

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

**EFEITOS DA ESPACIALIZAÇÃO DE PROPRIEDADES
FÍSICAS NAS RESPOSTAS HIDROLÓGICAS DA BACIA DO
RIO IBIRAPUITÃ, RIO GRANDE DO SUL.**

SANDOR ARVINO GREHS

Tese submetida ao Programa de Pós Graduação em 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 André Bulhões Mendes.

Co-orientador: Prof. Dr. Joel Avruch Goldenfum.

Banca Examinadora

Prof. Dr. Pedro Roberto de Azambuja Madruga, Programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola, UFSM.

Prof. Dr. Adelir José Strieder, Programa de Pós Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais, UFRGS.

Prof. Dr. André Luiz Lopes da Silveira, Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, UFRGS.

Porto Alegre, janeiro de 2003.

Dedico esta tese à minha esposa Heloísa, à minha filha Anelise e ao meu filho Gustavo por terem compreendido ser mais gratificante a coragem e a coerência que geram a perenidade da consciência tranqüila do que a cômoda e fácil aceitação de posturas de modismos efêmeros e do senso comum que levam a vitórias momentâneas.

AGRADECIMENTOS

Na elaboração do trabalho desta tese cabe-me agradecer:

- Ao meu orientador Prof. Carlos André Bulhões Mendes pela dedicação, pela cobrança da qualidade do trabalho e pela colaboração especialmente na modelagem hidrológica.
- Ao meu co-orientador Prof. Joel Avruch Goldenfum pela atuação construtiva no sentido de realizar a adequação e correções no conteúdo do texto final.
- Ao meu filho Gustavo, recém bacharel em Ciência da Computação – UFRGS, pela colaboração em tarefas computacionais.
- À minha esposa Heloísa pela realização da digitalização da topografia.
- À Fundação Luis Englert pelo apoio financeiro recebido.
- Ao Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental – UFRGS pela oportunidade oferecida e pelos conhecimentos auferidos.

RESUMO

O objetivo desta tese consistiu em avaliar a influência da espacialização de propriedades físicas de bacias hidrográficas, relacionadas à topografia, ao uso do solo, à litologia e à tectônica, e os efeitos na resposta hidrológica. Tais elementos foram desagregados em unidades de resposta hidrológica através de uma estrutura vetorial, com base em técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica, que facilitou a modelagem, contemplando os processos hidrológicos verticais e laterais envolvidos. Diferentes níveis de agregação e desagregação espacial alicerçaram a aplicação do hidrograma de Clark para a transformação de chuva em vazão com base nos valores da precipitação efetiva, a partir da utilização do método curva número - CN.

A bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, localizada no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil, com área de 5.976 km², constituiu o estudo de caso, cuja espacialização envolveu um pixel de um km e a utilização do conceito de hidrotopos. As características geológicas evidenciaram a incidência de rochas vulcânicas basálticas (72%), arenitos (24%) e silito-folhelho (4%), e lineamentos tectônicos, espacializados sob a forma de frequência, com ocorrência de 47% para a classe forte, 35% para a classe média, 12% para a classe muito forte e o restante 6 % para a classe fraca. A topografia evidenciou um relevo em que as cotas topográficas indicaram valores entre 70 e 230 m. O uso do solo é caracterizado por seis classes, com destaque para campos e pastagens que cobrem cerca de 60% da área, seguindo-se a cultura de arroz irrigado (27%) e matas (11%).

Às simulações hidrológicas iniciadas com a influência da litologia, seguiram-se com a incorporação sucessiva dos efeitos da tectônica, da desagregação em duas sub-bacias, da desagregação em cinco sub-bacias. Os resultados obtidos pelas simulações hidrológicas e avaliados pelo coeficiente de *eficiência* R^2 de Nash e Sutcliffe pelo erro médio absoluto (*Mean Absolute Error – MAE*) e pelos seus incrementos indicaram: a) que os efeitos da variabilidade espacial da litologia constituiu a influência mais significativa ($R^2 = 0,489$, $MAE = 0,32$); b) que a tectônica foi o segundo fator em importância ($R^2 = 0,569$, $MAE = 0,25$).; que a desagregação em duas sub-bacias foi a menos importante. ($R^2 = 0,582$, $MAE = 0,24$); que a desagregação em cinco sub-bacias foi o terceiro fator mais importante ($R^2 = 0,725$, $MAE = 0,24$).

ABSTRACT

The objective of this thesis was to evaluate how the effects of spatial variability of physical properties of hydrographic basins, related to topography, land use, lithology and tectonics, can help to describe the hydrological response. Such landscape features were disaggregated in hydrological response units through vectorial structure, based on remote sensing and geographical information system, that enables modeling of vertical and lateral hydrological processes. Different levels of spatial disaggregation and aggregation were used and Clark hydrograph was applied to transform rainfall in river discharge through CN method for excess rainfall.

Ibirapuitã river basin at Rio Grande do Sul, Brazil, has 5,976 km² and was investigated as case study, using 1 km pixel and hydrotopes concept. Geological features are characterized by basaltic rocks (72%), sandstones (24%) and siltites-shales (4%), and by tectonic lineaments frequency, high (47%), medium (35%), very high (12%) and low (6%). Topography presented altitudes between 70 and 230 meters. Six land use classes were identified, pasture (60%), irrigated rice (27%) and forest (11%).

Hydrological simulations initiated with lithology's influence and followed incorporating tectonics, two sub-basins and five sub-basins disaggregations. Hydrological simulations results were evaluated by Nash e Sutcliffe R^2 and *Mean Absolute Error – MAE* and increasing values, indicating: a) that lithology effect was more important ($R^2 = 0,489$, $MAE = 0,32$); b) second importance effect was tectonics ($R^2 = 0,569$, $MAE = 0,25$); c) two sub-basins disaggregation has less effect ($R^2 = 0,582$, $MAE = 0,24$) and d) five sub-basins disaggregation was the third importance effect ($R^2 = 0,725$, $MAE = 0,24$).

SUMÁRIO

	Pg.
CAPÍTULO 1:	1
1 – Introdução	2
1.1 – Enfoque da Pesquisa	2
1.2 – Justificativa e Relevância	3
1.3 – Objetivos	5
1.4 – Estruturação da Tese	6
CAPÍTULO 2:	7
2 – Contextualização	8
2.1 – Propriedades Físicas da Bacia	8
2.1.1 – Uso do Solo	8
2.1.2 – Topografia	9
2.1.3 – Condicionamentos Geológicos	12
2.2 – Variabilidade Espacial	16
2.3 – Respostas Hidrológicas	19
2.3.1 – Elementos Conceituais	19
2.3.2 – Técnicas de Espacialização do Hidrograma Unitário	32
2.4 – Modelagem Distribuída	37
2.4.1 – Análise na Célula	41
2.4.2 – Análise na Rede de Drenagem	43
2.4.3 – Análise na Bacia Hidrográfica	43
2.5 – Ferramentas para Aquisição e Processamento de Dados	45
2.5.1 – Sensoriamento Remoto	45
2.5.2 – Geoprocessamento	50
2.6 – Critérios de Avaliação da Resposta Hidrológica	57
2.7 – Seqüência de Atividades do Estudo de Caso	58
CAPÍTULO 3:	62
3 – Estudo de Caso para a Bacia do Rio Ibirapuitã: Organização Básica dos Dados	63
3.1 – Introdução	63

