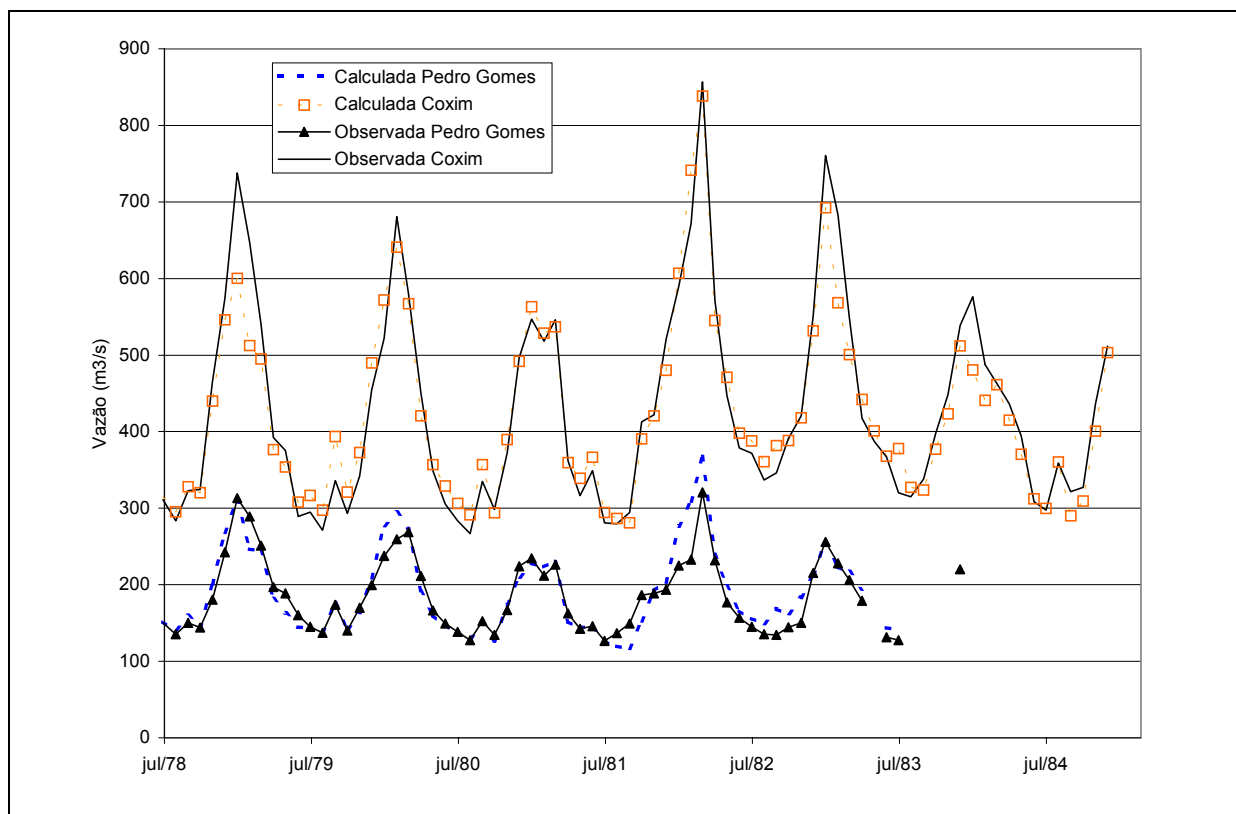


Figura 7.15: Hidrogramas de vazão média mensal calculada e observada do rio Taquari nos postos fluviométricos de Coxim e Perto de Pedro Gomes, de julho de 1978 a dezembro de 1984.

A curva de permanência é muito bem aproximada pelo modelo no período analisado. A figura 7.16 apresenta as curvas de permanência de vazões diárias calculada e observada em Coxim, no rio Taquari. O erro no cálculo da vazão com probabilidade de excedência de 90% ( $Q_{90}$ ) é de, aproximadamente, 3%.

Os resultados da aplicação do modelo também revelam alguns aspectos interessantes do comportamento hidrológico da bacia. Mesmo os hidrogramas de vazões observadas chamam a atenção pelo alto grau de regularização natural. As vazões mínimas são relativamente altas e as vazões máximas relativamente baixas, em comparação com outras bacias. A vazão diária máxima observada é apenas 4 vezes maior do que a vazão mínima, no período de 1979 a 1984, enquanto na bacia do rio Taquari Antas esta relação pode superar 400.

Esta regularização natural é resultado de duas características da bacia: os solos são profundos e permeáveis e as rochas do subsolo favorecem o fluxo e armazenamento de água subterrânea. A bacia do Taquari, MS, apresenta solos arenosos profundos, cobrindo rochas de arenito bastante porosas (Leão e Grehs, 1997). Apenas uma pequena parcela da chuva se transforma em escoamento superficial. De acordo com os resultados do modelo, que são

apenas reflexos das hipóteses consideradas na calibração, as regiões de solos litólicos são as principais geradoras de escoamento superficial.

É possível utilizar o modelo hidrológico para fazer estimativas das frações do escoamento do rio que são oriundas de cada uma das fontes: superficial; sub-superficial e subterrânea. Estas estimativas só podem ser comprovadas com técnicas de traçadores radioativos, mas são, no mínimo, tão boas quanto as técnicas de filtragem algumas vezes citadas na literatura. A figura 7.17 apresenta o hidrograma de vazões diárias calculado no rio Taquari em Coxim, juntamente com as parcelas de contribuição do escoamento subterrâneo e do escoamento sub-superficial. A contribuição individual de cada uma das fontes de escoamento é dada pela diferença entre duas curvas adjacentes.

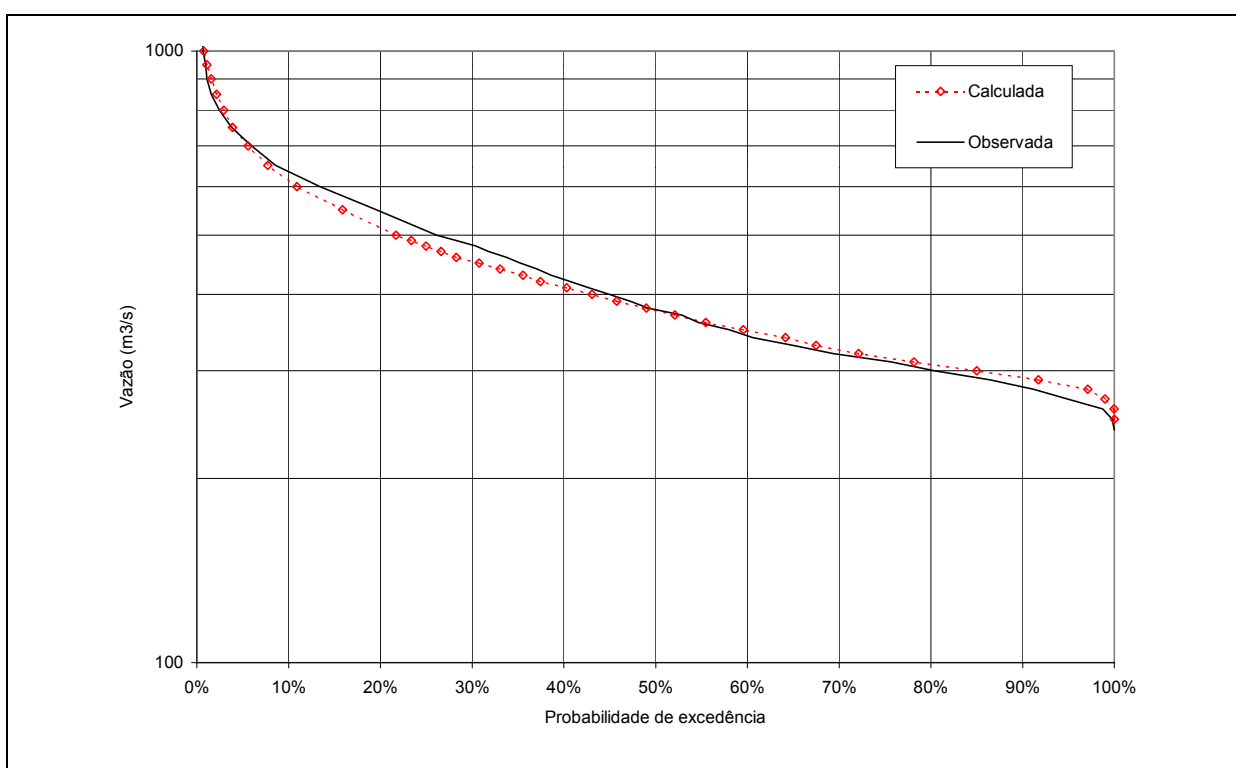


Figura 7.16: Curvas de permanência da vazão diária calculada e observada do rio Taquari em Coxim, de julho de 1978 a dezembro de 1984.

A vazão subterrânea reage lentamente, atingindo o valor máximo anual ao final do período chuvoso, e o valor mínimo anual entre novembro e dezembro. No período de um ano não é possível verificar mudanças muito significativas na vazão subterrânea, porém vários anos de chuvas inferiores ou superiores à média podem mudar completamente o comportamento da bacia, e o principal tipo de escoamento afetado é o subterrâneo.



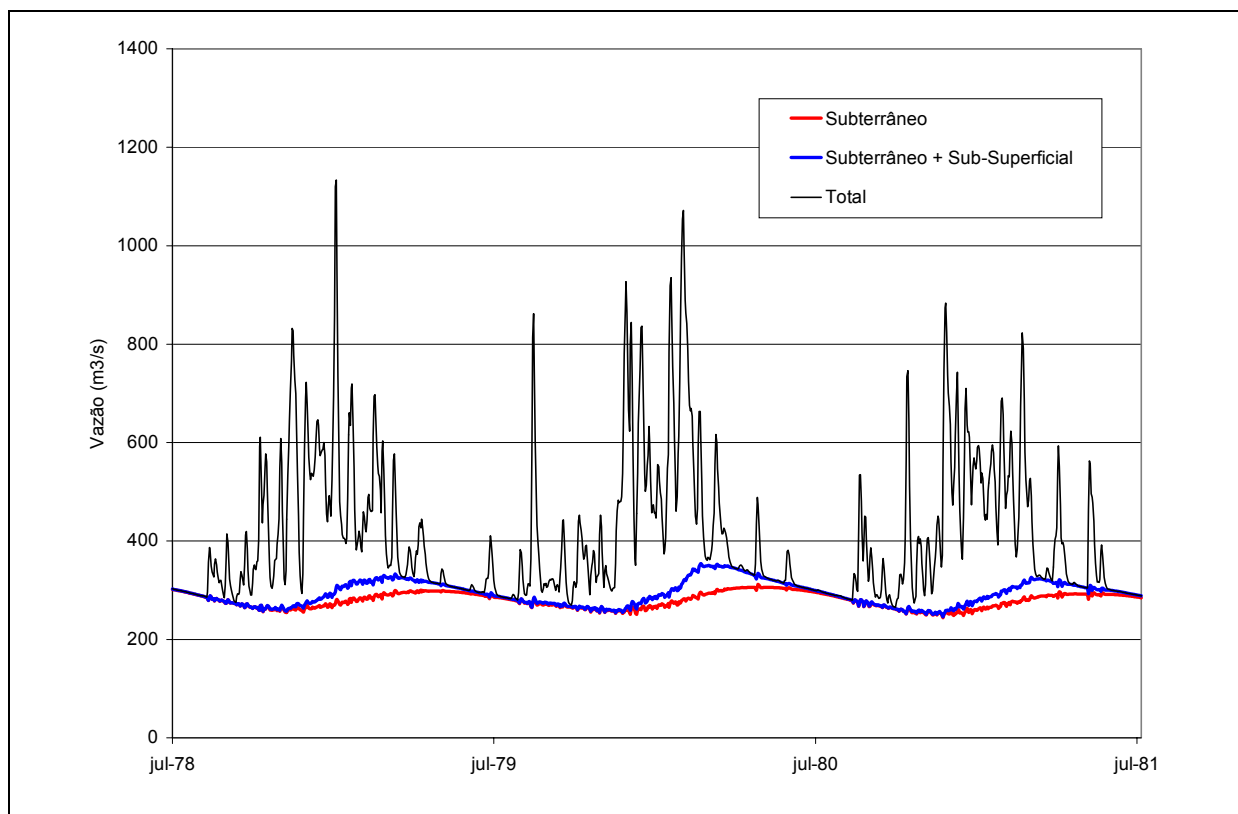


Figura 7.17: Contribuição de cada uma das fontes de escoamento no hidrograma calculado em Coxim.

A vazão superficial reage rapidamente à precipitação e é responsável pelos picos de vazão. Ao final do período chuvoso a vazão superficial se reduz a zero, e toda a vazão do rio é oriunda do escoamento subterrâneo.

A figura 7.18 apresenta o gráfico da porcentagem da vazão do rio Taquari, em Coxim, de acordo com a origem do escoamento. A maior parte da vazão é oriunda do escoamento subterrâneo, que equivale a praticamente 70% do volume escoado no período de julho de 1978 a dezembro de 1984.

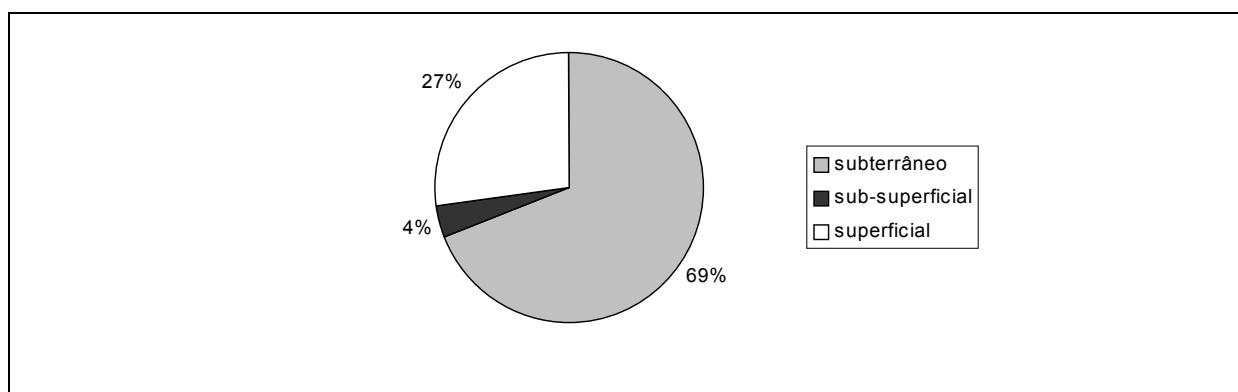


Figura 7.18: Porcentagem de escoamento no rio Taquari em Coxim de acordo com a origem.

Outro aspecto importante da bacia é que o armazenamento no solo e no sub-solo é considerável frente aos outros termos do balanço hidrológico anual. Não é possível, nesta bacia, considerar válida a relação simples entre precipitação, escoamento e evapotranspiração apresentada abaixo, para o intervalo de tempo anual.

$$Q = P - E \quad (7.1)$$

onde  $Q$  é o escoamento (mm);  $P$  é a precipitação (mm) e  $E$  é a evapotranspiração (mm).

A relação válida para a bacia do rio Taquari, MS, para o intervalo de tempo anual é, necessariamente, dada pela equação abaixo.

$$\Delta V = P - E - Q \quad (7.2)$$

onde  $\Delta V$  é a variação do armazenamento na bacia (mm).

A figura 7.19 apresenta o gráfico do armazenamento no solo médio calculado na sub-bacia 1 (definida pelo posto fluviométrico Perto de Pedro Gomes). O armazenamento no solo médio é a média dos valores de  $W$  para todos os blocos de todas as células da sub-bacia. O armazenamento no solo têm uma variação de aproximadamente 400 mm ao longo do ano, na média da bacia, mas pode atingir valores maiores em certos blocos.

A figura 7.20 apresenta o armazenamento total relativo ao início da simulação na mesma bacia. O armazenamento total na bacia é calculado pela equação 7.2 e pode se alterar em 700 mm entre o início e o final do período chuvoso, e em até 250 mm ao longo de um ano hidrológico completo. A vazão do rio durante o período seco é mantida pela redução de 400 a 500 mm no armazenamento total da bacia.

Entre julho de 1978 e julho de 1984, a precipitação média na bacia do rio Taquari em Coxim é de  $1508 \text{ mm.ano}^{-1}$ , a evapotranspiração é de  $1043 \text{ mm.ano}^{-1}$ , o escoamento é de  $471 \text{ mm.ano}^{-1}$ . Neste período, o coeficiente de escoamento é, portanto, igual a 0,31.

A interceptação simulada é de  $95 \text{ mm.ano}^{-1}$ , o que corresponde a pouco mais de 6% da precipitação. Não existem valores de interceptação conhecidos para o cerrado e para as pastagens da região. Na floresta amazônica existem medições, que mostram valores de interceptação da precipitação anual de pouco mais de 10%, para um regime de precipitação anual semelhante (Ubarana, 1996). O valor calculado é coerente porque a floresta amazônica é mais densa do que o cerrado e do que a pastagem, e deve interceptar mais a chuva.

Em cada um dos blocos de cada uma das células do modelo é possível obter ainda os valores de outras variáveis, como o armazenamento no solo e a evapotranspiração. Espera-se

que o modelo possa, futuramente, ser calibrado também considerando os fluxos de evapotranspiração. A figura 7.21 apresenta o gráfico de evapotranspiração dos blocos 1 e 6 (pastagem e cerrado), em uma das células do modelo, ao longo do período analisado. A evaporação da chuva interceptada está incluída nos valores apresentados.

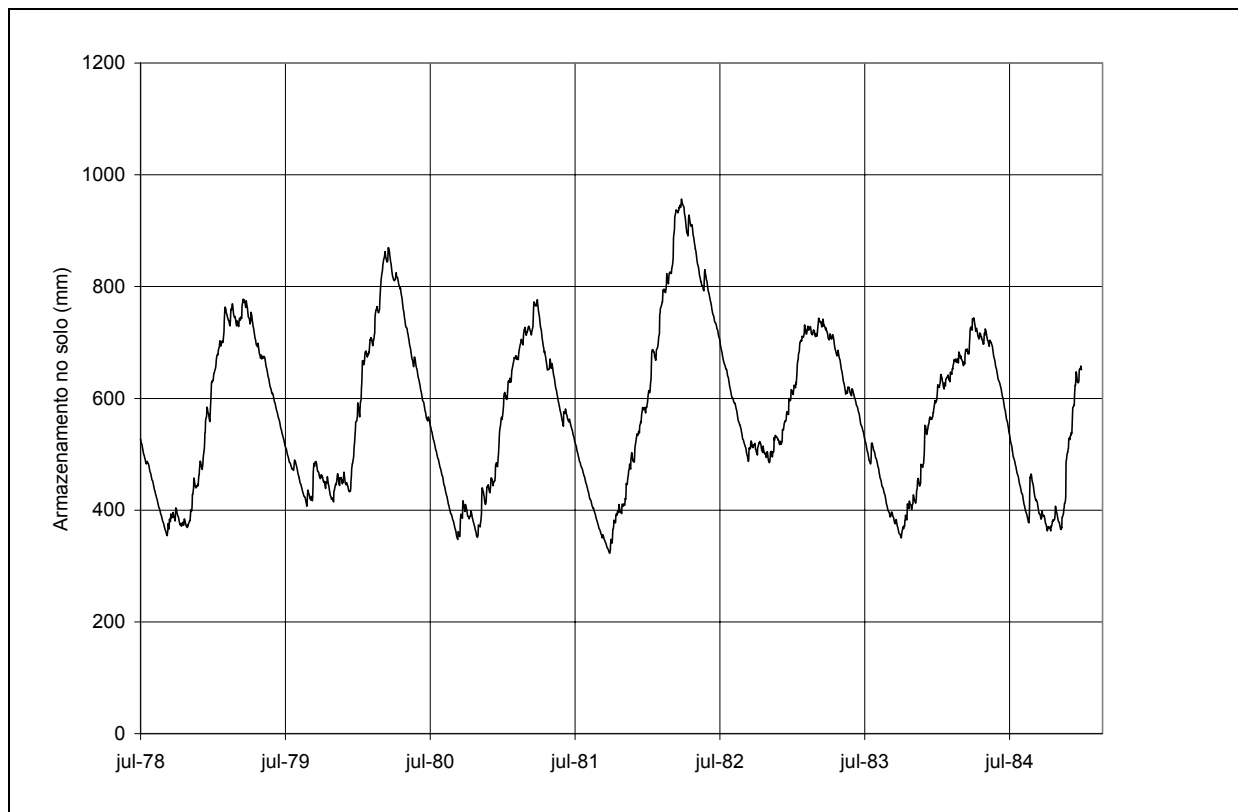


Figura 7.19: Armazenamento no solo médio calculado na bacia do rio Taquari até Perto de Pedro Gomes.

Os valores de evapotranspiração no gráfico da figura 7.21 são resultados de uma média móvel de 30 dias aplicados aos valores diários, e, por isso, apresentam variação relativamente pequena. De acordo com a figura 7.21, a evapotranspiração do cerrado é, em geral, maior do que a da pastagem durante o período seco do inverno e menor durante o período úmido do verão, o que está de acordo com o comportamento descrito por Eiten (1972).

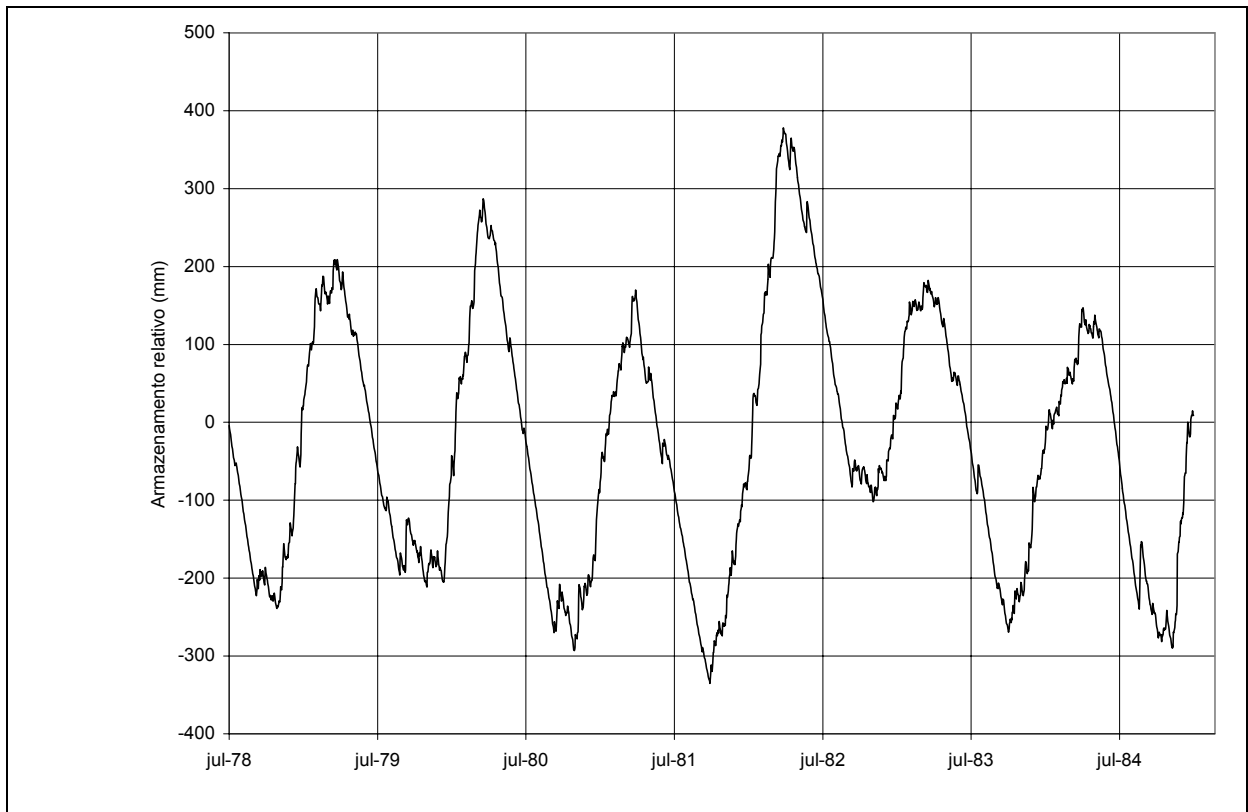


Figura 7.20: Armazenamento total, relativo ao início da simulação, calculado na bacia do rio Taquari no posto Perto de Pedro Gomes.

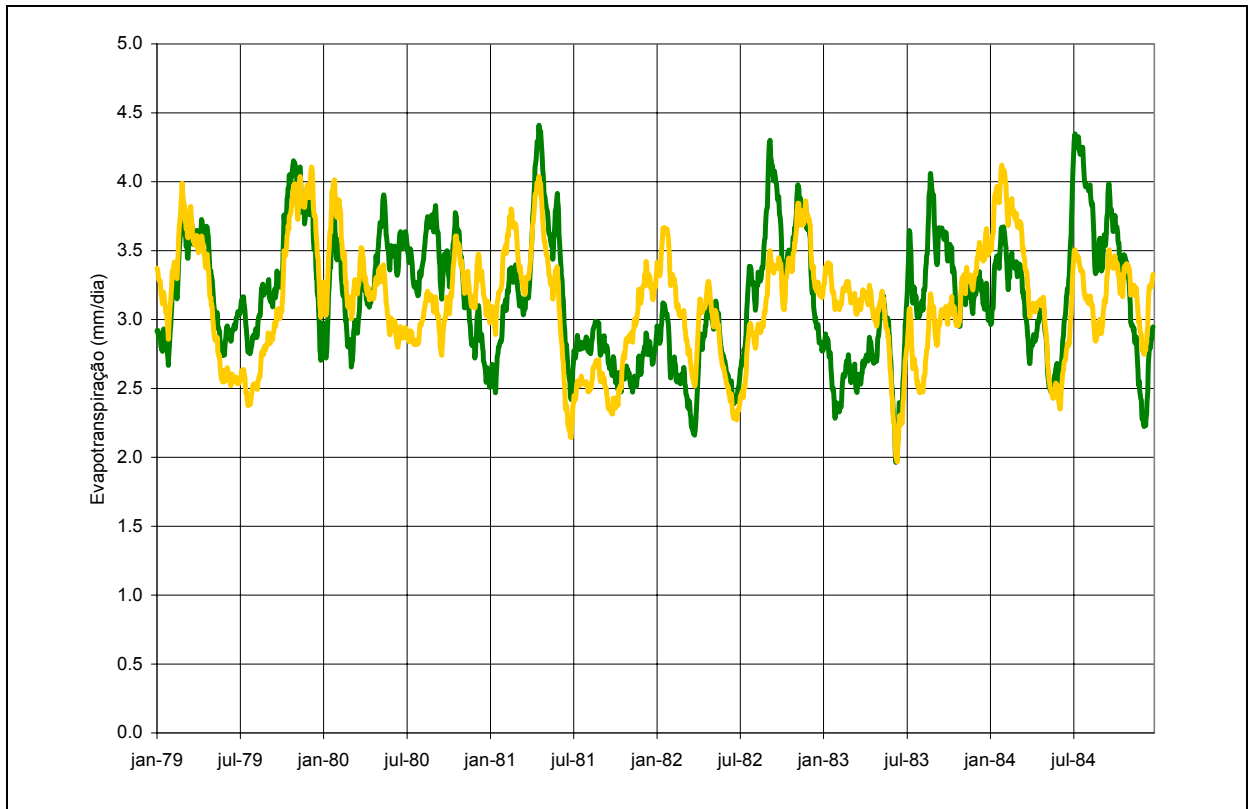


Figura 7.21: Média móvel de 30 dias da evapotranspiração diária calculada em bloco de pastagem (linha amarela) e de cerrado (linha verde) em uma célula da bacia do rio Taquari, MS.

## 7.6 Análise da variabilidade das vazões

O modelo foi aplicado a bacia para auxiliar na análise da variabilidade das vazões descrita no item 7.2. Com os parâmetros calibrados para o período de 1979 a 1984, e com os dados de uso do solo obtidos da imagem de 1997 (Galdino et al., 1999), foi feita uma aplicação ao período em que se dispõem de dados de vazão em Coxim, que vai de 1969 a 1984.

Utilizar a classificação de uso do solo e cobertura vegetal da década de 90 para a aplicação do modelo no período de 1969 a 1984 é uma grande simplificação, porém, devido à incerteza envolvida na definição dos parâmetros que representam a evapotranspiração dos diferentes blocos, esta simplificação permite, pelo menos, uma análise preliminar.

A figura 7.22 apresenta as vazões mensais calculadas e observadas durante o período de 1969 a 1984, com a devida adequação das condições iniciais, principalmente de armazenamento subterrâneo, que é muito importante na bacia.

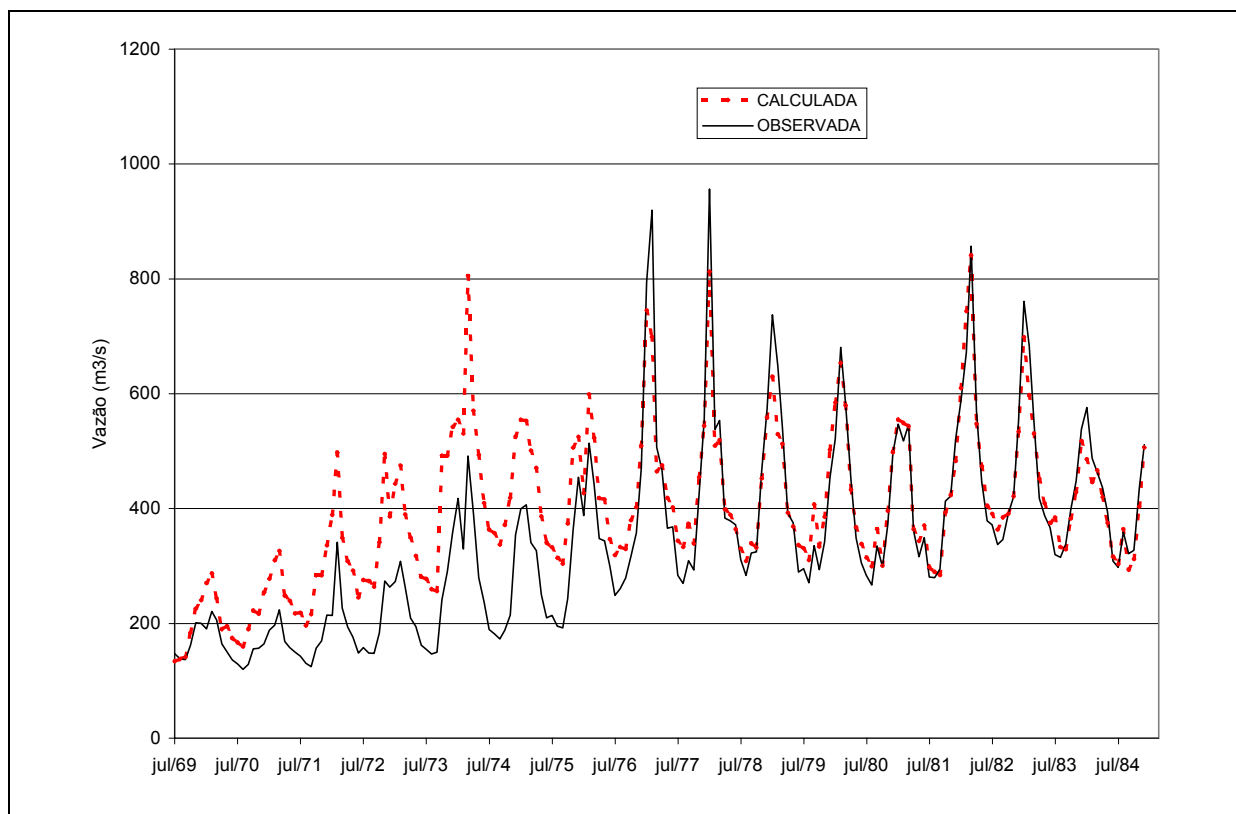


Figura 7.22: Vazões mensais calculadas e observadas do rio Taquari em Coxim, no período de 1969 a 1984, com parâmetros calibrados para 1979 a 1984.

O que se observa na figura 7.22 é que as vazões calculadas começam a se afastar das vazões observadas já a partir do primeiro período úmido. A seguir, o modelo passa

aproximadamente 6 anos superestimando as vazões, tanto nas cheias como nas estiagens, até que a partir de 1979, quando se inicia o período para o qual foram calibrados os parâmetros, o ajuste volta a ser muito bom.

No período de piores resultados, de 1972 a 1976, a faixa de variação das vazões é razoavelmente bem simulada, isto é, a diferença entre as vazões máximas e mínimas calculadas e entre as vazões máximas e mínimas observadas é praticamente a mesma. A vazão de base, sobre a qual ocorrem estas variações, entretanto, apresenta um erro de cerca de 100 m<sup>3</sup>/s, ou cerca de 100 mm por ano.

O modelo foi então calibrado para os anos de 1969 a 1970, sendo que para isto foi necessário aumentar em 50 % a capacidade de armazenamento no solo e diminuir em 50% o parâmetro  $K_{BAS}$ , que controla a quantidade de água que deixa o solo e gera escoamento subterrâneo. Estas mudanças nos parâmetros foram feitas para todos os blocos e sub-bacias. Com os novos valores dos parâmetros, o modelo foi aplicado ao período completo e passou a subestimar as vazões durante o período de 1976 até 1984, como se observa na figura 7.23. As alterações no uso do solo não foram consideradas explicitamente no modelo.

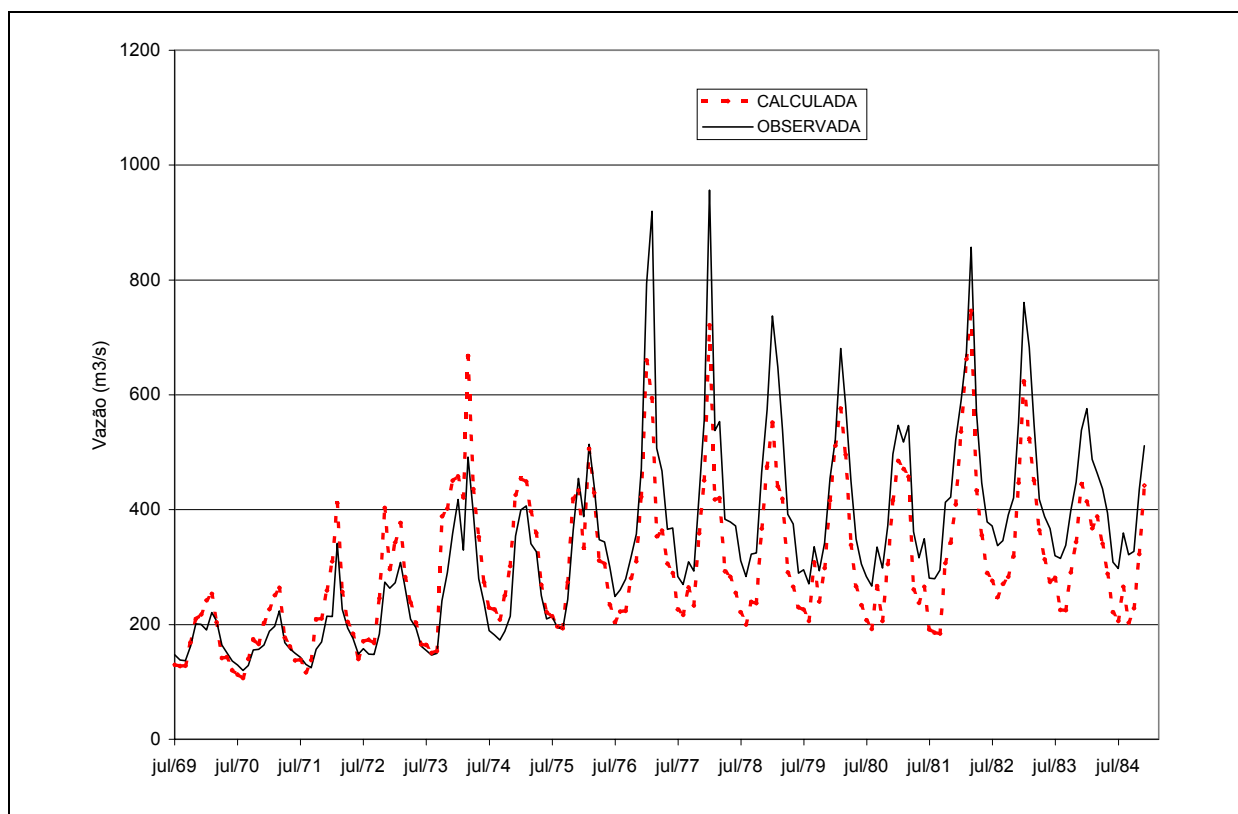


Figura 7.23: Vazões mensais calculadas e observadas do rio Taquari em Coxim, no período de 1969 a 1984, com parâmetros calibrados para 1969 a 1970.

A utilização do modelo com parâmetros invariantes no tempo (figuras 7.22 e 7.23) revela que a modificação do regime pluviométrico contribuiu substancialmente para a alteração do regime fluviométrico. Entretanto, 100 mm de escoamento anual, aproximadamente, parecem estar sendo gerados a mais (na bacia), no período após a década de 60, por alguma alteração nos processos hidrológicos da bacia que o modelo não está representando. Esta alteração pode ter causas naturais, como algum comportamento não linear dos aquíferos, da evapotranspiração ou do armazenamento no solo; ou antrópicas, como a modificação da cobertura vegetal.

Considerando que não é apenas a variação da chuva que resultou na variação da vazão, a primeira hipótese é que as mudanças de uso do solo, ocorridas durante a década de 70 também tenham contribuído significativamente para o aumento da vazão.

A substituição do cerrado por pastagens ou por plantações de soja reduziria a transpiração durante o período seco. Esta redução poderia ser parcialmente compensada, eventualmente, por uma maior transpiração durante os meses úmidos, considerando que a resistência superficial da pastagem e da soja seja inferior à resistência superficial do cerrado. Porém, o efeito líquido da mudança de uso seria, quase certamente, no sentido de menor evapotranspiração média anual. Consequentemente, ocorreriam maiores vazões mínimas devidas a uma maior recarga do aquífero. A compactação do solo, devida ao pisoteamento pelo gado resultaria também em um aumento das vazões máximas.

Além da mudança de uso do solo devem ser consideradas ainda as seguintes hipóteses para explicar a incapacidade do modelo em reproduzir o aumento das vazões apenas com o aumento das chuvas:

1. A estrutura do modelo pode ser inadequada para representar o fenômeno que causou a mudança de comportamento na bacia. Esta inadequação poderia ser devida, por exemplo, a estrutura simplificada do balanço de água no solo, ou a não representação de processos como o afloramento do lençol freático em algumas áreas, com o conseqüente aumento de evapotranspiração.
2. Os dados de precipitação podem ser insuficientes para a correta simulação da bacia. Esta hipótese é reforçada pelo fato que o período de piores resultados do modelo é, justamente, o período de maior escassez de dados pluviométricos. Uma série de limitações de dados ocorrem no período anterior a 1979. A causa principal é o pequeno número de postos pluviométricos com dados na região da bacia. Entre os anos 1969 e 1973 há 13 postos com dados na região, entre 1973 e 1976 há apenas 8 postos com dados e após 1976 há 19 postos com dados. No período crítico entre 1973 e 1976 a densidade de postos

pluviométricos é, portanto, de 3.375 km<sup>2</sup> por posto, sendo que alguns estão fora da área da bacia.

3. Os dados meteorológicos utilizados no período anterior a 1979 são médias mensais do período posterior a 1979. O período de dados meteorológicos utilizado para gerar as médias climatológicas é muito úmido, se comparado ao início da década de 1970, e a tendenciosidade introduzida nos valores de variáveis fundamentais para o cálculo da evapotranspiração, como a insolação e a umidade relativa do ar, pode contribuir para a estimativa de evapotranspiração inferior a real.
4. comportamento da água subterrânea pode ser menos linear do que se supõe, ou, a partir do início da década de 1970, houve uma grande contribuição a um aquífero mais profundo, mal conectado aos rios da bacia. As grandes diferenças entre as vazões calculadas e observadas afastam esta hipótese como causa principal das diferenças. A pergunta permaneceria sendo: Por que a percolação para este aquífero não seguiu ocorrendo durante a década de 80, ou por que o nível deste aquífero estava abaixo do normal no início da década de 70?
5. Podem existir problemas com a curva chave em Coxim. Esta hipótese é importante porque o rio Taquari apresenta uma alta descarga de sedimentos, seu leito é arenoso e é possível que o trecho em que se encontra o posto fluviométrico seja instável. Uma análise do comportamento do mesmo rio Taquari em um posto mais a montante, no entanto, diminui a importância desta hipótese. No posto fluviométrico Perto de Pedro Gomes, o rio Taquari apresenta o mesmo comportamento. Além disso, a curva chave em Coxim foi atualizada ao longo dos anos.

Considerando que a curva chave em Coxim é suficientemente boa, e que não houve perdas de água para um aquífero profundo, desconectado dos rios principais, e que os dados hidrometeorológicos, embora escassos, sejam suficientes para representar a bacia, restam as hipóteses de inadequação do modelo e de efeitos de mudanças de uso do solo.

O modelo hidrológico é bastante simplificado, é possível que sua estrutura não permita a representação de algum processo de perda de água por evapotranspiração ao longo da década de 1970. O modelo poderá ser aperfeiçoado com novas aplicações e, possivelmente, com a obtenção de dados confiáveis de evapotranspiração de coberturas vegetais típicas da região, como o cerrado, a pastagem e a soja, através de métodos de medição meteorológica. Estes dados, bem como novos dados de chuva e vazão em sub-bacias de características mais homogêneas, vão permitir a calibração mais confiável do modelo.



Uma análise preliminar do papel da mudança de uso do solo na mudança de comportamento da bacia do rio Taquari pode ser feita supondo que, apesar das deficiências expostas, o modelo representa os processos da bacia de forma razoável.