3.2 – Caracterização Geral da Área de Estudo	67
3.3 – Organização Geral do Estudo	68
3.3.1 – Processo de Digitalização de Dados	69
3.3.2 – Processo de Geração do MNT da Bacia do Ibirapuitã	71
3.3.3 – Declividade, Aspecto e Sombreamento	75
3.3.4 – Processamento do Modelo Numérico do Terreno	81
3.3.5. – Estruturação dos Dados Topológicos Bacia do Rio Ibirapuitã	88
3.4 – Obtenção dos Parâmetros Hidrológicos	96
3.4.1 – Parâmetros das Sub-bacias	96
3.4.2 – Parâmetros dos Trechos de Rios	128
3.4.3 – Dados Pluviométricos	137
CAPÍTULO 4:	144
4 – Desagregação Espacial de Dados: Metodologia e Avaliação de Resultados	145
4.1 – Parâmetros Hidrológicos “Representativos” em Diferentes Escalas De Agregação / Desagregação de Dados	145
4.2 – Desagregação da Superfície da Bacia para Identificação da “Unidade de Resposta Hidrológica” .	146
CAPÍTULO 5:	169
5 – Conclusões e Recomendações	170
5.1 – Sumário da Tese	170
5.2 – Conclusões	170
5.3 – Sugestões	172
CAPÍTULO 6:	174
6 – Referências Bibliográficas	175
ANEXOS	

LISTA DE TABELAS

	Pg.
Tabela 2.1 - Vantagens e desvantagens de representação matricial e vetorial.	52
Tabela 3.1 - Vazões mínimas e máximas.	67
Tabela 3.2 – Incidência de lineamentos tectônicos.	74
Tabela 3.3 - Dados fluviométricos utilizados.	90
Tabela 3.4 - Dados fluviométricos reposicionados.	91
Tabela 3.5 - Classificação hidrológica de solos, segundo procedimentos CN.	97
Tabela 3.6 - CN para várias combinações de uso e tipo do solo.	98
Tabela 3.7 - Classes de uso do solo e suas áreas (Relativa a Figura 3.40).	102
Tabela 3.8 - Definição e ocorrência de cada uma das unidades de mapeamento.	104
Tabela 3.9 - Reclassificação de unidades litológicas da bacia do Rio Ibirapuitã.	113
Tabela 3.10 - Ocorrência de cada um dos grupos CN de solos.	114
Tabela 3.11 - Classes de frequência de ocorrência de lineamentos tectônicos.	120
Tabela 3.12 – Índices de Área Fraturada.	120
Tabela 3.13 – Índices de Escoamento Superficial.	121
Tabela 3.14 - Adequação dos grupos de solo em função da frequência de lineamentos.	121
Tabela 3.15 - Ocorrência de solos CN corrigidos pela frequência de lineamentos.	123
Tabela 3.16. – Pluviometria	139
Tabela 3.17 – Pluviometria	140
Tabela 3.18 – Pluviometria	141
Tabela 4.1 - Grupos de solos –SCS e taxas de infiltração (perdas).	152
Tabela 4.2 - Relação entre as vazões mínimas observadas.	158
Tabela 4.3 - Parâmetros de bacia e trechos de rio utilizados no arranjo da figura 4.7.	159
Tabela 4.4 - Principais propriedades das cinco sub-bacias da figura 4.8.	167
Tabela 4.5 - Percentual de área da bacia em função da combinação Solo / Relevo.	167
Tabela 4.6 – Comportamento de R^2 e MAE em função da crescente desagregação.	171

LISTA DE FIGURAS

	Pg.
Figura 2.1 - Movimento provável da água em função das características topográficas.	10
Figura 2.2 - Elementos do terreno, curvas de nível e representação.	10
Figura 2.3 - Curvatura no perfil e no plano, como critérios de classificação de vertentes.	11
Figura 2.4 - Roteiro de geração de produtos derivados do Modelo Numérico do Terreno.	12
Figura 2.5 – Resposta da bacia hidrográfica	20
Figura 2.6 - Efeitos das características da bacia de drenagem nos hidrogramas.	24
Figura 2.7 - A influência da forma da bacia hidrográfica na forma do hidrograma.	25
Figura 2.8 - Continuidade da água armazenada num sistema hidrológico.	25
Figura 2.9 - Respostas de um sistema linear aos impulsos de entrada.	26
Figura 2.10 - Hidrograma de escoamento superficial.	28
Figura 2.11 - Tempo de translação.	28
Figura 2.12- Tempo de Concentração.	29
Figura 2.13 – Isócronas.	29
Figura 2.14 - Áreas entre isócronas.	30
Figura 2.15 - Geração de escoamento superficial em cada área entre isócronas.	30
Figura 2.16 - Hidrograma e a curva, tempo x área.	31
Figura 2.17 - Hidrograma amortecido.	31
Figura 2.18 - Comportamento linear do reservatório.	32
Figura 2.19 - O modelo de fluxo direcional a partir de uma célula.	33
Figura 2.20 - Grade de direção de fluxo.	33
Figura 2.21 - Rede de trajetórias de fluxo conectando as células.	33
Figura 2.22 - Grade de magnitude de velocidade de fluxo.	34
Figura 2.23 - Hidrologia distribuída: estrutura de modelos.	38
Figura 2.24 - Definições de área de drenagem.	40
Figura 2.25- Mapas temáticos e zonas hidrológicas homogêneas.	40
Figura 2.26 - Modelo de movimento da água no terreno e no canal.	41
Figura 2.27 - Balanço hídrico na célula.	42
Figura 2.28 - Balanço hídrico local.	42
Figura 2.29 - Geração de hidrograma na célula	43
Figura 2.30 - Hidrograma obtido na linha de drenagem.	43
Figura 2.31 - Hidrograma da bacia hidrográfica.	44

Figura 2.32 - Hidrograma de trecho de rio entre seção A e a seção B.	44
Figura 2.33 – Seqüência básica de obtenção e análise de dados de sensoriamento remoto.	46
Figura 2.34 – Bandas espectrais.	48
Figura 2.35 – Manipulação do histograma.	49
Figura 2.36 – Conceito de filtragem espacial.	49
Figura 2.37 - O geoprocessamento como ferramenta de integração de dados.	51
Figura 2.38 - Representação de dados nos formatos vetorial e matricial ou raster.	51
Figura 2.39- Analogia entre formas de representação vetorial e raster.	52
Figura 2.40 - Estrutura geográfica e informações em bacias hidrográficas.	53
Figura 2.41 - Criação da grade.	54
Figura 2.42 - Transformação de sistemas de referência para estruturas raster.	55
Figura 2.43 - Exemplo de estrutura de manipulação de planos.	56
Figura 3.1 – Composição colorida de Imagens de Satélite LANDSAT 5 TM.	64
Figura 3.2 – Representação esquemática dos componentes dos processos hidrológicos.	65
Figura 3.3 - Localização da área de estudo.	66
Figura 3.4 - Organização geral do estudo.	69
Figura 3.5 – Identificação das quatro cartas na escala 1: 250.000, utilizadas.	69
Figura 3.6 - Articulação de cartas topográficas, escala 1: 50.000, utilizada no estudo.	70
Figura 3.7 - Região da Bacia do Ibirapuitã com curvas de nível de 25 em 25 m.	70
Figura 3.8 - Fluxograma do processo de geração do MNT da bacia do Rio Ibirapuitã.	71
Figura 3.9 -: Rede irregular (a) e regular (b).	71
Figura 3.10 - Conceito do 'valor médio ponderado'.	72
Figura 3.11 - Modelo Numérico da Bacia do Rio Ibirapuitã.	72
Figura 3.12 – Rio Ibirapuitã.	73
Figura 3.13 – Perfil topográfico ao longo do Rio Ibirapuitã.	74
Figura 3.14 - (a) Curvas de nível de Z e o vetor gradiente. b) Derivadas numéricas.	76
Figura 3.15 - Mapa de aspectos da bacia do Rio Ibirapuitã.	77
Figura 3.16 - Mapa de declividades da Bacia do Rio Ibirapuitã.	78
Figura 3.17- Vetor de luz e vetor normal, usados no sombreamento da célula.	79
Figura 3.18 - Sombreamento do MNT da bacia do Ibirapuitã.	80
Figura 3.19 - MNT do Ibirapuitã, realçado com sombreamento.	80
Figura 3.20 – Fluxograma para obtenção da área acumulada.	81
Figura 3.21 - Exemplo de obtenção da área acumulada.	82
Figura 3.22 - Estimativa de área acumulada segundo etapas consecutivas.	83
Figura 3.23 -: Matriz de acúmulo de água para a área de estudo	84