Neste caso a simulação do período de 69 a 84, com os parâmetros do modelo calibrados para o período de 1969 a 1970, permite estimar o papel da mudança de uso do solo no aumento da vazão, conforme a figura 7.23. Na figura 7.23, a vazão média calculada, no período de julho de 78 a julho de 84, é de  $341 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , e a vazão observada média é de  $431 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . A diferença corresponde a 105 mm por ano que são escoados a mais. É possível que esta diferença seja uma consequência das mudanças de uso do solo.

Condé (1997) apresenta valores de evapotranspiração média diária de 1,9 mm para o cerrado na região do Distrito Federal, durante a estiagem, onde chove menos durante os meses de inverno do que na bacia do Taquari. Este valor é superior à precipitação durante o mesmo período, que é de menos de  $0,6 \text{ mm} \cdot \text{dia}^{-1}$  naquela região, durante os meses de maio a agosto (Miranda et al., 1996), o que significa que o cerrado retira água do solo, provavelmente em grandes profundidades, como sugere Eiten (1972). A pastagem, por outro lado, não tem valores de evapotranspiração medidos, mas deve atingir no máximo o valor da própria precipitação no período, em função do menor comprimento das raízes. Além disso, nas pastagens o solo é pisoteado pelo gado, o que diminui sua capacidade de infiltração.

Considerando, de maneira bastante simplificada, que a evapotranspiração do cerrado e da pastagem são equivalentes durante o período úmido e que, durante os 4 meses mais severos do período seco, há uma diferença de evapotranspiração de  $1,9 \text{ mm} \cdot \text{dia}^{-1}$  (cerrado), para aproximadamente  $0,5 \text{ mm} \cdot \text{dia}^{-1}$  (pastagem), em toda a região alterada durante as décadas de 70 e 80, que corresponde a cerca de 40% da bacia, a diferença na evapotranspiração da bacia seria de  $0,2 \text{ mm} \cdot \text{dia}^{-1}$ , ou  $73 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$ .

Esta estimativa de mudança na evapotranspiração de aproximadamente  $73 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$  é relativamente próxima à diferença entre a vazão calculada e observada no início da década de 80 (figura 7.23), que atinge  $105 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$ . De forma muito aproximada pode se dizer que a mudança de uso do solo contribuiu, portanto, com 70 a  $100 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$  para o aumento da vazão.

A parcela de mudança das vazões na bacia, devida apenas à mudança da precipitação, desde o final da década de 60 é muito significativa, conforme pode se observar na figura 7.7, e, em caráter preliminar, pode concluir-se que a mudança de escoamento de  $200 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$  (valor observado no período de 1969-1970) para  $500 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$  (valor observado no período de 1979-1984) é parcialmente devida ao aumento das chuvas, que contribuíram para elevar o

escoamento a  $400 \text{ mm.ano}^{-1}$ , e parcialmente às mudanças de uso do solo, que contribuíram com 70 a  $100 \text{ mm.ano}^{-1}$ .

## Sumário do capítulo

Este capítulo apresenta uma aplicação do modelo à bacia do rio Taquari, no Estado do Mato Grosso do Sul, que é um dos principais afluentes do rio Paraguai, na região do Pantanal. Na descrição da bacia é dado destaque a mudança do regime de vazões que ocorreu no rio Taquari entre as décadas de 60 e 80.

É apresentada uma descrição das características físicas da bacia e das mudanças no uso do solo e cobertura vegetal que vêm ocorrendo ao longo das últimas décadas na bacia.

A aplicação do modelo na bacia revela algumas limitações do modelo, relacionadas à calibração dos parâmetros. Precebe-se que a utilização unicamente de dados de vazão observada em alguns pontos da bacia é insuficiente para a calibração fisicamente plausível dos parâmetros, principalmente dos parâmetros que controlam o processo de evapotranspiração. A utilização de dados de vazão em bacias homogêneas ou a medição de fluxos como a evapotranspiração são sugeridas como alternativas para o aperfeiçoamento da calibração do modelo.

As limitações do modelo não impedem que algumas considerações sejam feitas sobre a hidrologia da bacia do rio Taquari, MS. Em primeiro lugar, deve-se destacar a significativa participação do escoamento subterrâneo na vazão da bacia. Os resultados do modelo revelam que mais de 60% da vazão anual da bacia é oriunda do escoamento subterrâneo. Estes resultados ainda estão sujeitos à uma análise mais cuidadosa, eventualmente com traçadores radioativos.

A litologia da bacia, em grande parte localizada sobre uma região de arenitos de deposição eólica, justifica a grande parcela da vazão que é oriunda do escoamento subterrâneo.

O escoamento subterrâneo tem um tempo de residência na bacia altíssimo, por isso as reações da bacia, em termos de vazão nos rios, são lentas. São necessários vários anos de chuva acima ou abaixo da média para alterar a vazão, especialmente a vazão mínima.

A grande parcela de escoamento subterrâneo também é responsável pelo comportamento incomum do hidrograma da figura 7.6, onde a vazão mínima anual passa de, aproximadamente,  $110 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  no início da década de 70, a  $320 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  no início da década de 80.

O armazenamento na bacia é importante e deve ser levado em conta no balanço anual da bacia. Cerca de 250 mm podem ser armazenados sem escoar nem evaporar ao longo de um ano hidrológico. Este resultado está em completo acordo com a descrição da vegetação do cerrado de Eiten (1972), conforme o item 2.2.1.

Em segundo lugar, é interessante observar que, as regiões da bacia com solos litólicos contribuem com quase todo o escoamento superficial gerado na bacia. Esta conclusão é ainda preliminar, porque está baseada numa calibração particular dos parâmetros do modelo, e deve ser confirmada ainda por dados de campo. Caso seja confirmada, no entanto, esta informação é fundamental na análise da geração de sedimentos da bacia e na execução de planos de conservação do solo.

Não é possível, ainda, utilizar o modelo para analisar em detalhe as mudanças de uso do solo e as mudanças do regime de vazão ocorridas na bacia entre as décadas de 60 e 80. Esta aplicação do modelo só será possível quando a calibração puder contar com dados medidos de evapotranspiração para algumas paisagens típicas da região, além dos já disponíveis dados de vazão em alguns rios. Uma avaliação preliminar mostra que a mudança no regime de precipitações é responsável pela maior parte (mais de 60%) da mudança nas vazões.

## CAPÍTULO 8: APLICAÇÃO NA BACIA DO URUGUAI

### 8.1 Características físicas da bacia

O rio Uruguai é, junto com o rio Paraná, um dos maiores formadores do rio da Prata. O rio Uruguai forma-se na região sul do Brasil, entre os Estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, a partir da confluência dos rios Canoas e Pelotas. A partir da confluência com o rio Peperi – Guaçu, na sua margem direita, o rio Uruguai passa a definir a fronteira entre o Brasil e a Argentina. Esta situação se mantém até a confluência com o rio Quaraí, quando o rio Uruguai passa a definir a fronteira entre a Argentina e o Uruguai, até formar o rio da Prata, juntamente com o rio Paraná.

A área da bacia do rio Uruguai considerada neste trabalho envolve as sub-bacias 70, 71, 72, 73 e parte da 74 (numeração da ANEEL), cobrindo uma área total de, aproximadamente, 75.000 km<sup>2</sup>, conforme a figura 8.1.

As nascentes dos rios Canoas e Pelotas estão localizadas em uma região de campos, a uma altitude que ultrapassa os 1500 m, e a confluência com do rio Uruguai com o Peperi-Guaçu está a cerca de 150 m de altitude. A figura 8.2 apresenta o relevo da região, baseada no modelo numérico do terreno obtido da base do USGS (Bliss e Olsen, 1999).

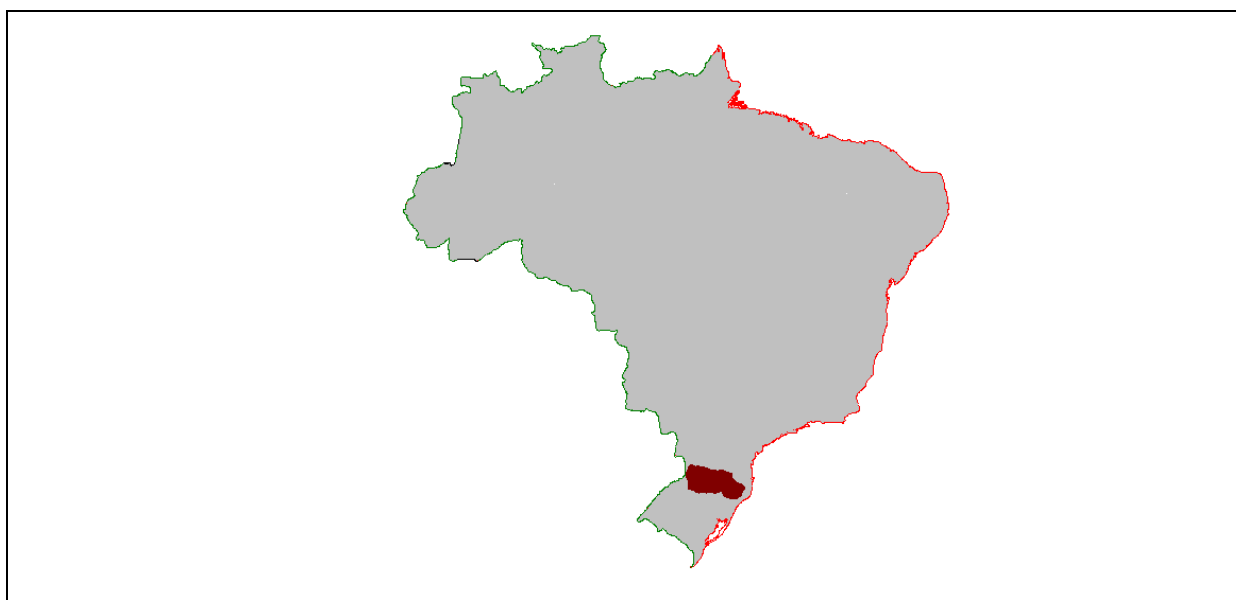


Figura 8.1: A bacia do rio Uruguai considerada neste trabalho.

A precipitação anual média varia de aproximadamente 1300 mm na região de maior altitude, a mais de 2000 mm em alguns locais no Oeste de Santa Catarina, e é relativamente bem distribuída ao longo do ano. A bacia do rio Uruguai é vizinha à bacia do rio Taquari-Antas

e é semelhante a esta quanto aos tipos de solos e à litologia, isto é, o solo é predominantemente argiloso e a litologia é formada por rochas basálticas.

A vegetação original na bacia era de florestas, com exceção das regiões mais altas, em que existem alguns campos nativos. Grande parte das florestas foi substituída por lavouras a partir do início do século XX.

As informações de uso do solo foram do banco de dados globais do Serviço Geológico dos Estados Unidos ([http://edcdaac.usgs.gov/glcc/sadoc2\\_0.html#lamb](http://edcdaac.usgs.gov/glcc/sadoc2_0.html#lamb)) e do banco de imagens do satélite NOAA AVHRR, captadas pelo Centro de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da UFRGS.

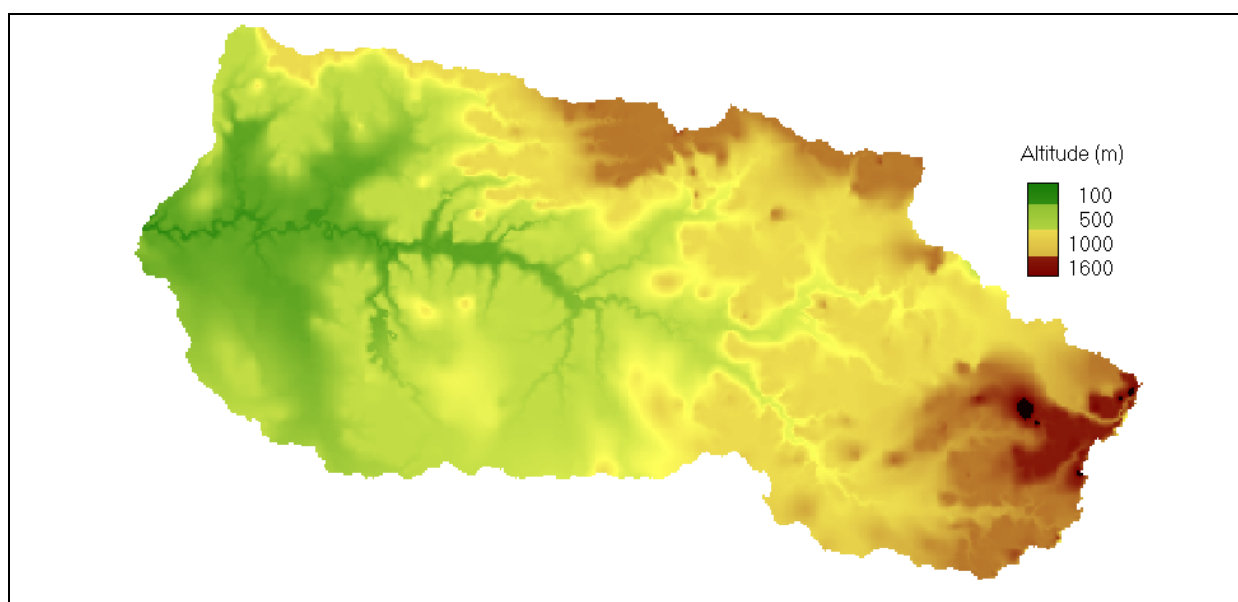


Figura 8.2: Relevo da bacia do rio Uruguai.

O mapa de uso de solo e cobertura vegetal original do USGS, denominado *South America Seasonal Land Cover Regions*, cobre toda a América do Sul e apresenta 166 classes de uso e cobertura. Este mapa foi obtido a partir da classificação de imagens do satélite NOAA AVHRR, cuja resolução espacial é de, aproximadamente, 1km. Destas 166 classes, apenas uma pequena parte está presente na bacia do rio Uruguai. Além disso, determinadas regiões estão mal classificadas ou apresentam classificação exageradamente detalhada para o uso no modelo hidrológico. Assim, a classificação original foi reclassificada e corrigida, resultando em 6 classes, conforme a tabela 8.1. A figura 8.2 apresenta o mapa de uso e cobertura reclassificado e a tabela 8.1 também apresenta a fração da área da bacia em que predomina cada uma das classes.

Em consequência das características heterogêneas de uso de solo na região da bacia do rio Uruguai, em que predominam pequenas propriedades rurais, e da resolução espacial

relativamente baixa das imagens que deram origem ao mapa, grande parte da área foi classificada como sendo de uso e cobertura vegetal mistos, como agricultura + pastagem ou floresta + pastagem. Nestas classes não é possível saber qual a proporção de cada uso e cobertura que compõe a mistura.

Tabela 8.1: Classes de uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Uruguai.

Número	Classe de uso e cobertura	Fração da área da bacia
1	Pastagem	16%
2	Agricultura + pastagem	7%
3	Agricultura + floresta	29%
4	Floresta	26%
5	Floresta + pastagem	21%
6	Água	1%

O mapa de solos da bacia foi obtido a partir do mapa do levantamento RADAM Brasil. Os solos predominantes são o Brunizém Avermelhado, e diversos tipos de Latossolos. Todos os solos da bacia tem textura altamente argilosa, em consequência das características da rocha de origem (basalto). A bacia do rio Uruguai, até o ponto escolhido, está localizada completamente sobre a região do derrame basáltico sul-brasileiro, o que é importante do ponto de vista hidrológico, devido a baixa capacidade de armazenamento de água nos aquíferos deste tipo de rocha, exceto nos casos de grande densidade de fraturas.

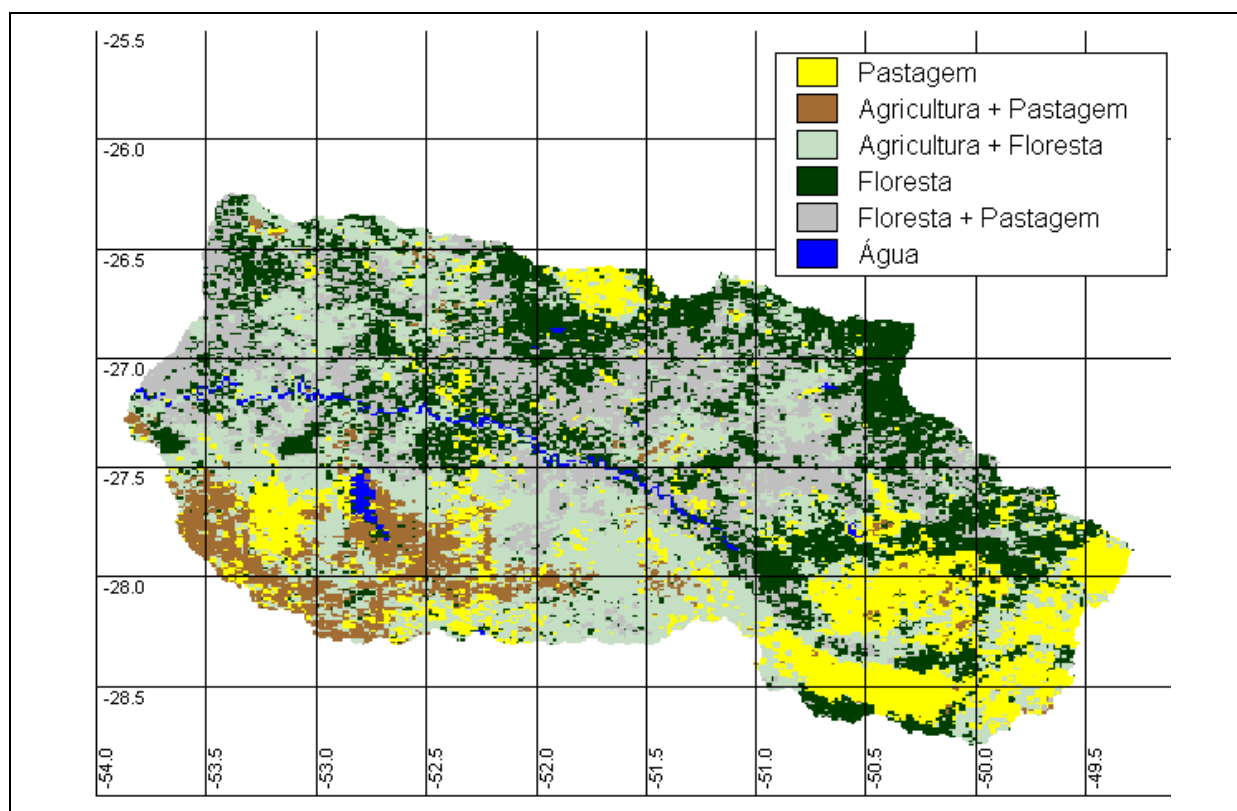


Figura 8.3: Uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Uruguai.

A tabela 8.2 apresenta os tipos de solos mais comuns na bacia e a fração da área total da bacia em que predominam. Devido à semelhança entre as características físicas entre os diversos tipos de latossolos, do ponto de vista hidrológico, as classes de solos da bacia foram reagrupadas em três grupos. Além disso, outras classes de solos menos frequentes, e que não aparecem na tabela 8.2, também foram reagrupadas, com base nas características que podem influenciar o comportamento hidrológico. A tabela 8.3 e a figura 8.4 apresentam o resultado da classificação dos grupos de solos considerada neste trabalho.

Tabela 8.2: Tipos de solos mais comuns na bacia do rio Uruguai

Tipo	Nome	Fração da área da bacia
LBC + LBR	Latossolo Bruno Câmbico e Latossolo Bruno Roxo	19 %
LR + LE	Latossolo Roxo e Latossolo Vermelho escuro	21 %
BV + Re	Brunizém Avermelhado e Litólico eutrófico	40 %
CBH	Cambissolo Bruno Húmico	8 %

Tabela 8.3: Grupos de solos considerados na modelagem da bacia do rio Uruguai.

Grupo	Nome	Fração da área da bacia
1	Latossolos	46 %
2	Brunizém Avermelhado e Litólico eutrófico	40 %
3	Cambissolo Bruno e Litólicos	14 %

O primeiro grupo inclui todos os tipos de latossolos, que são muito argilosos e profundos. O segundo grupo é formado pela associação de Brunizém Avermelhado e solos Litólicos. Esta associação é caracterizada por solos, em geral, menos profundos que os latossolos e, portanto, com menor capacidade de armazenamento de água.

O terceiro grupo é formado pelo Cambissolo Bruno Húmico e alguns tipos de solos litólicos, que ocorrem nas regiões mais altas da bacia, em altitudes de mais de 900 metros. Este grupo também é caracterizado por solos pouco profundos.

Os solos litólicos são, em geral, os que mais facilmente produzem escoamento superficial, devido a baixa capacidade de armazenamento. O mapeamento disponível apresenta os solos litólicos em associação com o Brunizém Avermelhado e, por isso, não é possível distinguir as regiões em que existe exclusivamente este tipo de solos. A profundidade média dos solos do grupo 2, e o seu comportamento hidrológico, depende da maior ou menor proporção dos solos litólicos na associação.

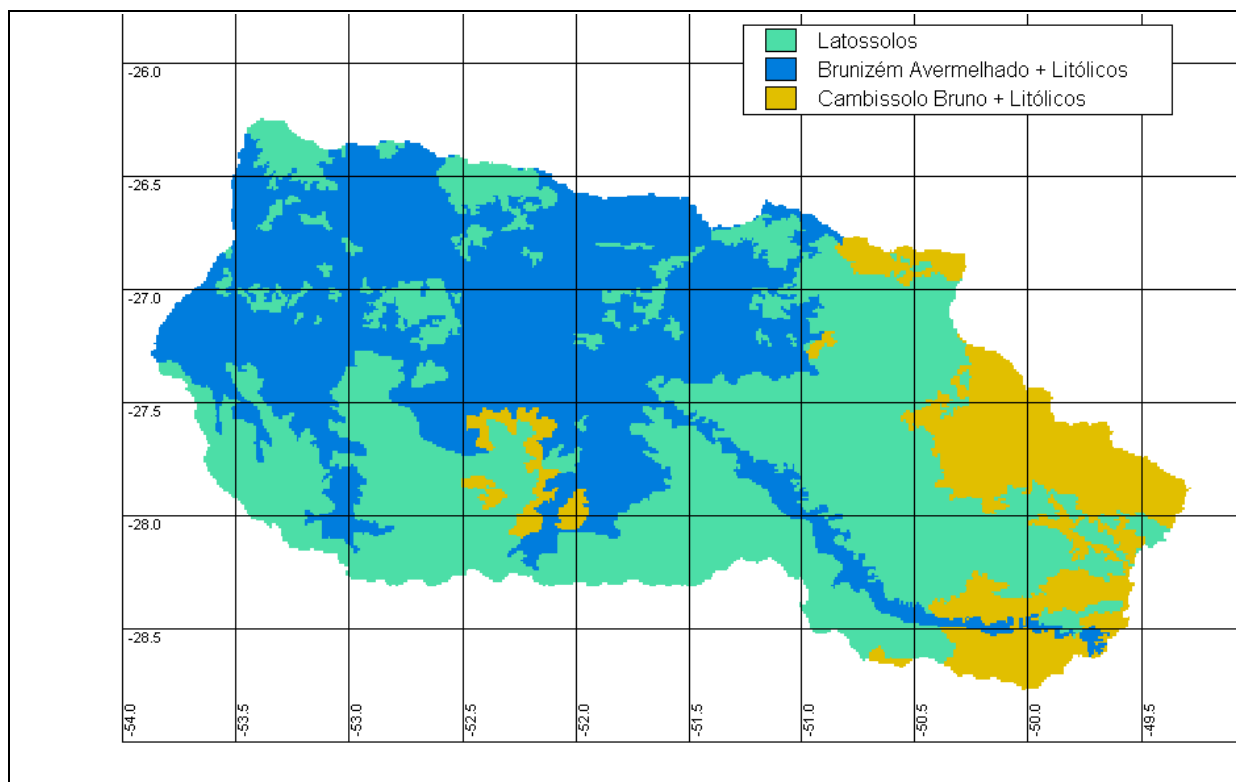


Figura 8.4: Grupos de solos considerados na modelagem da bacia do rio Uruguai.

As características geométricas das seções transversais dos rios foram consideradas semelhantes às dos rios da bacia do Taquari-Antas, apresentadas na figura 6.3.

## 8.2 Simulação da bacia do rio Uruguai

### 8.2.1 Discretização

A bacia do rio Uruguai foi discretizada, com base no modelo numérico do terreno, em células de 0,1 x 0,1 graus (aproximadamente 110 km<sup>2</sup>), num total de 681 células.

As informações de uso do solo e de tipos de solos foram combinadas com o objetivo de gerar os blocos com os quais são subdivididas as células do modelo hidrológico distribuído. A combinação dos 3 grupos de solos com as 6 classes de uso do solo resultou em 18 classes combinadas. As classes combinadas menos frequentes foram reagrupadas de forma a diminuir o número de blocos utilizados na simulação hidrológica, resultando em 8 blocos de tipos e usos do solo, conforme a tabela 8.4 e a figura 8.5.



Tabela 8.4: Blocos de tipos de solos e usos do solo considerados na modelagem hidrológica.

Bloco	Descrição	Fração da área da bacia (%)
1	Água	1%
2	Floresta + Pastagem	20%
3	Agricultura + Floresta	26%
4	Floresta	21%
5	Floresta em solo raso	9%
6	Pastagem	12%
7	Pastagem em solo raso	4%
8	Agricultura + Pastagem	6%

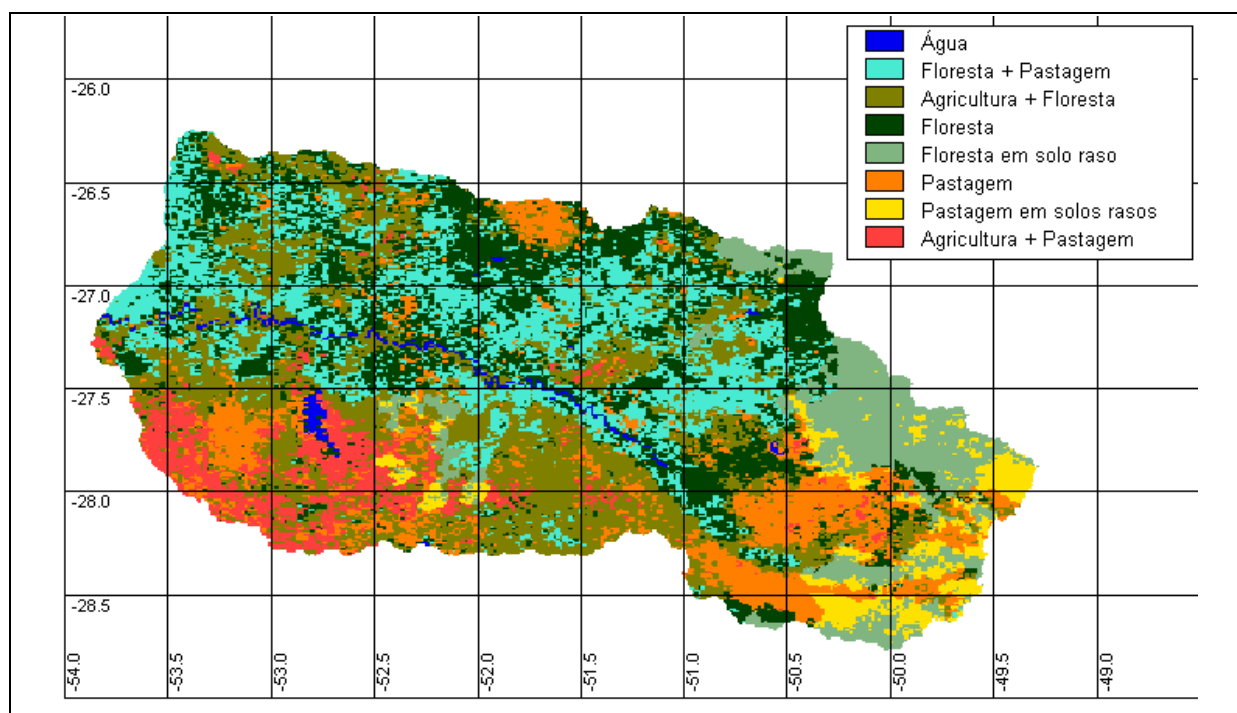


Figura 8.5: Classes combinadas de uso do solo, cobertura vegetal e tipos de solos.

Com base no MNT de resolução igual à do modelo (0,1 x 0,1 graus) foram obtidas as direções de fluxo e a área de drenagem de cada célula, utilizando as técnicas de geoprocessamento descritas no capítulo 5. As direções de fluxo obtidas automaticamente foram corrigidas manualmente com base nas cartas em escala 1:250.000.

A partir das direções de fluxo foi gerada a rede de drenagem topológica, que é apenas uma representação da ordem hierárquica das células. A rede de drenagem topológica não mantém a informação sobre comprimento e declividade dos trechos de rio. Estas informações foram obtidas manualmente das cartas 1:250.000 e inseridas no arquivo de entrada que contém os dados das células.

A bacia discretizada e a rede de drenagem topológica da bacia do Taquari – Antas são apresentadas na figura 8.6, onde as células estão definidas pelas linhas de cor cinza e a rede de drenagem pelas linhas de cor azul.

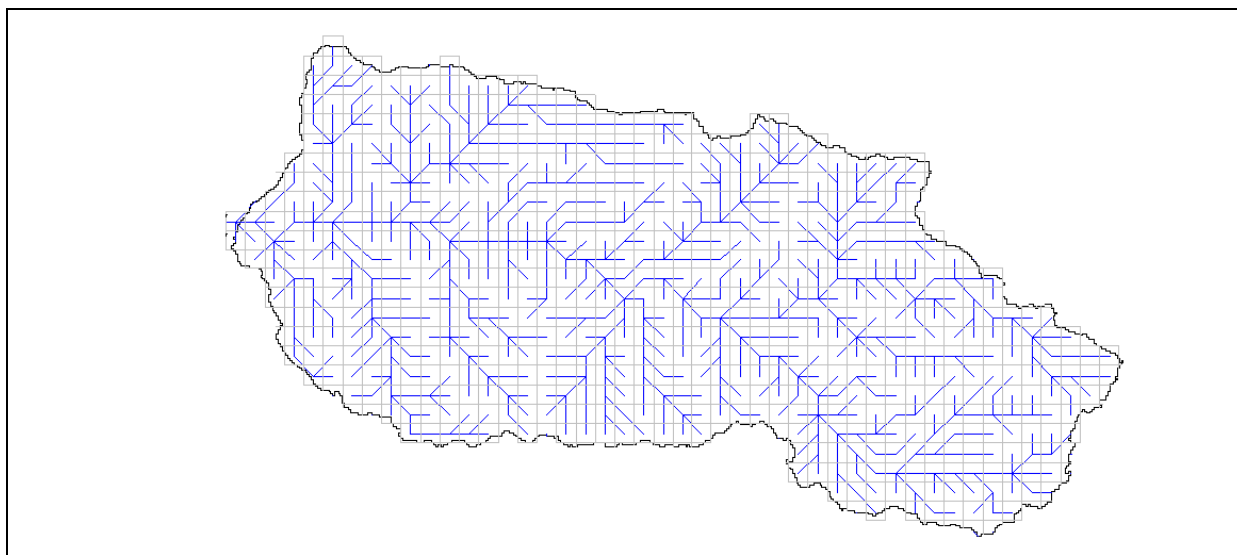


Figura 8.6: Discretização e rede de drenagem criada para a bacia do rio Uruguai.

### 8.2.2 Dados hidrológicos

Foram selecionados 78 postos pluviométricos na bacia com séries relativamente extensas e abrangendo especialmente as décadas de 1980 e 1990 (figura 8.7). Foram identificados, também, 47 postos fluviométricos com dados. Entre estes, foram identificados 5 (figura 8.8) para a comparação dos valores calculados durante a calibração dos parâmetros e outros 12 para a verificação, conforme a tabela 8.5. Os critérios para a escolha dos 17 postos de calibração e verificação foram a área da bacia (postos com área pequena foram desprezados) e a quantidade de falhas nas séries (postos com série com muitas falhas foram desprezados).

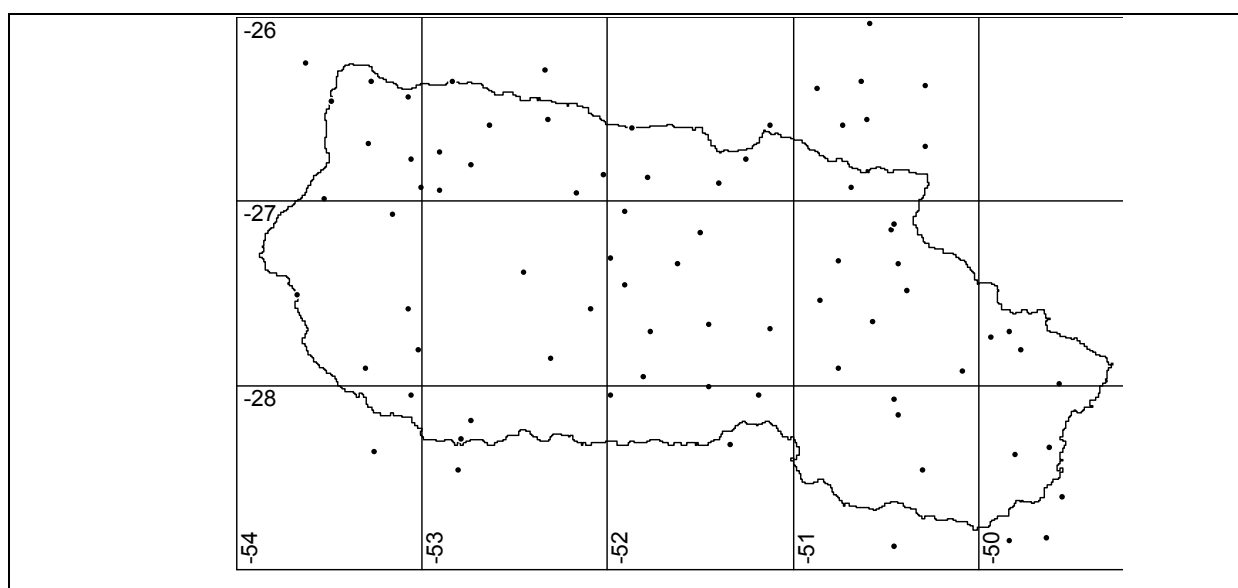


Figura 8.7: Postos pluviométricos na bacia do rio Uruguai.

Os dados meteorológicos foram obtidos de duas estações meteorológicas da FEPAGRO, uma localizada em Vacaria e outra em Passo Fundo.

Os postos fluviométricos selecionados são os postos fluviométricos mais importantes em termos de série histórica e representatividade espacial. Postos fluviométricos com área inferior a 1800 km<sup>2</sup> não foram incluídos. O Posto fluviométrico de Itá corresponde ao local em que atualmente está a UHE Itá. A UHE Machadinho, atualmente em construção, está localizada próxima do posto fluviométrico Passo do Virgílio, no rio Uruguai.

Tabela 8.5: Postos fluviométricos considerados na simulação da bacia do rio Uruguai

Código	Nome	Rio	Área (Km <sup>2</sup> )	Tipo
70700000	Passo Socorro	Pelotas	8400	Verificação
71383000	Ponte Alta Do Sul	Canoas	4631	Verificação
71550000	Passo Caru	Canoas	9868	Calibração
72300000	Passo Do Virgilio	Uruguai	29114	Verificação
72680000	Passo Colombelli	Apuê ou Ligeiro	3626	Verificação
72810000	Tangara	Do Peixe	1995	Verificação
72980000	Rio Uruguai	Do Peixe	5114	Verificação
73010000	Marcelino Ramos	Uruguai	41267	Calibração
73200000	Ita	Uruguai	44350	Verificação
73480000	Ponte do rio Passo Fundo	Passo Fundo	3709	Verificação
73550000	Passo Caxambu	Uruguai	52671	Calibração
73600000	Abelardo Luz	Chapecó	1850	Verificação
73770000	Porto Fae Novo	Chapecó	5880	Verificação
73960000	Barra do Chapeco Aux.	Chapecó	8267	Calibração
74100000	Irai	Uruguai	62199	Verificação
74270000	Passo rio da Varzea	Da Várzea	5356	Calibração
74370000	Palmitinho	Guarita	2057	Verificação

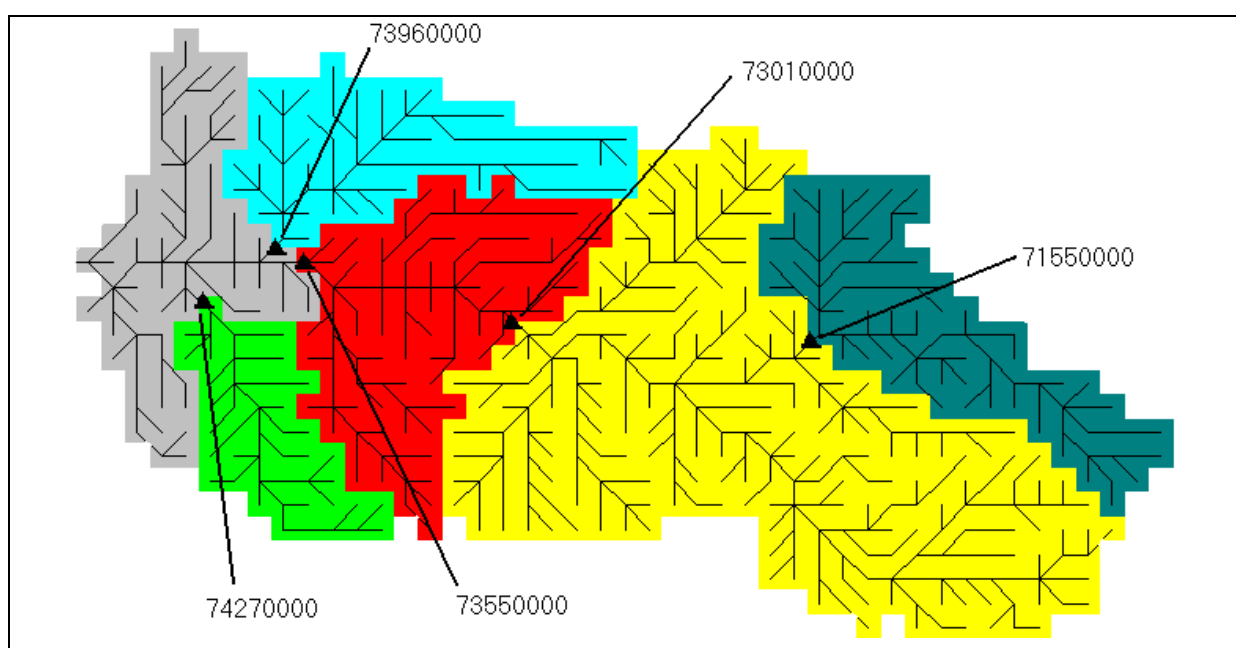


Figura 8.8: Principais postos fluviométricos considerados na bacia do rio Uruguai.

### 8.2.3 Aplicação com parâmetros de bacia vizinha

Como primeira estimativa dos valores dos parâmetros foram utilizados os valores encontrados na calibração do mesmo modelo na bacia do rio Taquari – Antas, no Rio Grande do Sul (capítulo 6). Esta opção foi feita em função da semelhança entre as bacias do rio Uruguai e Taquari – Antas, que estão localizadas na mesma região. As duas bacias apresentam o mesmo regime pluviométrico, os mesmos tipos de solos e uma topografia semelhante. Além disso as duas bacias estão localizadas sobre a região de derrame basáltico do sul do Brasil, o que condiciona algumas características hidrológicas, especialmente as relacionadas às vazões mínimas.

Os blocos de uso do solo e cobertura vegetal utilizados na aplicação do rio Uruguai não são exatamente os mesmos que os da aplicação no rio Taquari – Antas. Isto ocorre especialmente em função das diferenças entre as fontes de dados de cobertura vegetal. Enquanto na classificação de uso e cobertura na bacia do rio Taquari foram utilizadas imagens de satélite LANDSAT TM5 (resolução 30 m), no caso do rio Uruguai foram utilizadas as classificações baseadas em imagens do satélite NOAA AVHRR, de resolução espacial menor (1 km, aproximadamente). Como resultado da menor resolução espacial, muitas áreas são classificadas como áreas de mistura de classes como, por exemplo, pastagem com floresta. Por isso, a primeira estimativa dos parâmetros relacionados aos blocos foi feita com base nos valores utilizados para a bacia do rio Taquari – Antas, mas com a consideração da mistura de coberturas no mesmo pixel. Os valores dos parâmetros utilizados nesta primeira aplicação são dados na tabela 8.6.

Com estes valores de parâmetros o modelo foi aplicado no período de 01/jan/1985 a 31/12/1995. A figura 8.9 apresenta uma porção do hidrograma de vazões diárias (observadas e calculadas – ano 1987) desta primeira aplicação no posto fluviométrico de Passo Caxambu, no rio Uruguai. A tabela 8.7 apresenta alguns valores de funções objetivo que avaliam o desempenho do modelo.

Tabela 8.6: Valores dos parâmetros do modelo hidrológico.

Parâmetro	Bloco	Valor	unidade
$W_m$	Água	0	mm
	Floresta + Pastagem	200	
	Agricultura + floresta	200	
	Floresta	200	
	Floresta em solo raso	200	
	Pastagem	150	
	Pastagem em solo raso	150	
	Agricultura + pastagem	100	
b		0,1	-
$K_{INT}$		7,2	mm
$K_{BAS}$		0,50	mm
$DM_{cap}$		0,0	mm
$C_S$		14	-
$C_I$		90	-
$C_B$		600	dias

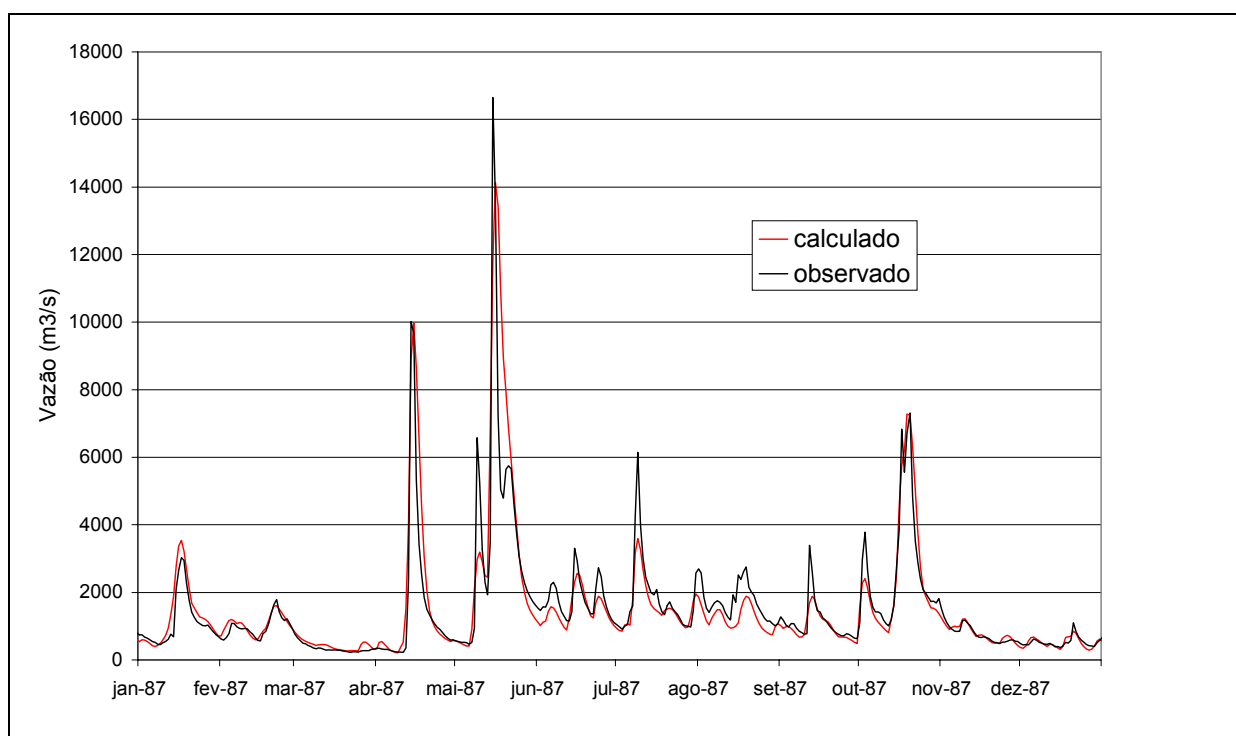


Figura 8.9: Hidrograma de vazões observadas e calculadas no rio Uruguai, em Passo Caxambu, com parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas.

A qualidade dos resultados da aplicação do modelo foi avaliada verificando os valores do coeficiente de Nash ( $R^2$ ), do coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões ( $R_{log}$ ) e da relação entre volumes medidos e calculados ( $\Delta V$ ). Os valores apresentados na tabela 8.7 são calculados através das equações apresentadas no anexo C.

Tabela 8.7: Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para alguns postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai com os parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas.

Posto	Rio	Área da bacia	R2	Rlog	$\Delta V$ (%)
Passo Caru	Canoas	9.868	0,62	0,67	-21,7
Marcelino Ramos	Uruguai	41.267	0,79	0,80	-3,4
Passo Caxambu	Uruguai	52.671	0,84	0,83	-7,4
Barra do Chapecó	Chapecó	8.267	0,76	0,73	-11,9
Passo Rio da Várzea	Da Várzea	5.356	0,76	0,75	-16,9

Os resultados da aplicação apresentados na figura 8.9 e na tabela 8.7 são muito bons, considerando que o modelo não foi calibrado na bacia do rio Uruguai. Os valores dos coeficientes R2 e Rlog são bons, demonstrando um excelente ajuste dos hidrogramas. Por outro lado, as diferenças entre os volumes calculados e observados ainda são relativamente altas em quase todos os postos, exceto nos do rio Uruguai, cuja bacia é muito maior.

Os bons resultados desta primeira aplicação, utilizando os valores dos parâmetros calibrados para a bacia do rio Taquari Antas, revelam uma característica importante do modelo, que é, justamente, a possibilidade de transferir valores de parâmetros entre duas bacias de características físicas semelhantes.

Esta aplicação corresponde a um teste do tipo 1b, descrito no capítulo 3, para a avaliação de um modelo hidrológico. Os bons resultados indicam que o modelo poderá ser importante na geração de séries de vazões em locais sem dados medidos.

#### 8.2.4 Calibração multi-objetivo

A partir da aplicação inicial, descrita no item anterior, os valores dos parâmetros foram refinados, de forma a melhorar o desempenho do modelo e o ajuste com os dados observados. Para avaliar o ajuste foram utilizadas as mesmas funções objetivo descritas no anexo C, ou seja, o coeficiente de Nash Sutcliffe das vazões (R2), o coeficiente de Nash Sutcliffe dos logaritmos das vazões (Rlog), e o erro de volume ( $\Delta V$ ).

A calibração do modelo foi feita com um método de calibração automática multi-objetivo, baseado em um algoritmo genético descrito no item 3.6. O algoritmo MOCOM-UA (Yapo et al., 1998) foi aplicado para a calibração do modelo hidrológico na bacia do rio Uruguai, utilizando os dados do período de 1985 a 1995.

A faixa em que foi permitido ao algoritmo variar os valores dos parâmetros no procedimento de calibração é dada pela tabela 8.8. Os valores correspondem a uma faixa de

valores relativamente pequena, que foi definida em função da aplicação do mesmo modelo nas bacias do rio Taquari Antas e do próprio rio Uruguai.

As funções objetivo consideradas foram o erro entre volumes calculados e observados e o coeficiente de Nash Sutcliffe. Estas funções foram analisadas em 5 postos fluviométricos, conforme a tabela 8.9.

Após o cálculo de R2 e  $\Delta V$  para cada um dos postos fluviométricos individualmente, resultando em 10 funções objetivo, os valores foram combinados de acordo com as equações abaixo, restando apenas duas funções objetivo.

$$F1 = 1 - \sum_{i=1}^5 x_i \cdot R2_i \quad (8.1)$$

$$F2 = \sum_{i=1}^5 x_i \cdot |\Delta V_i| \quad (8.2)$$

onde F1 é a primeira função objetivo, F2 é a segunda;  $x_i$  é um ponderador aplicado a cada um dos postos fluviométricos conforme a tabela 1;  $R2_i$  é a função objetivo R2 calculada para o posto  $i$ ; e  $\Delta V_i$  é a função objetivo  $\Delta V$  calculada para o posto  $i$ .

Tabela 8.8: Faixa de valores em que se permitiu a variação dos parâmetros durante a calibração.

Parâmetro	Limite mínimo	Limite máximo
b	0,01	0,5
Kint	0,72	72
Kbas	0,05	1
Cs	1,4	28
Ci	9	180
Wm bloco 2	40	400
Wm bloco 3	40	400
Wm bloco 4	40	400
Wm bloco 5	40	400
Wm bloco 6	30	30
Wm bloco 7	30	300
Wm bloco 8	20	200

Tabela 8.9: Valores dos ponderadores dos postos fluviométricos.

Número (i)	Posto	Rio	Área da bacia	$x_i$
1	Passo Caru	Canoas	9.868	0,05
2	Marcelino Ramos	Uruguai	41.267	0,05
3	Passo Caxambu	Uruguai	52.671	0,50
4	Barra do Chapecó	Chapecó	8.267	0,20
5	Passo Rio da Várzea	Da Várzea	5.356	0,20

A escolha dos valores dos ponderadores apresentados na tabela 8.9 teve como objetivo a valorização maior do posto fluviométrico de Passo Caxambu, onde a área da bacia é relativamente grande. Para compensar este valor alto, foi dado pouco peso aos postos fluviométricos localizados a montante de Passo Caxambu (Passo Caru e Marcelino Ramos) porque as bacias destes postos estão embutidas na bacia de Passo Caxambu. Já para os postos dos rios Chapecó e da Várzea foram atribuídos valores médios, permitindo ao método uma calibração razoavelmente independente para estas bacias, que não estão embutidas na bacia de Passo Caxambu.

A vantagem da recombinação de funções objetivo é que o método de calibração necessita de muitos pontos na população para a otimização de um problema multi-objetivo que envolve muitas funções objetivo. Teria sido possível a calibração com as 10 funções objetivo, mas a um custo computacional muito maior. Com duas funções objetivo foi possível obter uma calibração satisfatória com apenas 50 pontos na população, e mesmo assim o tempo de processamento em um computador PC Pentium III com processador de 1 GHz foi de 34 horas.

A recombinação também não prejudica a calibração uma vez que os valores combinados têm sempre a mesma ordem de grandeza, isto é, não foram combinados valores de magnitudes diferentes, o que muitas vezes representa problemas para a calibração multi-objetivo.

### 8.2.5 Resultados da calibração multi-objetivo

A calibração foi feita com uma população de 50 pontos. Isto significa que foram obtidos 50 conjuntos de valores de parâmetros que podem ser considerados bons. A tabela 8.10 apresenta um resumo dos valores destes 50 conjuntos. Nesta tabela estão os valores dos parâmetros que resultam no mínimo valor de F1 (coluna 4), no mínimo valor de F2 (coluna 5), e os valores mínimo e máximo de cada parâmetro.

A figura 8.10 apresenta os valores das funções objetivos de todos os pontos da população no primeiro e no último passo do processo de calibração automática. Esta figura é



equivalente à figura 3.8, porém está representada no plano das funções objetivo. Observa-se que os pontos, inicialmente dispersos na área definida pela duas funções objetivo, passam a se concentrar em uma linha no canto inferior esquerdo do gráfico, definindo a região de Pareto do problema de calibração.

Tabela 8.10: Valores dos parâmetros encontrados através da calibração multi-objetivo.

Parâmetro	Valor mínimo	Valor máximo	Valor p/ melhor F1	Valor p/ melhor F2
b	0,11	0,15	0,15	0,13
Kint	37,2	44,5	44,5	37,2
Kbas	0,98	1,00	1,00	0,99
Cs	1,7	2,7	1,7	2,1
Ci	76,5	90,9	90,9	90,9
Wm 2	92	118	96	118
Wm 3	54	78	72	54
Wm 4	230	272	272	234
Wm 5	286	352	336	286
Wm 6	152	173	153	173
Wm 7	219	248	219	242
Wm 8	20	38	38	21

Os resultados da calibração do modelo em cada um dos postos fluviométricos considerados na análise podem ser observados na tabela 8.11, que mostra os valores do coeficiente de Nash Sutcliffe das vazões (R2), os valores do coeficiente de Nash Sutcliffe dos logaritmos das vazões (Rlog), e o erro de volumes ( $\Delta V$ ).

Com exceção do erro  $\Delta V$  no posto fluviométrico do rio Canoas, todos os resultados da calibração podem ser considerados muito bons. Os valores das três funções objetivo (R2, Rlog e  $\Delta V$ ) nos postos Marcelino Ramos e Passo Caxambu se destacam e podem ser considerados excelentes. Além disso a calibração reduziu bastante os erros de volumes totais ( $\Delta V$ ) em quase todos os postos.

O alto valor do erro entre volumes calculados e observados no rio Canoas em Passo Caru é devido ao maior número de falhas nas séries dos postos pluviométricos nesta sub-bacia.

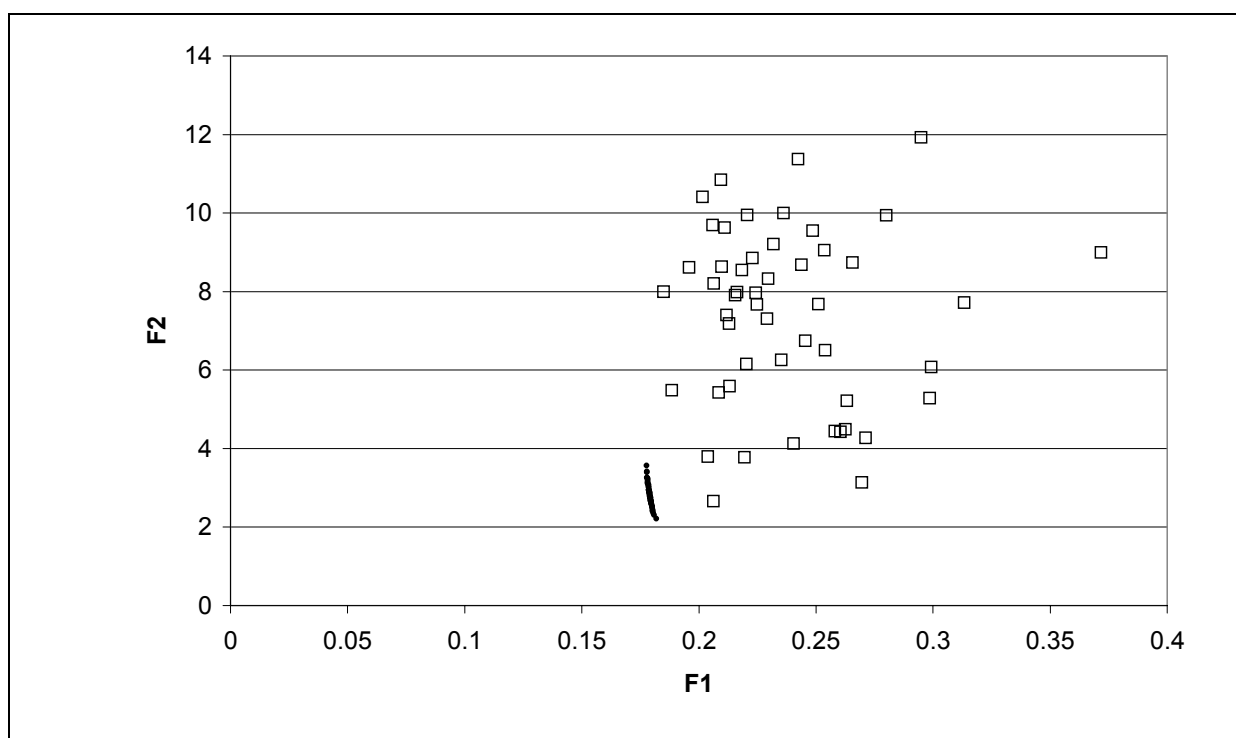


Figura 8.10: Valores das funções objetivo F1 e F2 no primeiro passo da calibração (quadrados vazios) e ao final da calibração (pontos escuros).

Tabela 8.11: Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para alguns postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai depois da calibração dos parâmetros, no período de calibração (1985 a 1995).

Posto	Rio	Área da bacia (km <sup>2</sup> )	R2	Rlog	$\Delta V$ (%)
Passo Caru	Canoas	9.868	0,70	0,75	-19,1
Marcelino Ramos	Uruguai	41.267	0,86	0,80	+2,3
Passo Caxambu	Uruguai	52.671	0,88	0,86	-0,8
Barra do Chapecó	Chapecó	8.267	0,77	0,74	-4,1
Passo Rio da Várzea	Da Várzea	5.356	0,76	0,74	-6,2

As figuras 8.11 a 8.13 apresentam alguns resultados do modelo no período de calibração. A figura 8.11 apresenta os hidrogramas de 1994 em Passo Caxambu e a figura 8.12 apresenta as curvas de permanência calculada e observada em Passo Caxambu no período de 1985 a 1995. A figura 8.13 apresenta a curva de permanência de vazões diárias no rio Chapecó, no posto Barra do rio Chapecó. Estão representadas no gráfico as curvas de permanência observada, calculada antes da calibração e calculada depois da calibração. Observa-se que a calibração melhorou o ajuste entre as curvas calculada e observada, principalmente nas vazões com 20 a 90% de probabilidade de excedência. Entretanto o mau ajuste para as vazões mínimas (inferiores à Q90) revela que a calibração ainda pode ser revisada.

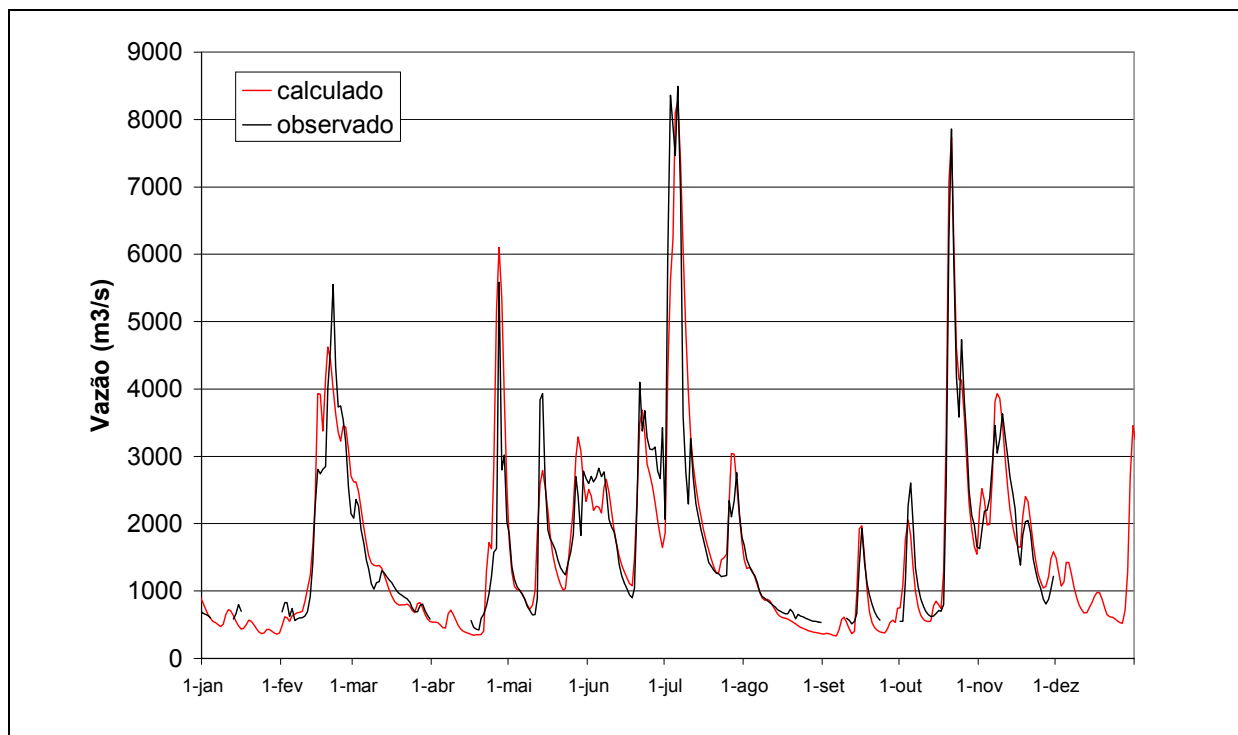


Figura 8.11: Hidrogramas calculado e observado no rio Uruguai (Passo Caxambu) no ano de 1994, após a calibração dos parâmetros.

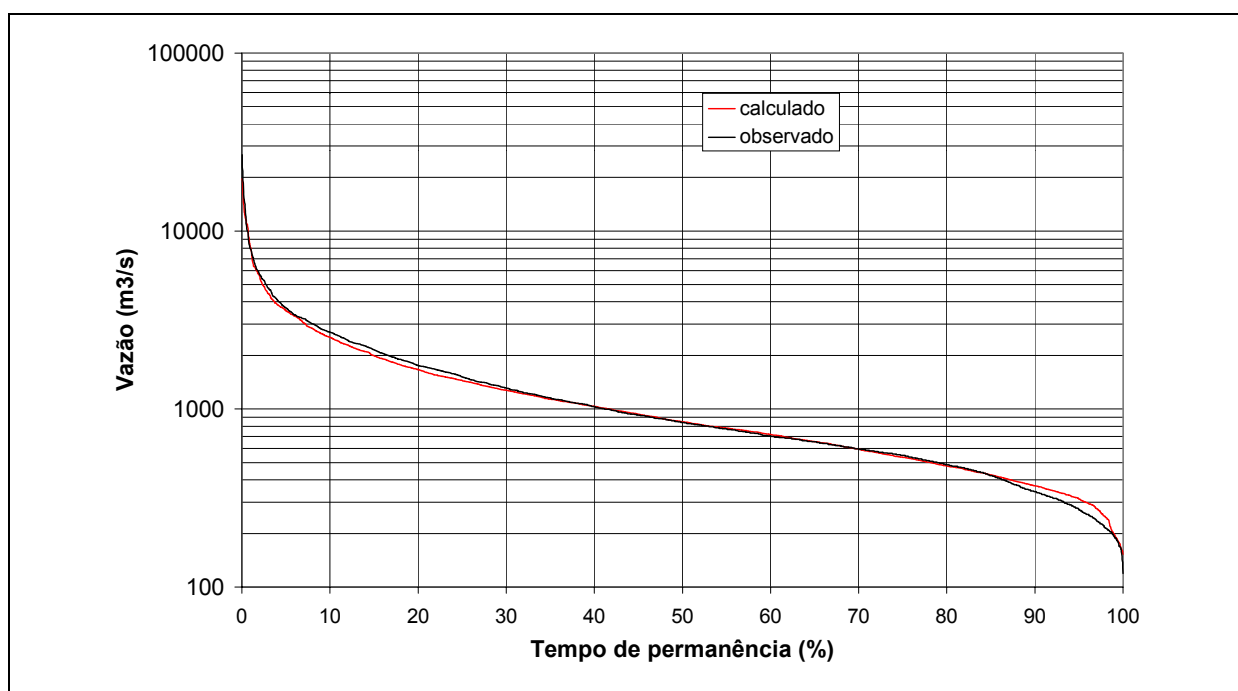


Figura 8.12: Curvas de permanência de vazões diárias calculadas e observadas no rio Uruguai (Passo Caxambu) entre 1985 e 1995, após a calibração dos parâmetros.

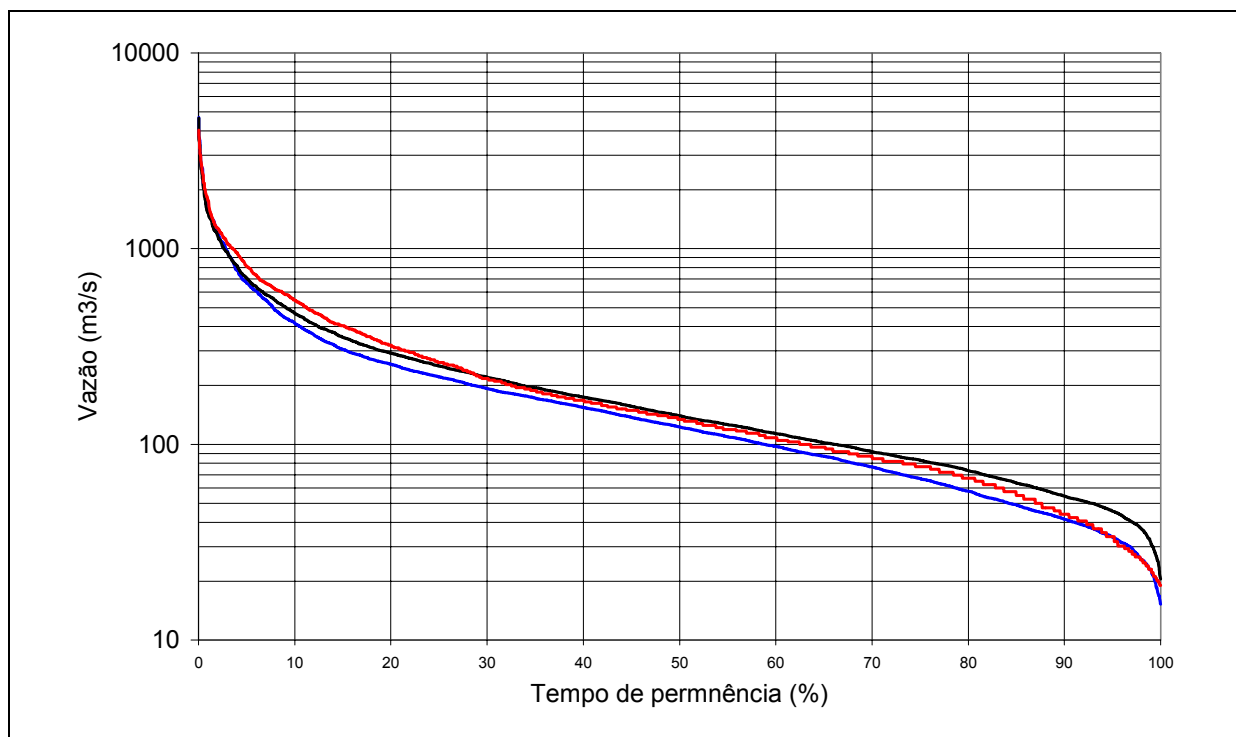


Figura 8.13: Curvas de permanência de vazões diárias calculadas e observadas no rio Chapecó (Barra do Chapecó) entre 1985 e 1995, após a calibração dos parâmetros (linha vermelha = valores observados; linha preta = valores calculados após a calibração; linha azul = valores calculados antes da calibração).

Os erros mais altos que estão sendo observados nas vazões mínimas (na figura 8.12 o pior ajuste também ocorre para vazões inferiores à Q90) podem diminuir se for utilizada na calibração uma função objetivo que avalie melhor os erros nas vazões mínimas.

Através do algoritmo MOCOM-UA foi possível calibrar automaticamente vários parâmetros do modelo ao mesmo tempo, considerando duas funções objetivo resultantes da combinação de 10 funções objetivo originais, obtendo-se valores fisicamente plausíveis dos parâmetros, e bons valores das funções objetivo em vários postos fluviométricos ao mesmo tempo. Apesar do tempo de execução do programa ser longo, a calibração foi repetida algumas vezes, para verificar se o algoritmo é eficaz, no sentido de que encontra sempre os mesmos valores dos parâmetros. Os testes mostraram que a calibração automática encontra sempre, aproximadamente, a mesma região dos valores dos parâmetros, com praticamente os mesmos valores da função objetivo, exceto para alguns valores do parâmetro  $W_m$  de blocos cuja área é relativamente pequena (tabela 8.4). O algoritmo de calibração é sensível ao número de elementos da população (número de conjuntos de parâmetros que são testados e que evoluem), tendendo ser mais robusto à medida que a população aumenta. Por isso é possível que a população de 50 pontos seja insuficiente para a calibração confiável de um número tão grande de parâmetros. Estas características do algoritmo de calibração precisam

ainda de uma investigação mais detalhada, que não pode ser realizada neste trabalho em função das limitações de tempo e de capacidade do computador utilizado.

### 8.2.6 Verificação da calibração multi-objetivo

O modelo hidrológico foi aplicado na bacia do rio Uruguai, utilizando os dados do período de 1977 a 1985, e de 1994 a 1998 para verificar os parâmetros calibrados no período de 1985 a 1995. A verificação foi feita avaliando o ajuste dos hidrogramas em 16 postos fluviométricos, incluindo os 5 postos considerados na calibração. O objetivo é verificar se o desempenho do modelo se mantém para períodos de tempo distintos e para bacias não consideradas na calibração, o que corresponde aos testes 1a e 1b, descritos no capítulo 3.

A tabela 8.12 apresenta os valores do o coeficiente de Nash Sutcliffe das vazões (R2), do coeficiente de Nash Sutcliffe dos logaritmos das vazões (Rlog), e do erro de volume ( $\Delta V$ ) nos dois períodos de verificação. Os resultados mostram que o modelo têm um bom desempenho tanto nos postos fluviométricos utilizados no processo de calibração como naqueles que não foram utilizados.

Tabela 8.12: Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai nos períodos de verificação (1977 a 1985 e 1994 a 1998).

POSTO	Área	1977 a 1985 Calibrado			1994 a 1998 Calibrado		
		R2	R2L	EV	R2	R2L	EV
70700000	8400	0.71	0.73	-11	0.52	0.60	-5
71383000	4631	0.46	0.71	-14	0.54	0.72	-16
71550000	9868	0.86	0.81	-12	0.83	0.85	-13
72300000	29114	0.79	0.83	9	0.64	0.81	8
72680000	3626	0.86	0.76	12	0.80	0.75	2
72810000	1995	0.73	0.67	-4	0.67	0.82	-17
72980000	5114	0.83	0.71	12	0.81	0.86	-3
73010000	41267	0.89	0.85	6	0.86	0.86	4
73200000	44350	0.91	0.82	7	0.83	0.83	-1
73480000	3709	0.00	0.04	33	0.39	0.35	8
73550000	52671	0.92	0.84	1	0.86	0.87	4
73600000	1850	0.80	0.72	23	0.67	0.43	-29
73770000	5880	0.80	0.72	19	0.71	0.75	-12
73960000	8267	0.88	0.75	21	0.78	0.83	-10
74100000	62199	0.91	0.84	0	0.87	0.87	-9
74270000	5356	0.72	0.75	0	0.78	0.79	-9

Destacam-se na tabela 8.12 os valores altos dos coeficientes R2 e R2L dos postos 74100000 (Iraí), 73550000 (Passo Caxambu) e 73200000 (Itá), com R2 superior a 0,90 e pequenos erros de volumes calculados.

Mesmo em sub-bacias como a do rio do Peixe (postos 72810000 e 72980000), das quais não foi considerado nenhum posto no processo de calibração, a qualidade do ajuste pode ser considerada boa.

O posto 73480000 destaca se negativamente na tabela 8.12. O valor de R2 para este posto é zero no período de 1977 a 1985 e 0,39 para o período de 1994 a 1998. Este mau desempenho pode ser explicado porque este posto está localizado a jusante da Usina Passo Fundo, que têm um reservatório de grande volume e que opera em pico, isto é, atende ao pico da demanda diária por energia, que ocorre no fim da tarde. Assim, a vazão do rio a jusante têm um pulso diário, com o máximo ocorrendo no início da noite e o mínimo no meio da manhã, o que prejudica a qualidade dos dados medidos no posto.

Comparando as tabelas 8.12 e 8.11 observa-se que a qualidade do ajuste dos hidrogramas nos períodos de calibração e de verificação é semelhante, chegando a ser superior no período de verificação, em alguns casos. O posto 73010000, por exemplo, mostra um R2 de 0,86 no período de calibração (1985 a 1995) e 0,86 e 0,89 nos dois períodos de verificação. Isto significa que o desempenho do modelo se mantém em períodos de tempo distintos.

De maneira geral, a qualidade do ajuste é melhor no período de 1977 a 1985 do que no período de 1994 a 1998. Isto ocorre porque em muitos postos pluviométricos os dados estavam disponíveis apenas até o início do ano de 1998. A redução no número de postos com dados compromete a qualidade da interpolação e a consequência é o aumento dos erros.

O desempenho do modelo hidrológico também foi avaliado no aspecto de previsões regionais de valores característicos, tais como a vazão média, as vazões de permanência 50% e 90 %. As figuras 8.14 a 8.16 mostram a relação entre área e estas vazões características obtidas pelo modelo e dos dados observados nos postos fluviométricos da tabela 8.12.

Observa-se que o modelo produz estimativas coerentes, mesmo em bacias relativamente pequenas, e em quase todos os postos fluviométricos analisados, embora apenas 5 deles tenham sido considerados na calibração dos parâmetros.

A figura 8.16 mostra que, para as vazões mínimas, as estimativas obtidas com o modelo são bastante piores do que no caso das vazões médias e da Q50. É possível que isto seja consequência das funções objetivo escolhidas para a calibração automática. As duas funções objetivo utilizadas (coeficiente de Nash Sutcliffe e erro total do volume) tendem a resultar em um melhor ajuste dos hidrogramas em vazões médias e relativamente altas. Para

obter um bom ajuste em vazões mínimas, uma função objetivo específica para este fim deveria ter sido incluída na calibração multi-objetivo.

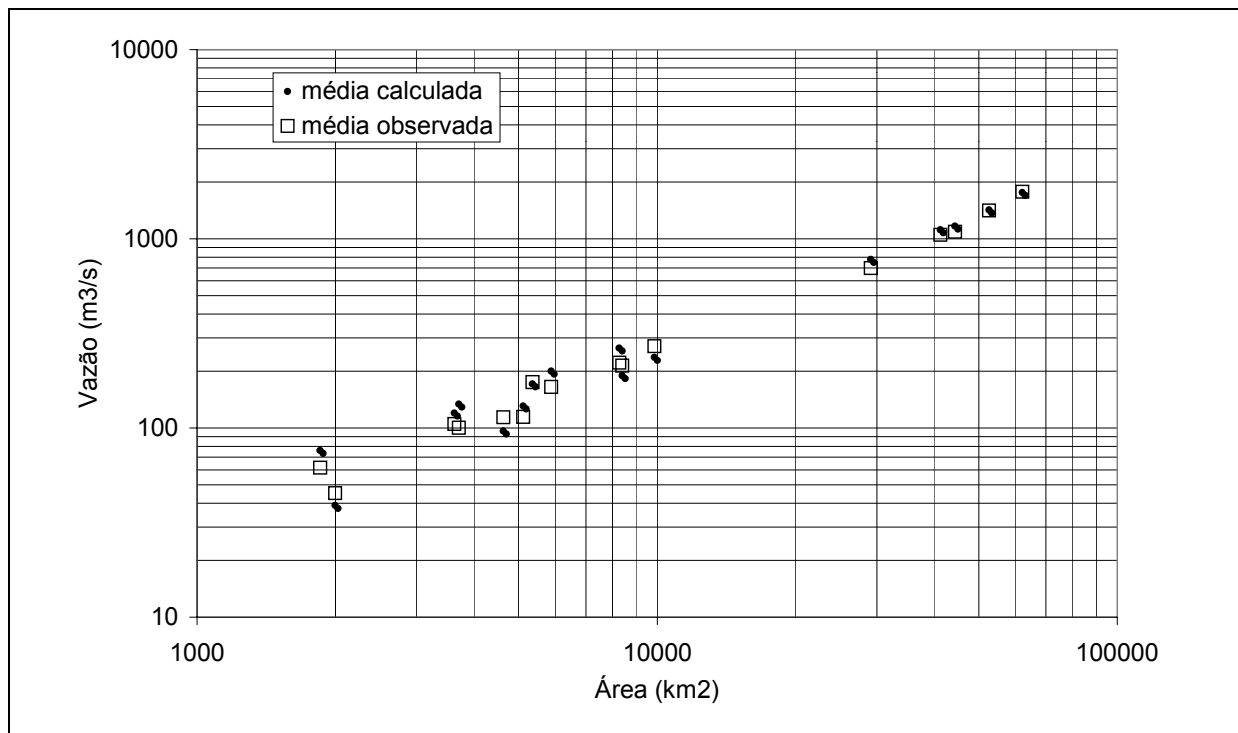


Figura 8.14: Relação entre área da bacia e vazão média obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

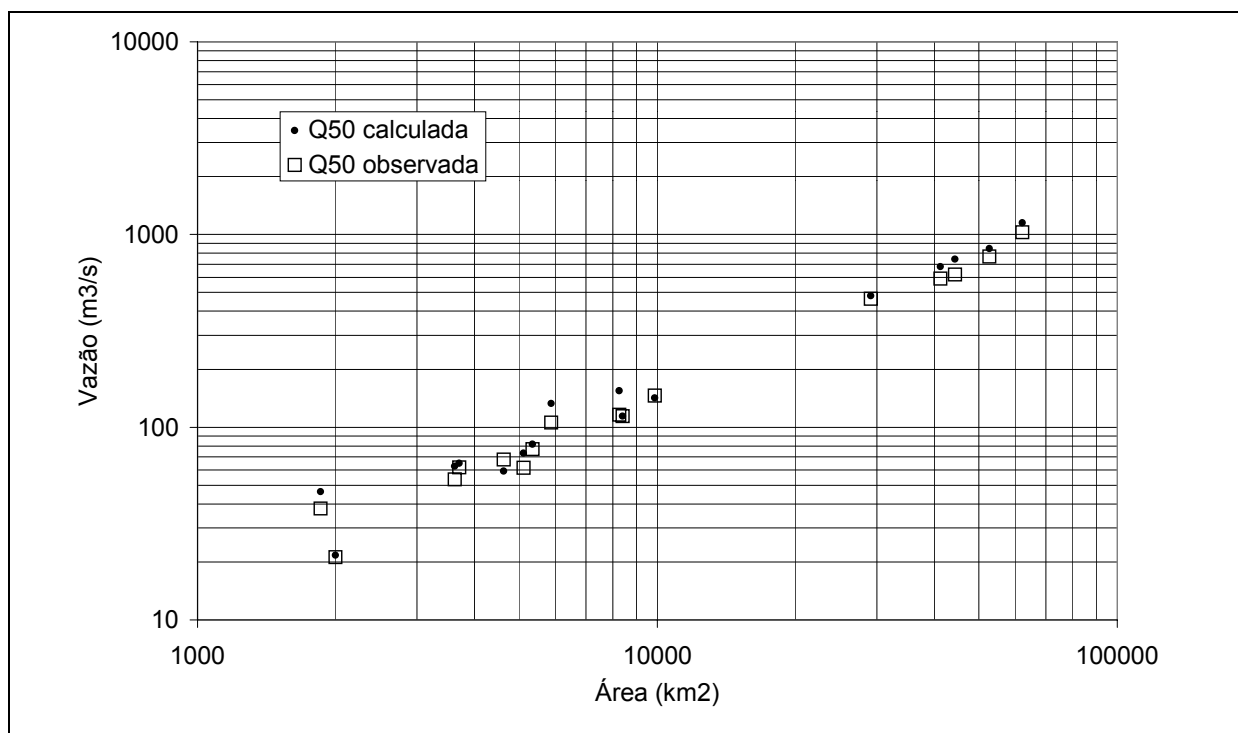


Figura 8.15: Relação entre área da bacia e vazão com 50% de probabilidade de ser excedida (Q50), obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

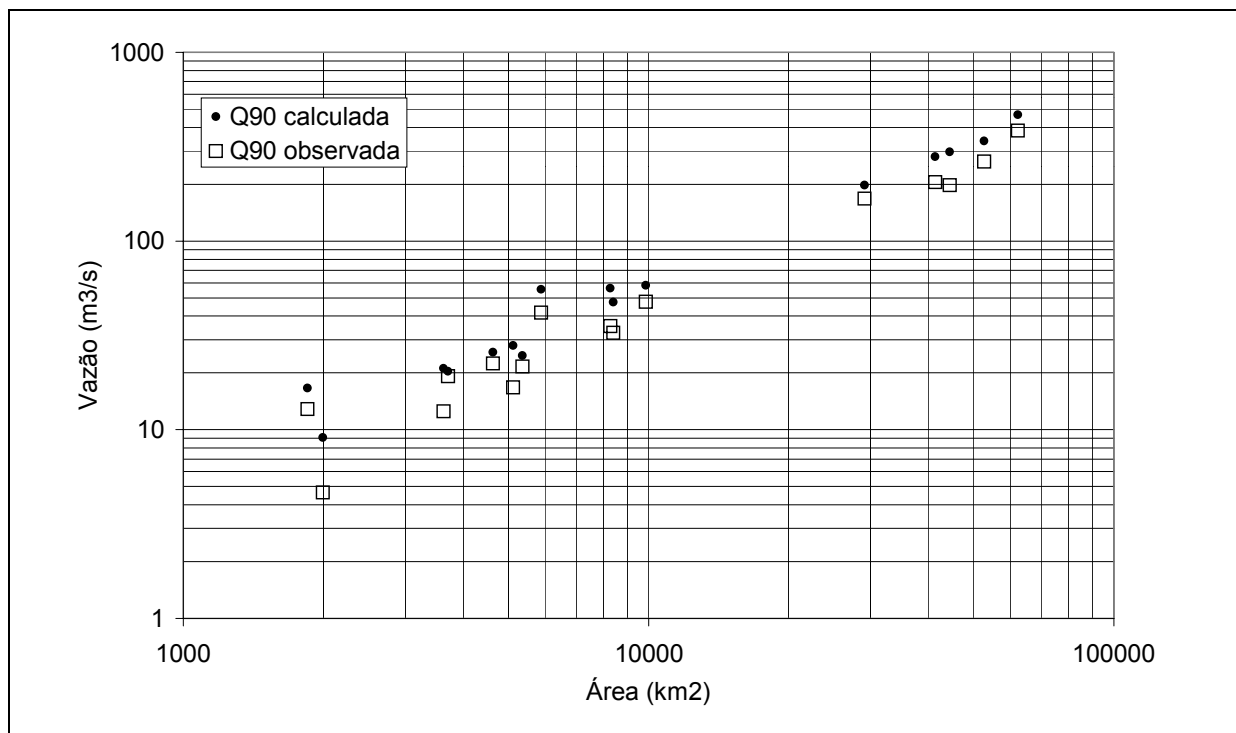


Figura 8.16: Relação entre área da bacia e vazão com 90% de probabilidade de ser excedida (Q90), obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

## Sumário do capítulo

Neste capítulo é apresentada uma aplicação do modelo à bacia do rio Uruguai, até o início do trecho internacional. Até este ponto a bacia tem cerca de 75.000 km<sup>2</sup> e tem características físicas semelhantes à bacia do Taquari Antas, no RS.

O modelo foi aplicado, inicialmente, com os parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas, conforme o capítulo 6. A seguir foi utilizada uma metodologia de calibração multi-objetivo, baseada em um algoritmo genético para a calibração automática do modelo, considerando como funções objetivo, ao mesmo tempo o coeficiente de Nash Sutcliffe e o erro total de volume em 5 postos fluviométricos na bacia, no período de 1985 a 1995. Esta calibração foi verificada utilizando dados dos mesmos 5 postos e de mais 11 outros nos períodos de 1977 a 1985 e de 1994 a 1998.

O ajuste dos hidrogramas, avaliado graficamente e através do coeficiente de Nash Sutcliffe das vazões, do coeficiente de Nash Sutcliffe dos logaritmos das vazões e do erro total de volumes pode ser considerado bom já na simulação com os parâmetros obtidos na bacia vizinha (Taquari Antas), o que demonstra a possibilidade de utilização do modelo para a previsão de vazões em locais com poucos dados.



A metodologia de calibração multi-objetivo permitiu, de forma automática, melhorar ainda mais a qualidade do ajuste dos hidrogramas, embora ao custo de um longo tempo de processamento.

A verificação dos resultados em períodos de tempo e em postos fluviométricos diferentes dos considerados na calibração demonstrou que o modelo supera alguns testes de desempenho para a validação de modelos, sugeridos na literatura.