Figura 3.24 - Determinação automática de rede de drenagem.	84
Figura 3.25 - Rede de drenagem obtida automaticamente (Área => 100 km ²).	85
Figura 3.26 - Segmentação da rede de drenagem em trechos de rios.	85
Figura 3.27 - (a) Área acumulada e direção de fluxo; b) Incremento de área na direção.	86
Figura 3.28 - Delimitação automática de bacia hidrográfica de fluxo.	87
Figura 3.29 - Fluxograma para obtenção automática da rede de drenagem e bacias.	88
Figura 3.30 - Bacias de drenagem e trechos de rios, obtidos automaticamente.	88
Figura 3.31 - Localização das estações fluviométricas selecionadas.	90
Figura 3.32 - Modificação da posição das estações fluviométricas.	91
Figura 3.33 - Bacia do Rio Ibirapuitã, exutório a estação fluviométrica Alegrete.	92
Figura 3.34 - MNT da bacia do Ibirapuitã.	92
Figura 3.35 - Dados básicos: mapas de sub-bacias e rede de drenagem.	93
Figura 3.36 - Classificação da estrutura de drenagem.	94
Figura 3.37 - Mapa simbólico representando o fluxo de água na bacia do Ibirapuitã.	95
Figura 3.38 - Processo de transformação chuva-vazão.	96
Figura 3.39 - Processo de transferência de água na bacia.	97
Figura 3.40 - Usos do solo na bacia do Rio Ibirapuitã.	101
Figura 3.41 - Unidades de mapeamento no litológico da Bacia do Rio Ibirapuitã.	104
Figura 3.42 – Aspecto da paisagem da F. Rosário do Sul, solos argilo-síltico-arenosos.	105
Figura 3.43 – Formação Botucatu: solos arenosos, permeáveis, suscetíveis à erosão.	106
Figura 3.44 – Formação Botucatu: solos arenosos profundos saturados.	106
Figura 3.45 – Sequência de derrames vulcânicos basálticos.	107
Figura 3.46 – Detalhamento da estrutura dos derrames.	108
Figura 3.47 – Influência das zonas estruturais dos derrames.	109
Figura 3.48– Rio Ibirapuitã, próximo a Santana do Livramento.	109
Figura 3.49 – Formação Serra Geral: afloramento de rocha basáltica.	110
Figura 3.50 – Formação Serra Geral: solo raso.	110
Figura 3.51– Formação Serra Geral: solos síltico argilosos profundos.	111
Figura 3.52 – Formação Serra Geral: solo síltico-argiloso profundo, saturado.	111
Figura 3.53 – Formação Serra Geral: arenito intertrápico parcialmente silicificado.	112
Figura 3.54 - Litologia em grupos do CN (A,B,C & D) para a Bacia do Ibirapuitã.	114
Figura 3.55 – Composição colorida, bandas 3B, 4G e 5R, LANDSAT 5 TM.	116
Figura 3.56 - Exemplo do mapeamento de lineamentos tectônicos.	116
Figura 3.57 – Feições do terreno, associadas à incidência de um lineamento tectônico.	117
Figura 3.58 – Evidências no terreno do mesmo lineamento tectônico da figura 3.57.	117

Figura 3.59 – Detalhe da incidência de fraturas associadas ao lineamento tectônico.	118
Figura 3.60 – Mapa de frequência de lineamentos tectônicos.	119
Figura 3.61 - Litologia em Grupos do CN corrigidos pela frequência de lineamentos.	122
Figura 3.62 - Trajetórias de fluxo no contexto de cada célula.	124
Figura 3.63 – Diagrama área – distância da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã.	125
Figura 3.64 – Histograma de classes de distância até o exutório.	125
Figura 3.65 - Mapa de distancias ao exutório da bacia do Rio Ibirapuitã.	126
Figura 3.66 - Caminho mais longo percorrido pelo escoamento superficial.	127
Figura 3.67 - Exemplo de estruturação final de dados de sub-bacias.	128
Figuras 3.68 - Propagação de ondas de cheia.	129
Figura 3.69 - Métodos de cálculo para os trechos de rios.	129
Figura 3.70 - Seção transversal da estação 76750000 (Alegrete).	134
Figura 3.71 - Curva-chave da estação 76750000 (Alegrete).	134
Figura 3.72 - Distribuição das vazões mínimas, médias e máximas para estação Alegrete.	135
Figura 3.73 - Diagrama de frequências da estação 76750000 (Alegrete).	136
Figura 3.74 - Curva de permanência de vazões de longo período da estação 76750000.	137
Figura 3.75 - Estações Pluviométricas selecionadas.	138
Figura 3.76 - Totais médios mensais das estações selecionadas.	138
Figura 3.77 - Polígonos de Thiessen para estações pluviométricas do Ibirapuitã.	142
Figura 3.78 - Interseção polígonos de Thiessen X sub-bacias.	143
Figura 4.1 – Precipitações no período de 15 de maio de 1997 a 15 de julho de 1997.	150
Figura 4.2 - CN's para a bacia do Ibirapuitã.	151
Figura 4.3 - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Período 97/98). Sem efeito de fraturas.	154
Figura 4.4 - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Mai/Jun/Jul - 1997). Sem efeito de fraturas.	155
Figura 4.5 - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Mai/Jun/Jul - 1997). Com efeitos de fraturas.	156
Figura 4.6 – Localização de duas estações fluviométricas e as bacias influentes.	157
Figura 4.7 - Esquema simbólico adotado para a modelagem (2 bacias e 2 trechos de rio).	159
Figura 4.8 - - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Mai/Jun/Jul - 1997). Esquema com duas bacias.	160
Figura 4.9 - Classificação de sub-bacias, critérios litológicos e relevo (cinco sub-bacias).	161
Figura 4.10 - Bacia 1: Plano e solo raso.	163
Figura 4.11 - Bacia 2: Plano e solo profundo.	163
Figura 4.12 - Bacia 3: Inclinado e solo raso.	164
Figura 4.13 - Bacia 4: Inclinado e solo raso.	164
Figura 4.14 - Bacia 5: Inclinado e solo profundo.	165
Figura 4.15 - Resultado final no exutório da bacia (Alegrete)	166

LISTA DE SÍMBOLOS

- A_c , a área contribuinte.
- a_c , a probabilidade (%) de qualquer pixel ser membro da classe “c”.
- A_i , área da subárea i .
- $A_{i,j}$, área de interseção entre a estação i na sub-bacia nos polígonos de Thiessen.
- A_s , a contribuição para a água subterrânea.
- a, b, c coeficientes de Manning.
- CN, Curva – Número.
- C_{max} , pontos de maior cota.
- $C_{mín}$, pontos de menor cota.
- Cov_c , Matriz de Covariância da Classe “c”.
- $|Cov_c|$ Determinante da Matriz de Covariância
- DS , a retenção causada pelas folhas das copas das árvores, superfície do terreno e armazenamento de água no solo durante o evento chuvoso.
- t , o intervalo de tempo de análise.
- $[(\delta Z/\delta y)^2 + (\delta Z/\delta x)^2]^{1/2}$, módulo da declividade.
- MAE , erro médio absoluto.
- EP, evapotranspiração potencial.
- ET , a evapotranspiração durante o evento chuvoso.
- F_i , número de vezes em que as vazões Q_j são verificadas num intervalo referido.
- F , porosidade do solo.
- FL, frequência de lineamentos.
- H, profundidade do sistema capilar.
- I , taxa de entrada.
- I_a , abstração inicial.
- ID, identificador de atributos.
- I_i , entrada em subárea.
- K, tempo de fluxo no trecho do curso d’água (hr) [Muskingum K].
- (K_c) , coeficiente de cultivo.
- L, comprimento da maior linha de escoamento de sub-bacias.
- L , tempo de retardo.
- L_m , comprimento do canal principal.
- L_s , comprimento do trecho do curso d’água.