## CAPÍTULO 9: CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 9.1 Conclusões gerais

O principal objetivo deste trabalho é o desenvolvimento, adaptação e teste de uma ferramenta que possa ser utilizada para representar o comportamento hidrológico de grandes bacias hidrográficas, considerando a distribuição espacial das características físicas mais importantes no processo de transformação de chuva em vazão, no consumo de água por evapotranspiração e no transporte horizontal da água através da rede de drenagem. Esta ferramenta pode ser utilizada para analisar alguns aspectos da hidrologia de macro-escala, tais como: i) os efeitos de mudanças de uso do solo, como a substituição de florestas por pastagens, em áreas significativas de grandes bacias hidrográficas; ii) as conseqüências da variabilidade climática sobre a disponibilidade de recursos hídricos em grandes bacias e iii) a previsão hidrológica com base na chuva prevista por modelos de previsão de tempo e clima.

O modelo hidrológico apresentado foi desenvolvido a partir de modelos para grandes bacias já existentes. Em relação aos modelos que lhe serviram de base, o modelo apresentado foi modificado nos algoritmos de representação dos processos de balanço de água no solo, evapotranspiração e propagação de vazões na rede de drenagem. As adaptações foram feitas para simplificar o modelo e para adequá-lo à disponibilidade de dados existentes no Brasil.

A modificação no módulo de propagação de vazões em rios, introduzindo o modelo Muskingun – Cunge, foi feita com o objetivo de utilizar uma metodologia corrente em diversos sistemas de simulação e amplamente discutida na literatura de hidrologia, e que poderá ser aplicada também em situações de previsão de curto prazo em tempo real, quando os resultados devem ser obtidos com menor intervalo de tempo.

A representação da variabilidade espacial dos usos de solo e da cobertura vegetal foi obtida mediante a utilização de mapas de classes de uso e cobertura vegetal, por sua vez obtidos a partir de imagens de sensoriamento remoto. Foram testadas como fontes de dados as classificações obtidas a partir de imagens LANDSAT TM5 e NOAA AVHRR. Estas imagens estão disponíveis em todo o território brasileiro, o que dá ao modelo uma grande potencialidade de utilização.

A variabilidade dos tipos de solo também pode ser considerada, e pode ser extremamente importante para a simulação, como foi mostrado na aplicação do modelo na bacia do rio Taquari, MS. Dados de tipos de solo também estão disponíveis em grande parte do Brasil.

A qualidade dos resultados mostrou-se dependente da quantidade de informações pluviométricas disponíveis, e a qualidade do ajuste dos hidrogramas calculados e observados foi muito melhor em locais com alta densidade de postos pluviométricos. Apesar disto, os resultados indicam que o modelo pode ser usado como importante instrumento na geração de dados de vazão em locais com pouca informação.

De acordo com Klemes (1986), um modelo hidrológico pode ser utilizado para a extensão de séries fluviométricas em uma bacia se apresentar resultados bons e semelhantes nos períodos de calibração e verificação. Na aplicação do modelo às bacias do rio Uruguai e do rio Taquari, RS, os resultados da simulação no período de calibração e de verificação podem ser considerados bons e foram muito parecidos, mostrando que o modelo é adequado para ser utilizado para estender séries fluviométricas.

Para que um modelo hidrológico possa ser utilizado para gerar séries de vazões em locais sem dados medidos, dentro de uma mesma região, o mesmo autor (Klemes, 1986) afirma que é necessário que os resultados obtidos em uma bacia B sejam bons mesmo que o modelo tenha sido calibrado apenas para uma bacia A. As aplicações do modelo, particularmente no caso das bacias do Uruguai e do Taquari, RS, mostraram que os parâmetros calibrados considerando apenas os resultados em um ou alguns postos fluviométricos geraram bons resultados nos outros postos fluviométricos das bacias. Além disso, a aplicação na bacia do rio Uruguai, com os parâmetros calibrados para a bacia do rio Taquari (RS), mostrou, ainda, que os parâmetros podem ser transferidos entre bacias vizinhas de características físicas semelhantes, com resultados muito bons.

Em consequência dos bons resultados obtidos nos testes de períodos de tempo e de bacias distintas, pode-se afirmar que o modelo permite avaliar resultados e estimar vazões mínimas, médias e máximas de maneira consistente, sobre regiões muito extensas, e com um detalhamento melhor do que pode ser obtido apenas através dos dados dos postos fluviométricos.

## **9.2 Calibração dos parâmetros**

No capítulo 3 foram discutidas formas de obter valores para os parâmetros do modelo. Seria desejável que o maior número possível de parâmetros pudesse ser obtido de: i) informações bibliográficas e de mapas; ii) medições no campo; iii) imagens de sensoriamento remoto. Esta situação ideal está distante, e alguns processos hidrológicos são propositadamente representados por modelos conceituais, o que implica na calibração de parâmetros.

A metodologia de calibração dos parâmetros do modelo, utilizada nas aplicações apresentadas, buscou diminuir o número de parâmetros a calibrar, através da associação entre parâmetros e características físicas da bacia, tais como o uso do solo, o tipo de solo e a cobertura vegetal. Diversos parâmetros não foram considerados na calibração, e foram fixados em valores encontrados em referências bibliográficas.

Um método de calibração automática multi-objetivo, baseado em um algoritmo genético foi testado na aplicação do modelo na bacia do rio Uruguai, mostrando que é possível automatizar o processo de calibração, ainda que a um elevado custo computacional. Se o algoritmo de calibração multi-objetivo for utilizado na prática, é possível que a faixa de valores válidos dos parâmetros tenha que ser mais extensa, para permitir, por exemplo, a calibração do modelo em bacias tão diferentes quanto a bacia do rio Uruguai e a do rio Taquari no MS. Na aplicação do algoritmo de calibração, apresentada no capítulo 8, a faixa de valores válidos dos parâmetros foi relativamente estreita, porque já havia conhecimento anterior na própria bacia do rio Uruguai e na bacia do rio Taquari-Antas. A ampliação da faixa de validade dos parâmetros vai significar, com certeza, um maior tempo de processamento para a calibração.

O algoritmo de calibração é uma ferramenta muito útil, mas sua potencialidade ainda deve ser melhor avaliada através de testes. Infelizmente, o maior obstáculo para isso, no caso de um modelo distribuído, é o tempo de execução do programa.

### **9.3 Análise das mudanças de uso do solo**

O modelo hidrológico desenvolvido, e a utilização de dados de sensoriamento remoto, permitiram a representação em grande escala, das mudanças de uso do solo, embora com algumas limitações. Em um teste na bacia do rio Taquari Antas, no Rio Grande do Sul, foram atingidos resultados coerentes com os dados da literatura, que freqüentemente cobrem apenas pequenas bacias. Com parâmetros modificados com base em informações da literatura, foi possível representar a mudança de uso do solo em uma grande bacia, apesar da incerteza associada aos parâmetros.

As simulações e a análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros revelaram que o modelo é extremamente sensível às variações dos valores de alguns dos parâmetros mais importantes na análise de mudanças de uso do solo. O parâmetro  $W_m$ , por exemplo, é fundamental na representação dos diferentes usos do solo e os resultados do modelo são altamente sensíveis às variações deste parâmetro.

A grande incerteza na representação do uso do solo e da cobertura vegetal ocorre na determinação dos parâmetros que controlam a evapotranspiração. A possibilidade de medir o fluxo de evapotranspiração diretamente através dos métodos de razão de Bowen (balanço de energia) ou de correlação de vórtices, abre caminho para uma nova fase na calibração de modelos hidrológicos. Onde atualmente os modelos são calibrados apenas comparando a vazão calculada com a vazão observada, será possível, no futuro, calibrar o modelo também para fluxo de evapotranspiração observada em diferentes coberturas vegetais típicas. Nesta situação o método de calibração automática multi-objetivo poderá ser ainda mais importante.

Enquanto se mantiverem as dificuldades na estimativa dos parâmetros associados ao uso, o modelo poderá ser utilizado apenas de forma preliminar para analisar as mudanças de uso do solo.

#### **9.4 Análise de variações climáticas**

O modelo foi aplicado para analisar a variabilidade hidrológica marcante que ocorreu na bacia do rio Taquari, no Mato Grosso do Sul. De forma bastante preliminar, os resultados mostram que a maior parte da variação verificada na vazão do rio Taquari é devida à mudança do regime de chuvas. A mudança de uso do solo pode ser responsável por cerca de 30 % da mudança, embora novos dados sejam necessários para concluir esta análise.

A simulação hidrológica com um modelo de base física no cálculo da evapotranspiração mostrou ser um importante instrumento para dissociar os efeitos de variabilidade climática e de mudanças de uso do solo. Neste caso também será importante o desenvolvimento de pesquisas e medições do fluxo de evapotranspiração.

#### **9.5 Previsão de vazões com base na previsão de precipitação**

Este objetivo ainda não foi atingido. O modelo hidrológico ainda não foi adaptado para a previsão em tempo real, e ainda não existem dados de previsão meteorológica ou climática disponíveis.

Um projeto está em andamento, em que o modelo será utilizado para a previsão de vazões mensais no rio Uruguai, com até 4 meses de antecedência, com base na precipitação prevista por modelos de previsão climática do Centro de Previsão de Tempo e Clima do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais e do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo. Estas previsões de vazão obtidas a partir da chuva prevista serão

comparadas às previsões estatísticas baseadas na série histórica, que atualmente constituem a metodologia mais aplicada.

## 9.6 RECOMENDAÇÕES

A maior limitação encontrada neste trabalho, e que foi repetidamente colocada no texto, é a dificuldade em estimar alguns parâmetros, especialmente aqueles que servem para diferenciar os tipos de vegetação e uso do solo. Conforme as observações ao longo do texto, espera-se que este trabalho possa prosseguir com a obtenção de dados de fluxos de calor latente e sensível em diferentes coberturas vegetais típicas das bacias. Estas medições estão começando a se tornar mais freqüentes para a calibração de módulos de hidrologia superficial de modelos de circulação global.

A evapotranspiração é estimada, tradicionalmente, utilizando medições de evaporação em tanques, ou considerando as variáveis meteorológicas como temperatura, umidade do ar e radiação solar, medidas em um ponto. No anexo B é apresentada a metodologia de estimativa da evapotranspiração utilizada no modelo hidrológico, baseada na equação de Penman – Monteith.

Alternativamente, a evapotranspiração pode ser medida como o fluxo de vapor de água da superfície para a atmosfera, utilizando medições micrometeorológicas na camada limite próxima à superfície. Entre os métodos de medição de evapotranspiração pelo fluxo de vapor da água na camada limite atmosférica destacam-se o de balanço de energia e o de correlação de vórtices.

### 9.6.1 Método do balanço de energia

O método de balanço de energia, também chamado de método de razão de Bowen, está baseado na constatação que os processos de difusão turbulenta de calor e de vapor de água são muito semelhantes. Com base nesta semelhança, é válida a relação entre fluxos e gradientes apresentada na equação 9.1, que define a razão de Bowen ( $\beta$ ) (Shuttleworth, 1993).

$$\beta = \frac{H}{\lambda \cdot E} = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (9.1)$$

onde H é o fluxo de calor sensível,  $\lambda \cdot E$  é o fluxo de calor latente (vapor),  $\Delta T$  é o gradiente de temperatura no sentido vertical (medido em dois pontos),  $\Delta e$  é o gradiente de

pressão de vapor no sentido vertical (medido nos mesmos dois pontos) e  $\gamma$  é uma constante que converte as unidades.

A razão de Bowen é a razão dos fluxos de calor sensível e latente. Medindo a temperatura do ar em dois pontos numa vertical e a pressão do vapor nos mesmos dois pontos, conforme apresentado na figura 9.1, é possível determinar a razão entre  $H$  e  $\lambda E$ . Medindo ainda a energia líquida que incide na superfície e o fluxo de calor para o solo, é possível determinar, por balanço de energia, o fluxo de evapotranspiração, conforme a equação 9.2.

$$E = \frac{R_n - G}{1 + \gamma \left( \frac{\Delta T}{\Delta e} \right)} \quad (9.2)$$

onde  $E$  é a evapotranspiração;  $R_n$  é a radiação líquida sobre a superfície e  $G$  é o fluxo de calor para o solo (todas as variáveis em  $\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$ ).

A instrumentação necessária para medir a evapotranspiração pelo método do balanço de energia é composta por um medidor de radiação líquida, dois sensores de temperatura, dois sensores de umidade relativa e um sensor de fluxo de calor no solo.

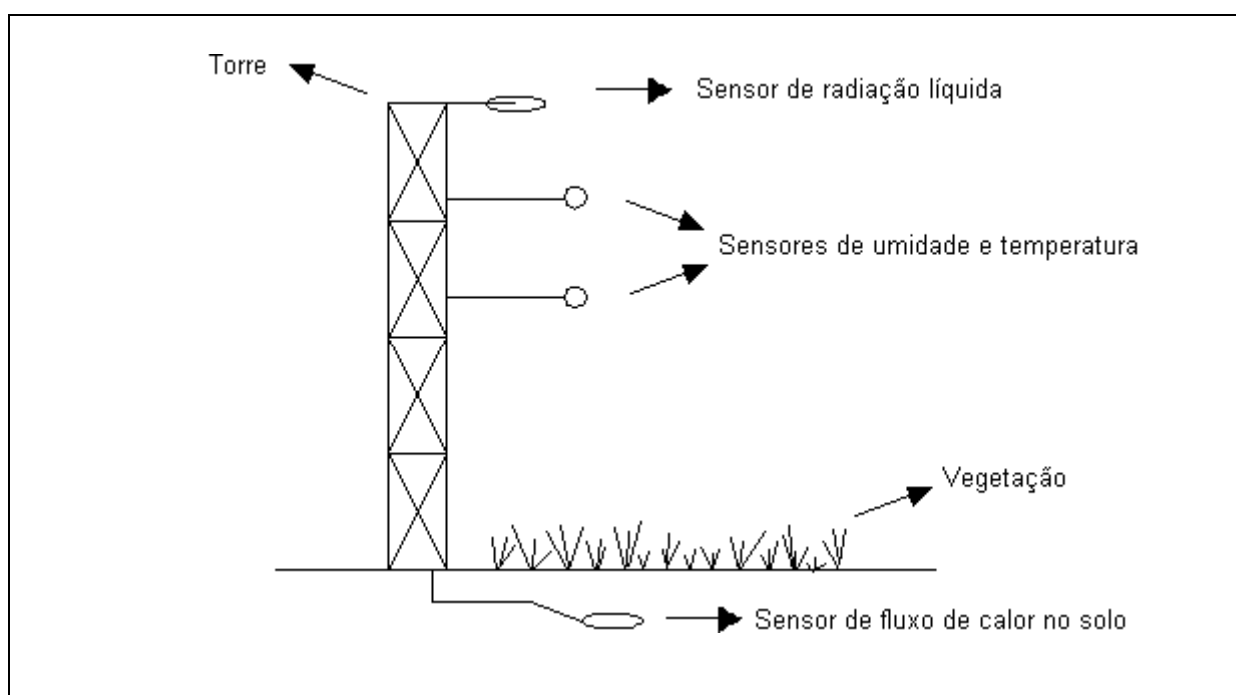


Figura 9.1: Esquema de um sistema de medição de evapotranspiração pelo método de balanço de energia.

Como os valores de temperatura e umidade medidos pelos sensores dependem das características da superfície localizados a barlavento (de onde sopra o vento), a

evapotranspiração medida pelo método de balanço de energia é representativa de uma área e não de um ponto. Do ponto de vista da aplicação para a calibração de um modelo hidrológico isto é uma vantagem, porque o que se deseja são valores representativos de um tipo de vegetação e não de um ponto.

As medições dos gradientes e do fluxo de energia são mais confiáveis de dia e os valores de evapotranspiração noturna obtidos por este método não são considerados confiáveis (Shuttleworth, 1993).

A medição de evapotranspiração pelo método de balanço de energia está, ainda, bastante restrita a aplicações para determinação de parâmetros de modelos atmosféricos, embora existam algumas aplicações recentes para a agricultura. Algumas empresas já dispõem a venda de sistemas completos de medição de evapotranspiração por este método.

### 9.6.2 O método da correlação de vórtices

Outro método de estimativa do fluxo de evapotranspiração, baseado em medições micrometeorológicas, é o método de correlação de vórtices. Neste método procura-se medir as flutuações de velocidade vertical do ar e as flutuações de umidade relativa do ar.

Na proximidade de uma superfície terrestre horizontal, o ar se desloca no sentido horizontal, e a componente vertical da velocidade média é zero. No entanto a turbulência gera flutuações de velocidade e vórtices, de modo que momentaneamente a velocidade do ar no sentido vertical, denominada  $w'$ , pode ser maior que zero. Da mesma forma a umidade relativa do ar pode ter flutuações, denominadas  $q'$ , em torno do seu valor médio.

Quando os valores de  $w'$  e  $q'$  são ao mesmo tempo positivos, isto significa que um pouco de ar com umidade um pouco maior do que a média está se deslocando no sentido de se afastar da superfície terrestre, e quando os valores de  $w'$  e  $q'$  são ao mesmo tempo negativos, isto significa que um pouco de ar, com umidade um pouco menor do que a média está se aproximando da superfície terrestre. Nos dois casos está ocorrendo o fluxo de evapotranspiração. Quando os sinais de  $w'$  e  $q'$  são opostos está ocorrendo a condensação. A equação 9.3 relaciona a evapotranspiração à média no tempo do produto entre  $w'$  e  $q'$ .

$$E = k \cdot \overline{w' \cdot q'} \quad (9.3)$$

onde E é a evapotranspiração;  $w'$  é a flutuação de velocidade vertical;  $q'$  é a flutuação da umidade do ar em torno da média; a barra horizontal simboliza a média ao longo do tempo do produto e k é uma constante para a conversão de unidades.



Apesar das dificuldades técnicas na medição das flutuações  $w'$  e  $q'$ , o método de correlação de vórtices é bastante utilizado porque é um método de medição direto, que não está baseado em hipóteses teóricas sobre o comportamento da camada limite.

### **9.6.3 Calibração dos parâmetros e análise de incerteza**

Este trabalho apresenta uma interessante ferramenta para a calibração automática multi-objetivo de modelos hidrológicos, que pode ser utilizada também para analisar a incerteza nos resultados associada aos parâmetros calibrados. Esta ferramenta foi aplicada para a calibração do modelo hidrológico na bacia do rio Uruguai, mas, infelizmente, não pode ser explorada em maior profundidade devido ao tempo e aos recursos computacionais disponíveis.

É recomendável que o algoritmo de calibração automática multi-objetivo descrito neste texto seja explorado em novas aplicações, e em outras bacias. Para isto é desejável que o programa computacional seja adaptado para a execução em máquinas de processamento paralelo, diminuindo assim o tempo de processamento.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbaspour, K. C.; Schulin, R.; van Genuchten, M. Th. 2001 Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization. *Advances in Water Resources* Vol. 24 pp. 827-841.
- Abdulla, F. A.; Lettenmaier, D. P.; Liang, X. 1999 Estimation of the ARNO model baseflow parameters using daily streamflow data. *Journal of Hydrology*, Vol. 222 pp. 37-54.
- Abdulla, F. A.; Lettenmaier, D. P. 1997a Development of regional parameter estimation equations for a macroscale hydrologic model. *Journal of Hydrology* Vol. 197 Nos.1-4, pp. 230-257.
- Abdulla, F. A.; Lettenmaier, D. P. 1997b Application of regional parameter estimation schemes to simulate the water balance of a large continental river. *Journal of Hydrology* Vol. 197 Nos.1-4, pp. 258-285.
- Amarasekera K N, Lee R F, Williams E R and Eltahir E A B (1997) ENSO and the natural variability of flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology* 200 24-39.
- Antolik, M. S. 2000 An overview of the National Weather Service's centralized statistical quantitative precipitation forecasts *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 306-337.
- Araújo, A. A. M.; Rotunno Filho, O. C.; Xavier, L. N. R.; Santos, I. A.; Xavier, A. E. 2001 Análise de sensibilidade de modelos hidrológicos na perspectiva de SVATS de modelos atmosféricos. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH. Aracaju SE.
- Araújo Filho, P. F.; Moura, G. B. A. 2000 Utilização do modelo ETA para subsidiar informações ao sistema de controle de enchente do rio Capibaribe: Junho / 2000. *Anais V Simpósio de Recursos hídricos do Nordeste*. ABRH. Natal RN, pp. 338-349.
- Arnell, N. 1996 *Global warming, river flows and water resources*. Wiley – Institute of Hydrology, Chichester. 224 pp.
- Arnell, N. W. 1999 A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain. *Journal of Hydrology*, Vol. 217 pp. 314-335.
- Bathurst, J. C.; Wicks, J. M.; O'Connell, 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..
- Becker, A. 1995 *Problems and progress in macroscale hydrological modelling*. In: Feddes, R. A. (editor) *Space and time scale variability and interdependencies in hydrological processes*. IAHS – Cambridge University, Cambridge. 181 pp.

- Bergamaschi, H. 1985 *Perda de água e desenvolvimento do feijoeiro (phaseolus vulgaris sob diferentes condições da disponibilidade hídrica no solo e da atmosfera*. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 204p.
- Bergström, S.; Graham, L. P. 1998 On the scale problem in hydrological modelling *Journal of Hydrology*, Vol. 211 pp. 253-265.
- Bergström, S. 1995 *The HBV model* In: Singh, V. P. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications. Highlands Ranch, 1130pp..
- Beven, K. 2001 How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences* Vol. 5 No. 1 pp. 1-12.
- 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 modelling. *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..
- Beven, K.; Kirkby, M. A 1979 physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, v.24, p.43-69, 1979.
- Blackie, J. R.; Eeles, C. W. O. 1985 *Lumped catchment models* In: Anderson, M. G.; Burt, T. P. *Hydrological forecasting*. Wiley. Chichester. 604pp..
- Bliss, N.; Olsen, L. M. 1999 *Development of a 30 ARC-second digital elevation model of South America*. <http://edewww.cr.usgs.gov/landaac/gtopo30/papers/olsen.html>.
- Blyth, E. M. 1997 Representing heterogeneity at the Southern Super Site with average surface parameters. *Journal of Hydrology*, Vols. 188-189 pp. 869-877.
- Bosch, J. M.; Hewlett, J. D. 1982 A review of catchment experiments do determine the effects of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* Vol. 55, pp. 3-22.
- Boyle, D. P.; Gupta, H. V.; Sorooshian, Soroosh 2000 Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research* Vol. 36, No. 12 pp. 3663-3674.

- Bremicker, M. 1998 *Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells*. Dissertation Doktorgrad, Geowissenschaftlicher Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg. Juli.
- Bruinjnzeel, L. A. 1996 *Predicting the hydrological impacts of landcover transformation in the humidtropics: the need for integrated research*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley
- Burnash, R. J. C. 1995 *The NWS river forecast system catchment modelling*. In: Singh, V. J. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch. 1130 p.
- Burrough, P. A. 1986 *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Clarendon. Oxford. 194p.
- Calder, I. R. 1993 *Hydrologic effects of land-use change* In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill New York
- Carter, M.M.; Elsner, J. B.; Bennet, S. P. 2000 A quantitative precipitation forecast experiment for Puerto Rico *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 162-178.
- Clarke, R. T. 1994 *Statistical modelling in Hydrology*. Wiley. Chichester. 412 pp..
- Collier, C. G.; Krzysztofowicz, R. 2000 Quantitative precipitation forecasting. *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 1-2.
- Collischonn, W.; Clarke, R. T.; Tucci, C. E. M. 2001 Fluctuations in hydrological regime of the River Paraguai: part of a wider phenomenon of climate change. *Journal of Hydrology*. Vol. 245 pp. 218-238.
- Collischonn, W.; Mendiondo, E. M.; Mendes, C. A. B. 1998 Modelos numéricos do terreno e suas aplicações a bacias hidrográficas 1: princípios gerais. *Anais do II Simpósio de Recursos Hídricos del Cone Sur*, Santa Fé, Argentina, de 03 a 06 agosto de 1998.
- Collischonn, W.; Merten, G. 2000 Modelo matemático de transporte de sedimentos em rios aluviais 2: Análise do rio Taquari MS. Submetido ao IV Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. Santa Maria RS.
- Collischonn, W.; Pilar, J. V.; Cruz, M. A. S.; Mendiondo, E. M.; Mendes, C. A. B. 1999 Simulação hidrológica utilizando o hidrograma unitário derivado do modelo numérico do terreno. *Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Belo Horizonte.
- Collischonn, W.; Tucci, C. E. M. 2001 Calibração automática global do modelo IPH-2. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Aracaju SE.

- Collischonn, W.; Allasia, D. P.; Tucci, C. E. M. 2001b *Incertezas na calibração de parâmetros de modelos hidrológicos*. In: Mendiondo, E. M.; Bertoni, J. C.; Martins, E. S. *Incertezas em recursos hídricos*. ABRH (em processo de edição)
- Condé, R. C. C. 1995 *Fluxos de vapor d'água em um cerrado sencu stricto do Distrito Federal*. Tese de Mestrado. Instituto de Ciências Biológicas. Universidade de Brasília. Brasília. 37p.
- Corrêa, V. B. 1997 *Pantanal: O enclave das águas*. In: *Socio-economia da bacia do Alto Paraguai*. Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP). UFMS – MMA Programa Nacional do Meio Ambiente.
- Damrath, U.; Doms, G.; Frühwald, D.; Heise, E.; Richter, B.; Steppeler, J. 2000 Operational quantitative precipitation forecasting at the German Weather Service. *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 260-285.
- Diaz, A. F.; Studzinski, C. D.; Mechoso, C. R. (1998) Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, Vol. 11, pp. 251-271.
- Diniz, L. S. 1999 *Calibração de modelos hidrológicos*. In: Galvão, C. O.; Valença, M. J. S. 1999 *Sistemas inteligentes*. Porto Alegre: Editora da Universidade da UFRGS – ABRH.
- Druce, D. J. 2001 Insights from a history of seasonal inflow forecasting with a conceptual hydrologic model *Journal of Hydrology* Vol. 249 pp. 102-112.
- Duan, Q.; Sorooshian, S.; Gupta, V. 1992 Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research* Vol. 28 No. 4. pp. 1015-1031.
- Duan, Q.; Sorooshian, S.; Gupta, V. 1994 Optimal use of the SCE – UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, Vol 158 pp. 265-284.
- Duckstein, L.; Ambrus, S.; Davis, D. R. 1985 *Management forecasting requirements*. In: Anderson, M. G.; Burt, T. P. *Hydrological Forecasting*. John Wiley and Sons.
- Eagleson, P. S. 1994 The evolution of modern hydrology (from watershed to continent in 30 years). *Advances in Water Resources*, Vol. 17 pp. 3-18.
- Eastman, J. R. 1995 *Idrisi for Windows users guide*. Clark University. Worcester.
- Eckhardt, K.; Arnold, J. G. 2001 Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology*, Vol. 251 pp. 103-109.
- Eiten, G. 1972 The cerrado vegetation of Brazil. *Botanical Review*, Vol 38 N. 2; pp. 201-341.
- Endreny, T. A.; Wood, E. F.; Lettenmaier, D. 2000a Satellite-derived digital elevation model and accuracy: Hydro – Geomorphologic analysis requirements, *Hydrologic Processes* Vol. 14 No. 1 pp. 1-20.

- Endreny, T. A.; Wood, E. F.; Lettenmaier, D. 2000b Satellite-derived digital elevation model and accuracy: Hydrological modelling requirements *Hydrologic Processes* Vol. 14 No. 2 pp. 177-194.
- Fackel, P. 1997 *Regionalisierung von Parametern des Wasserhaushaltsmodells LARSIM*. Diplomarbeit. Institut für Hydrologie. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Juli.
- Ferreira, J. A. S.; Espírito Santo, C. M.; Manzi, A. C. 1998 Calibração de um modelo hidrológico para a bacia do São Francisco. *X Congresso brasileiro de meteorologia*. Brasília. Outubro.
- Fontana, D. C.; Berlato, M. A.; Bergamaschi, H. 1992 Alterações micrometeorológicas na cultura da soja submetida a diferentes regimes hídricos. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. Vol 27 No. 5 pp. 661-669.
- Franchini, M.; Galeati, G.; Berra, S. 1998 Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall runoff models. *Hydrological Sciences Journal* Vol. 43 No. 3 pp. 443-458.
- Galdino, S.; Clarke, R. T.; Padovani, C.R.; Soriano, B. M. A.; Vieira, L. M. 1997 Evolução do regime hidrológico na planície do baixo curso do rio Taquari – Pantanal. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Vitória ES.
- Galdino, S.; Risso, A.; Vieira, L. M.; Soriano, B.; Vieira, L. M.; Padovani, C. R.; Melo, E. C.; Almeida Júnior, N. 1999 Erosão potencial laminar hídrica na bacia hidrográfica do Alto Taquari, MS. submetido à *Revista Pesquisa Agropecuária Brasileira*.
- Galvão, C. O. 1999 *Aplicabilidade em recursos hídricos da previsão de precipitação de longo prazo no nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS. Porto Alegre. 151 p..
- Gan, T. Y.; Biftu, G. F. 1996 Automatic calibration of conceptual rainfall – runoff models: optimization algorithms, catchment conditions and model structure. *Water Resources Research*, Vol. 32 No. 12 pp. 3513-3524.
- Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. 1996 *Amazonian deforestation and climate*. Wiley.
- Golding, B. W. 2000 Quantitative precipitation forecasting in the UK *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 286-305.
- Gottschalk, L.; Motovilov, Y. 2000 Macro-scale hydrological modelling – a scandinavian experience. *International Symposium on: 'Can science and society save the water crisis in the 21<sup>st</sup> century – Reports from the World'* Japan Society of Hydrology and Water Resources. Tokyo. pp. 38-45.

- Grimm, A. M.; Barros, V. R.; Doyle, M. E. (2000) Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, Vol. 13 pp. 35-58.
- Grimm, A. M.; Ferraz, S. E. T.; Gomes, J. 1998a Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, Vol. 11 pp. 2863-2880.
- Grimm, A. M.; Cardoso, A. O.; Ferraz, S. E. T.; Soriano, B. 1998b Há impacto significativo de eventos El Niño e La Niña no Centro-Oeste do Brasil? (Is there an impact of El Niño and La Niña events on rainfall in Brazilian Center-West region?) *Anais X Congresso Brasileiro de Meteorologia. Sociedade Brasileira de Meteorologia*. Brasília.
- Gupta, H.; Sorooshian, S.; Yapo, P. O. 1998 Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncomensurable measures of information. *Water Resources Research* Vol. 34 No. 4 pp. 751-763.
- Haan, C. T. 1989 Parametric uncertainty in hydrologic modeling. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, Vol. 32 No. 1, pp. 137-145.
- Habets, F.; Etchevers, P.; Golaz, C.; Leblois, E.; Ledoux, E.; Martin, E.; Noilhan, J.; Ottlé, C. 1999 Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, No. D24 pp. 31.145-31.172, December.
- Hamlet, A. F.; Lettenmaier, D. P. 1999 Columbia river streamflow forecasting based on ENSO and PDO climate signals. *ASCE Journal of Water Resources Planning and Management*, Vol. 125 No. 6 pp. 333-341.
- Hodnett, M. G.; Oyama, M. D.; Tomasella, J. Marques Filho, O. 1996 *Comparisons of long term water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley.
- Honzák, M.; Lucas, R. M.; Amaral, I.; Curran, P. J.; Foody, G. M.; Amaral, S. 1996 *Estimation of the leaf area index and total biomass of tropical regenerating forests: comparison of methodologies*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley.
- Ibbitt, R. P.; Henderson, R. D.; Copeland, J.; Wratt, D. S. 2000 Simulating mountain runoff with meso-scale weather model rainfall estimates: a New Zealand experience *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 19-32.
- IPH-UFRGS, 1997 *Hidrossedimentologia do alto Paraguai*. Versão Preliminar. Porto Alegre.
- Jenson, S., Domingue, J. 1988 Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering. and Remote Sensing.*, v.54, n.11, p.1593-1600.

- Johnston, P. R.; Pilgrim, D. H. 1976 Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, Vol. 12 No. 3 pp. 477-486.
- Kabat, P., Dolman, A. J., Elbers, J. A. 1997 Evaporation, sensible heat and canopy conductance of fallow savannah and patterned woodland in the Sahel. *Journal of Hydrology*, Vols. 188-189 pp. 494-515.
- Khan, V.; Zaviyalov, P. 1998 Interannual to interdecadal variability of precipitation in southern Brazil. *X Congresso brasileiro de meteorologia*. Brasília. Outubro.
- Kite, G. W. 1995a Scaling of input data for macroscale hydrologic modelling. *Water Resources Research* Vol. 31 No. 11. pp. 2769-2781, November.
- Kite, G. W. 1995b *The SLURP model*. In: Singh, V. J. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch. 1130 p.
- Kite, G. W. 1997 Simulating Columbia river flows with data from regional-scale climate models. *Water Resources Research* Vol. 33 No. 6. pp. 1275-1285, June.
- Kite, G. W.; Haberlandt, U. 1999 Atmospheric model data for macroscale hydrology. *Journal of Hydrology*, Vol. 217 pp. 303-313.
- Kite, G. W.; Kouwen, N. 1992 Watershed modelling using land classifications. *Water Resources Research* Vol. 28 No. 12. P.3193-3200, December.
- Klemes, V. 1986 Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* V. 31 No. 1 pp. 13-24.
- Krzysztofowicz, R. 2001 The case for probabilistic forecasting in hydrology *Journal of Hydrology* Vol. 249 pp. 2-9.
- Laraque, A.; Mahé, G.; Orange. D.; Marieu, B. 2001 Spatiotemporal variations in hydrological regimes within Central Africa during the XXth century. *Journal of Hydrology* Vol. 245 pp. 104-117.
- Laraque, A.; Olivry, J. C.; Orange. D.; Marieu, B. 1997 Variações no espaço e no tempo dos regimes pluviométricos e hidrológicos na África Central desde o início do século. In: *XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Vitória ES.
- Le Barbé, L.; Lebel, T. 1997 Rainfall climatology of the HAPEX – Sahel region during the years 1950 – 1990. *Journal of Hydrology* Vol.188-189 pp. 43-73.
- Lean, J.; Bunton, C. B.; Nobre, C. A.; Rowntree, P. R. 1996 The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. *Amazonian deforestation and climate*. Wiley. Chichester. 611p
- Leão, M. I.; Grehs, S. 1997 *Águas subterrâneas*. In: Programa Nacional do Meio Ambiente 1997 *Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP)*. Brasília.



- Lettenmaier, D. P. 2000 *Macroscale Land Surface Hydrology modelling at the University of Washington* <http://www.ce.washington.edu/~lettenma/mlsh.html>.
- Liang, X.; Lettenmaier, D. P.; Wood, E. F.; Burges, S. J. 1994 A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D7, pp. 14415-14428.
- Lohmann, D.; Raschke, E; Nijssen, B.; Lettenmaier, D. P. 1998a Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 43 No. 1; pp. 131-141.
- Lohmann, D.; Raschke, E; Nijssen, B.; Lettenmaier, D. P. 1998b Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser river, Germany. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 43 No. 1; pp. 143-158.
- Lorenz, E. N. 1969 *The predictability of a flow which possesses many scales of motion*. *Tellus* 21, 289-307.
- Madsen, H. 2000 Automatic calibration of a conceptual rainfall – runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* Vol 235 pp. 276-288.
- Mandelbrot, B. B.; Wallis, J. R. 1968 Noah, Joseph and operational hydrology. *Water resources research*. V. 4 No. 5. October.
- Manning, J. C. 1997 *Applied principles of hydrology*. Prentice Hall. New Jersey. 276 p.
- Matheussen, B.; Kirschbaum, R.; Goodman, I. A.; O'Donnell, G. M.; Lettenmaier, D. P. 2000 Effects of land cover change on streamflow in the interior Columbia river basin (USA and Canada). *Hydrological Processes* Vol 14 pp. 867-885.
- Mausser, W.; Schädlich, S. 1998 Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *Journal of Hydrology* Vol.212-213 pp. 250-267.
- McCulloch, J. S. G.; Robinson, M. 1993 History of forest hydrology. *Journal of Hydrology*. Vol. 150 pp. 189-216.
- Mechoso, C. R.; Perez Iribarren, G. (1992) Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, Vol. 5, pp. 1535-1539.
- Mechoso, C. R.; Dias, P. L. S.; Baethgen, W.; Barros, V.; Berbery, E. H.; Clarke, R. T.; Cullen, H.; Ereño, C.; Grassi, B.; Lettenmaier, D. 2001 Climatology and Hydrology of the Plata Basin - A Document of VAMOS1 Scientific Study Group on the Plata Basin. <http://www.atmos.ucla.edu/~mechoso/laplata5.html>.
- Mendes, C. A. B. 1994 *Modelling of pollutant distribution in surface runoff in ungauged catchments using geographical information systems*. Thesis. Department of Geography, University of Bristol. Bristol.

- Mendes, C. A. B.; Cirilo, J. A. 2001 *Geoprocessamento em recursos hídricos: Princípios, integração e aplicação*. ABRH Porto Alegre 536p.
- Mendiondo, E. M.; Collischonn, W.; Mendes, C. A. B. 1998 Modelos numéricos do terreno e suas aplicações a bacias hidrográficas 2: obtenção de atributos. *Anais do II Simpósio de Recursos Hídricos del Cone Sur*, Santa Fé, Argentina, de 03 a 06 agosto de 1998.
- Miranda, A. C.; Miranda, H. S.; Lloyd, J.; Grace, J.; McYntire, J. A.; Meir, P.; Riggan, P.; Lockwood, R.; Brass, J. 1996 *Carbon dioxide fluxes over a cerrado sensu stricto in central Brazil*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. *Amazonian deforestation and climate*. Wiley. Chichester. 611p
- Moore, R. J.; Clarke, R. T. 1981 A distribution function approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resources Research* Vol. 17 No. 5 pp. 1367-1382.
- Müller, I. I.; Krüger, C. M.; Kaviski, E. 1998 Análise de estacionariedade de séries hidrológicas na bacia incremental de Itaipu. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* Vol. 3 No. 4 p. 51-71, Out/Dez .
- Müller, M.; Garcia, K. S.; 2001 Modelos digitais de terreno em escalas globais e sua utilização em recursos hídricos. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju.
- Nijssen, B.; Lettenmaier, D. P.; Liang, X.; Wetzel, S. W.; Wood, E. F. 1997 Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, Vol. 33 No. 4 pp. 711-724, April.
- Paiva, C. M.; França, G. B.; Liu, W. T. H.; Rotunno Filho, O. C. 2001 Determinação da evapotranspiração in situ pelo método de radiação – razão de Bowen para calibração do modelo SEBAL de obtenção de fluxos à superfície terrestre. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju.
- Pimentel da Silva, L.; Ewen, J. 2000 Modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Vol. 5 No. 4. pp. 81-92.
- Pinheiro, A.; Refosco, J. C.; Pinheiro, I. G. 2001 Emprego de imagens orbitais na determinação da capacidade de interceptação da bacia do rio Itajaí SC. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju.
- Press, W. H.; Teukolsky, S. A.; Vetterling, W. T.; Flannery, B. P. 1995 *Numerical Recipes in FORTRAN*. Cambridge : Cambridge University.
- Quinn, P.; Beven, K.; Culf, A. 1995 The introduction of macroscale hydrological complexity into land surface – atmosphere transfer models and the effect on planetary boundary layer development. *Journal of Hydrology* Vol. 166 Nos. 3-4, pp. 421-444.

- Quintela, R. M.; Scarpati, O. E.; Spescha, L. B.; Capriolo, A. D. 1996 *The probable impact of global change on the water resources of Patagonia, Argentina*. In: Jones, J. A. A. (editor) *Regional hydrological response to climate change*. Kluwer.
- Rawls, W. J.; Ahuja, L. R.; Brakensiek, D. L.; Shirmohammadi, A. 1993 *Infiltration and soil water movement* In: Maidment, D. *Handbook of hydrology*.
- Rawls, W. J.; Brakensiek, D. L.; Saxton, K. E. 1982 Estimation of soil water properties *Transactions of the ASAE*, Vol. 25 No. 5 pp. 1316-1320.
- Refsgaard, J. C.; Storm, B. 1995 *MIKE SHE* In: Singh, V. P. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications. Highlands Ranch, 1130pp.
- Restrepo, J. D.; Kjerfve, B. (2000) Magdalena river: interannual variability (1975-1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, Vol. 235 pp. 137-149.
- Roberts, J. M.; Cabral, O. M. R.; Costa, J. P.; McWilliam, A.-L. C.; Sá, T. D. A. 1996 *An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. *Amazonian deforestation and climate*. Wiley. Chichester. 611p.
- Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S. 1987 Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* Vol. 115, pp. 1606-1626.
- Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S. 1996 Quantifying Southern Oscillation – Precipitation relationships. *Journal of Climate*, Vol. 9, pp. 1043-1059.
- Rossato, L.; Alvalá, R. C. S.; Tomasella, J. 1998 Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no Brasil. *X Congresso brasileiro de meteorologia*. Brasília - DF.
- Rowntree e Lean 1994 Validation of hydrological schemes for climate models against catchment data. *Journal of Hydrology* Vol. 155 pp. 301-323.
- Sausen, R.; Schubert, S.; Dümenil, L. 1994 A model of river runoff for use in coupled atmosphere - ocean models. *Journal of Hydrology* Vol. 155 pp. 337-352.
- Schaake, J. C. 1994 Science strategy of the GEWEX Continental – scale International Project (GCIP). *Advances in Water Resources*, Vol. 17 pp. 117-127.
- Shuttleworth, W. J. 1991 The role of hydrology in global science. In: Kienitz, G; Milly, P. C. D.; Van Genuchten, M. Th.; Rosbjerg, D.; Shuttleworth, W. J. (editors) *Hydrological interactions between atmosphere, soil and vegetation*. IAHS Publication No. 204, pp. 361-375.