- $[m^2/m \rightarrow m]$, comprimento de contorno de bacias.
- ML_u, ML_{u-1} , comprimento médio de segmentos de rio de ordem u e $u - 1$.
- MNT, modelo numérico do terreno.
- N_w , número de subáreas.
- P , precipitação.
- P , precipitação acumulada no tempo t .
- p' , declividade no sentido da fonte de luz
- Pe , precipitação efetiva acumulada no tempo t .
- $p_i(t)$, série temporal de precipitação na estação i .
- $P_j(t)$, série temporal de precipitação na sub-bacia j .
- P_o e Q_o , vetores de iluminação.
- Q , taxa de saída.
- Q_{ef} , resposta da bacia ao evento da precipitação efetiva.
- q_i' , vazão calculada no tempo i .
- q_i , a vazão medida no tempo i .
- Q_{pk} , taxa do fluxo de pico.
- $Q(t)$, vazão da totalidade da área de influência.
- R , raio hidráulico.
- R , o coeficiente de armazenamento temporário.
- R , o comprimento do lado da célula.
- (R^2) , coeficientes de Nash.
- R_l , porção de recarga profunda no sentido da água subterrânea durante o evento chuvoso.
- $R([dZ/dx]_{i,j}, [dZ/dy]_{i,j}) = 0,5 + 0,5.(p' + a)/b$, reflectância das declividades.
- s , declividade do terreno.
- S , potencial de máxima retenção.
- S , quantidade de água armazenada no solo.
- S_j , área da sub-bacia j nos polígonos de Thiessen.
- S_{max} , capacidade máxima de armazenamento de água no solo.
- $ÓL$, número total de lineamentos.
- T , temperatura média.
- t, \hat{t} , unidades de tempo.
- t_b , tempo de base.
- t_c , tempo de concentração.

- θ , direção de maior crescimento da altitude.
- $q(t_{w0})$, quantidade de água no solo.
- T_{eq} , tempo de equilíbrio.
- T_j , tempo de fluxo a partir da célula j até o exutório.
- T_{lag} , tempo de fluxo no trecho do curso d'água.
- (t_p) , tempo de pico.
- (t_r) , tempo de recessão.
- t_{w0} , tempo referido ao início da entrada de água.
- T_w , tempo de duração de entrada de água.
- $\tan b$, declividade do terreno.
- $U_i(t)$, resposta de vazão no exutório da bacia hidrográfica por unidade de entrada instantânea na subárea i .
- $u(t-\hat{t})$, função resposta a um impulso unitário.
- V_m , velocidade em uma célula m .
- V_{max} , velocidade máxima.
- V_{min} , velocidade mínima.
- V_s , velocidade media no trecho do curso d'água.
- V, V_x , velocidade de fluxo na superfície do terreno.
- ∇Z , vetor gradiente de função da altitude.
- X , vetor do pixel.
- x , distância de fluxo.
- X , parâmetro de armazenamento [Muskingum X].
- W , entrada total de água durante o evento chuvoso.
- W_{eff}, h , precipitação efetiva.
- w_{ij} , peso da estação pluviométrica nos polígonos de Thiessen.
- z , altitude.
- Z , comprimento total dos rios.
- $Z_{wt}(t_{w0})$, profundidade do nível d'água.
- 3B, banda espectral 3 do LANDSAT 5 TM com a cor azul.
- 4G, banda espectral 4 do LANDSAT 5 TM com a cor verde.
- 5R, banda espectral 5 do LANDSAT 5 TM com a cor vermelha.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1 - INTRODUÇÃO

1.1 – ENFOQUE DA PESQUISA

Diversas propriedades ambientais, que influenciam muitas variáveis hidrológicas, sofrem modificações espaciais e temporais ao longo de regiões geográficas e comportam-se como elementos de controle em muitas análises hidrológicas no contexto bacias hidrográficas.

A *bacia hidrográfica* constitui parcela da superfície terrestre resultante da interação de processos geológicos, geomorfológicos, pedológicos, climáticos, biológicos e antrópicos, que definem condições ambientais dinâmicas, importantes para a distribuição espacial e temporal dos recursos hídricos, sendo delimitada por divisores d'água e pelo exutório das redes de drenagem.

A referida interação implica na consideração da coexistência de processos relativamente estáticos, como os geológicos e geomorfológicos, desde que se desconsiderem as regiões afetadas por terremotos, vulcanismos e ambientes glaciais; dinâmicos, como os pedológicos, e muito dinâmicos, tais como os climáticos, biológicos e antrópicos.

A motivação para a presente tese emana da necessidade de se avaliar a variabilidade espacial de propriedades do meio físico para explicar a variação da movimentação da água na bacia hidrográfica, contemplando processos verticais e laterais envolvidos (Becker e Braun, 1999).

O escoamento da água é o resultado de complexas interações da intensidade e da distribuição de eventos chuvosos com o terreno de bacias hidrográficas, onde se caracterizam diferentes usos do solo, variabilidade de solos, diferenciações geomorfológicas e distribuição heterogênea de feições geológicas. Tais elementos do meio físico refletem efeitos de processos climáticos, bióticos, antrópicos, pedogenéticos e geológicos, configurando dinâmicas com crescente duração temporal.

As respostas hidrológicas das bacias hidrográficas resultam da coexistência de processos verticais e processos laterais (Becker e Braun, 1999). Os processos verticais envolvem comportamentos diferenciados de interceptação da chuva, da taxa de infiltração, do armazenamento de água no solo e da percolação da água subterrânea, diretamente relacionados com a variabilidade espacial de características físicas relevantes, tais como,

geologia, solos, topografia e uso do solo. A relação dos processos verticais com os processos laterais ocorre através do fluxo superficial, interfluxo e fluxo de base, que definem as vazões dos cursos d' água.

Em tais circunstâncias, emerge a necessidade de se estabelecer as relações entre a variabilidade espacial das propriedades do terreno e as respostas hidrológicas, que se consubstancia quando ocorre o escoamento, em decorrência da incidência de chuva com intensidade superior às perdas por infiltração, evaporação e evapotranspiração e/ou o escoamento de base. Trata-se, pois, de avaliar a resposta hidrológica da bacia hidrográfica em decorrência dos efeitos da precipitação efetiva, considerando as influências de processos hidrológicos que resultam da heterogeneidade implícita.

Cabe enfatizar que a análise acima referida já é contemplada através de várias descrições matemáticas. No entanto, a variabilidade espacial dos dados utilizados é perdida, na medida em que são utilizadas médias geográficas dos dados, conforme é explicitado por Rosso (1994), o que tem comprometido um melhor entendimento dos processos hidrológicos.

Em razão da necessidade de dados relativos à geologia, topografia, solos, vegetação e uso do solo para caracterizar uma bacia hidrográfica, existe demanda no sentido de desenvolver novas abordagens de aquisição e processamento de tais informações básicas.

O enfoque do presente trabalho é averiguar a possibilidade de estabelecer um melhor conhecimento dos efeitos da espacialização da variabilidade de propriedades físicas relevantes no comportamento hidrológico de bacias hidrográficas, através de metodologia alicerçada em técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica.

1.2- JUSTIFICATIVAS E RELEVÂNCIA

Tem sido observado que o planejamento e gerenciamento do uso do solo, envolvendo tanto o espaço territorial rural e urbano, via de regra, consubstancia decisões desconectadas dos planos de gerenciamento de recursos hídricos, que geralmente estão embasados em modelos concentrados, freqüentemente inadequados no sentido de atender às imperiosas necessidades de implementar decisões de ocupação territorial em sintonia com um ambiente equilibrado.

Tais circunstâncias motivaram as pesquisas relativas a esta tese, que contempla as implícitas influências das variabilidades espaciais da geologia, da topografia, da pedologia e do uso do solo, que representam parâmetros a serem incorporados nos modelos hidrológicos.

Os denominados modelos concentrados geram escoamentos a partir de séries históricas da precipitação média sobre a bacia hidrográfica, cujas propriedades físicas são consideradas, uniformes na totalidade da bacia. Trata-se de uma abordagem simplificadora da resposta hidrológica da bacia, onde se combinam diferentes processos físicos na geração de hidrogramas.

Os modelos hidrológicos distribuídos procuram incorporar a variabilidade espacial de propriedades físicas associadas a feições geológicas, a diferenciações geomorfológicas, a tipos de solo, ao uso do solo, bem como à distribuição espacial e temporal da precipitação e da evapotranspiração potencial. As propriedades distribuídas da bacia hidrográfica são explicitamente consideradas na descrição do comportamento hidrológico em diferentes locais da bacia. A resposta hidrológica da bacia hidrográfica resulta de efeitos combinados da variabilidade espacial das propriedades que influenciam os processos hidrológicos.

Os parâmetros, utilizados tanto pelos modelos concentrados como pelos modelos distribuídos, devem ser calibrados através de procedimentos de ajuste, de modo que as vazões calculadas representem as vazões observadas. Face ao maior número de parâmetros, a calibração de modelos distribuídos é mais complexa, o que implica na necessidade dos postos fluviométricos estarem posicionados de modo a captar a variabilidade do meio físico.

A parametrização dos fenômenos físicos envolvidos no escoamento da água em bacias hidrográficas tem enfrentado problemas no sentido da representação a heterogeneidade da superfície terrestre, que influencia a formação do escoamento superficial e sua interação com o fluxo subterrâneo. A translação e o amortecimento nas trajetórias de movimentação da água devem incorporar a realidade física, sem envolver uma complexidade excessiva.

Na medida do possível, os parâmetros devem associar características físicas, que sejam de obtenção fácil através de mapas, de sensoriamento remoto e de observações no terreno, de modo a evitar ou minimizar os procedimentos de ajuste e calibração.

Esta tese procura contemplar a espacialização da variabilidade de propriedades físicas relevantes, de modo que os parâmetros físicos atendam aos pressupostos explicitados nos dois últimos parágrafos supramencionados.

Uma vez que seja possível estabelecer um controle da representatividade dos parâmetros utilizados, através de uma metodologia que contemple a espacialização da variabilidade de propriedades físicas do terreno, utilizando técnicas disponíveis de sensoriamento remoto e geoprocessamento, poderão ser gerados subsídios para um enfoque mais adequado e útil no sentido de um melhor conhecimento dos processos laterais do escoamento superficial em bacias hidrográficas. Tal representatividade não implica na necessidade de grande número de parâmetros, de modo a superar a capacidade humana de controlá-los, mas contemplar um número necessário e suficiente, que, no caso desta tese, são quatro, uso do solo, topografia, litologia e tectônica.

1.3 – OBJETIVOS

É relevante a espacialização da variabilidade de propriedades físicas incidentes na bacia hidrográfica, através da inserção de parâmetros representativos nos processos verticais e laterais, para um melhor entendimento da resposta hidrológica, resultante das diversas interações envolvidas no meio físico.

Em razão do enfoque, da justificativa e da relevância explicitados com relação ao tema desta tese, cabe a indagação: a variabilidade espacial de propriedades físicas relacionadas ao uso do solo, a topografia, a litologia e a tectônica, são importantes para ajudar a explicar a variação do comportamento da movimentação de água em bacias hidrográficas? A resposta a esta pergunta constitui o objetivo para o qual convergem os esforços da pesquisa em foco, com base em metodologia alicerçada em técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica, que permitem desagregar cada um dos quatro elementos da bacia hidrográfica em unidades de resposta hidrológica diferenciada.

Constituem, ainda objetivos, desta tese, as averiguações de efeitos específicos de litologia, da tectônica, da topografia e do uso do solo, através da identificação de subáreas quase uniformes, configurando unidades de resposta hidrológica, denominadas hidrotopos (Becker e Pützner, 1986; Becker, 1995; Maidment e Ximing, 1996) nas respostas hidrológicas, na área de abrangência da Bacia do Rio Ibirapuitã, localizada na região sudoeste do Estado do Rio

Grande do Sul que evidencia grande variabilidade das propriedades físicas explicitadas, constituindo área teste da análise proposta.

1.4 – ESTRUTURAÇÃO DA TESE

Esta tese está estruturada com a seguinte seqüência de capítulos:

- Capítulo 1 – Introdução, estabelece a importância de averiguar a variabilidade espacial de elementos da paisagem, representados pela litologia, tectônica, topografia e uso do solo, com o objetivo de avaliar os efeitos na resposta hidrológica de bacias hidrográficas.
- Capítulo 2 – Contextualização, caracteriza a variabilidade espacial, processos verticais, processos laterais, modelagem distribuída, ferramentas integradoras, critérios de avaliação da resposta hidrológica e seqüência de atividades para o estudo de caso.
- Capítulo 3 – Estudo de Caso Para a Bacia do Rio Ibirapuitã: Organização Básica dos Dados contempla uma introdução, a caracterização geral da área de estudo, a organização geral do estudo, o processo de digitalização de dados Processo de geração do MNT da Bacia do Ibirapuitã, a declividade, o aspecto, o sombreamento, a estruturação de dados topológicos para a bacia do Rio Ibirapuitã e a obtenção de parâmetros hidrológicos.
- Capítulo 4 – Desagregação Espacial de Dados: Metodologia e Avaliação de Resultados envolve a identificação de parâmetros hidrológicos “representativos” em diferentes escalas de agregação / desagregação de dados, a desagregação da superfície da bacia para identificação da “Unidade de Resposta Hidrológica”.
- Capítulo 5 – Conclusões e Recomendações.
- Capítulo 6 – Referências Bibliográficas.
- Anexos.

CAPÍTULO 2

CONTEXTUALIZAÇÃO

2 - CONTEXTUALIZAÇÃO

Em função dos objetivos definidos no Capítulo 1, são focalizados aspectos de bases conceituais da variabilidade espacial das propriedades do terreno e a sua influência na resposta hidrológica de bacias hidrográficas. Tais relações materializam-se quando ocorre o escoamento, como consequência da incidência de chuva com intensidade superior às perdas por infiltração, evaporação e evapotranspiração e/ou o escoamento de base.

A abordagem deste capítulo compreenderá um desdobramento caracterizado pelo seguinte detalhamento: a) Propriedades Físicas da Bacia, b) Variabilidade Espacial c) Respostas Hidrológicas, d) Modelagem Distribuída, e) Ferramentas para Aquisição e Processamento de Dados, f) Critérios de Avaliação das Respostas Hidrológicas, g) Sequência de Atividades para o Estudo de Caso.

2.1 – PROPRIEDADES FÍSICAS DA BACIA

Processos hidrológicos verticais e laterais dependem de feições básicas da paisagem, que podem ser identificadas como unidades de resposta hidrológica (Becker e Pützner, 1986; Becker, 1995; Maidment e Ximing, 1996) às quais se associam, internamente, comportamentos hidrológicos uniformes homogêneos ou quase homogêneos em termos de balanço hídrico, geração de escoamento superficial, recarga para a água subterrânea, e, trocas de energia, água e vapores com a atmosfera.