- Shuttleworth, W. J. 1993 *Evaporation* In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill New York
- Shuttleworth, W. J.; Gash, J. H. C.; Roberts, J. M.; Nobre, C. A.; Molion, L. C. B.; Ribeiro, M. N. G. 1991 Post-deforestation Amazonian climate: Anglo-Brazilian research to improve prediction. *Journal of Hydrology*, Vol. 129 pp. 71-85.
- Silans, M. B. P.; Werlang, L. M.; Silva, F. M. Estudo experimental da interceptação da chuva pela vegetação da caatinga. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju.
- Singh, V. P. 1995 *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications. Highlands Ranch, 1130pp.
- Smith, K. T.; Austin, G. L. 2000 Nowcasting precipitation – a proposal for a way forward *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 34-45.
- Sorooshian, S.; Gupta, H. V.; Bastidas, L. A. 1998 *Calibration of hydrologic models using multi-objectives and visualization techniques*. Final Report EAR 9418147. Dep. Hydrology and Water Resources, University of Arizona 78p.
- Sorooshian, S.; Gupta, V. K. 1995 *Model calibration* In: Singh, V. J. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch. 1130 p.
- Sorooshian, S.; Duan, Q.; Gupta, V. 1993 Calibration of rainfall –runoff models: Application of global optimization to the Sacramento soil moisture accounting model. *Water Resources Research* Vol. 29 No. 4. pp. 1185-1194.
- Takeuchi K.; Ao, T.; Ishidaira, H. 1999 Introduction of block-wise use of TOPMODEL and Muskingun-Cunge method for the hydro-environmental simulation of a large ungauged basin. *Hydrological Sciences Journal* Vol. 44 No. 4. Pp. 633-646.
- Thielen, A. H.; Lücke, A.; Diekkrüger, B.; Richter, O. 1999 Scaling input data by GIS for hydrological modelling. *Hydrological processes*. Vol. 13 pp. 611-630.
- Thorpe, H. R.; Scott, D. M. 1999 An evaluation of four soil moisture models for estimating natural ground water recharge. *Journal of Hydrology New Zealand*, Vol. 38, No. 2. pp. 179-209.
- Thyer, M.; Kuczera, G.; Bates, B. C. 1999 Probabilistic optimization for conceptual rainfall – runoff models: A comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research*. Vol. 35 No. 3, pp. 767-773.
- Todini, E. 1996 The ARNO rainfall – runoff model. *Journal of Hydrology*, Vol. 175 pp. 293-338.
- Todorovic, M. 1999 Single-layer evapotranspiration model with variable canopy resistance. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 125 No. 5. pp. 235-245.

- Tredezini, C. A. O.; Laurino, A. A. A.; Oliveira, G. M. 1997 *Uso e ocupação da terra*. In: *Socio-economia da bacia do Alto Paraguai*. Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP). UFMS – MMA Programa Nacional do Meio Ambiente.
- Troendle, C. A. 1985 *Variable source area models* In: Anderson, M. G.; Burt, T. P. *Hydrological forecasting*. Wiley. Chichester. 604pp..
- Tucci, C. E. M. 1998 *Modelos hidrológicos*. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669 p.
- Tucci, C. E. M.; Clarke, R. T. 1996 *Impactos das mudanças ambientais nas vazões dos rios*. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS 81f.
- Tucci, C. E. M.; Clarke, R. T. 1997 Impacto das mudanças de cobertura vegetal no escoamento: Revisão. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol 2. No.1. pp. 135-152.
- Tucci, C. E. M.; Genz, F. 1997 *Caracterização hidrológica da BAP*. In: IPH-UFRGS *Hidrossedimentologia do Alto Paraguai*.
- Tucci, C. E. M. 1991 *Regionalização de vazões do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: IPH UFRGS.
- Ubarana, V. N. 1996 *Observation and modelling of rainfall interception loss in two experimental sites in Amazonian forest*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley.
- Vörösmarty, C. J.; Moore III, B.; Grace, A.; Peterson, B.J.; Rastetter, E. B.; Melillo, J. 1991 Distributed parameter models to analyze the impact of human disturbance of the surface hydrology of a large tropical drainage basin in southeastern Africa. *Hydrology for the water management of large river basins*. IAHS Publication No. 201. Proceedings of the Vienna Symposium. pp 233-244.
- Vörösmarty, C. J.; Willmott, C. J.; Choudhury, B. J.; Schloss, A. L.; Stearns, T. K.; Robeson, S. M.; Dorman, T. 1996 Analyzing the discharge regime of a large tropical river trough remote sensing, ground-based climatic data and modeling. *Water Resources Research*, Vol. 32 No. 10 pp. 3137-3150.
- Wagener, T.; Boyle, D. P.; Lees, M. J.; Wheeler, H. S.; Gupta, H. V.; Sorooshian, S. 2001 A framework for development and application of hydrological models *Hydrology and Earth System Sciences* Vol. 5 No. 1 pp. 13-26.
- Wang, Q.; Takahashi, H. 1998 Regional hydrological effects of grassland degradation in the Loess Plateau of China *Hydrological Processes* Vol. 12 pp. 2279-2288.
- Wang, Q. J. 1991 The genetic algorithm and its applications to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, Vol. 27 No. 9, pp. 2467-2471.
- Wigmosta, M. S.; Vail, L. W.; Lettenmaier, D. P. 1994 A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* Vol 30 No. 6 pp. 1665-1679.

- Williams, J. R. 1969 Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. *Transactions of the ASAE*. pp. 100-103.
- Wood, E. F.; Lettenmaier, D. P.; Zartarian, V. G. 1992 A land surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. D3, pp. 2717-2728.
- Wright, I. R.; Nobre, C. A.; Tomasella, H. R.; da Rocha, H. R.; Roberts, J. M.; Vertamatti, E.; Culf, A. D.; Alvalá, R. C. S.; Hodnett, M. G.; Ubarana, V. N. 1996 *Towards a GCM surface parameterization of Amazonia*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (editors) *Amazonian deforestation and climate*. Wiley
- Yao, Huaxia; Terakawa, A. 1999 Distributed hydrological model for Fuji river basin. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol 4. No. 2. pp. 108-116.
- Yapo, P. O.; Gupta, H. V.; Sorooshian, S. 1998 Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* Vol. 204 pp. 83-97.
- Yu, P.S.; Yang, T.C. 2000 Fuzzy multi-objective function for rainfall-runoff model calibration. *Journal of Hydrology*, Vol. 238 p. 1-14.
- Yu, Z.; Lakhtakia, M. N.; Yarnal, B.; White, R. A.; Miller, D. A.; Frakes, B.; Barron, E. J.; Duffy, C.; Schwartz, F. W. 1999 Simulating the river basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrological model system. *Journal of Hydrology*, Vol. 218 pp. 72-91.
- Zhao, R. J.; Zuang, Y. L.; Fang, L. R.; Liu, X. R.; Zhang, Q. S. 1980 The Xinanjiang model. *Hydrological forecasting*. IAHS Publication No. 129. pp.351-356.

**ANEXO A: ARMAZENAMENTO NO SOLO E ESCOAMENTO  
SUPERFICIAL**

## A.1 FORMULAÇÃO DA EQUAÇÃO DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO E ESCOAMENTO SUPERFICIAL.

O módulo de armazenamento de água no solo do modelo hidrológico procura reproduzir o comportamento não linear da sub-bacia em resposta às precipitações. Para isso, considera-se que nos diversos pontos da sub-bacia, a capacidade máxima de armazenamento de água no solo obedece a uma distribuição estatística. Clarke (1994) faz a seguinte descrição desta forma de modelar uma bacia: "*uma população de elementos de armazenamento, ou estreitos tubos verticais, de profundidade variável, fechados no fundo e abertos no topo*". A chuva cai sobre a bacia e quando pela menos um dos tubos se enche, inicia o escoamento superficial.

Segundo Todini (1996), esta abordagem, utilizada no modelo Xingjiang por Zhao et al. (1980), em um modelo de Moore e Clarke (1981) e no modelo ARNO (Todini, 1996), entre outros, permite simular o comportamento fortemente não linear da geração de escoamento, porque a medida que uma maior porcentagem da área atinge a saturação, maior será a geração de escoamento superficial.

A hipótese básica é que a camada superficial do solo da bacia pode ser representada por um grande número de reservatórios, ou tubos, de diferentes capacidades de armazenamento, como mostra a figura A1.

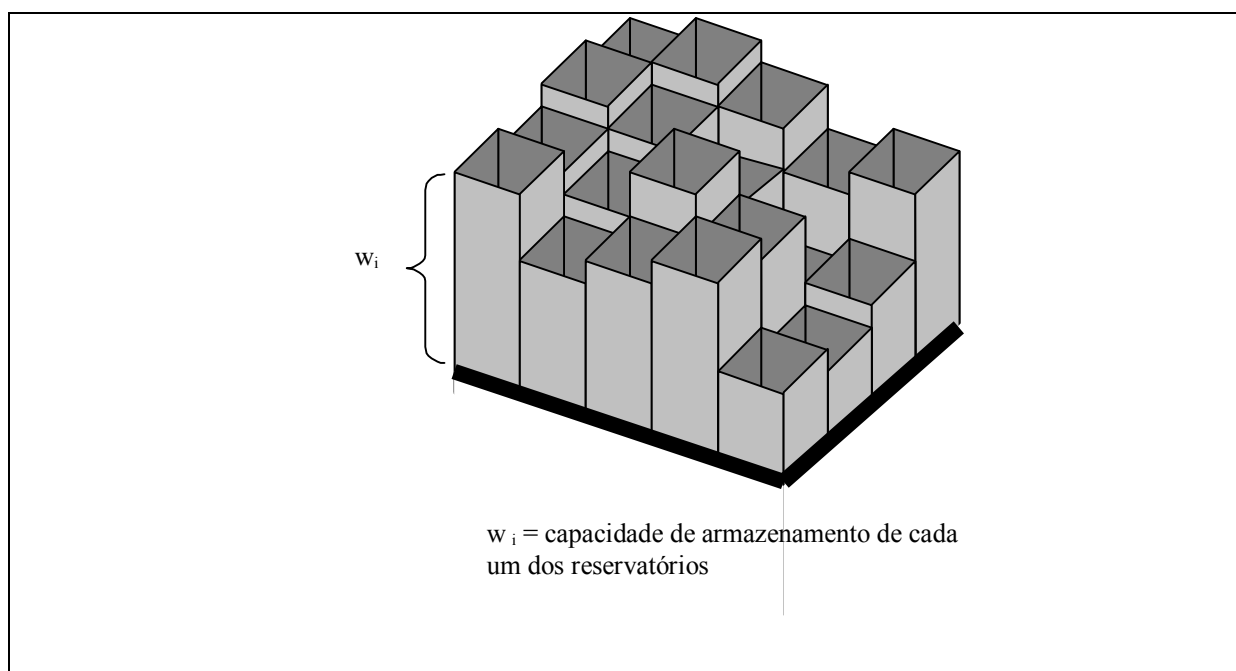


Figura A1: Camada superficial do solo representada por um grande número de reservatórios de diferentes volumes máximos de armazenamento.



Outra hipótese é que a distribuição estatística do volume máximo de armazenamento dos reservatórios pode ser expressa por uma função simples, do tipo:

$$x = 1 - \left(1 - \frac{w}{w_m}\right)^b \quad (A1)$$

onde

- $x$  [-] fração de tubos cuja capacidade é igual ou inferior a  $w$ ;
- $w$  [mm] armazenamento de água na camada superficial do solo;
- $w_m$  [mm] capacidade de armazenamento do maior dos tubos;
- $b$  [-] parâmetro do modelo.

Para cada valor de  $w$ , a fração de reservatórios cuja capacidade é igual ou inferior a  $w$  é igual a  $x$ . A forma da distribuição da equação A1 é apresentada na figura A2, para diferentes valores do parâmetro  $b$ .

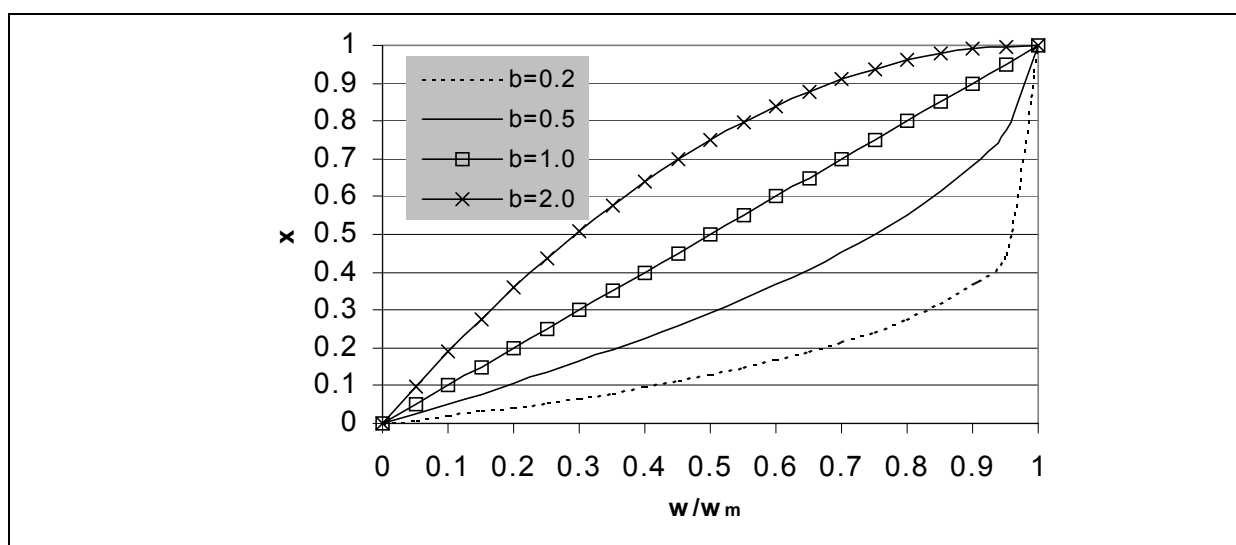


Figura A2: Forma da distribuição estatística da equação A1.

Caso ocorra uma chuva sobre a bacia, todos os tubos recebem a mesma lâmina de água. Em alguns tubos a lâmina será suficiente para saturar a capacidade de armazenamento, e vai ocorrer escoamento direto.

Como exemplo, podemos supor uma bacia que pode ser representada por um grande número de tubos. A distribuição estatística do volume de armazenamento destes tubos é representada pela equação A1, com  $b$  igual a 1. Supondo que o maior tubo pode armazenar 100 mm, mas que já tenha ocorrido um evento anterior recente de 20 mm, o valor de  $w/w_m$  é

de 0,2 e a função de distribuição (figura A3) mostra que nesta situação  $x$  é igual a 0,2. Em outras palavras, 20% dos tubos já estão cheios, ou em 20% da área da bacia o solo já está saturado. Cada mm de chuva adicional sobre esta parte da bacia vai gerar escoamento direto, ou superficial.

O volume de escoamento direto, para cada instante, depende da fração de áreas saturadas. Para obter o volume de escoamento direto que ocorre ao longo de um evento é necessário fazer a integração da área sob a curva da distribuição estatística.

Caso o evento de chuva analisado seja de 20 mm, o valor final de  $w/w_m$  é de 0,4, e a área hachurada da figura A3 mostra a lâmina de escoamento superficial.

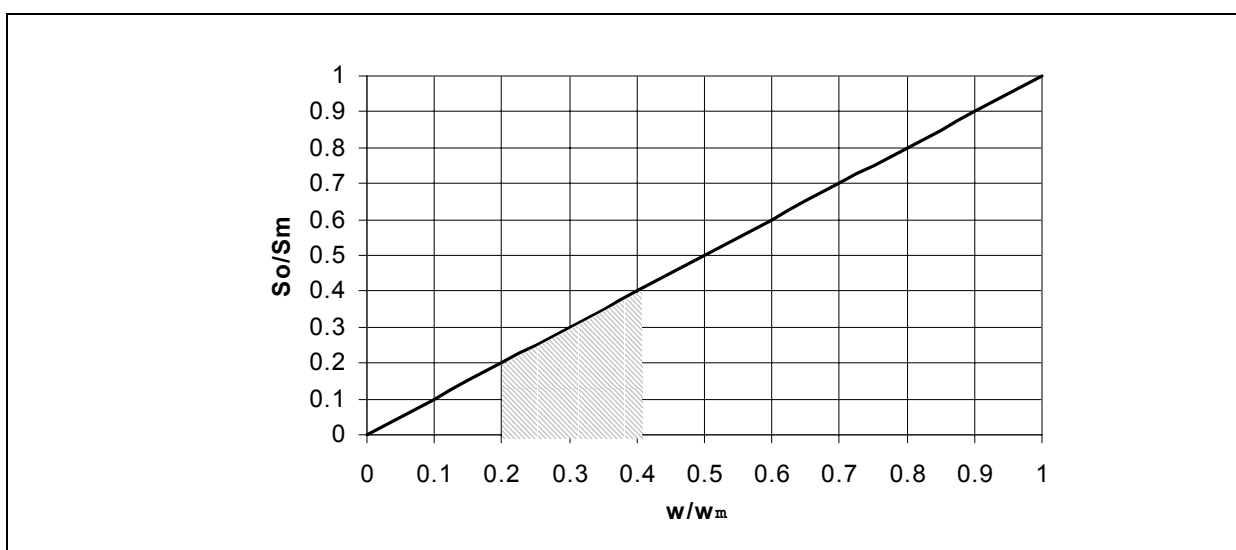


Figura A3: Escoamento direto (área hachurada) gerado por uma precipitação.

A área hachurada corresponde a integral abaixo:

$$Q_o = \int_w^{w+P} \left[ 1 - \left( 1 - \frac{\xi}{w_m} \right)^b \right] \cdot d\xi \quad (A2)$$

cujo resultado é:

$$Q_o = P - \left[ \frac{w_m}{(b+1)} \left( 1 - \frac{w}{w_m} \right)^{b+1} - \frac{w_m}{(b+1)} \left( 1 - \frac{w+P}{w_m} \right)^{b+1} \right] \quad (A3)$$

onde

- $w$  [mm] armazenamento de água inicial na camada superficial do solo;

- $P$  [mm] lâmina precipitada;
- $w_m$  [mm] capacidade de armazenamento máxima;
- $\xi$  [-] variável de integração
- $Q_o$  [mm] escoamento superficial ou direto
- $b$  [-] parâmetro do modelo.

Para um dado valor  $w$  existem algumas partes da bacia já saturadas, ou, seguindo na analogia, alguns dos tubos da figura A1 já estão completamente cheios. Quando o maior dos tubos estiver armazenando o valor  $w$ , muitos outros, cuja capacidade é inferior a  $w$ , estarão armazenando valores menores do que  $w$ . A figura A4 mostra esta situação.

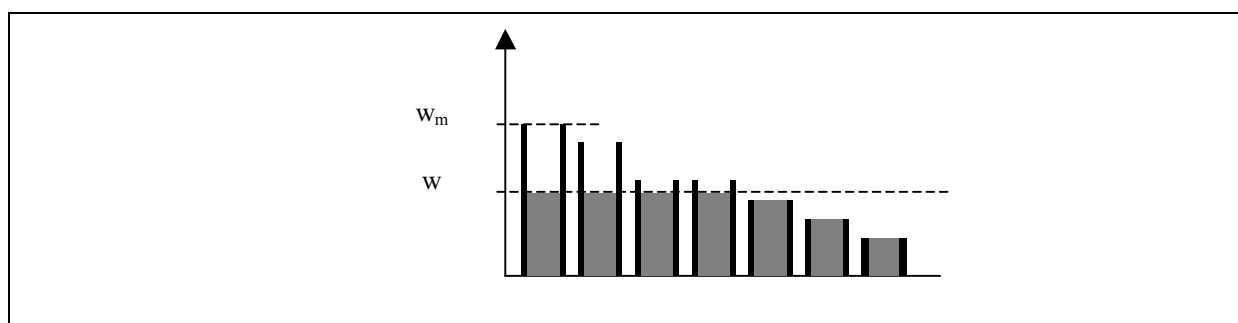


Figura A4: Armazenamento dos tubos para um dado valor de  $w$ .

Na figura A4, é evidente que a lâmina **média** armazenada é inferior a  $w$ . Para calcular o armazenamento médio, é necessário integrar a equação A4, que vem a ser a equação A1 reorganizada, de forma a expressar o armazenamento do maior tubo, como função da fração de área saturada.

$$w = w_m \left[ 1 - \left( 1 - \frac{S_0}{S_m} \right)^{\frac{1}{b}} \right] \quad (A4)$$

$$W = \int_0^x w_m \left[ 1 - (1 - \xi)^{\frac{1}{b}} \right] = \frac{w_m}{(b+1)} \left[ 1 - (1 - x)^{\frac{b+1}{b}} \right] \quad (A5)$$

onde

- $x$  [-] fração de área saturada que corresponde a  $w$
- $W$  [mm] armazenamento médio

Quando  $x=1$ , toda a área está saturada, e o armazenamento médio é máximo ( $W_m$ ).

Neste caso:

$$W = \frac{w_m}{(b+1)} \quad (A6)$$

ou

$$w_m = W_m \cdot (b+1) \quad (A7)$$

Substituindo  $w_m$  na equação A5, se obtém a relação entre áreas saturadas e armazenamento médio (Equação A8).

$$W = W_m \left[ 1 - (1-x)^{\frac{b+1}{b}} \right] \quad (A8)$$

Reorganizando a equação A8 se obtém a equação A9:

$$x = 1 - \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (A9)$$

Substituindo  $x$ , da equação A1, pela equação A9, obtém-se as equações A10 e A11.

$$\frac{W}{W_m} = 1 - \left( 1 - \frac{w}{w_m} \right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (10)$$

$$\frac{w}{w_m} = 1 - \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} \quad (A11)$$

e substituindo o valor de  $w_m$  da equação A11, pela equação A7, obtém-se a equação A12.

$$w = (b+1) \cdot W_m \cdot \left[ 1 - \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} \right] \quad (A12)$$

Finalmente, substituindo  $w$  (equação A12) e  $w_m$  (equação A7), no resultado da integral (equação A5), é possível expressar o escoamento superficial ou direto ( $Q_o$ ) com base no estado de armazenamento médio da bacia.

$$Q_o = P - \left[ W_m \left( 1 - \left[ 1 - \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} \right] \right)^{b+1} - W_m \left( 1 - \frac{(b+1) \cdot W_m \cdot \left[ 1 - \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} \right] + P}{W_m \cdot (b+1)} \right)^{b+1} \right]$$

ou

$$Q_o = P - (W_m - W) + W_m \cdot \left[ \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{W_m \cdot (b+1)} \right]^{b+1} \quad (A13)$$

A equação A13 é válida caso a precipitação  $P$  seja insuficiente para saturar toda a área, isto é:

$$w + P < w_m \quad \text{ou seja} \quad \left[ \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) \cdot W_m} \right] > 0 \quad (A14)$$

Caso a chuva seja suficiente para saturar toda a área, ou seja, a equação A14 não seja satisfeita, o escoamento direto pode ser calculado pela expressão A15.

$$Q_o = P - (W_m - W) \quad (A15)$$

## A.2 COMPORTAMENTO DA EQUAÇÃO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL

O comportamento geral da equação A13 pode ser observado nos gráficos a seguir. A figura A5 apresenta a variação do escoamento direto com o armazenamento inicial  $W$ , nas seguintes condições:

- $W_m = 150$  mm
- $b = 0,1$
- $P = 20$  mm
- $W$  variável (eixo horizontal)

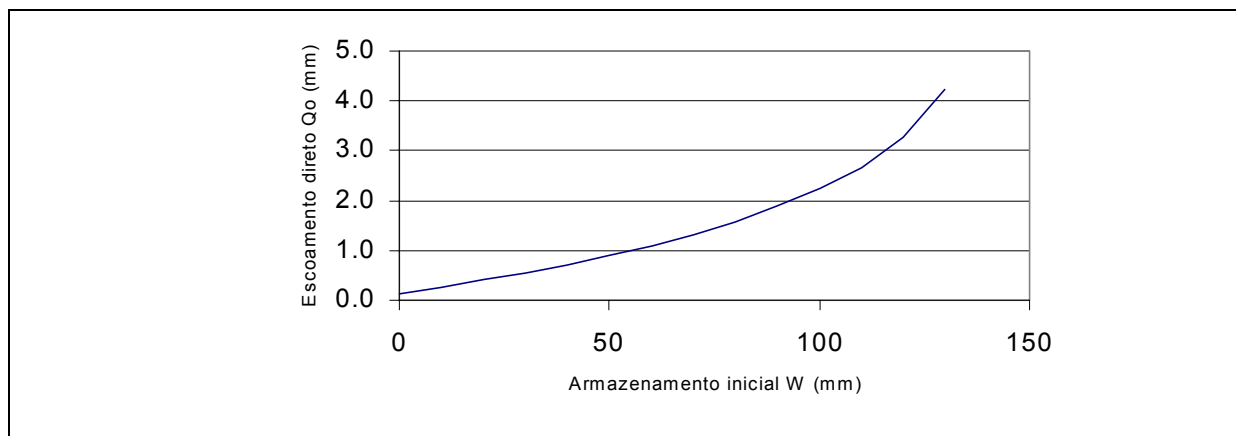


Figura A5: Variação do escoamento direto com o armazenamento inicial **W**.

A figura A6 apresenta a variação do escoamento direto com o parâmetro **b**, nas seguintes condições:

- $W_m = 150$  mm
- $b =$  variável
- $P = 20$  mm
- $W = 50$  mm

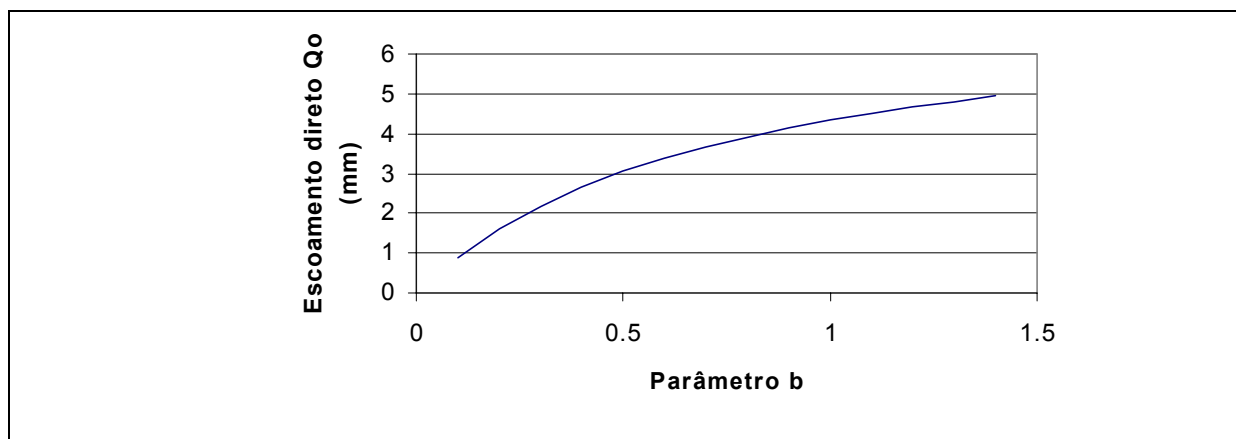


Figura A6: Variação do escoamento direto com o parâmetro **b**.

A figura A7 apresenta a variação do escoamento direto com a precipitação e o armazenamento máximo **W<sub>m</sub>**, nas seguintes condições:

- $W_m$  variável
- $b = 0,5$
- $P =$  variável
- $W = 50$  mm

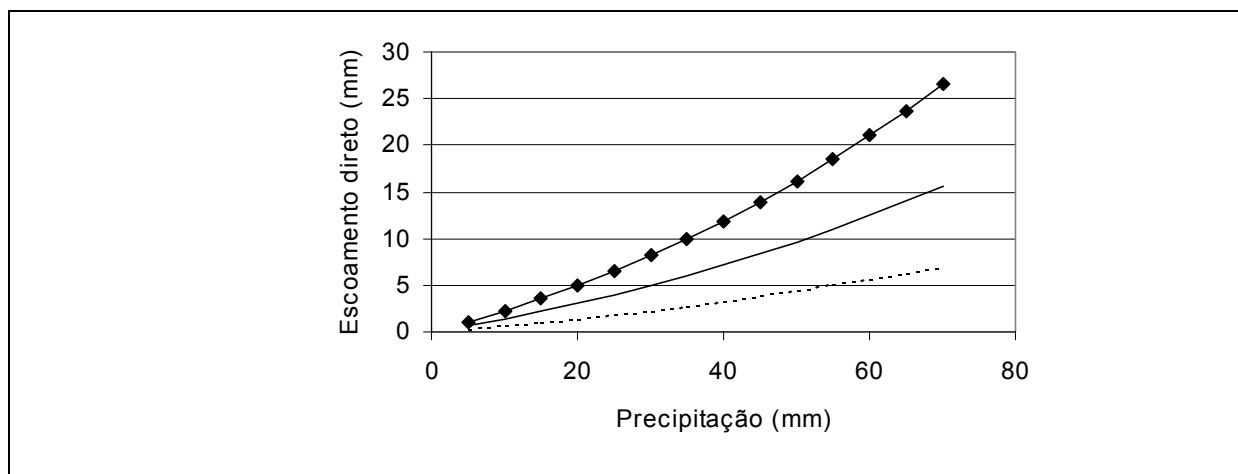


Figura A7: Variação do escoamento direto com a precipitação **P** e o armazenamento inicial (**W** inicial = 100mm – linha com losangos; **W** inicial = 150mm – linha contínua; **W** inicial = 300mm – linha pontilhada).

Com base nestas figuras e na própria equação, se constata que:

- O escoamento direto aumenta com **P** (precipitação), **W** (estado de umidade do solo) e **b** (parâmetro de forma da equação de armazenamento no solo).
- O escoamento direto diminui com **W<sub>m</sub>** (máximo armazenamento no solo).

## **ANEXO B: CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO**



## B.1 EQUAÇÃO DE PENMAN-MONTEITH

O modelo utiliza a equação de Penmann-Monteith, conforme apresentada em Shuttleworth (1993). Esta equação pode ser aplicada diretamente ao tipo de cobertura vegetal, utilizando-se os valores adequados dos parâmetros  $r_a$  (resistência aerodinâmica) e  $r_s$  (resistência superficial).

$$E = \left( \frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (\text{B.1})$$

onde

- E [m.s<sup>-1</sup>] taxa de evaporação da água;
- $\lambda$  [MJ.kg<sup>-1</sup>] calor latente de vaporização;
- $\Delta$  [kPa.°C<sup>-1</sup>] taxa de variação da pressão de saturação do vapor;
- $R_L$  [MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>] radiação líquida na superfície;
- G [MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>] fluxo de energia para o solo;
- $\rho_A$  [kg.m<sup>-3</sup>] massa específica do ar;
- $\rho_w$  [kg.m<sup>-3</sup>] massa específica da água;
- $c_p$  [MJ.kg<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>] calor específico do ar úmido ( $c_p = 1,013 \cdot 10^{-3}$  MJ.kg<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>);
- $e_s$  [kPa] pressão de saturação do vapor;
- $e_d$  [kPa] pressão do vapor;
- $\gamma$  [kPa.°C<sup>-1</sup>] constante psicrométrica ( $\gamma = 0,66$ )
- $r_s$  [s.m<sup>-1</sup>] resistência superficial da vegetação (descrita no item B.4)
- $r_a$  [s.m<sup>-1</sup>] resistência aerodinâmica (descrita no item B.3)

$$\lambda = (2,501 - 0,002361 \cdot T) \quad (\text{B.2})$$

$$\rho_A = 3,486 \cdot \frac{P_A}{275 + T} \quad (\text{B.3})$$

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s}{(237,3 + T)^2} \quad (\text{B.4})$$

$$e_s = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{237,3 + T}\right) \quad (\text{B.5})$$

$$e_d = e_s \cdot \frac{U_R}{100} \quad (\text{B.6})$$

$$\gamma = 0,0016286 \cdot \frac{P_A}{\lambda} \quad (\text{B.7})$$

onde

- $U_R$  [%] é a umidade relativa do ar
- $P_A$  [kPa] pressão atmosférica
- $T$  [°C] temperatura do ar a 2 m da superfície

Há uma analogia de parte da equação B.1 com um circuito elétrico, em que o fluxo evaporativo é a corrente, a diferença de potencial é o déficit de pressão de vapor no ar e a resistência é uma combinação de resistência superficial e resistência aerodinâmica. A resistência superficial é a combinação, para o conjunto da vegetação, da resistência estomática das folhas. Mudanças na temperatura do ar e velocidade do vento vão afetar a resistência aerodinâmica. Mudanças na umidade do solo são enfrentadas pelas plantas com mudanças na transpiração, que afetam a resistência estomática ou superficial.

É possível transformar a equação B.1 em uma equação de evapotranspiração potencial de referência. Para isto devem ser utilizados valores específicos, para as resistências aerodinâmica e superficial, referentes a um determinado tipo de vegetação, como a grama, bem provida de água. A evapotranspiração de outras coberturas vegetais seria, então, obtida a partir da evapotranspiração de referência, utilizando um coeficiente de cultivo. No presente trabalho, no entanto, é utilizada a equação original, com os valores de  $r_s$  e  $r_a$  de cada tipo de cobertura vegetal. Esta opção se justifica porque os coeficientes de cultivo são mais dependentes do clima, do que os valores das resistências superficial e aerodinâmica.

O valor de  $E$ , calculado pela B.1, é convertido para as unidades de lâmina diária pela equação B.8.

$$E_a = E \cdot fc \quad (\text{B.8})$$

onde

- $E_a$  [mm.dia<sup>-1</sup>] lâmina de evapotranspiração
- $E$  [m.s<sup>-1</sup>] taxa de evaporação da água
- $fc$  [mm.s.dia<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup>] fator de conversão de unidades ( $fc = 8,64.10^7$ )

## B.2 BALANÇO DE ENERGIA

A energia disponível para a evapotranspiração depende da energia irradiada pelo sol, da energia que é refletida ou bloqueada pela atmosfera, da energia que é refletida pela superfície terrestre, da energia que é irradiada pela superfície terrestre e da energia que é transmitida ao solo.

Normalmente, as estações climatológicas dispõem de dados de radiação que atinge a superfície terrestre ( $S_{SUP}$ ), medida com radiômetros, ou do número de horas de insolação ( $n$ ), medidas com o heliógrafo, ou mesmo da fração de cobertura de nuvens ( $n/N$ ), estimada por um observador. A estimativa da radiação líquida disponível para evapotranspiração depende do tipo de dados disponível.

Assim como no item 4.7, sobre a evapotranspiração, todas as equações desta parte do modelo, apresentadas aqui, estão descritas em (Shuttleworth, 1993).

A situação de estimativa mais simples ocorre quando existem dados de radiação medidos, dados normalmente em MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>, ou cal.cm<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>. Neste caso, o termo  $R_L$  da equação B.1 pode ser obtido da equação B.9, que desconta a parte da radiação refletida.

$$R_L = S_{SUP} \cdot (1 - \alpha) \quad (B.9)$$

onde

- $R_L$  [MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>] radiação líquida na superfície
- $S_{SUP}$  [MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>] radiação que atinge a superfície (valor medido)
- $\alpha$  [-] albedo (parâmetro que depende da cobertura vegetal e uso do solo).

Quando existem apenas dados de horas de insolação, ou da fração de cobertura de nuvens, a radiação que atinge a superfície terrestre pode ser obtida considerando-a como uma fração da máxima energia, de acordo com a época do ano, a latitude da região, e o tipo de cobertura vegetal ou uso do solo.

A insolação máxima em um determinado ponto do planeta, considerando que o céu está sem nuvens, é dada pela equação B.10.

$$N = \frac{24}{\pi} \cdot \omega_s \quad (\text{B.10})$$

onde

- N [horas] insolação máxima
- $\omega_s$  [radianos] ângulo do sol ao nascer

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \cdot \tan \delta) \quad (\text{B.11})$$

onde

- $\varphi$  [graus] latitude (positiva no hemisfério norte e negativa no hemisfério sul)
- $\omega_s$  [radianos] ângulo do sol ao nascer
- $\delta$  [radianos] declinação solar (equação B.12)

$$\delta = 0,4093 \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot J - 1,405\right) \quad (\text{B.12})$$

onde

- $\delta$  [radianos] declinação solar
- J [-] dia no calendário Juliano (contado a partir de 1° de janeiro)

A radiação que atinge o topo da atmosfera, calculada pela equação B.13, também depende da latitude e da época do ano.

$$S_{\text{TOP}} = 15,392 \cdot \frac{\rho_w \cdot \lambda}{1000} \cdot d_r \cdot (\omega_s \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \omega_s) \quad (\text{B.13})$$

onde

- $\lambda$  [MJ.kg<sup>-1</sup>] calor latente de vaporização;
- $S_{\text{TOP}}$  [MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>] radiação no topo da atmosfera;

- $\rho_w$  [kg.m<sup>-3</sup>] massa específica da água;
- $\delta$  [radianos] declinação solar;
- $\varphi$  [graus] latitude;
- $\omega_s$  [radianos] ângulo do sol ao nascer;
- $d_r$  [-] distância relativa da terra ao sol (equação B.14);

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot J\right) \quad (\text{B.14})$$

A radiação que atinge o topo da atmosfera é parcialmente refletida pela própria atmosfera, não atingindo a superfície terrestre. As nuvens são responsáveis pela reflexão, e a estimativa da radiação que atinge a superfície terrestre depende da fração de cobertura de nuvens, conforme a equação B.15.

$$S_{\text{SUP}} = \left( a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot S_{\text{TOP}} \quad (\text{B.15})$$

onde

- $N$  [horas] insolação máxima
- $n$  [horas] insolação medida
- $S_{\text{TOP}}$  [MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>] radiação no topo da atmosfera
- $S_{\text{SUP}}$  [MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>] radiação na superfície terrestre
- $a_s$  [-] fração da radiação que atinge a superfície em dias encobertos ( $n=0$ )
- $a_s + b_s$  [-] fração da radiação que atinge a superfície em dias sem nuvens ( $n=N$ )

Quando não existem dados locais medidos que permitam estimativas mais precisas, são recomendados os valores de 0,25 e 0,50, respectivamente, para os parâmetros  $a_s$  e  $b_s$  (Shuttleworth, 1993).

Quando a estação meteorológica dispõe de dados de insolação, a equação B.15 é utilizada com  $n$  medido e  $N$  estimado pela equação B.10. Quando a estação dispõe de dados de fração de cobertura, utiliza-se o valor de  $n/N$  diretamente.

Uma parte da radiação que atinge a superfície terrestre ( $S_{\text{SUP}}$ ) é refletida, conforme já descrito pela equação B.9. A maior parte da energia irradiada pelo sol está na faixa de ondas

curtas, de 0,3 a 3  $\mu\text{m}$ . O balanço de energia, porém, também inclui uma pequena parcela de radiação de ondas longas, de 3 a 100  $\mu\text{m}$ .

O balanço de radiação de ondas longas na superfície terrestre depende, basicamente, de quanta energia é emitida pela superfície terrestre e pela atmosfera. Normalmente, a superfície terrestre é mais quente do que a atmosfera, resultando em um balanço negativo, isto é, há perda de energia na faixa de ondas longas. A equação B.16 descreve a radiação líquida de ondas longas que deixa a superfície terrestre.

$$L_n = f \cdot \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T + 273,2)^4 \quad (\text{B.16})$$

onde

- $L_n$  [MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>] radiação líquida de ondas longas que deixa a superfície;
- $f$  [-] fator de correção devido à cobertura de nuvens;
- $T$  [°C] temperatura média do ar a 2 m do solo;
- $\varepsilon$  [-] emissividade da superfície (equação B.17);
- $\sigma$  [MJ.m<sup>-2</sup>.°K<sup>-4</sup>.dia<sup>-1</sup>] constante ( $\sigma=4,903 \cdot 10^{-9}$  MJ.m<sup>-2</sup>.°K<sup>-4</sup>.dia<sup>-1</sup>);

A emissividade da superfície pode ser estimada pela equação B.17.

$$\varepsilon = 0,34 - 0,14 \cdot (e_d) \quad (\text{B.17})$$

onde

- $e_d$  [kPa] pressão de vapor da água (equação B.6)
- $\varepsilon$  [-] emissividade da superfície

O fator de correção da radiação de ondas longas devido à cobertura de nuvens ( $f$ ) pode ser estimado com base na equação B.18.

$$f = 0,1 + 0,9 \cdot \frac{n}{N} \quad (\text{B.18})$$

O fluxo de calor para o solo - termo  $G$  na equação B.1 - muitas vezes é desprezado no cálculo da evapotranspiração, principalmente quando o intervalo de tempo é grande. No

modelo hidrológico o fluxo de calor para o solo é calculado pela equação B.19. Quando a temperatura do dia é superior à temperatura do dia anterior, o fluxo de calor ocorre no sentido da superfície para o solo.

$$G = 0,38 \cdot (T_i - T_{i-1}) \quad (\text{B.19})$$

onde

- $G$  [MJ.m<sup>-2</sup>.dia<sup>-1</sup>] fluxo de energia para o solo
- $T_i$  [°C] temperatura média do ar a 2 m do solo
- $T_{i-1}$  [°C] temperatura média do ar a 2 m do solo no dia anterior

### B.3 RESISTÊNCIA AERODINÂMICA

Na analogia da evapotranspiração com um circuito elétrico, existem duas resistências que a “corrente” (fluxo evaporativo) tem de enfrentar: resistência superficial e resistência aerodinâmica. A resistência aerodinâmica representa a dificuldade com que a umidade, que deixa a superfície das folhas e do solo, é dispersada pelo meio. Na proximidade da vegetação o ar tende a ficar mais úmido, dificultando o fluxo de evaporação. A velocidade do vento e a turbulência contribuem para reduzir a resistência aerodinâmica, trocando o ar úmido próximo à superfície que está fornecendo vapor, como as folhas das plantas ou as superfícies líquidas, pelo ar seco de níveis mais elevados da atmosfera.

A resistência aerodinâmica é inversamente proporcional à altura dos obstáculos enfrentados pelo vento, porque são estes que geram a turbulência.

$$r_a = \frac{6,25}{u_{m,10}} \cdot \left( \ln \left( \frac{10}{z_0} \right) \right)^2 \quad \text{para } h < 10 \text{ metros} \quad (\text{B.20})$$

$$r_a = \frac{94}{u_{m,10}} \quad \text{para } h \geq 10 \text{ metros} \quad (\text{B.21})$$

onde

- $r_a$  [s.m<sup>-1</sup>] resistência aerodinâmica
- $u_{m,10}$  [m.s<sup>-1</sup>] velocidade do vento a 10 m de altura
- $z_0$  [m] rugosidade da superfície

- $h$  [m] altura média da cobertura vegetal

A rugosidade da superfície é considerada igual a um décimo da altura média da vegetação.

$$z_0 = \frac{h}{10} \quad (\text{B.22})$$

onde

- $z_0$  [m] rugosidade da superfície
- $h$  [m] altura média da cobertura vegetal

As estações climatológicas normalmente dispõe de dados de velocidade do vento medidas a 2 m de altura. Para converter estes dados a uma altura de referência de 10 m é utilizada a equação B.23 (Bremicker, 1998).

$$u_{m,10} = u_{m,2} \cdot \left( \frac{\ln\left(\frac{10}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{2}{z_0}\right)} \right) \quad (\text{B.23})$$

onde

- $u_{m,10}$  [m.s<sup>-1</sup>] velocidade do vento a 10 m de altura
- $u_{m,2}$  [m.s<sup>-1</sup>] velocidade do vento a 2 m de altura
- $z_0$  [m] rugosidade da superfície

#### **B.4 RESISTÊNCIA SUPERFICIAL**

A resistência superficial é a combinação, para o conjunto da vegetação, da resistência estomática das folhas. A resistência superficial representa a resistência ao fluxo de umidade do solo, através das plantas, até a atmosfera. Esta resistência é diferente para os diversos tipos de plantas e depende de variáveis ambientais como a umidade do solo, a temperatura do ar e a



radiação recebida pela planta. A maior parte das plantas exerce um certo controle sobre a resistência dos estômatos e, portanto, pode controlar a resistência superficial.

A resistência estomática das folhas depende da disponibilidade de água no solo. Em condições favoráveis, os valores de resistência estomática e, em consequência, os de resistência superficial são mínimos.

A resistência superficial em boas condições de umidade é um parâmetro que pode ser estimado com base em experimentos cuidadosos em lisímetros. Nas aplicações do modelo hidrológico serão tomados como referência alguns valores de resistência superficial apresentados no item 4.10.10.

Durante períodos de estiagem mais longos, a umidade do solo vai sendo retirada por evapotranspiração e, à medida que o solo vai perdendo umidade, a evapotranspiração diminui. A redução da evapotranspiração não ocorre imediatamente. Para valores de umidade do solo entre a capacidade de campo e um limite, que vai de 50 a 80 % da capacidade de campo, a evapotranspiração não é afetada pela umidade do solo. A partir deste limite a evapotranspiração é diminuída, atingindo o mínimo – normalmente zero – no ponto de murcha.

Esta relação de dependência entre a evapotranspiração e a umidade do solo é representada no modelo hidrológico pelo aumento da resistência superficial, conforme proposto por Wigmosta et al. (1994). A resistência superficial original é alterada por um coeficiente de ajuste ( $F_4$ ), conforme a equação B.24. O valor do coeficiente  $F_4$  é igual a 1,0 da saturação até um limite mínimo de umidade  $W_L$ , a partir deste valor o coeficiente começa a aumentar segundo a equação B.25.

$$r_{su} = F_4 \cdot r_s \quad (B.24)$$

$$\frac{1}{F_4} = \frac{W - W_{PM}}{W_L - W_{PM}} \quad \text{para } W \leq W_L \quad (B.25)$$

onde

- $r_{su}$  [s.m<sup>-1</sup>] resistência superficial considerando a umidade do solo
- $r_s$  [s.m<sup>-1</sup>] resistência superficial em boas condições de umidade do solo
- $F_4$  [-] coeficiente de ajuste da resistência superficial
- $W$  [mm] armazenamento do solo

- $W_{PM}$  [mm] armazenamento do solo no ponto de murcha
- $W_L$  [mm] armazenamento em que inicia o efeito sobre a resistência superficial

A figura B.1 apresenta a variação do coeficiente de ajuste da resistência superficial com a umidade do solo.

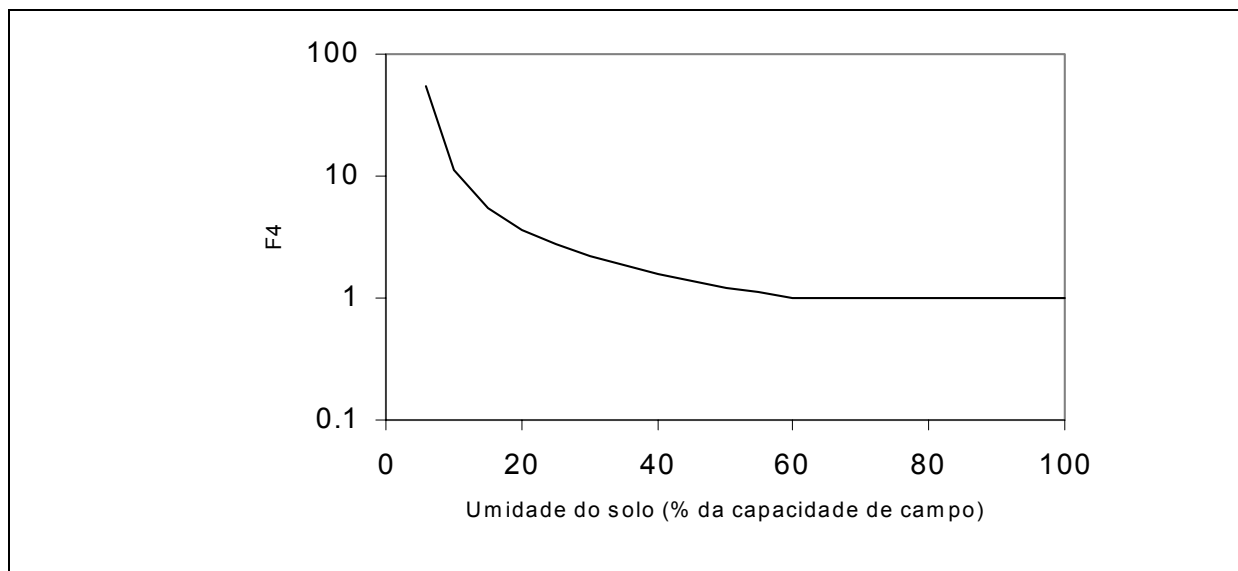


Figura B.1: Variação do coeficiente de ajuste da resistência superficial com a umidade do solo. ( $W_L = 60\%$  ;  $W_{PM} = 5\%$ )

**ANEXO C: FUNÇÕES OBJETIVO PARA A ESTIMATIVA DA  
QUALIDADE DO AJUSTE DO MODELO**

## C.1 FUNÇÕES OBJETIVO

Na calibração manual, o ajuste foi avaliado considerando a análise visual dos hidrogramas e verificando os valores das funções objetivo a seguir:

- coeficiente de Nash (**R2**);
- coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões (**R<sub>log</sub>**);
- relação entre volumes medidos e calculados (**ΔV**).

Na calibração automática, foram utilizados apenas os valores das funções objetivo. A definição destas estatísticas, ou funções objetivo, é dada nas equações a seguir.

$$R2 = 1 - \frac{\sum (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2}$$

$$R_{log} = 1 - \frac{\sum (\ln(Q_{obs}(t)) - \ln(Q_{cal}(t)))^2}{\sum (\ln(Q_{obs}(t)) - \overline{\ln(Q_{obs}(t))})^2}$$

$$\Delta V = \frac{\sum (Q_{cal}(t)) - \sum (Q_{obs}(t))}{\sum (Q_{obs}(t))}$$

onde  $Q_{obs}(t)$  é a vazão observada no tempo  $t$  e  $Q_{cal}(t)$  é a vazão calculada no tempo  $t$ .

O coeficiente de Nash (**R2**) tem um valor máximo igual a 1, que corresponde a um ajuste perfeito entre vazões calculadas e observadas. O valor de **R2** é fortemente influenciado por erros nas vazões máximas, por isto, quando **R2** é próximo de 1, o modelo está obtendo um bom ajuste para as cheias. O desempenho de um modelo é considerado adequado e bom se o valor de **R2** supera 0,75, e é considerado aceitável se o valor de **R2** fica entre 0,36 e 0,75 (Gotschalk e Motovilov, 2000).

O valor do coeficiente de Nash dos logaritmos das vazões (**R<sub>log</sub>**) também tem valor máximo igual a 1, e também têm uma influência grande de erros nas vazões máximas, mas é mais fortemente influenciado pelas vazões mínimas do que o **R2**. Normalmente, valores de **R<sub>log</sub>** próximos da unidade significam que o modelo está simulando adequadamente os períodos de recessão do hidrograma e as estiagens.

O erro no volume não tem valor máximo nem mínimo, e também não é influenciado de forma diferenciada por períodos de cheias ou de estiagens. O valor de **ΔV** apenas expressa a diferença relativa entre a soma de todas as vazões, calculadas e observadas, sem considerar

sua seqüência temporal. Esta função objetivo é útil para observar se as perdas de água por evapotranspiração estão sendo corretamente calculadas.

**ANEXO D: GRÁFICOS DA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO  
MODELO AOS PARÂMETROS**

## D.1 SENSIBILIDADE DO MODELO AOS PARÂMETROS

Os gráficos a seguir apresentam a sensibilidade dos resultados do modelo hidrológico a cada um dos parâmetros. A sensibilidade é medida através da variação do valor do coeficiente de ajuste de Nash Sutcliffe e do erro relativo no volume, dentro de uma faixa aceitável do valor do parâmetro. As funções objetivo estão descritas no anexo C.

No eixo horizontal estão indicados os valores relativos ou absolutos do parâmetro considerado, dependendo do caso. No caso de valores relativos, o valor 100% corresponde ao valor considerado na calibração.

Esta análise de sensibilidade foi realizada com base na aplicação do modelo na bacia do rio Taquari Antas. Nesta bacia a calibração foi manual, e por isso o valor de 100 % não corresponde ao máximo ou mínimo das funções objetivo.

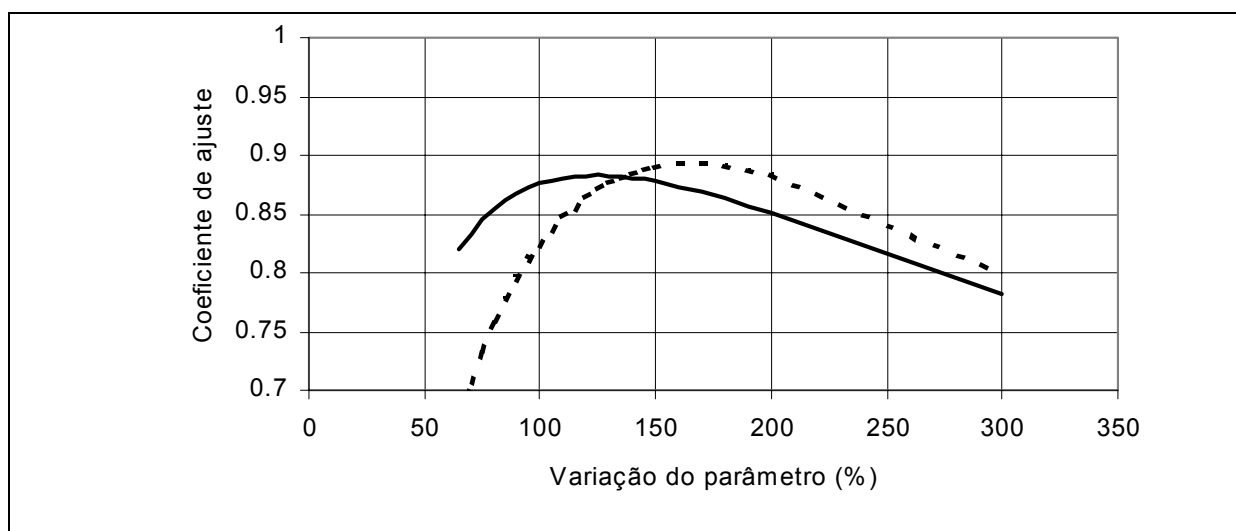


Figura D.1: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do armazenamento máximo no solo  $W_m$  ( $R_2$  – linha contínua;  $R_{10g}$  – linha pontilhada).

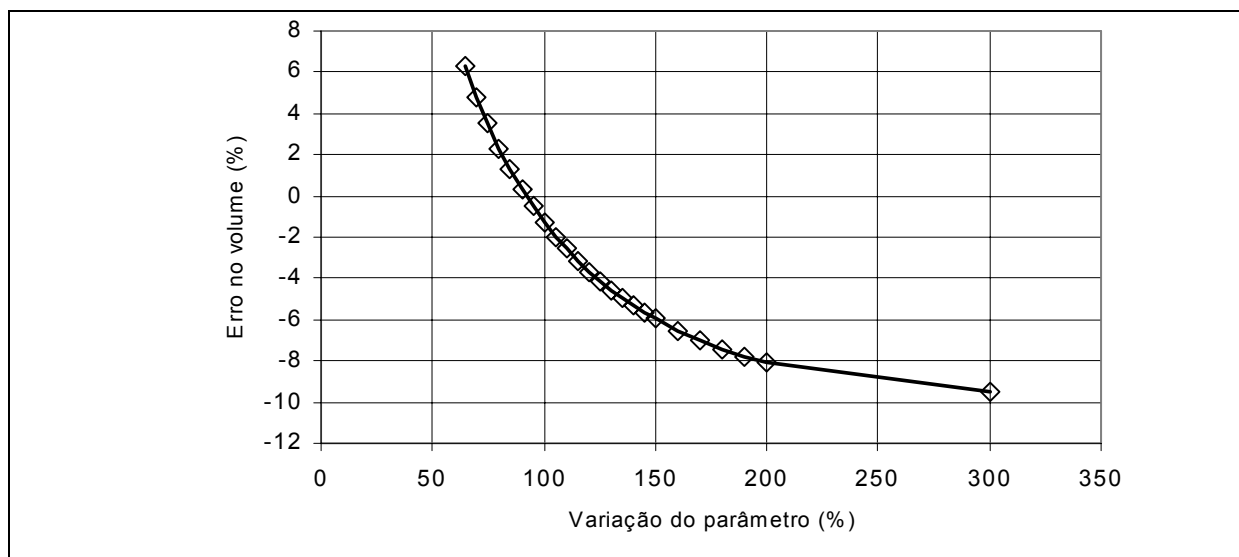


Figura D.2: Sensibilidade do erro no volume às variações do armazenamento máximo no solo  $W_m$ .

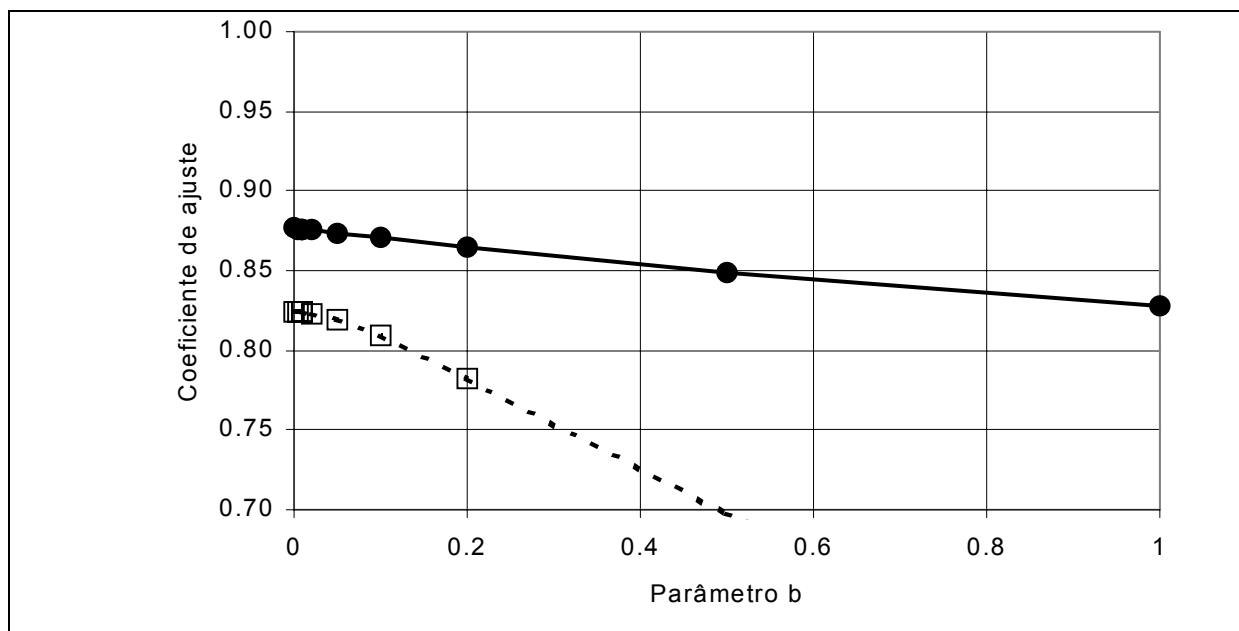


Figura D.3: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do parâmetro  $b$  ( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).



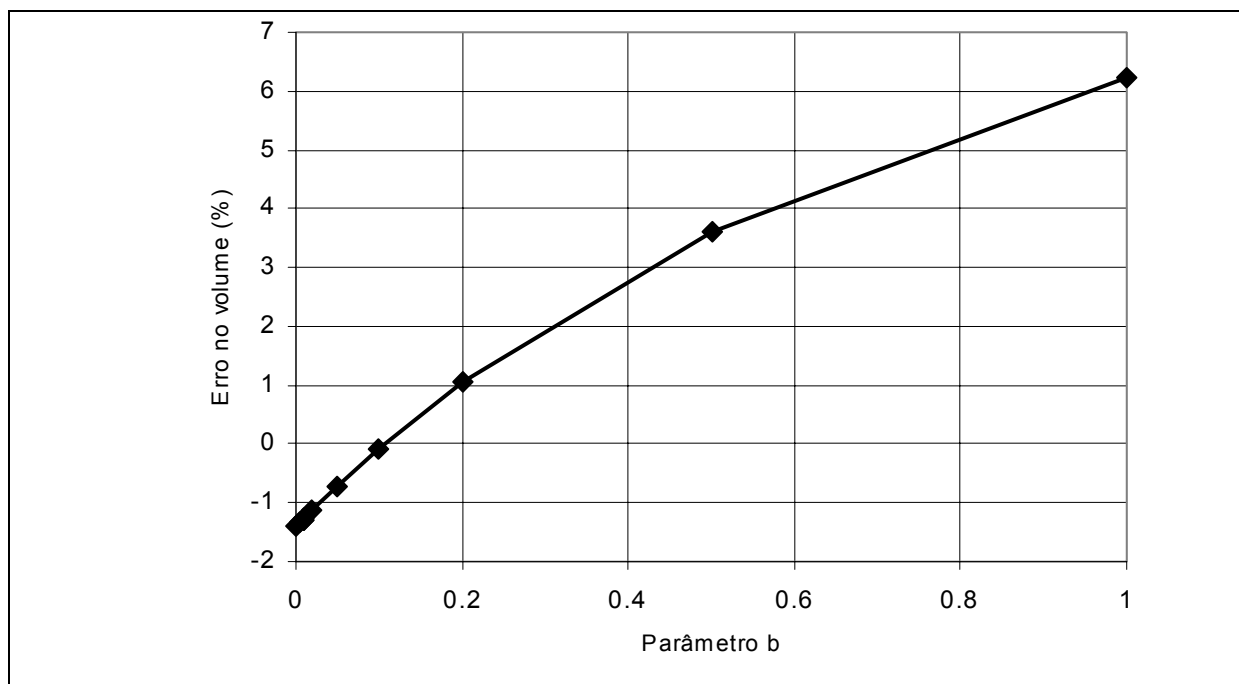


Figura D.4: Sensibilidade do erro no volume às variações do parâmetro **b**.

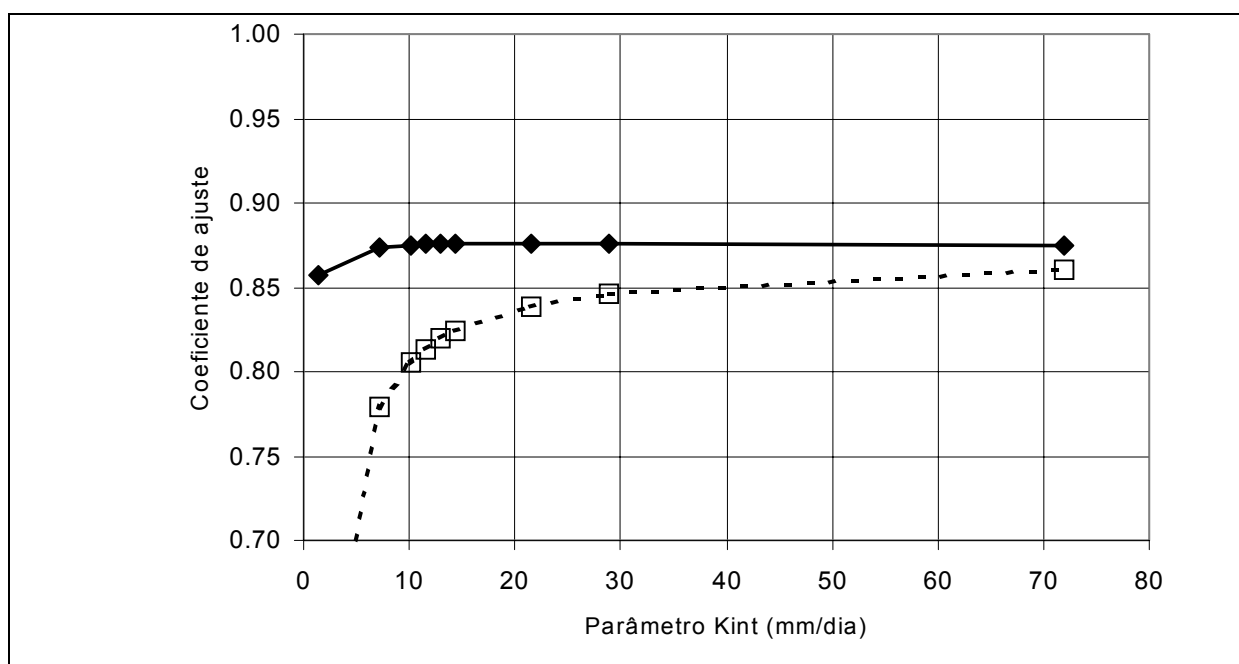


Figura D.5: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do parâmetro  $K_{INT}$  ( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

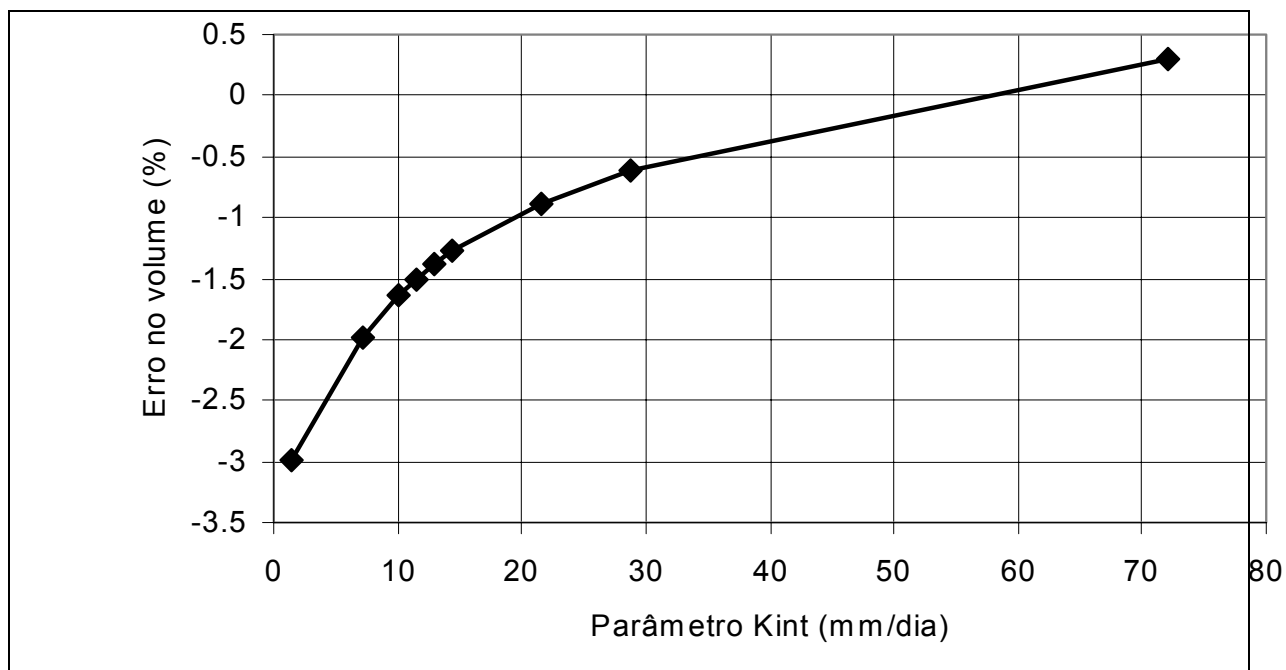


Figura D.6: Sensibilidade do erro no volume às variações do parâmetro  $K_{INT}$ .

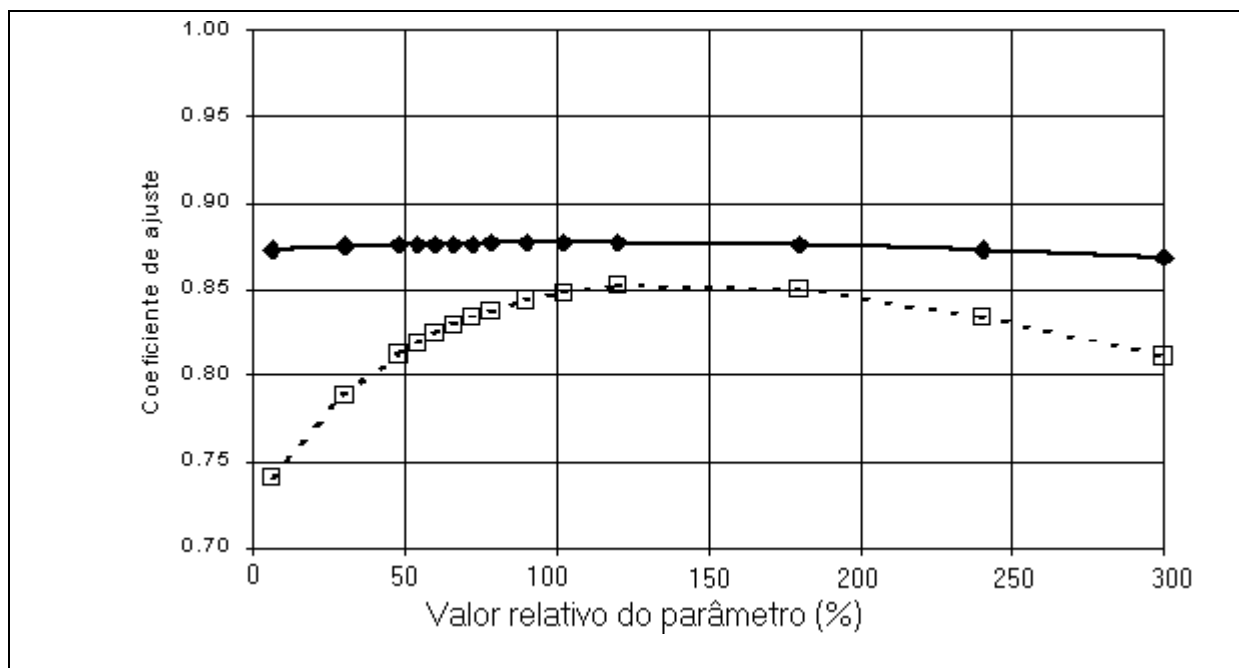


Figura D.7: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do parâmetro  $K_{BAS}$  ( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

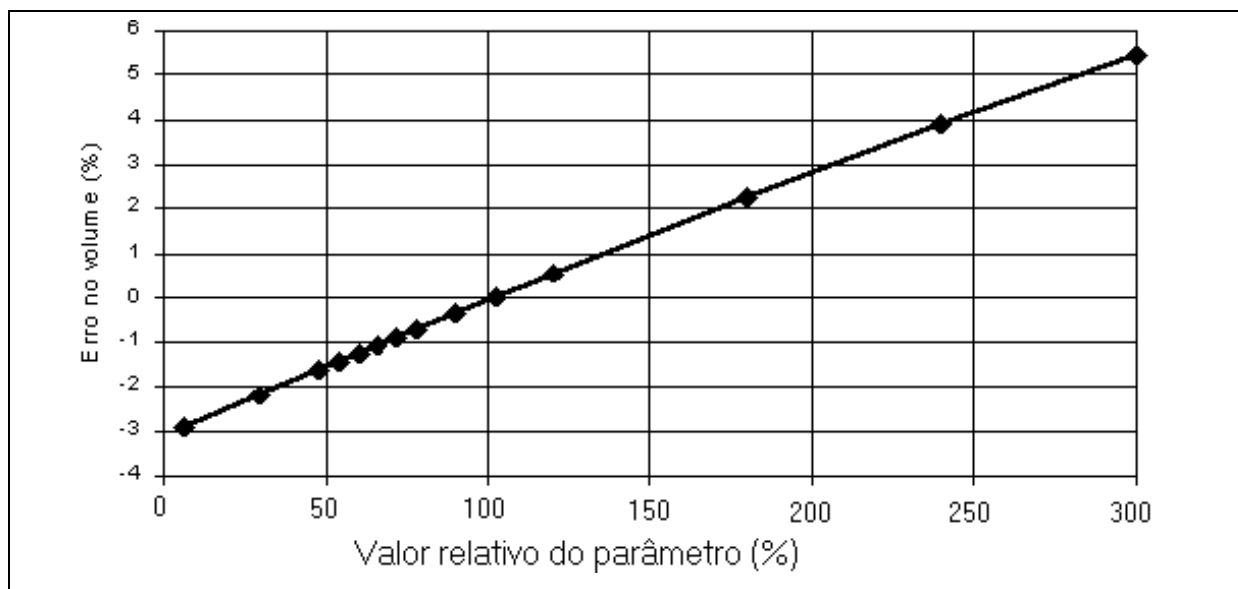


Figura D.8: Sensibilidade do erro no volume às variações do parâmetro  $K_{BAS}$ .

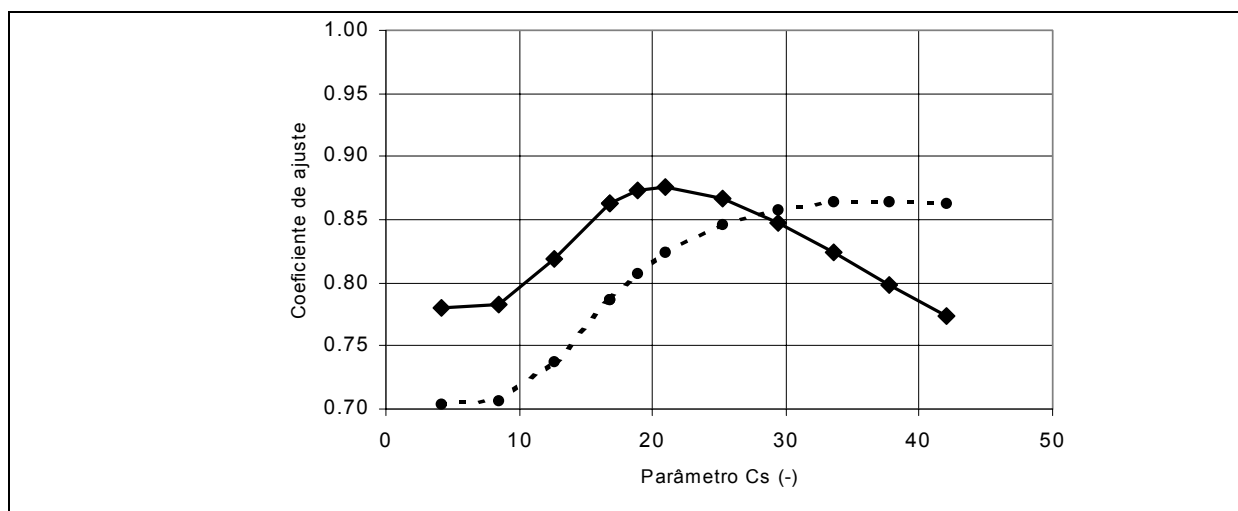


Figura D.9: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do parâmetro  $C_S$  ( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

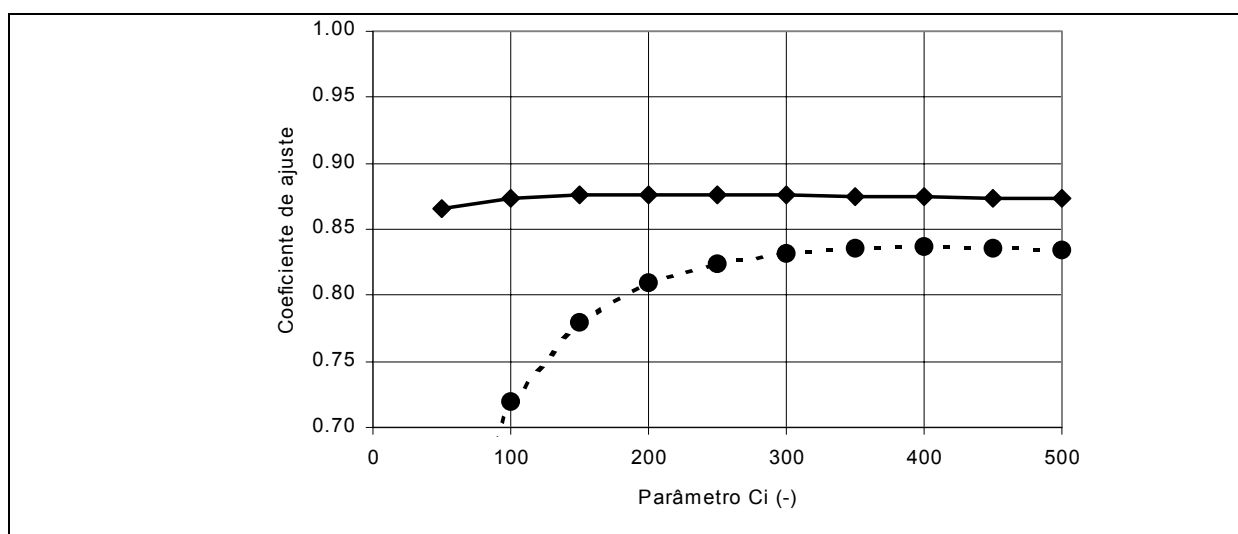


Figura D.10: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do parâmetro  $C_I$  ( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

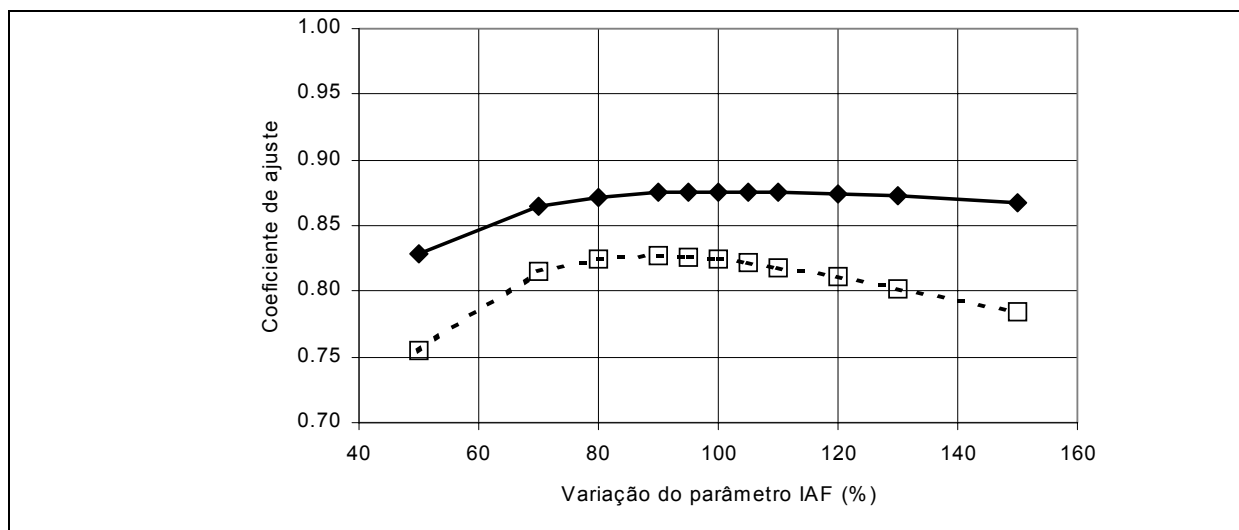


Figura D.11: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do índice de área foliar **IAF** (R2 – linha contínua; R<sub>log</sub> – linha pontilhada).

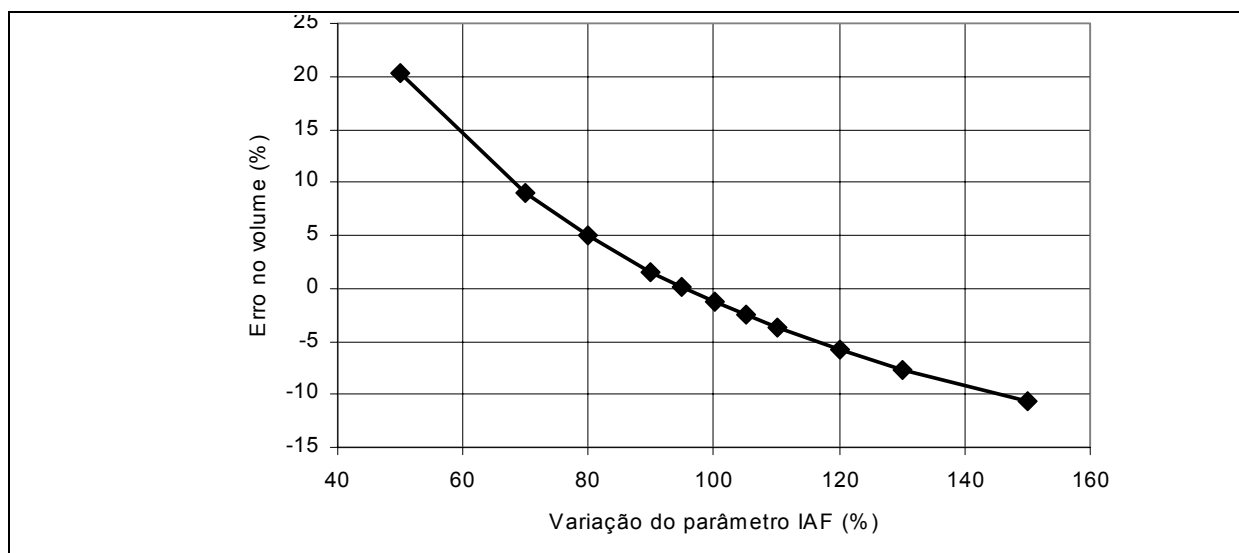


Figura D.12: Sensibilidade do erro no volume às variações do índice de área foliar **IAF**.

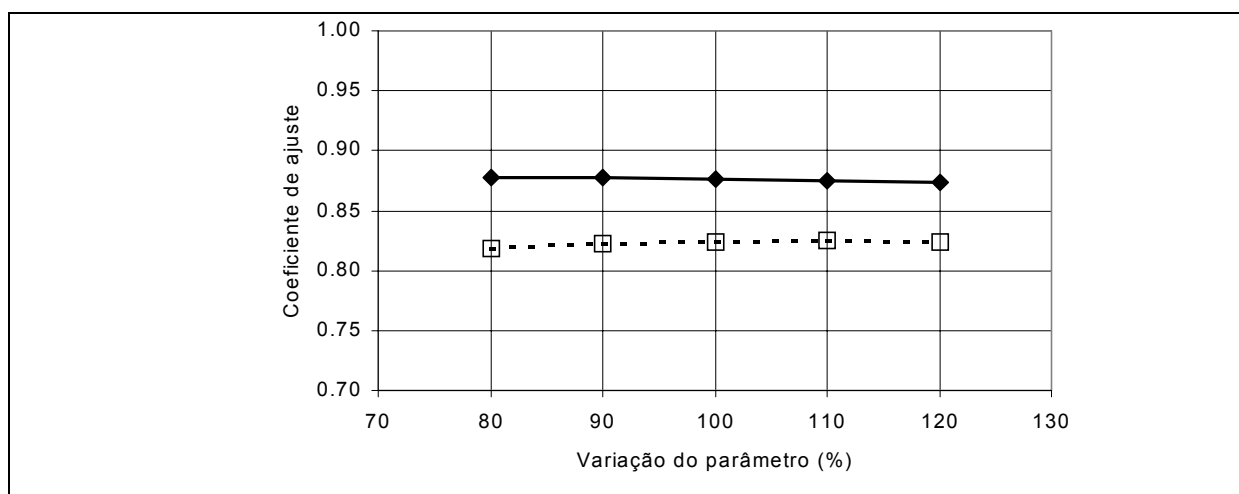


Figura D.13: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do albedo (R2 – linha contínua; R<sub>log</sub> – linha pontilhada).