O enfoque desta tese está direcionado para averiguar efeitos da espacialização de unidades de resposta hidrológica, associadas à variabilidade de feições de uso do solo, de topografia e de geologia, com base na utilização de técnicas de sensoriamento remoto e de geoprocessamento, e os seus efeitos nas respostas hidrológicas.

2.1.1 - Uso do Solo

A influência do uso do solo no movimento da água em bacias hidrográficas tem sido balizada por parâmetros, tais como CN (Curva Número) combinados com quatro tipos de solo com significado hidrológico diferenciado (SCS, 1957), número de Manning (Manning, 1997), índice de área foliar (Wigmosta et al.1992), índices de vegetação ponderados (Clevers, 1989, *apud* Lechi and Pollicini, 1992), com a finalidade de estimar a precipitação efetiva.

Apesar de ser utilizado nesta tese o método CN ressalte-se que não é a única maneira de mapear a capacidade de escoamento do solo.

No caso de bacias hidrográficas rurais a cobertura vegetal influencia na evapotranspiração, envolvendo a água interceptada pelas folhas, caules e ramos, sendo esta interceptação expressada pelo índice de área foliar, que depende das características da vegetação, cujos valores estão situados entre 1,0 ou menos para vegetação rasteira até mais de 6,0 para o caso, de florestas (Collischonn e Tucci 2001).

O método curva número CN foi aplicado no Estado de São Paulo, Brasil, com inclusão de um quinto grupo de solo hidrológico aos tradicionais quatro grupos do Soil Conservation Service, com base em levantamentos pedológicos, aspectos fisiográficos e zoneamento ecológico, numa tentativa de avaliar o escoamento superficial (Setzer e Porto 1979). Tal abordagem contemplou a identificação de 41 tipos de solo e 12 zonas ecológicas, considerando as condições topográficas, geológicas e climáticas, com enfoque direcionado para o controle da erosão.

Outras formas de contemplar a variabilidade do uso do solo dizem respeito aos coeficientes de escoamento superficial, que representam parâmetros que podem ser estimados a partir de tabelas disponíveis na literatura (Chow et al. 1988, Browne 1990, Pilgrim e Cordery 1993).

2.1.2 - Topografia

A movimentação da água em uma bacia hidrográfica obedece às características topográficas do terreno, que influenciam marcadamente no escoamento superficial, conforme ilustrado na figura 2.1.

A variabilidade dos processos hidrológicos pode ser indiretamente aferida pela distribuição espacial dos atributos topográficos, que podem ser enunciados como atributos primários e secundários (Mendes, 1995; Mendes e Cirilo, 2001).

Atributos topográficos primários que serviram de base para a classificação do terreno (Pennock et al. 1987) foram: (1) cota topográfica em metros; (2) declividade ou gradiente topográfico em graus; (3) aspecto ou direção da declividade em graus; (4) curvatura do perfil topográfico, ou seja, variação da declividade, em graus / m; (5) curvatura do plano

(variabilidade do aspecto ao longo das isolinhas de altitude) em graus / m. A figura 2.2 ilustra esta classificação, considerando os elementos do terreno, as curvas de nível e a representação correspondente.

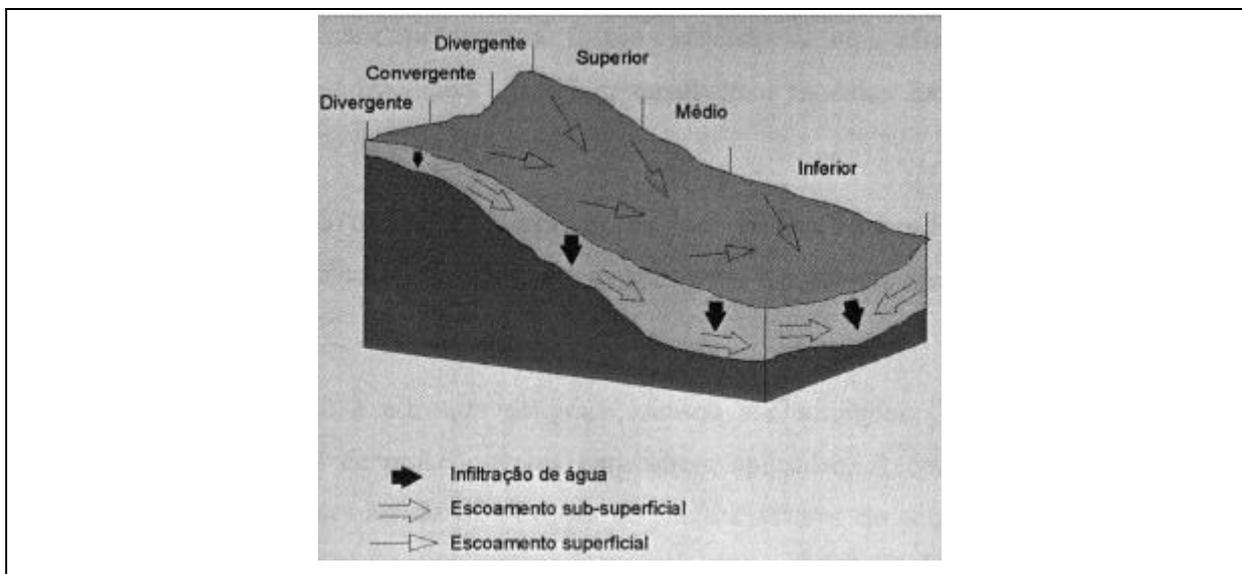


Figura 2.1 - Movimento provável da água em função das características topográficas (Adaptado de Pennock et al.1987).

Elemento do terreno	Curva de Nível	Representação
Divergente Superior		
Convergente Superior		
Divergente médio		
Convergente médio		
Divergente inferior		
Convergente inferior		

Figura 2.2 - Elementos do terreno, curvas de nível e representação (Adaptado de Pennock et al. 1987).

O relevo associado a vertentes de uma bacia hidrográfica consubstancia a declividade e o aspecto como atributos topográficos que exercem marcantes influências no comportamento do

fluxo da água, que são complementadas por características relacionadas às curvaturas no perfil e no plano. A figura 2.3 apresenta uma classificação simplificada das vertentes em função das feições acima referidas.

	CONVEXA	RETILÍNEA	CÔNCAVA
DIVERGENTE			
RETILÍNEA			
CONVERGENTE			

Figura 2.3 - Curvatura no perfil e no plano, como critérios de classificação de vertentes (Adaptado de Dikau, 1989).

Todos os elementos, que definem características relevantes associadas à topografia, podem ser obtidos e manipulados, facilmente, com o uso de Sistemas de Informação Geográfica, através da elaboração de Modelos Numéricos do Terreno, ou seja, por uma matriz de números que representa a distribuição geográfica das cotas topográficas na forma *raster*.

Os Modelos Numéricos do Terreno são obtidos a partir de mapas topográficos pela digitalização ou "escanerização" das curvas de nível, envolvendo a necessidade de considerar os principais atributos a serem fornecidos, bem como a sua concepção física e aplicações em diferentes escalas de abordagem. Após a vetorização ou digitalização dos mapas topográficos, são produzidos arquivos com enorme quantidade de pontos representativos das curvas de nível da região investigada. A seguir, é realizada a interpolação matemática com a finalidade de gerar uma superfície contínua representada pela matriz do Modelo Numérico do Terreno.

A partir do Modelo Numérico do Terreno é possível a geração de produtos derivados, conforme roteiro esquemático ilustrado na figura 2.4. No desenvolvimento desta tese, o Modelo Numérico do Terreno constitui embasamento para a geração de produtos derivados de modo similar ao mostrado na figura 2.4. Os produtos derivados, associados às feições topográficas, serão utilizados como elementos importantes para subsidiar as funções de

transferência na movimentação horizontal da água nos domínios geográficos de uma bacia hidrográfica.

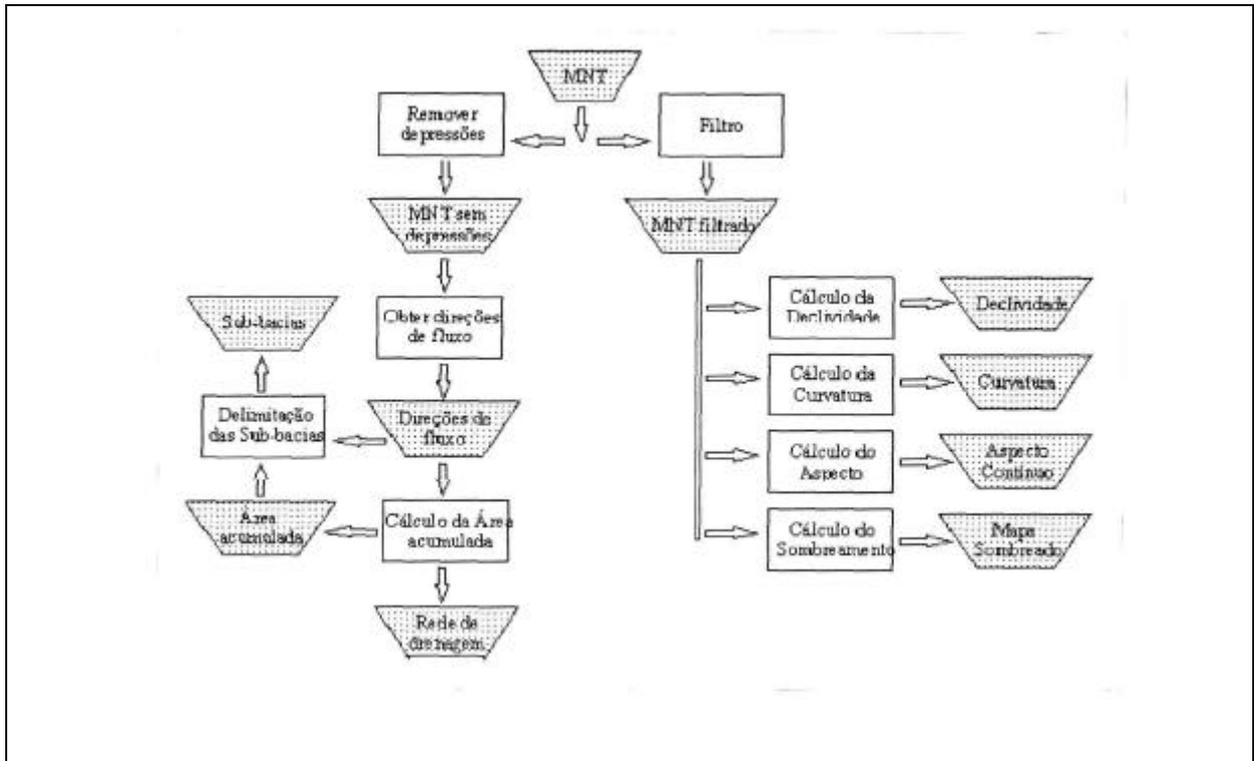


Figura 2.4 - Roteiro de geração de produtos derivados do Modelo Numérico do Terreno (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

2.1.3 - Condicionamentos Geológicos

A importância do efeito dos condicionamentos geológicos na resposta hidrológica da bacia hidrográfica tem sido reconhecida desde Horton (1945), o qual enfatizou que mesmo em épocas de máximo escoamento superficial, a água subterrânea pode representar uma considerável fração do fluxo total. Enfatizou, ainda, que o fluxo da água subterrânea se estende no sentido da cabeceira, onde não ocorre mais escoamento superficial, mantendo a umidade do solo de modo a enfraquecê-lo e promover a formação do canal por erosão remontante. A abordagem do referido autor é centrada nos aspectos geométricos da rede de drenagem superficial, como comprimentos dos cursos d'água, densidade de drenagem e padrões de drenagem, que segundo ele estão relacionados a controles geológicos. Entretanto, na sua formulação, apesar de reconhecer o controle geológico, o mesmo não é computado, como se a densidade de drenagem não estivesse relacionada à permeabilidade do solo e subsolo.

Investigações com utilização de traçadores radioativos, orientados para a modelagem dos processos de fluxo e transporte em sistemas de rochas fraturadas, em pequenas bacias hidrográficas na Europa Central, realizadas por Schöninger et al. (1997), demonstraram que 80% do escoamento, origina-se de aquíferos rochosos fraturados. É indicado que, no contexto pesquisado, o tradicional fluxo Hortoniano e a maioria dos conceitos disponíveis, para a formação do escoamento superficial, não se aplicam.

A importância da água subterrânea nos processos geomórficos de terrenos calcários e clásticos é estabelecida por LaFleur (1999). Esse pesquisador enfatizou que, em muitas circunstâncias, o fluxo da água subterrânea é muito mais significativo do que o fluxo superficial na evolução de uma paisagem. O mencionado autor registra que, no *Plateau Colorado* (USA), foram observados, durante décadas, processos de solapamento associados à presença de fraturas em arenitos, mas que a contribuição da água subterrânea, em tais processos e no desenvolvimento generalizado da rede de drenagem, só foi reconhecida recentemente. Foi destacada a contribuição da descarga de água subterrânea nas cabeceiras de cursos d'água no Arenito Navajo, representando percentuais da ordem de 20 a 40% do escoamento superficial. Na conclusão do trabalho, são enfatizados, como óbvios e impressionantes, os impactos da água subterrânea no desenvolvimento das paisagens.

Winter (1999) considera que os corpos de água superficial estão conectados com a água subterrânea na maioria das situações, resultando que os mesmos constituem parte dos sistemas de fluxo subterrâneo. Tal fluxo é afetado por distribuição espacial heterogênea de feições geológicas que influenciam nas diferenciações geomorfológicas. Nas conclusões, é registrado que os rios, os lagos e as áreas úmidas constituem partes integrais dos sistemas de fluxos de água subterrânea e que controles geológicos locais influenciam na distribuição das surgências de água subterrânea. O posicionamento do mencionado autor indica a necessidade de serem conhecidas as interrelações entre variabilidades de feições geológicas, fisiografia e condições climáticas, para entender adequadamente os processos da resposta hidrológica da bacia hidrográfica, o que vem de encontro ao enfoque desta tese.

A aplicação combinada de técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica na quantificação regional de recursos hídricos subterrâneos foi realizada por Lubczynski (1997) em área granítica da bacia hidrográfica do Rio Tormas na Espanha. Essa abordagem considerou, como atributos importantes, a densidade de fratura, a densidade de

drenagem superficial, a litologia e a cobertura do solo. Concluiu, o referido autor, que os níveis d'água, no exemplo do Rio Tormas, demonstram que a recarga está relacionada aos afloramentos rochosos, solos de textura grosseira e áreas com acentuado declive, contrariando o posicionamento técnico vigente, que considerava como zonas de recarga os terrenos de topografia suave, onde ocorrem solos argilosos profundos. Tal abordagem reconhece a importância da variabilidade de solos, do relevo, da litologia e dos fraturamentos, como atributos hidrológicos importantes na distribuição dos recursos hídricos; exigindo dados que, via de regra, não estão disponíveis. O mencionado trabalho segue uma diretriz similar a da investigação promovida pela presente tese.

A importância da variabilidade das feições geológicas e suas relações em termos de recarga e descarga nos sistemas de fluxo de água subterrânea são enfatizadas por Tóth (1999). Esse autor considerou o “ambiente hidrogeológico” como um sistema conceitual de parâmetros morfológicos, geológicos e climatológicos, contemplando seis atributos principais: (1) quantidade de água nas rochas; (2) geometria dos sistemas de fluxo; (3) volume de descarga específica; (4) composição química da água; (5) temperatura, e (6) as variações temporais de todos estes parâmetros. Obviamente, estão implícitas as condições de comportamento da água subterrânea no desenvolvimento das feições geomórficas e, por conseqüência, na formação dos cursos d'água, que se refletem nas relações rio-aquífero.