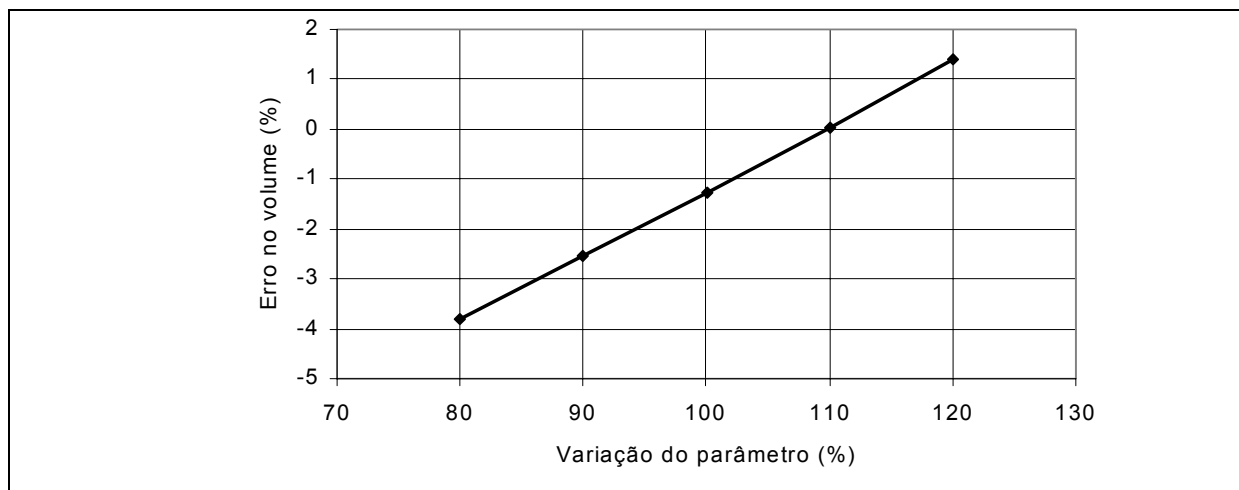


Figura D.14: Sensibilidade do erro no volume às variações do albedo.

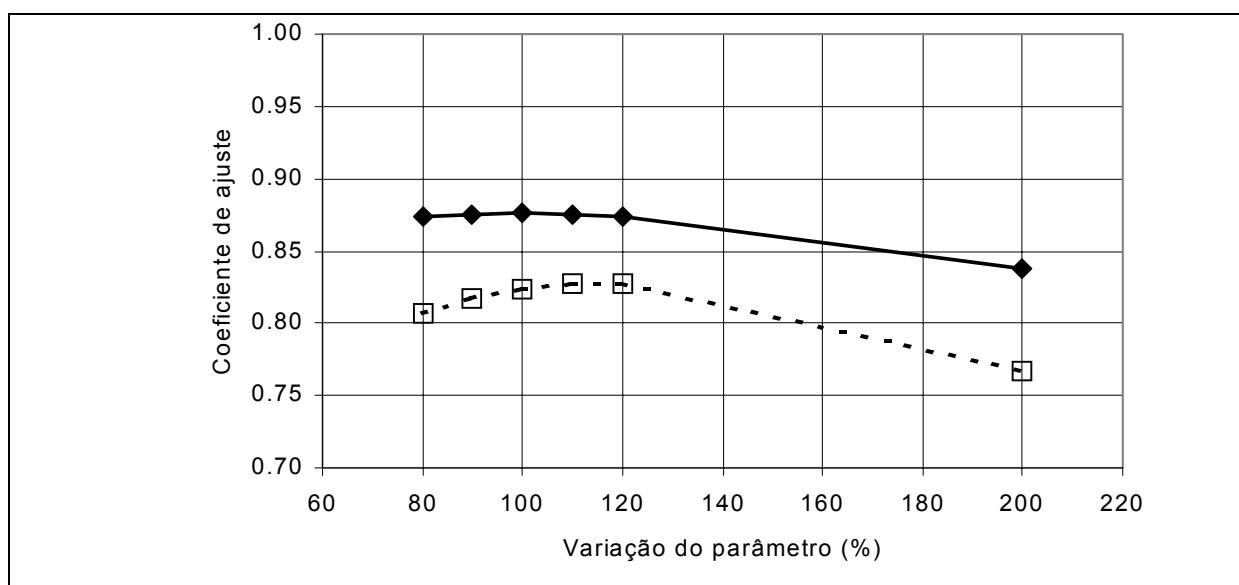


Figura D.15: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações da resistência superficial  $r_s$  ( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

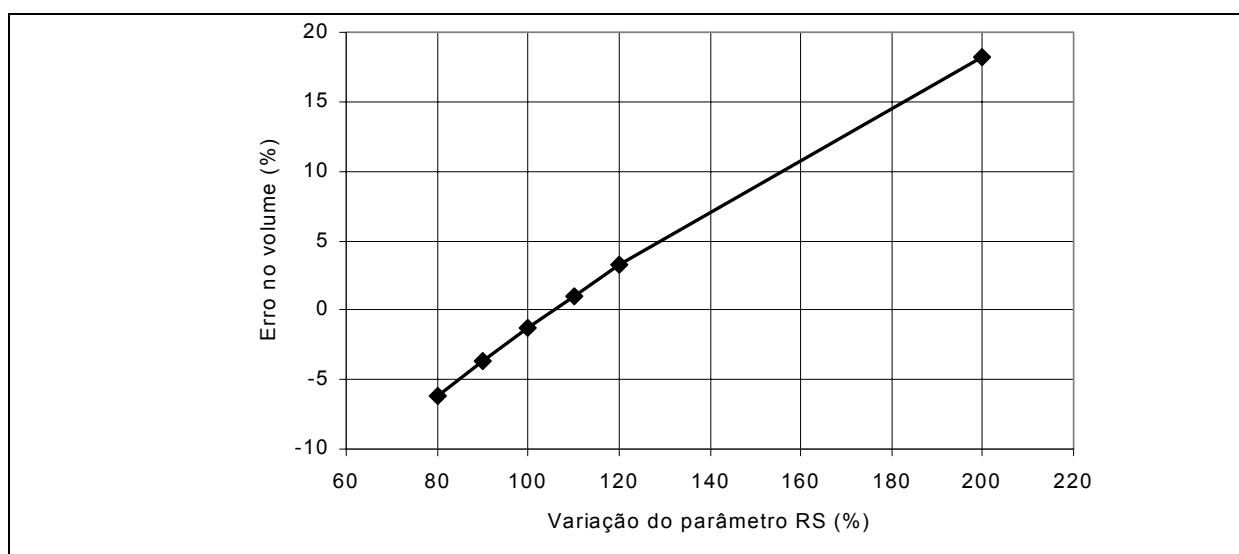


Figura D.16: Sensibilidade do erro no volume às variações da resistência superficial  $r_s$ .

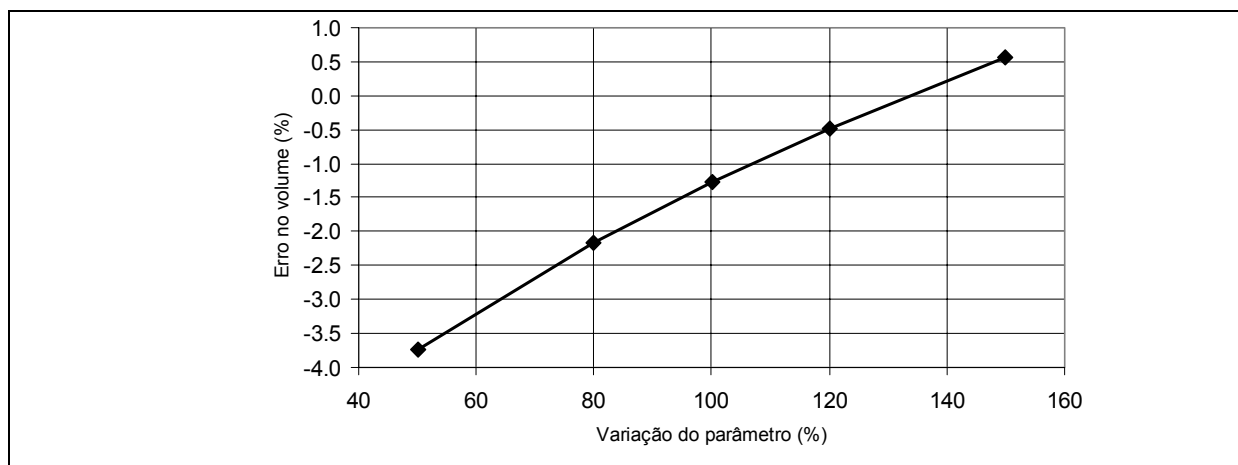


Figura D.17: Sensibilidade do erro no volume às variações da resistência aerodinâmica  $r_a$ .

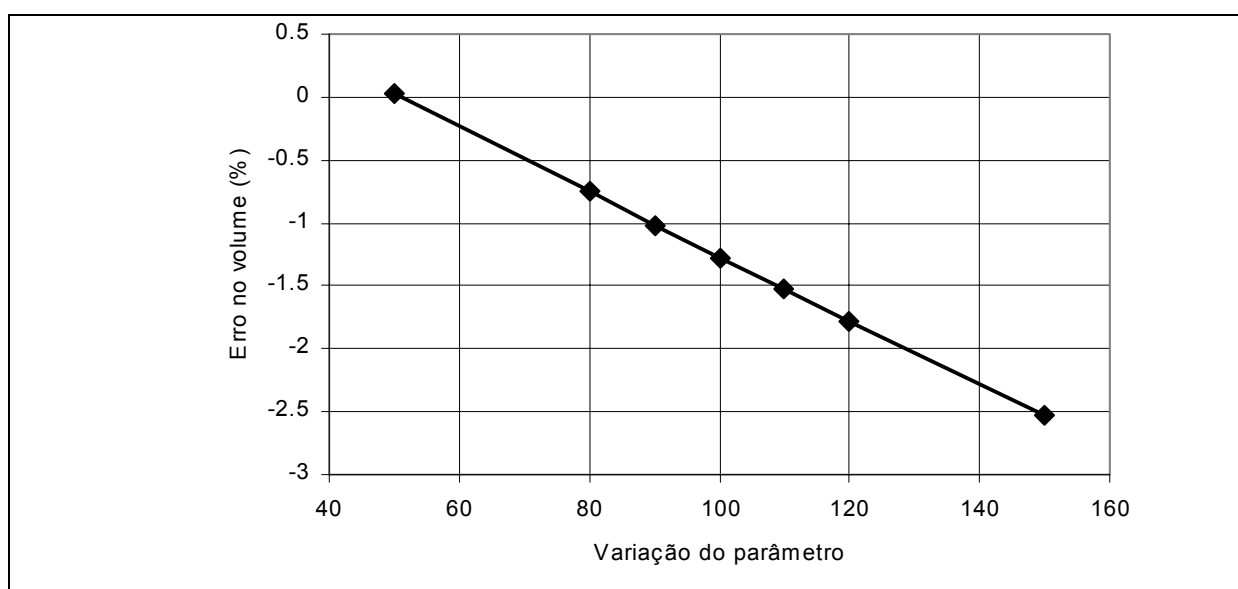


Figura D.18: Sensibilidade do erro no volume às variações do coeficiente de interceptação  $F_i$ .

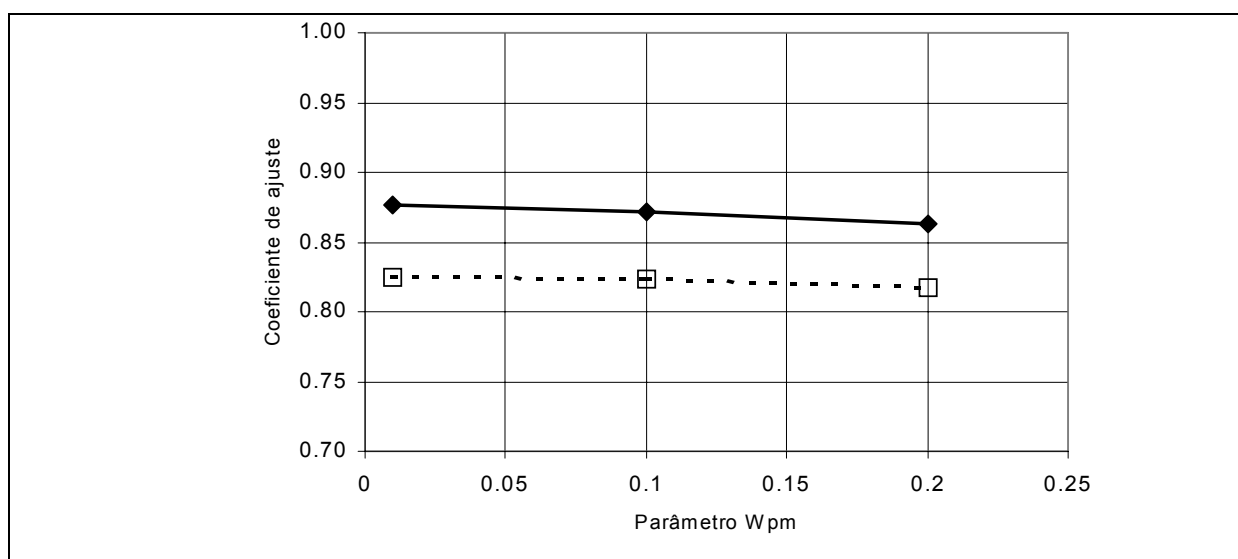


Figura D.19: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do parâmetro  $W_{PM}$   
( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

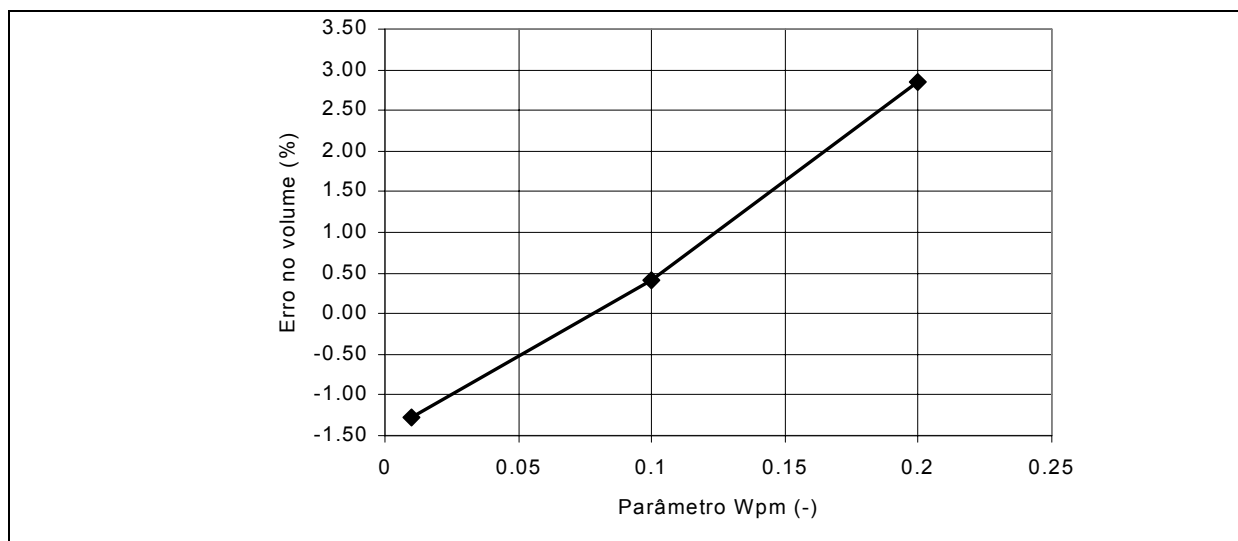


Figura D.20: Sensibilidade do erro no volume às variações do parâmetro  $W_{PM}$ .

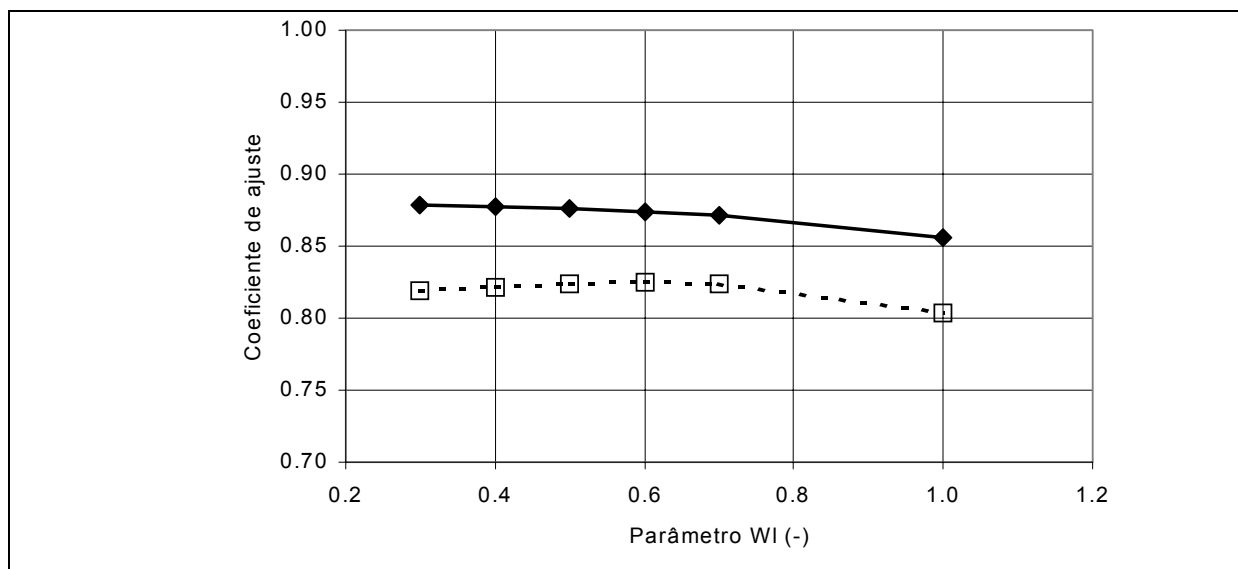


Figura D.21: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações do parâmetro  $W_L$   
( $R_2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

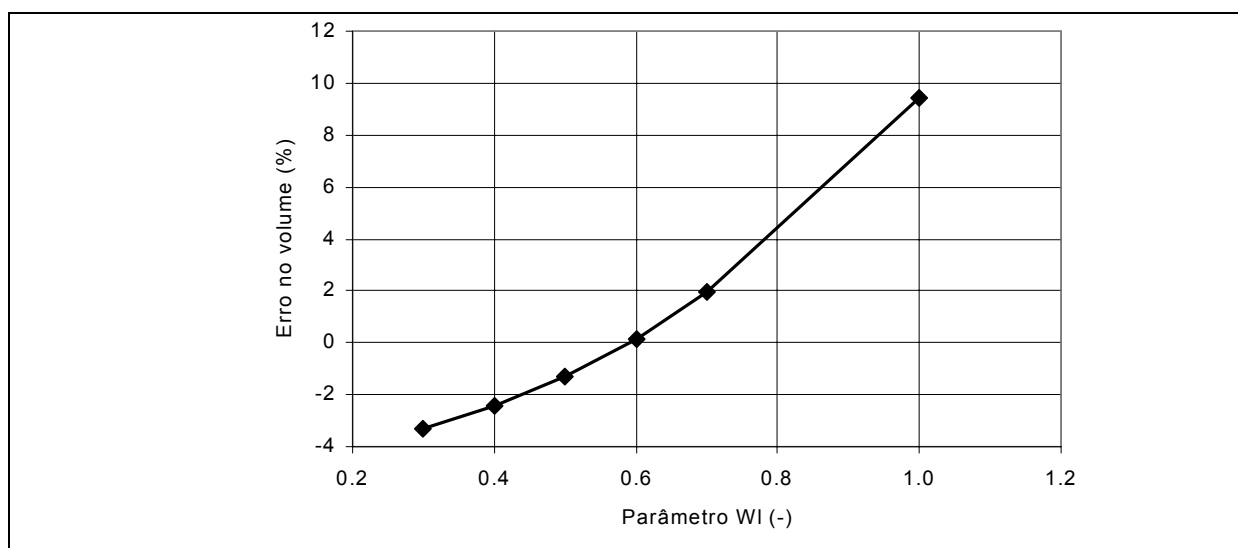


Figura D.22: Sensibilidade do erro no volume às variações do parâmetro  $W_L$ .

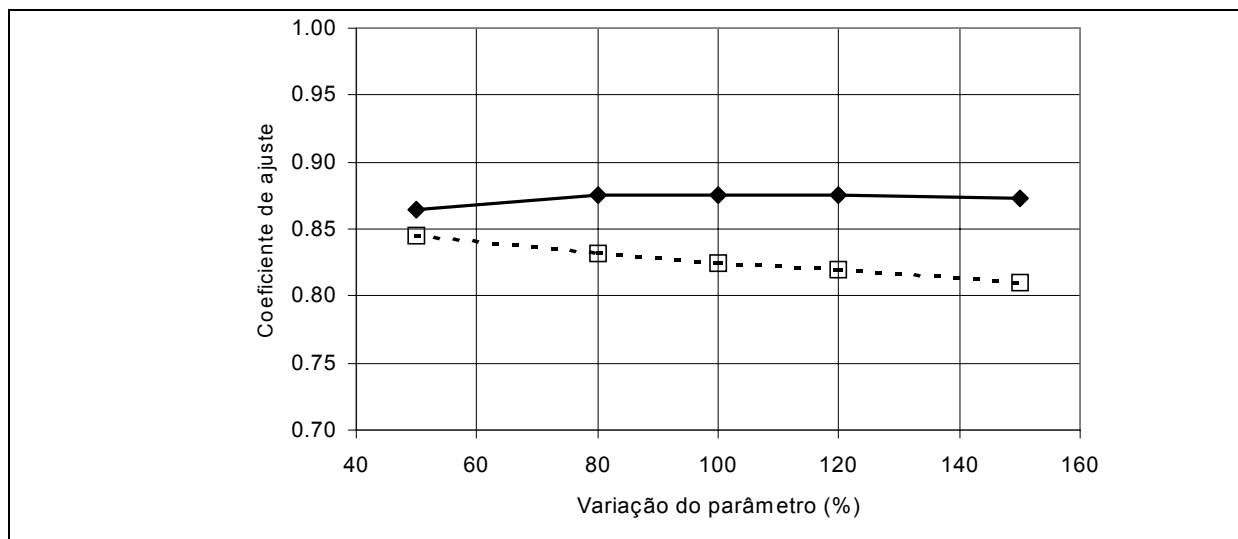


Figura D.23: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações da vazão de referência  $Q_0$  (R2 – linha contínua; Rlog – linha pontilhada).

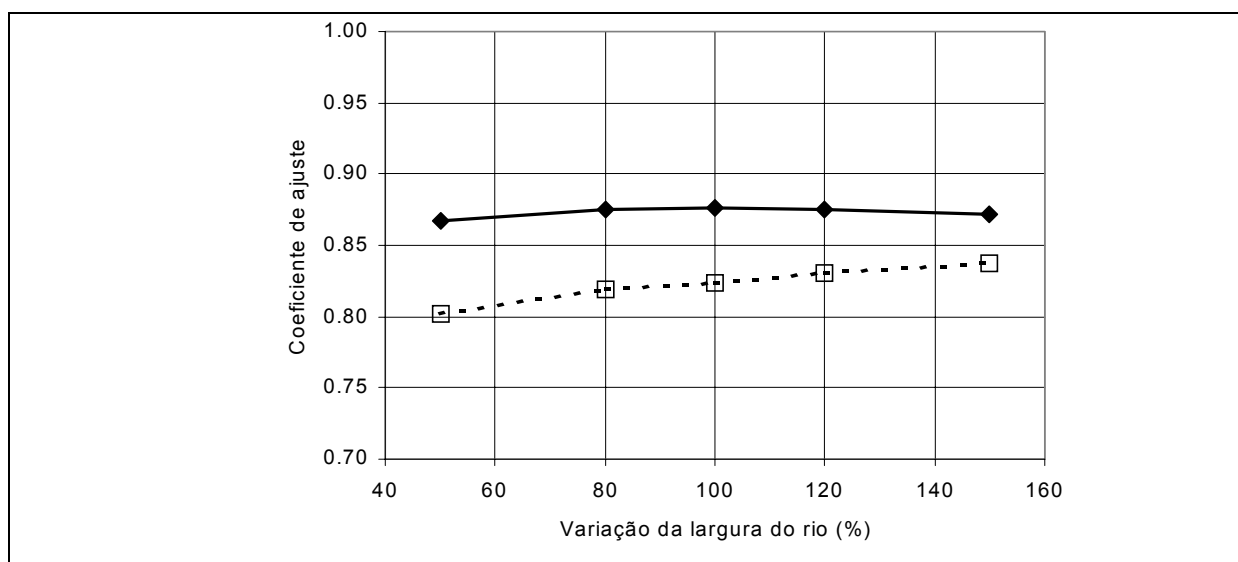


Figura D.24: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações da largura dos rios  $B_0$  (R2 – linha contínua; Rlog – linha pontilhada).



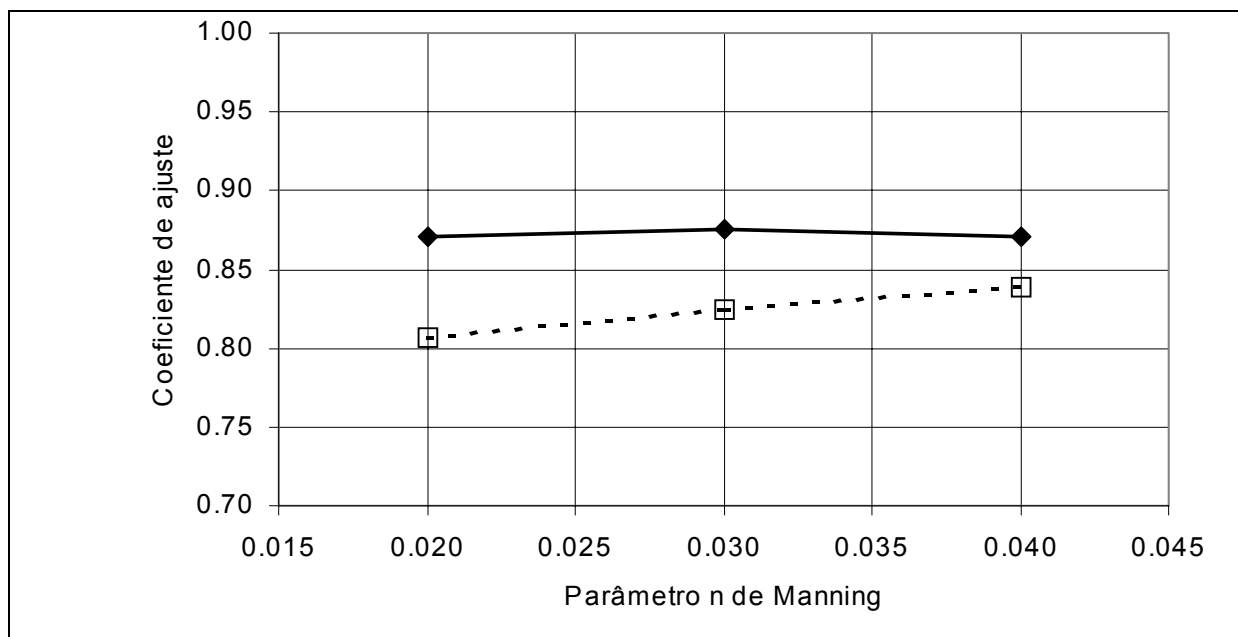


Figura D.25: Sensibilidade dos coeficientes de ajuste às variações da rugosidade de Manning  $n$  ( $R^2$  – linha contínua;  $R_{log}$  – linha pontilhada).

## **ANEXO E: RELAÇÃO DE POSTOS PLUVIOMÉTRICOS**

**E.1 Postos pluviométricos da bacia do rio Taquari, MS**

Código DNAEE	Latitude graus	Latitude minutos	Longitude graus	Longitude minutos
01753000	17	19	53	13
01753001	17	9	53	14
01753002	17	22	53	3
01754000	17	12	54	8
01754001	17	45	54	20
01754004	17	32	54	0
01853000	18	4	53	8
01853001	18	44	53	41
01853002	18	6	53	58
01854000	18	30	54	46
01854001	18	4	54	32
01854002	18	55	54	52
01854003	18	30	54	13
01854004	18	26	54	48
01854005	18	26	54	48
01854006	18	21	55	51
01954002	19	57	54	52
01954003	19	28	54	57
01954004	19	32	54	4
01955000	19	59	55	52
01853003	18	15	53	6
01953003	19	15	53	28
01953000	19	22	53	34
01953001	19	50	53	57
01954006	19	18	54	10
01954007	19	24	54	30

**E.2: Postos pluviométricos da bacia do rio Taquari – Antas, RS**

Código	Nome	Latitude	Longitude
2850002	CAPELA SAO JOSE DOS AUSENTES	28° 44'	50° 04'
2850006	INVERNADA VELHA	28° 27'	50° 18'
2850009	PASSO TAINHAS	28° 52'	50° 27'
2850010	USINA TOUROS	28° 38'	50° 17'
2850013	KORFF	28° 46'	50° 59'
2850014	VACARIA-IPAGRO	28° 30'	50° 56'
2850015	ESCURINHO	28° 04'	50° 27'
2851001	VISTA ALEGRE	28° 48'	51° 47'
2851002	ANDRE DA ROCHA	28° 38'	51° 34'
2851003	ANTONIO PRADO	28° 51'	51° 17'
2851004	ARACA	28° 40'	51° 46'
2851005	CASCA I	28° 33'	51° 58'
2851006	DOIS LAJEADOS	28° 59'	51° 50'
2851007	ENCRUZILHADA II	28° 14'	51° 33'
2851008	ITUIM (ENTRE RIOS)	28° 33'	51° 21'
2851009	FAGUNDES VARELA	28° 53'	51° 42'

**(continuação) E.2:Postos pluviométricos da bacia do rio Taquari – Antas, RS**

2851010	FAZENDA ROSEIRA	28° 40'	51° 08'
2851018	NOVA ROMA	28° 59'	51° 24'
2851020	PASSO DAS PEDRAS	28° 15'	51° 51'
2851021	PASSO DO PRATA	28° 52'	51° 27'
2851022	PASSO MIGLIAVACA	28° 37'	51° 51'
2851023	PONTE SANTA RITA	28° 19'	51° 20'
2851024	PRATA	28° 46'	51° 37'
2851026	SEGREDO	28° 46'	51° 22'
2851027	SERAFINA CORREIA	28° 42'	51° 56'
2851028	TRINTA E CINCO	28° 23'	51° 50'
2851031	USINA GUAPORE	28° 54'	51° 57'
2851032	USINA SALTINHO	28° 37'	51° 21'
2851033	VERANOPOLIS	28° 56'	51° 33'
2851037	COTIPORA	28° 59'	51° 42'
2852001	AMETISTA	28° 19'	52° 03'
2852002	ARMAZEM	28° 56'	52° 35'
2852003	ARVOREZINHA	28° 52'	52° 11'
2852004	AULER	28° 48'	52° 22'
2852005	BARRAGEM CAPIGUI	28° 21'	52° 13'
2852006	CARAZINHO	28° 17'	52° 47'
2852011	ERNESTINA	28° 30'	52° 34'
2852014	ILOPOLIS	28° 55'	52° 07'
2852016	MARAU	28° 27'	52° 12'
2852017	MAURICIO CARDOSO	28° 47'	52° 10'
2852028	USINA CAPIGUI	28° 23'	52° 15'
2852030	USINA ERNESTINA	28° 33'	52° 33'
2950003	AZULEGA	29° 09'	50° 10'
2950004	BARRAGEM BLANG	29° 19'	50° 37'
2950005	BARRAGEM DIVISA	29° 18'	50° 34'
2950006	BARRAGEM SALTO	29° 19'	50° 40'
2950007	CAMBARA DO SUL	29° 03'	50° 09'
2950008	CAMISAS	29° 06'	50° 10'
2950010	CAPAO DOS COXOS	29° 24'	50° 35'
2950011	CERRITO	29° 16'	50° 29'
2950019	LAJEADO GRANDE	29° 05'	50° 37'
2950020	MORRINHOS	29° 23'	50° 22'
2950030	SANTA TERESA	29° 28'	50° 22'
2950033	SECA	29° 04'	50° 58'
2950035	TAINHAS	29° 16'	50° 18'
2950041	VARZEA SAO JOAO	29° 19'	50° 25'
2951005	CAI	29° 35'	51° 22'
2951010	ENCANTADO	29° 14'	51° 51'
2951015	FLORES DA CUNHA	29° 01'	51° 10'
2951018	LAJEADO	29° 28'	51° 58'
2951021	MONTENEGRO	29° 40'	51° 26'
2951022	NOVA PALMIRA	29° 19'	51° 11'
2951025	SÃO JERONIMO	29° 57'	51° 43'
2951027	SÃO VENDELINO	29° 21'	51° 22'
2951032	TRIUNFO	29° 53'	51° 23'
2951042	RELVADO	29° 07'	51° 59'
2951043	VILA PROGRESSO	29° 15'	51° 59'
2951050	SANTO AMARO DO SUL-AMAROPOLIS	29° 56'	51° 54'
2952002	BARROS CASSAL	29° 05'	52° 35'

**(continuação) E.2:Postos pluviométricos da bacia do rio Taquari – Antas, RS**

2952003	BOTUCARAI	29° 43'	52° 53'
2952006	MARQUES DE SOUSA	29° 19'	52° 05'
2952007	NOVA BRESCIA	29° 13'	52° 01'
2952010	RIO PARDO	29° 59'	52° 21'
2952011	RIO PARDO	29° 59'	52° 22'
2952029	POUSO NOVO	29° 10'	52° 10'

**E.3:Postos pluviométricos da bacia do rio Uruguai**

codigo	ESTAÇÃO	Latitude GRAUS	Latitude MIN	Longitude GRAUS	Longitude MIN
02650019	LEBON REGIS	26	55	50	41
02651001	CAMPINA DA ALEGRIA	26	52	51	47
02651002	SANTO AGOSTINHO	26	36	51	52
02651036	QUILOMETRO 30	26	46	51	15
02651040	PONTE SERRADA	26	51	52	1
02651052	SALTO VELOSO	26	54	51	24
02652000	ABELARDO LUZ	26	33	52	19
02652001	BONITO	26	57	52	10
02652002	MARATA	26	35	52	38
02652004	PASSO NOVA ERECHIM	26	56	52	54
02652021	JARDINOPOLIS	26	44	52	54
02652031	SAO LOURENCO DO OESTE	26	21	52	50
02652034	PORTO FAE NOVO	26	48	52	44
02653001	CAMPO ERE DNAEE-EMPASC	26	26	53	4
02653002	DIONISIO CERQUEIRA	26	15	53	37
02653003	MODELO	26	46	53	3
02653004	PONTE DO SARGENTO	26	41	53	17
02653005	SAO JOSÉ DO CEDRO	26	27	53	29
02653007	SAUDADES	26	55	53	0
02653013	PALMA SOLA	26	21	53	16
02749009	RIO BONITO	27	42	49	50
02749031	VILA CANOAS	27	48	49	46
02749035	BOCAINA DO SUL	27	44	49	56
02750001	CAMPO BELO DO SUL	27	54	50	45
02750007	PAINEL	27	55	50	5
02750008	PASSO CARU	27	32	50	51
02750009	PASSO MAROMBAS	27	19	50	45
02750010	PONTE ALTA DO NORTE	27	9	50	28
02750011	PONTE ALTA DO SUL	27	29	50	23
02750012	PONTE DO RIO ANTINHAS	27	20	50	26
02750020	SAO JOSE DO CERRITO	27	39	50	34
02750022	PONTE ALTA DO NORTE-CIFSUL	27	7	50	27
02751001	ANITA GARIBALDI	27	41	51	7
02751004	JOACABA	27	10	51	30
02751006	PAIM FILHO	27	42	51	46
02751007	SANANDUVA	27	57	51	48
02751011	IRANI	27	3	51	54
02751012	CAPINZAL	27	20	51	37
02751015	BARRACAO	27	40	51	27
02751017	CLEMENTE ARGOLO	28	0	51	27
02751018	MARCELINO RAMOS	27	27	51	54
02752005	CONCORDIA	27	18	51	59
02752006	EREBANGO	27	51	52	18
02752017	ITATIBA DO SUL	27	23	52	27
02752021	GAURAMA	27	35	52	5

**(continuação) E.3:Postos pluviométricos da bacia do rio Uruguai**

02753004	LINHA CESCON	27	48	53	1
02753006	PALMITOS	27	4	53	9
02753013	IPORA	26	59	53	31
02753014	LIBERATO SALZANO	27	35	53	4
02753015	PALMEIRA DAS MISSOES	27	54	53	18
02753016	MIRAGUAI	27	30	53	40
02849009	BOM JARDIM DA SERRA	28	20	49	37
02849021	URUBICI	27	59	49	34
02849023	DESPRAIADO	28	22	49	48
02850004	COXILHA RICA	28	9	50	26
02850006	INVERNADA VELHA	28	27	50	18
02850015	ESCURINHO	28	4	50	27
02851043	ESMERALDA	28	3	51	11
02852006	CARAZINHO	28	17	52	47
02852007	COLONIA XADREZ	28	11	52	44
02852046	TAPEJARA	28	3	51	59
02853026	CHAPADA	28	3	53	3
02650000	SALTO CANOINHAS	26	22	50	17
02650006	FLUVIOPOLIS	26	2	50	35
02650008	SANTA CRUZ DO TIMBO	26	23	50	52
02650015	RESIDENCIA FUCK (LAJEADINHO)	26	42	50	17
02650016	BURITI (TIMBO GRANDE)	26	33	50	36
02650018	PINHEIROS	26	21	50	38
02650024	FOZ DO CACHOEIRA	26	35	50	44
02651044	CALMON	26	35	51	7
02652015	SALTO CLAUDELINO	26	17	52	20
02849005	MELEIRO	28	49	49	38
02849019	TIMBE DO SUL	28	50	49	50
02849029	SERRINHA	28	36	49	33
02850009	PASSO TAINHAS	28	52	50	27
02851023	PONTE SANTA RITA	28	19	51	20
02852050	NAO ME TOQUE	28	27	52	48
02853013	SANTA BARBARA SUL	28	21	53	15

**ANEXO F: VALORES DOS PARÂMETROS FIXOS USADOS NO  
MODELO**







### F.3 BACIA DO RIO URUGUAI

Tabela F. 9: Valores do albedo.

uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
água	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
floresta + pastagem	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
agricultura + floresta	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
floresta	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
floresta solo raso	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
pastagem	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23
pastagem solo raso	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23
agricultura + pastagem	0.20	0.20	0.20	0.21	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.21

Tabela F. 10: Valores do Índice de Área Foliar (IAF).

uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
água	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
floresta + pastagem	4.00	4.00	3.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00
agricultura + floresta	4.00	4.00	3.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00
floresta	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
floresta em solo raso	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
pastagem	3.00	3.00	2.00	2.00	1.50	1.50	1.50	1.50	2.00	2.00	2.00	3.00
pastagem em solo raso	3.00	3.00	2.00	2.00	1.50	1.50	1.50	1.50	2.00	2.00	2.00	3.00
agricultura + pastagem	4.00	4.00	3.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00

Tabela F. 11: Valores da altura média da vegetação (metros)

uso	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
água	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
floresta + pastagem	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
agricultura + floresta	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
floresta	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
floresta solo raso	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0
pastagem	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
pastagem solo raso	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
agricultura + pastagem	0.60	0.60	0.10	0.10	0.20	0.30	0.30	0.30	0.10	0.10	0.10	0.30



**ANEXO G: INFORMAÇÕES SOBRE O PROGRAMA  
COMPUTACIONAL**

## G.1 ESTRUTURA DO PROGRAMA

O modelo hidrológico foi programado em linguagem FORTRAN, utilizando o *software* Microsoft Fortran Power Station 4.0, que adota o padrão FORTRAN 90. O programa é composto por 26 sub-rotinas, sendo que cinco delas foram obtidas do próprio pacote de sub-rotinas do *software*. A tabela G.1 apresenta o nome e a finalidade das sub-rotinas.

Tabela G.1: Subrotinas do programa.

Nome	Finalidade
IMAIN.FOR	subrotina principal
CALDAT.FOR	converte dia do calendário juliano em data
CELULA.FOR	comanda o laço das células, calcula escoamento nas células
EVAPO.FOR	calcula a evapotranspiração real de cada bloco de cada célula
FOBJ.FOR	calcula as funções objetivo a partir das séries de vazão calculadas
FUNCD.FOR	subrotina que contém a equação 4.36 para solução por Newton Raphson
INTECLIM.FOR	interpola dados meteorológicos
JULDAY.FOR	converte data em dia do calendário juliano
LECELL.FOR	subrotina de leitura do arquivo com os dados das células
LECHUVA.FOR	subrotina de leitura do arquivo com os dados de chuva já interpolados
LECLIMA.FOR	subrotina de leitura do arquivo com os dados meteorológicos
LECLIMED.FOR	subrotina que lê os dados médios mensais de variáveis climáticas
LEFIX.FOR	lê os dados do arquivo de entrada principal
LEUSO.FOR	lê os dados do arquivo de entrada dos valores dos parâmetros calibráveis
LEVAR.FOR	lê os dados do arquivo de entrada com dados de IAF, albedo, altura média da vegetação e resistência superficial
MUSK.FOR	subrotina que calcula a propagação em rio por Muskingun Cunge
NEWTRAP.FOR	rotina para achar a raiz de uma função dada na subrotina funcd.for
OBJEC.FOR	sub-rotina em que está o laço do tempo
PARCUNGE.FOR	calcula os parâmetros da propagação por Muskingun Cunge para cada célula
RADIACAO.FOR	calcula a radiação líquida a partir de dados de horas de sol, temperatura, umidade relativa, albedo e do dia juliano
RAN1.FOR	gera números aleatórios para o algoritmo de calibração
REDE.FOR	organiza os dados da propagação em rio e calcula a propagação em rio utilizando a subrotina musk.for
REGION.FOR	calcula a largura do rio com base na área da bacia
SEMENTE.FOR	gera a semente do processo de números aleatórios
SOLO.FOR	calcula o balanço de água no solo, gerando os escoamentos
TEMPO.FOR	calcula o tempo de processamento do programa

A estrutura do programa pode ser resumida pelos seus principais *laços*, como mostra o texto abaixo.

- Leitura de arquivos de entrada
- Laço do tempo
  - Leitura da precipitação e dos dados meteorológicos
  - Laço das células
    - Laço dos blocos
      - Calcula radiação líquida
      - Calcula evapotranspiração
      - Calcula balanço no solo e escoamentos
    - Fim do laço dos blocos
    - Soma escoamentos dos blocos
    - Propaga escoamentos dentro da célula
    - Propaga escoamentos na rede de drenagem
  - Fim do laço das células
  - Armazena valores de vazão em locais com dados observados
- Fim do laço do tempo
- Calcula funções objetivo nos locais com dados

Existem duas opções de execução do programa: a simples e a calibração. Quando o programa é executado com a opção de calibração, o laço do tempo é repetido um grande número de vezes, com valores diferentes dos parâmetros.

Além dos arquivos com dados pluviométricos, dados meteorológicos e dados de vazões observadas, existem outros quatro arquivos de entrada do modelo hidrológico.

O primeiro arquivo, denominado *PARHIG.HIG* contém as informações gerais sobre a simulação, como o número de células, o número de dias de simulação, o dia inicial da simulação, o número de blocos de uso, o número e o nome das estações meteorológicas e o número de sub-bacias. Um exemplo do arquivo *PARHIG.HIG* é dado abaixo.

---

DIA	MES	ANO			
1	1	1970			
NC	NU	NT	NP	NCLI	NB
269	5	4018	72	6	12
ICALIB					
0					
pfundo.prn					
taquari.prn					
vacaria.prn					
veranop.prn					

medias.hig  
11 QOBS.PRN  
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

---

O segundo arquivo de entrada contém as informações sobre as células, como coordenadas geográficas, e porcentagem da área ocupada por cada bloco de uso do solo e cobertura vegetal. Este arquivo é denominado *CELL.HIG* e um exemplo é dado abaixo. Cada linha corresponde a uma célula. X e Y são as coordenadas, SB é a sub-bacia a qual pertence a célula, Area é a área de drenagem da célula, Hmax e Hmin são as altitudes extremas na célula, L é o comprimento do rio, S é a declividade do rio, CJ é o número da célula localizada a jusante, e P1 até P8 são as porcentagens da área da célula que correspondem a cada um dos blocos (neste caso são oito blocos). Um exemplo de arquivo *CELL.HIG* é apresentado nas próximas páginas.

No.	X	Y	SB	Área	Hmax	Hmin	L	S	CJ	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8
1	535	8085	1	1	754	599	0	0	56	6.6	13.2	14.2	0.0	0.0	9.8	24.0	32.2
2	575	8015	1	1	885	528	0	0	72	1.4	0.0	3.4	56.8	12.8	3.0	0.0	22.5
3	515	8005	1	1	409	302	0	0	94	48.6	3.4	1.3	0.0	0.0	41.3	3.5	1.9
4	505	8005	1	1	356	280	0	0	79	65.6	6.5	0.0	0.0	0.0	24.4	3.6	0.0
5	495	8005	1	1	329	241	0	0	85	25.4	17.8	0.0	0.0	21.3	28.0	7.5	0.0
6	475	8005	1	1	425	277	0	0	99	0.0	71.6	0.3	0.0	0.7	0.0	27.4	0.1
7	465	8005	1	1	429	279	0	0	99	6.1	25.2	2.8	0.0	0.0	37.7	16.5	11.7
8	545	8085	1	1	802	599	0	0	60	17.9	3.0	2.7	0.0	0.0	56.2	5.1	15.2
9	575	8005	1	1	909	496	0	0	72	23.9	0.0	14.0	19.1	0.0	10.3	0.0	32.8
10	535	8015	1	1	576	299	0	0	93	9.4	46.0	0.0	0.0	5.8	25.2	12.3	1.4
11	475	8015	1	1	442	319	0	0	63	0.0	70.2	1.0	0.0	0.0	0.0	26.9	1.9
12	575	8025	1	1	859	803	0	0	74	5.0	0.0	0.0	73.6	13.7	7.7	0.0	0.0
13	555	8025	1	1	851	495	0	0	59	0.0	2.4	0.0	67.7	0.0	0.3	27.4	2.3
14	545	8025	1	1	789	429	0	0	90	0.9	2.8	1.8	43.1	0.0	3.1	12.8	35.5
15	525	8005	1	1	403	297	0	0	94	41.8	21.8	0.0	0.0	0.0	18.3	18.1	0.0
16	525	7995	1	1	564	348	0	0	53	17.8	37.2	0.0	0.0	0.0	13.5	25.9	5.7
17	585	8005	1	1	900	699	0	0	58	16.5	0.0	5.2	58.3	0.0	5.5	0.0	14.4
18	515	8025	1	1	404	290	0	0	84	0.0	70.0	0.2	0.0	0.3	0.0	29.0	0.5
19	535	7985	1	1	769	396	0	0	78	4.6	34.4	1.8	0.0	0.0	23.3	32.9	3.0
20	505	7975	1	1	500	347	0	0	75	11.4	41.8	0.0	0.0	0.0	6.1	40.7	0.0
21	495	7975	1	1	483	313	0	0	75	26.3	38.9	2.0	0.0	0.0	20.3	8.9	3.7
22	485	7975	1	1	485	317	0	0	70	25.7	4.7	25.6	0.0	5.6	11.3	4.4	22.6
23	475	7975	1	1	487	350	0	0	70	0.0	61.1	24.7	0.0	0.0	0.0	2.5	11.7
24	555	7985	1	1	635	359	0	0	81	0.7	44.1	0.9	0.0	0.0	8.3	34.0	11.9
25	525	7985	1	1	502	348	0	0	62	35.6	25.9	0.0	0.0	4.9	4.6	28.1	1.0
26	535	7995	1	1	725	349	0	0	80	3.4	24.4	6.3	0.0	0.0	8.2	32.9	24.8
27	505	7985	1	1	459	313	0	0	75	56.9	7.7	0.0	0.0	0.0	33.2	2.3	0.0
28	475	7985	1	1	402	279	0	0	99	0.0	65.5	7.7	0.0	0.0	0.0	22.3	4.5
29	465	7985	1	1	444	277	0	0	99	25.3	27.1	1.8	0.0	0.9	14.8	17.9	12.1
30	455	7985	1	1	360	265	0	0	100	27.5	12.3	29.7	0.0	0.7	8.5	4.0	17.2
31	575	7995	1	1	893	464	0	0	55	11.0	0.0	13.6	34.3	0.0	5.5	0.0	35.5
32	525	8025	1	1	731	294	0	0	93	0.0	33.3	3.7	0.0	0.0	0.0	40.3	22.6
33	545	8015	1	1	737	295	0	0	91	6.3	11.7	0.1	6.6	5.4	27.6	23.1	19.1
34	575	7975	1	1	764	647	0	0	57	30.3	2.8	9.8	11.1	0.0	26.0	0.2	19.8
35	515	8045	1	1	604	346	0	0	76	0.0	19.6	0.1	0.0	41.2	2.1	20.4	16.6
36	555	8045	1	1	832	547	0	0	88	0.4	3.5	17.0	19.9	0.0	0.5	1.7	57.0
37	535	8045	1	1	785	497	0	0	66	9.2	6.9	10.9	0.0	0.6	25.2	24.6	22.6
38	525	8045	1	1	727	370	0	0	76	4.2	9.4	1.8	0.0	25.0	28.3	12.3	19.1
39	535	8055	1	1	754	534	0	0	87	25.8	18.0	0.9	0.0	0.0	15.3	27.6	12.3
40	565	8065	1	1	765	634	0	0	68	7.4	0.0	11.0	0.0	69.4	0.4	0.0	11.8
41	565	8075	1	1	763	631	0	0	64	0.1	1.5	26.8	0.0	0.0	7.6	3.5	60.5
42	505	8045	1	1	608	348	0	0	73	0.3	36.2	0.8	0.0	30.9	0.7	17.4	13.7
43	495	8045	1	1	609	359	0	0	73	1.0	24.5	1.5	0.0	36.2	1.5	20.9	14.3
44	565	8055	1	1	764	597	0	0	68	3.1	12.0	14.4	0.0	52.6	0.0	0.3	17.6
45	495	8035	1	1	447	306	0	0	84	0.0	54.3	0.2	0.0	15.6	0.0	29.5	0.5
46	535	8065	1	1	759	550	0	0	82	10.5	14.5	2.3	0.0	0.0	4.1	42.3	26.3
47	485	8045	1	1	611	361	0	0	54	2.4	15.3	0.4	0.0	36.9	18.2	14.1	12.7
48	555	8085	1	1	804	613	0	0	65	27.6	1.5	13.0	0.0	0.0	23.7	2.8	31.5
49	485	8025	1	1	402	319	0	0	96	0.0	87.3	0.0	0.0	6.6	0.0	6.0	0.0
50	565	8035	1	1	857	710	0	0	61	7.7	0.0	0.5	72.0	19.7	0.0	0.0	0.2
51	555	8035	1	1	853	619	0	0	89	0.5	0.1	1.1	95.0	0.0	0.1	0.1	3.1
52	525	8035	1	1	779	381	0	0	76	5.8	10.0	4.2	0.0	1.1	21.5	16.5	41.0
53	515	7995	1	2	518	297	20	0.0025	79	23.6	6.2	0.5	0.0	0.0	50.2	16.8	2.8
54	485	8035	1	2	604	353	20	0.0025	71	0.0	63.9	0.1	0.0	28.3	0.0	5.1	2.6
55	565	7995	1	2	822	395	20	0.005	81	19.1	3.6	17.7	0.0	0.0	27.9	2.0	29.8
56	535	8075	1	2	754	599	20	0.0025	82	0.5	43.7	11.8	0.0	0.0	1.2	31.7	11.0



57	565	7975	1	2	775	548	20	0.007	67	32.0	8.5	10.5	0.1	0.0	19.9	6.0	23.0
58	585	7995	1	2	873	799	15	0.0013	69	0.1	0.0	0.0	99.9	0.0	0.0	0.0	0.0
59	555	8015	1	2	755	349	15	0.0033	83	2.1	4.3	2.5	0.0	0.0	13.1	52.4	25.6
60	545	8075	1	2	800	593	20	0.0025	82	5.2	24.2	7.7	0.0	0.0	5.4	35.1	22.5
61	565	8025	1	2	861	745	15	0.0027	74	3.8	1.1	0.0	68.4	25.4	0.3	1.0	0.0
62	515	7985	1	2	404	344	20	0.0025	79	29.8	21.2	0.0	0.0	0.1	20.8	28.2	0.0
63	485	8015	1	2	402	276	20	0.0018	97	0.0	79.8	0.0	0.0	1.2	0.0	19.0	0.0
64	555	8065	1	2	763	557	20	0.0025	82	0.0	19.2	0.9	0.0	31.6	4.6	33.8	9.9
65	555	8075	1	2	814	565	20	0.0025	82	23.7	0.4	3.6	0.0	0.0	61.4	1.3	9.7
66	535	8035	1	2	695	357	20	0.0025	90	1.9	49.5	10.2	0.0	0.0	7.7	14.0	16.7
67	555	7975	1	3	775	389	18	0.0011	78	0.0	32.6	12.0	0.0	0.0	0.9	30.9	23.5
68	555	8055	1	3	753	546	20	0.0015	87	0.0	40.6	2.7	0.0	10.6	0.0	43.6	2.5
69	575	7985	1	3	848	450	15	0.02	77	9.7	0.0	0.9	30.8	0.0	14.3	0.0	44.3
70	485	7985	1	3	356	273	15	0.0013	98	60.8	4.4	12.0	0.0	10.8	5.2	0.6	6.3
71	495	8025	1	3	401	310	20	0.0018	96	0.0	62.4	0.0	0.0	11.2	0.0	26.4	0.0
72	565	8005	1	3	813	349	15	0.02	83	23.0	9.5	3.2	0.0	0.0	36.4	1.8	26.1
73	505	8035	1	3	401	298	20	0.0025	84	0.0	60.7	0.0	1.1	13.1	0.0	25.1	0.0
74	565	8015	1	4	898	387	15	0.02	83	5.6	3.9	2.6	24.7	14.0	28.6	3.4	17.2
75	495	7985	1	4	408	282	15	0.0013	85	77.7	0.0	0.0	0.0	0.0	22.3	0.0	0.0
76	515	8035	1	4	482	320	20	0.0025	84	0.0	33.6	0.0	0.0	17.6	0.0	48.5	0.2
77	565	7985	1	4	801	397	20	0.0075	81	10.9	11.8	2.2	0.0	0.0	56.7	0.7	17.7
78	545	7985	1	5	563	393	16	0.0016	80	6.4	47.4	0.0	0.0	6.2	4.3	35.8	0.0
79	505	7995	1	6	401	291	20	0.5	85	60.8	5.1	0.0	0.0	0.0	27.1	6.9	0.0
80	545	7995	1	7	479	346	15	0.0013	91	1.8	51.0	0.3	0.0	13.9	0.0	32.9	0.0
81	555	7995	1	8	452	347	20	0.0025	91	7.1	47.8	0.0	0.0	4.1	22.1	19.0	0.0
82	545	8065	1	10	615	548	20	0.0025	87	0.0	24.4	0.0	0.0	0.0	0.0	75.4	0.2
83	555	8005	1	10	459	342	20	0.0075	91	5.0	44.4	0.0	0.0	10.6	11.7	28.2	0.0
84	505	8025	1	10	360	284	20	0.0018	96	0.0	61.2	0.0	0.0	23.1	0.0	15.6	0.0
85	495	7995	1	12	325	277	20	0.5	86	44.2	0.5	0.0	0.0	1.0	48.4	6.0	0.0
86	485	7995	1	13	322	277	20	0.5	98	37.0	11.6	0.0	0.0	25.6	20.0	5.8	0.0
87	545	8055	1	15	601	498	20	0.0025	88	0.0	64.1	0.1	0.0	0.0	0.0	35.9	0.0
88	545	8045	1	17	824	447	20	0.0025	89	0.0	23.2	1.8	2.7	0.0	0.0	59.6	12.7
89	545	8035	1	19	822	398	20	0.0025	90	11.5	26.0	7.8	5.1	0.0	28.5	8.5	12.5
90	535	8025	1	23	676	345	20	0.0025	93	11.9	5.1	0.0	0.0	0.0	49.2	26.7	7.1
91	545	8005	1	27	654	287	25	0.001	92	6.0	28.8	1.5	0.0	19.1	14.7	23.8	6.0
92	535	8005	1	28	647	302	25	0.8	93	29.5	3.2	0.0	0.0	1.2	60.0	4.5	1.5
93	525	8015	1	54	401	289	16	0.375	94	0.0	46.8	0.0	0.0	5.0	0.0	48.2	0.0
94	515	8015	1	57	479	283	16	0.375	95	35.4	25.9	0.0	0.0	16.6	5.8	16.3	0.0
95	505	8015	1	58	501	274	16	0.375	96	28.3	9.5	0.0	0.0	16.5	40.3	5.3	0.0
96	495	8015	1	73	363	275	25	0.32	97	3.4	49.1	0.0	0.0	15.5	9.8	22.2	0.0
97	485	8005	1	76	365	239	25	0.36	98	0.0	63.5	0.0	0.0	5.9	0.0	30.6	0.0
98	475	7995	1	93	378	273	23	0.565	99	1.1	50.8	4.8	0.0	0.2	1.8	32.0	9.3
99	465	7995	1	98	398	240	23	0.565	100	41.2	5.6	3.2	0.0	0.0	34.0	6.4	9.6
100	455	7995	1	100	545	235	19	0.526	281	27.9	0.0	23.6	0.0	0.0	28.0	0.0	20.4
101	515	7975	2	1	457	349	0	0	136	54.4	27.8	0.0	0.0	3.3	3.5	11.0	0.0
102	575	7945	2	1	652	500	0	0	133	0.0	67.4	18.4	0.0	0.2	0.0	12.6	1.4
103	485	7935	2	1	450	281	0	0	160	0.0	64.8	2.8	0.3	0.0	0.0	30.8	1.3
104	475	7935	2	1	448	298	0	0	134	0.0	39.7	6.7	0.0	0.0	0.0	32.5	21.1
105	525	7975	2	1	408	348	0	0	143	77.2	4.4	0.0	0.0	1.6	16.7	0.0	0.0
106	555	7935	2	1	698	422	0	0	147	0.0	43.6	14.9	0.0	0.0	0.0	34.6	6.9
107	515	7945	2	1	459	336	0	0	156	5.6	59.7	0.0	0.0	0.0	15.2	19.5	0.0
108	505	7945	2	1	452	291	0	0	157	25.9	36.5	0.0	0.0	1.0	17.0	19.6	0.0
109	545	7935	2	1	626	398	0	0	150	0.0	54.1	9.7	0.0	0.0	0.0	21.4	14.7
110	485	7925	2	1	450	318	0	0	135	0.0	63.9	3.5	0.0	0.0	0.0	29.7	2.9
111	555	7955	2	1	622	396	0	0	132	0.0	47.2	15.8	0.0	0.0	0.0	18.3	18.8
112	465	7915	2	1	408	292	0	0	148	0.0	62.8	10.4	7.8	0.0	0.0	15.3	3.8
113	515	7915	2	1	552	400	0	0	137	12.6	34.4	0.3	0.3	0.0	18.6	33.8	0.0
114	475	7915	2	1	481	319	0	0	148	0.3	30.0	4.4	0.0	0.0	1.6	62.9	0.7
115	545	7925	2	1	750	445	0	0	139	0.0	41.0	10.2	0.0	0.0	0.0	29.8	19.0

116	505	7925	2	1	502	343	0	0	152	0.3	73.2	3.0	0.0	4.7	0.0	18.3	0.5
117	535	7925	2	1	571	401	0	0	139	0.0	62.0	12.3	0.0	0.0	0.0	15.2	10.5
118	525	7925	2	1	552	341	0	0	146	0.0	55.9	5.5	0.0	0.0	0.0	24.9	13.6
119	565	7955	2	1	723	395	0	0	141	0.0	14.0	26.4	0.0	0.0	0.0	6.6	52.9
120	525	7945	2	1	504	343	0	0	155	0.0	68.7	0.0	0.0	0.0	0.0	31.3	0.0
121	525	7915	2	1	603	450	0	0	138	0.0	81.8	0.1	7.3	0.0	0.0	10.8	0.1
122	495	7965	2	1	444	280	0	0	158	0.0	40.8	5.2	0.0	0.0	0.0	45.2	8.7
123	535	7965	2	1	511	349	0	0	143	4.3	67.5	0.0	0.0	0.0	2.7	25.4	0.0
124	465	7955	2	1	444	274	0	0	161	0.0	80.5	0.0	0.0	2.2	0.0	17.1	0.2
125	475	7955	2	1	445	275	0	0	160	0.0	36.8	27.8	0.0	0.0	0.0	13.1	22.3
126	565	7965	2	1	905	489	0	0	141	13.8	30.3	18.7	7.2	0.0	4.3	3.6	22.1
127	505	7965	2	1	454	294	0	0	157	33.9	18.7	0.0	0.0	3.5	20.5	23.3	0.0
128	485	7965	2	1	473	312	0	0	159	0.0	38.1	18.4	0.0	0.0	0.0	17.7	25.7
129	475	7965	2	1	489	316	0	0	159	0.0	22.7	20.9	0.0	0.0	0.0	13.8	42.6
130	545	7975	2	1	559	388	0	0	145	18.2	52.5	0.0	2.2	0.0	8.2	18.8	0.0
131	535	7975	2	1	566	398	0	0	143	42.4	30.8	0.0	1.6	0.0	14.6	10.7	0.0
132	545	7955	2	2	523	349	15	0.0027	151	0.0	56.3	0.4	0.0	0.0	0.0	38.6	4.8
133	565	7945	2	2	666	390	15	0.0033	142	0.0	26.4	34.7	0.0	0.0	0.0	9.3	29.5
134	465	7935	2	2	366	277	17	0.0015	162	0.0	57.7	7.7	0.0	8.4	0.0	19.7	6.4
135	475	7925	2	2	456	279	17	0.0015	148	0.0	43.2	11.2	0.0	0.0	0.0	40.7	4.9
136	515	7965	2	2	402	300	20	0.002	157	65.8	0.0	0.0	0.0	0.2	33.9	0.0	0.0
137	505	7915	2	2	505	350	15	0.0047	140	31.0	41.3	0.0	0.0	12.2	11.8	3.7	0.0
138	515	7925	2	2	548	334	20	0.005	152	0.0	49.8	6.4	0.0	3.8	0.0	22.4	17.5
139	535	7935	2	3	510	372	20	0.0025	146	0.0	56.0	5.6	0.0	0.0	0.0	33.1	5.3
140	495	7925	2	3	489	316	15	0.0033	144	0.0	47.0	0.8	0.0	8.3	0.0	43.9	0.0
141	555	7965	2	3	627	398	15	0.0033	145	0.0	30.5	9.5	0.0	0.0	0.0	37.7	22.3
142	555	7945	2	3	579	376	15	0.0027	147	0.0	31.1	21.1	0.0	0.0	0.0	16.5	31.4
143	525	7965	2	4	401	299	20	0.002	155	60.3	15.9	0.0	0.0	0.0	16.1	7.8	0.0
144	495	7935	2	4	441	282	15	0.0013	154	0.0	70.3	2.1	0.8	7.9	0.0	18.9	0.0
145	545	7965	2	5	492	348	20	0.002	151	0.6	71.0	0.0	0.0	0.0	0.4	27.9	0.0
146	525	7935	2	5	533	344	20	0.0013	149	0.0	52.9	2.5	0.0	0.0	0.0	42.5	2.1
147	545	7945	2	5	569	390	15	0.0027	150	0.0	68.2	6.5	0.0	0.0	0.0	18.0	7.3
148	465	7925	2	5	366	278	17	0.882	162	0.0	50.3	13.2	0.0	0.0	0.0	26.0	10.5
149	515	7935	2	6	468	329	20	0.0013	152	0.0	44.5	0.4	0.0	0.0	0.0	51.2	3.9
150	535	7945	2	7	435	344	15	0.0013	155	0.0	56.7	0.0	0.0	0.0	0.0	43.3	0.0
151	535	7955	2	8	403	347	15	0.001	155	0.0	71.4	0.0	0.0	0.0	0.0	28.6	0.0
152	505	7935	2	10	458	299	20	0.001	153	0.0	51.6	0.4	0.0	0.0	0.0	43.9	4.1
153	495	7945	2	11	444	277	18	0.0011	154	0.0	42.7	0.0	0.0	8.6	0.0	48.6	0.1
154	485	7945	2	16	438	264	20	0.6	160	0.0	36.4	0.0	0.0	13.0	0.0	50.7	0.0
155	525	7955	2	21	455	296	18	0.444	156	2.7	61.7	0.0	0.0	0.0	0.2	35.4	0.0
156	515	7955	2	23	458	298	18	0.444	157	28.4	26.1	0.0	0.0	2.4	34.8	8.3	0.0
157	505	7955	2	28	355	251	18	0.444	158	42.6	18.2	0.0	0.0	25.5	10.6	3.2	0.0
158	495	7955	2	30	425	237	18	0.444	159	0.0	36.0	5.3	0.0	13.9	0.0	35.6	9.2
159	485	7955	2	33	414	267	18	0.444	160	0.0	27.1	14.4	0.0	8.1	0.0	21.0	29.4
160	475	7945	2	52	408	262	20	0.5	161	0.0	49.5	5.5	0.0	6.6	0.0	33.0	5.4
161	465	7945	2	54	405	275	20	0.5	162	0.0	77.4	0.5	0.0	13.8	0.0	8.3	0.0
162	455	7935	2	62	417	239	17	0.824	163	12.8	25.3	13.0	0.0	3.2	13.5	11.1	21.1
163	445	7935	2	63	328	238	17	0.824	284	48.2	2.7	0.0	0.0	0.0	41.8	7.4	0.0
164	515	7835	3	1	660	548	0	0	222	32.3	26.4	0.0	10.2	0.0	27.3	3.9	0.0
165	435	7885	3	1	711	512	0	0	215	7.6	0.0	8.6	57.1	0.0	1.8	0.0	24.9
166	465	7885	3	1	404	278	0	0	239	0.0	63.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.0	0.0
167	515	7865	3	1	651	491	0	0	202	32.0	39.5	0.0	0.0	0.0	15.8	12.8	0.0
168	525	7895	3	1	605	401	0	0	216	53.4	9.8	0.0	0.0	0.0	25.8	11.0	0.0
169	485	7885	3	1	403	319	0	0	238	44.0	12.1	0.0	0.0	0.0	42.8	1.1	0.0
170	515	7855	3	1	657	445	0	0	203	15.0	45.8	0.0	0.0	0.0	13.6	25.7	0.0
171	455	7865	3	1	726	395	0	0	200	28.3	13.7	6.8	7.7	0.0	12.4	6.6	24.5
172	445	7865	3	1	728	639	0	0	206	21.8	0.0	0.0	69.4	8.7	0.1	0.0	0.0
173	455	7845	3	1	725	526	0	0	230	41.2	0.0	0.2	47.7	0.0	10.0	0.0	0.9
174	455	7925	3	1	410	229	0	0	242	17.7	28.2	5.2	0.0	0.0	10.8	21.4	16.7

175	425	7865	3	1	730	638	0	0	212	11.6	0.0	0.0	72.7	15.7	0.0	0.0	0.0
176	435	7875	3	1	723	647	0	0	215	5.5	0.0	0.9	93.5	0.0	0.0	0.0	0.1
177	445	7875	3	1	731	537	0	0	224	6.8	0.0	1.8	79.2	0.0	8.0	0.0	4.2
178	435	7865	3	1	714	637	0	0	212	23.5	0.0	0.0	67.9	7.1	1.5	0.0	0.0
179	515	7885	3	1	602	394	0	0	207	9.2	66.3	0.0	0.0	0.0	8.4	16.1	0.0
180	445	7845	3	1	726	637	0	0	223	17.2	0.0	0.0	82.8	0.0	0.0	0.0	0.0
181	515	7875	3	1	659	455	0	0	201	1.2	81.9	0.0	0.0	0.0	1.6	15.3	0.0
182	435	7895	3	1	689	477	0	0	209	13.1	39.6	1.0	7.1	0.0	6.5	31.5	1.2
183	495	7835	3	1	587	397	0	0	225	39.5	0.0	26.5	0.0	0.0	15.7	0.0	18.3
184	475	7905	3	1	407	318	0	0	210	16.4	28.4	0.0	0.0	0.0	9.2	46.0	0.0
185	485	7915	3	1	480	319	0	0	221	25.3	36.5	0.0	0.0	0.0	14.8	23.3	0.0
186	475	7835	3	1	636	432	0	0	205	41.1	0.0	13.7	0.0	0.0	25.4	0.0	19.8
187	465	7835	3	1	684	545	0	0	204	76.3	0.0	0.0	0.0	9.5	14.1	0.0	0.0
188	515	7845	3	1	703	446	0	0	222	39.6	25.8	0.0	1.9	0.0	23.4	9.2	0.0
189	485	7835	3	1	605	393	0	0	199	40.1	0.0	26.6	0.0	0.0	21.0	0.0	12.2
190	455	7915	3	1	417	239	0	0	242	5.9	57.7	3.8	0.1	0.0	2.1	21.3	9.2
191	495	7905	3	1	493	346	0	0	221	16.7	19.1	0.0	0.0	0.0	50.2	14.0	0.0
192	495	7915	3	1	494	356	0	0	221	6.1	67.7	0.0	0.0	0.0	0.5	25.7	0.0
193	425	7895	3	1	654	344	0	0	208	42.0	18.3	7.8	0.0	0.0	12.2	8.7	11.1
194	435	7915	3	1	539	262	0	0	242	43.6	16.5	1.4	0.0	0.0	10.3	10.9	17.5
195	515	7905	3	1	551	400	0	0	227	33.1	39.0	0.0	0.0	0.0	16.9	11.1	0.0
196	525	7905	3	1	603	411	0	0	216	16.5	48.6	0.0	0.0	0.0	22.4	12.5	0.0
197	505	7905	3	1	504	399	0	0	227	34.8	33.2	0.0	0.0	0.0	25.6	6.4	0.0
198	505	7835	3	1	645	443	0	0	222	16.0	36.1	4.8	1.6	0.0	8.7	22.1	10.6
199	485	7845	3	2	474	355	20	0.003	232	50.6	0.0	0.1	0.0	0.0	42.7	0.0	6.7
200	465	7865	3	2	531	358	15	0.0033	218	0.7	52.6	1.0	0.0	0.0	1.6	36.3	7.8
201	505	7875	3	2	553	317	15	0.0027	211	34.9	11.0	0.0	0.0	0.0	48.2	5.9	0.0
202	505	7865	3	2	579	336	15	0.0027	213	18.4	19.8	0.0	0.0	0.0	55.8	6.1	0.0
203	505	7855	3	2	566	350	15	0.0027	214	35.2	9.3	0.0	0.0	0.0	49.8	5.7	0.0
204	465	7845	3	2	694	375	20	0.003	233	43.2	3.8	8.6	0.0	0.0	10.5	5.8	28.1
205	475	7845	3	2	566	358	20	0.003	233	17.3	11.0	12.4	0.0	0.0	13.0	18.7	27.6
206	455	7875	3	2	723	359	15	0.0027	219	3.0	4.4	18.7	6.9	0.0	6.2	13.3	47.5
207	505	7885	3	2	501	324	15	0.0033	220	22.0	13.9	0.0	0.0	0.0	60.4	3.7	0.0
208	435	7905	3	2	618	352	15	0.008	217	2.5	17.6	10.7	0.0	0.0	0.8	27.3	41.1
209	445	7895	3	2	635	319	15	0.0027	231	65.7	0.1	1.5	0.0	6.0	23.9	0.0	2.8
210	465	7905	3	2	344	244	15	0.0027	240	0.0	46.4	0.0	0.0	0.0	0.0	53.6	0.0
211	495	7875	3	3	403	320	15	0.002	237	54.2	0.0	0.0	0.0	0.0	45.8	0.0	0.0
212	435	7855	3	3	687	614	20	0.004	223	51.9	0.0	0.0	31.9	15.4	0.8	0.0	0.1
213	495	7865	3	3	402	319	15	0.002	236	46.8	0.0	0.0	0.0	0.0	53.2	0.0	0.0
214	495	7855	3	3	444	356	15	0.002	236	64.8	0.0	0.0	0.0	0.0	35.2	0.0	0.0
215	445	7885	3	3	697	355	15	0.0067	224	16.8	0.0	15.7	0.6	0.0	19.2	0.0	47.7
216	515	7895	3	3	509	390	15	0.0033	227	42.5	18.1	0.0	0.0	0.0	30.1	9.3	0.0
217	445	7905	3	3	609	314	15	0.0027	240	27.5	4.9	10.2	0.0	0.0	30.8	8.0	18.6
218	475	7865	3	3	420	315	15	0.0027	228	26.6	31.2	0.0	0.0	0.0	29.5	12.7	0.0
219	465	7875	3	3	551	313	15	0.0027	228	0.0	47.0	0.1	0.0	0.0	0.0	52.0	0.9
220	495	7885	3	3	406	313	15	0.0033	234	29.0	3.9	0.0	0.0	0.0	55.8	11.3	0.0
221	485	7905	3	4	403	319	15	0.0033	234	42.2	1.6	0.0	0.0	0.0	54.0	2.2	0.0
222	505	7845	3	4	601	394	20	0.004	225	27.0	35.6	0.0	2.2	0.0	26.2	9.0	0.0
223	445	7855	3	5	702	576	20	0.004	226	46.8	0.0	0.6	48.9	3.7	0.0	0.0	0.0
224	455	7885	3	5	702	279	15	0.0027	231	4.0	28.2	4.6	0.0	0.0	6.2	46.9	10.1
225	495	7845	3	6	530	357	20	0.003	232	53.7	3.2	0.0	0.3	0.0	37.8	5.1	0.0
226	455	7855	3	6	690	396	15	0.0027	230	44.0	0.3	15.2	2.1	0.0	14.2	0.0	24.3
227	505	7895	3	6	460	323	15	0.0033	229	52.9	0.9	0.0	0.0	0.0	45.3	0.8	0.0
228	475	7875	3	7	409	315	20	0.001	238	5.3	67.8	0.0	0.0	7.7	5.5	13.7	0.0
229	495	7895	3	7	444	319	15	0.001	234	46.2	0.0	0.0	0.0	0.0	53.8	0.0	0.0
230	465	7855	3	8	612	355	15	0.0027	233	1.2	27.5	14.8	0.0	0.0	0.6	18.3	37.7
231	455	7895	3	8	364	240	15	0.0017	240	32.5	31.7	0.0	0.0	9.0	10.9	15.9	0.0
232	485	7855	3	9	403	317	20	0.002	236	65.6	0.0	0.0	0.0	0.0	34.4	0.0	0.0
233	475	7855	3	13	412	318	15	0.002	236	22.6	39.3	0.0	0.0	0.0	15.8	22.3	0.0

234	485	7895	3	15	364	279	15	0.001	235	37.1	5.9	0.0	0.0	0.0	52.5	4.5	0.0
235	475	7895	3	16	360	271	15	0.667	239	3.5	36.8	0.0	0.0	23.1	2.4	34.2	0.0
236	485	7865	3	29	401	317	20	0.5	237	49.3	0.0	0.0	0.0	0.0	50.7	0.0	0.0
237	485	7875	3	33	364	318	20	0.5	238	52.3	12.9	0.0	0.0	0.0	27.2	7.6	0.0
238	475	7885	3	42	364	278	20	0.5	239	1.7	50.4	0.0	0.0	6.6	3.3	38.0	0.0
239	465	7895	3	60	362	266	20	0.5	240	0.0	56.6	0.0	0.0	18.0	0.0	25.5	0.0
240	455	7905	3	74	460	238	20	0.5	241	18.9	34.9	7.2	0.0	1.8	8.5	7.5	21.1
241	445	7915	3	75	570	236	20	0.5	242	20.3	4.2	4.1	0.0	0.0	28.3	2.5	40.7
242	445	7925	3	79	425	234	10	0.002	284	35.9	8.2	11.1	0.0	0.0	14.8	12.6	17.4
243	425	7995	4	1	451	330	0	0	265	23.4	30.8	0.0	31.4	0.1	3.3	11.1	0.0
244	435	7925	4	1	402	238	0	0	284	56.1	12.8	0.0	0.0	0.0	18.0	13.0	0.0
245	435	7995	4	1	411	280	0	0	269	75.4	0.1	0.0	0.1	0.0	24.3	0.0	0.0
246	455	7945	4	1	431	277	0	0	266	14.6	36.4	5.0	0.0	3.7	13.8	14.0	12.6
247	405	7935	4	1	526	439	0	0	263	36.5	20.1	4.9	17.8	0.0	0.2	8.8	11.7
248	405	7925	4	1	568	392	0	0	278	15.5	59.2	1.2	0.0	0.3	0.9	22.2	0.6
249	405	7915	4	1	564	318	0	0	277	0.0	49.7	1.1	0.0	0.0	0.0	44.7	4.5
250	455	7955	4	1	444	274	0	0	262	12.3	57.7	5.2	0.0	5.4	0.0	8.1	11.3
251	425	7915	4	1	606	280	0	0	261	39.5	18.3	2.5	1.4	0.6	3.5	25.7	8.4
252	395	7905	4	1	610	320	0	0	264	1.3	66.8	0.1	0.0	0.0	0.6	26.7	4.4
253	425	7905	4	1	617	318	0	0	277	14.8	29.2	13.4	0.0	0.0	8.2	14.6	19.7
254	415	7885	4	1	650	390	0	0	273	5.9	40.1	8.4	0.0	0.0	3.8	26.6	15.2
255	405	7945	4	1	527	367	0	0	268	0.0	51.3	2.7	4.8	0.0	0.0	25.4	15.7
256	425	7875	4	1	737	633	0	0	267	21.5	0.0	0.0	72.0	6.4	0.0	0.0	0.0
257	465	7965	4	1	450	318	0	0	271	0.0	62.5	3.0	0.0	0.0	0.0	26.3	8.2
258	455	7975	4	1	364	278	0	0	276	9.9	76.3	0.0	0.0	8.1	3.8	1.9	0.0
259	445	7975	4	1	363	236	0	0	282	43.7	0.4	0.0	0.0	4.4	51.5	0.0	0.0
260	465	7975	4	1	451	318	0	0	271	0.0	67.7	12.6	0.0	0.2	0.0	11.9	7.6
261	425	7925	4	2	413	277	15	0.0013	278	71.7	1.4	0.2	0.4	3.0	18.3	2.7	2.5
262	445	7955	4	2	363	228	15	0.0023	270	63.7	5.6	0.0	5.7	10.7	13.9	0.4	0.0
263	415	7935	4	2	524	279	13	0.0038	279	10.3	68.8	0.0	2.3	0.0	1.1	17.6	0.0
264	405	7905	4	2	610	342	15	0.0013	277	8.6	45.4	7.8	0.0	0.0	0.9	24.3	13.0
265	425	7985	4	2	450	279	13	0.0023	272	5.3	29.8	0.0	31.4	6.9	0.0	26.7	0.0
266	445	7945	4	2	322	238	15	0.002	285	79.7	0.0	0.0	0.2	7.3	12.8	0.0	0.0
267	425	7885	4	2	695	413	20	0.005	273	52.0	0.0	3.1	27.4	0.0	13.2	0.0	4.4
268	415	7945	4	2	524	237	13	0.0038	280	0.0	55.1	0.0	0.0	0.0	0.0	44.9	0.0
269	435	7985	4	2	363	237	13	0.0023	282	82.5	1.1	0.0	0.0	7.3	9.1	0.0	0.0
270	435	7955	4	3	297	229	15	0.667	286	78.0	3.3	0.0	4.8	6.9	5.9	1.2	0.0
271	455	7965	4	3	434	278	15	0.0027	276	14.6	65.4	0.8	0.0	2.5	2.1	12.1	2.6
272	425	7975	4	3	448	239	13	0.0023	274	14.9	18.2	0.0	24.3	0.1	4.3	38.3	0.0
273	415	7895	4	4	603	351	15	0.0027	275	0.0	72.7	1.9	0.0	3.0	0.0	16.4	6.1
274	425	7965	4	4	420	238	13	0.0023	283	28.4	7.2	0.0	22.4	4.0	9.9	28.0	0.0
275	415	7905	4	5	603	304	15	0.0027	277	23.1	32.7	4.7	0.0	3.6	6.9	20.5	8.5
276	445	7965	4	5	329	237	15	0.667	283	60.5	12.3	0.0	1.9	5.3	17.6	2.4	0.0
277	415	7915	4	10	447	277	15	0.0013	278	37.8	39.9	0.0	3.1	16.3	0.2	2.8	0.0
278	415	7925	4	14	526	278	20	0.001	279	4.6	69.7	0.0	0.0	12.2	0.0	13.5	0.0
279	425	7935	4	17	336	238	15	0.0013	280	55.5	28.2	0.0	0.0	2.6	11.5	2.2	0.0
280	425	7945	4	20	282	198	13	0.0015	286	22.4	52.3	0.0	0.0	7.5	12.6	5.1	0.0
281	445	7985	4	101	362	233	19	0.526	282	70.1	0.0	1.9	0.6	8.1	19.1	0.0	0.4
282	435	7975	4	105	322	235	19	0.526	283	46.0	0.0	0.0	0.0	3.8	50.2	0.0	0.0
283	435	7965	4	115	287	236	25	0.56	286	76.3	0.0	0.0	1.7	10.6	11.4	0.0	0.0
284	435	7935	4	144	331	237	17	0.824	285	58.6	5.7	0.0	0.0	2.9	15.1	17.7	0.0
285	435	7945	4	147	284	237	17	0.765	286	74.3	1.0	0.0	10.9	2.4	11.2	0.2	0.0
286	425	7955	4	286	326	190	17	0.588	290	47.7	30.8	0.0	1.2	5.2	3.3	11.8	0.0
287	415	7985	5	1	448	361	0	0	289	25.6	10.6	0.0	25.3	0.0	2.6	35.5	0.3
288	415	7955	5	1	479	186	0	0	290	3.3	26.8	0.1	0.0	10.1	0.3	56.3	3.1
289	415	7975	5	2	448	279	13	0.0023	290	27.8	21.3	0.0	7.1	0.0	4.6	39.2	0.0
290	415	7965	5	290	400	164	17	0.588	291	15.9	26.6	1.7	0.6	12.5	13.1	24.2	5.4
291	405	7965	5	291	424	160	17	0.588	0	0.0	20.6	22.2	0.0	16.2	1.2	13.0	26.9

O terceiro arquivo de entrada contém os parâmetros que são considerados na calibração. Este arquivo é chamado *PARUSO.HIG* e um exemplo é dado abaixo.

BACIA 1							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
b-pasto	1500	0.1	3.3	4	0.665	2	0.1
a-pasto	1500	0.1	3.3	4	0.665	2	0.1
r-pasto	50	3	3.3	4	0.665	0	0.1
agricola	1000	0.02	3.3	4	0.665	2	0.1
mato	500	0.2	3.3	4	0.665	5	0.5
b-cerrado	2000	0.02	3.3	4	0.665	2	0.1
a-cerrado	2000	0.02	3.3	4	0.665	2	0.1
r-cerrado	100	3	3.3	4	0.665	0	0.1
CS	25						
CI	300						
CB	8760						
QB_M3/SKM2	0.015						
BACIA 2							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
b-pasto	1500	0.1	2.2	4	0.665	2	0.1
a-pasto	1500	0.1	2.2	4	0.665	2	0.1
r-pasto	50	3	2.2	4	0.665	0	0.1
agricola	1000	0.02	2.2	4	0.665	2	0.1
mato	500	0.2	2.2	4	0.665	5	0.5
b-cerrado	2000	0.02	2.2	4	0.665	2	0.1
a-cerrado	2000	0.02	2.2	4	0.665	2	0.1
r-cerrado	100	3	2.2	4	0.665	0	0.1
CS	25						
CI	300						
CB	8760						
QB_M3/SKM2	0.0085						
BACIA 3							
uso	Wm	b	Kbas	Kint	XL	CAP	Wc
b-pasto	1500	0.1	2.2	4	0.665	2	0.1
a-pasto	1500	0.1	2.2	4	0.665	2	0.1
r-pasto	50	3	2.2	4	0.665	0	0.1
agricola	1000	0.02	2.2	4	0.665	2	0.1
mato	500	0.2	2.2	4	0.665	5	0.5
b-cerrado	2000	0.02	2.2	4	0.665	2	0.1
a-cerrado	2000	0.02	2.2	4	0.665	2	0.1
r-cerrado	100	3	2.2	4	0.665	0	0.1
CS	25						
CI	300						
CB	8760						
QB_M3/SKM2	0.0085						

O último arquivo de entrada é o que contém as informações sobre os parâmetros IAF, Z (altura da vegetação), resistência superficial e albedo. Estes parâmetros variam ao longo do ano e os arquivos são apresentados no Anexo F.