Investigações realizadas por Taylor e Howard (1999) em duas bacias hidrográficas, cujo subsolo é constituído por rochas granitóides, revelaram comportamentos hidrológicos diferenciados, atribuídos à influência da tectônica e conseqüente variabilidade do manto de intemperismo e da topografia. Os autores enfatizam que a bacia hidrográfica não é afetada por eventos tectônicos desde o Mioceno, evidencia um manto de intemperismo que pode atingir até 30 metros de espessura, com relevo suave, onde a recarga de aquíferos supera em muito o escoamento superficial. A bacia hidrográfica que foi afetada por soerguimento tectônico no Pleistoceno Médio, o qual causou a remoção do manto de intemperismo e um relevo acidentado, evidencia um comportamento hidrológico em que o escoamento superficial supera a recarga de aquíferos. Configura-se, dessa forma, uma abordagem que contempla aspectos relevantes e pertinentes no sentido de indagações relacionadas com a presente tese, apesar de ter sido realizada um contexto geológico diverso.

Carrillo-Rivera (2000) enfatiza que a aplicação de parâmetros baseados em modelagens concentradas, para definir a disponibilidade de recursos hídricos subterrâneos, proporciona

apenas uma aproximação do regime hidrológico em uma bacia hidrográfica. O autor ressalta que tal metodologia é falha quanto ao modo de considerar o comportamento da água subterrânea e seus padrões de fluxo no contexto da bacia. Relata, ainda, que um inadequado entendimento do sistema de fluxo regional provoca erros derivados, que não podem ser evitados, mesmo com a utilização de sofisticados modelos computacionais. As duas áreas investigadas evidenciam condições geológicas representadas por rochas vulcânicas sobrepostas a litologias sedimentares, afetadas por eventos tectônicos, caracterizados pela incidência de falhas e fraturas. Segundo o referido autor, tais feições geológicas, via de regra, são freqüentemente ignoradas, pela presunção de não serem importantes. É pertinente registrar que o estudo de caso, relacionado a presente tese, contempla uma situação similar, pois envolve rochas vulcânicas sobrepostas a litologias sedimentares.

A importância dos condicionamentos geológicos nas respostas hidrológicas foi reconhecida recentemente por Collischonn e Tucci (2001), ao realizarem simulação hidrológica em duas bacias hidrográficas com dimensões similares (da ordem de 27.000 km²), respectivamente, a Bacia do Rio Taquari-Antas no Rio Grande do Sul e a Bacia do Rio Taquari no Mato Grosso do Sul até a cidade de Coxim. Concluíram que, na Bacia do Rio Taquari no Mato Grosso do Sul, a contribuição do escoamento subterrâneo era superior a 60% para a vazão total da bacia, enquanto que para a Bacia do Rio Taquari-Antas no Rio Grande do Sul, o escoamento subterrâneo era inferior a 20%. Afirmaram, ainda, que tais comportamentos diferenciados estão certamente relacionados às características dos solos e principalmente à litologia, que na Bacia do Rio Taquari-Antas (RS) correspondem a solos argilosos relativamente rasos cobrindo rochas basálticas, e, na Bacia do Rio Taquari (MS), a solos arenosos profundos cobrindo rochas de arenito bastante poroso. Trata-se de importante constatação sobre a importância da variabilidade litológica e pedológica na resposta hidrológica, que é objeto de especialização na presente tese. Cabem, todavia, alguns reparos quanto às características de solo e litologia explicitadas para as duas bacias investigadas. Apesar do predomínio de rochas vulcânicas basálticas na Bacia do Rio Taquari-Antas (RS), afloram arenitos da Formação Botucatu e mesclas de arenitos e siltitos da Formação Rosário do Sul, que constituem litologias do denominado Sistema Aquífero Guaraní, numa extensão superior a 70 km entre a cidade de Lajeado e a cidade de Triunfo (na junção com o Rio Jacuí). Na bacia do Rio Taquari (MS) até Coxim, além de litologias areníticas e mesclas de siltito, correspondentes ao Sistema Aquífero Guaraní, também ocorrem significativas incidências de rochas basálticas na maior parte das cabeceiras, que por sua vez ainda evidenciam restos de cobertura de arenitos equivalentes a Formação Caiuá. É pertinente ressaltar que existem, também, marcantes

diferenças na tectônica das duas bacias hidrográficas, com evidências inclusive de neotectônica na Bacia do Rio Taquari (MS), que devem influenciar na resposta hidrológica e principalmente nos processos de erosão, evidenciados nesta bacia. No caso da Bacia Taquari-Antas, as características geológicas evidenciam as litologias correspondentes ao Sistema Aquífero Guaraní no subsolo, abaixo do leito dos cursos d'água. No caso da Bacia do Rio Taquari (MS), o condicionamento geológico estrutural explicita afloramentos de topo e base de tais litologias, em posição geomorfológica acima do leito dos cursos d'água no terço médio e inferior antes de Coxim. A área selecionada, para o estudo de caso desta tese, é similar à da Bacia do Taquari-Antas, exceto pela menor energia do relevo e pela menor envergadura da área da bacia hidrográfica.

2.2 – VARIABILIDADE ESPACIAL

A variabilidade de propriedades físicas das bacias hidrográficas é, via de regra, representada sob a forma de diversos mapas temáticos que desagregam a superfície investigada em sub-áreas, que representam classes às quais estão associadas características diferenciadas, constituindo unidades de mapeamento.

Nos mapeamentos temáticos do meio físico (geologia, solos, uso do solo e topografia), a variabilidade constitui o elemento fundamental a ser considerado na fixação de critérios para a diferenciação das diversas classes, nos seus diferentes níveis hierárquicos, a partir de atributos, características, propriedades morfológicas, físicas, químicas, que derivam da intensidade e extensão dos processos envolvidos.

As unidades de mapeamento estabelecem um zoneamento da área investigada, em função da escala de levantamento, devendo representar uma razoável homogeneidade, atingindo um grau de pureza na faixa de 70 - 80%, o que, na realidade, dificilmente é comprovado por observações independentes (Burrough, 1993).

A natureza da variabilidade do meio físico depende da escala de observação porque os fatores e processos envolvidos interagem de modo diferenciado em diferentes escalas espaciais e temporais, sendo influenciada pelas propriedades envolvidas e pela metodologia de investigação.

O conhecimento disponível a respeito dos processos geológicos, geomorfológicos, pedogenéticos e de uso do solo na paisagem proporciona boas razões para se cogitar que

determinados processos operam somente em certas escalas discretas (glaciação, vulcanismo) enquanto outros (erosão pela água e vento) operam num espectro mais amplo de escalas.

Pelo fato de que muitas paisagens resultam de muitos processos operando simultaneamente e em uma seqüência histórica, não deve surpreender que as variações dos padrões da superfície terrestre sejam tão complexas.

A variação espacial de propriedades do meio físico contempla duas categorias de componentes, a sistemática e a aleatória, cuja caracterização depende do grau de conhecimento do que atualmente pode ser discernido. A proporção da variabilidade da propriedade cujas causas são conhecidas corresponde à variação sistemática, enquanto que a parcela de variabilidade cujas origens são desconhecidas refere-se à variação aleatória.

A variabilidade sistemática corresponde a uma mudança gradual ou brusca nas propriedades do meio físico como conseqüência de forma do terreno, elementos geomórficos e fatores pedogenéticos e/ou manejo do solo pelo homem (Jenny, 1941; Belobrov, 1976), ocorrendo ainda em nível micro em termos de microtextura e composição físico-química (Miller et al. 1971; Brewer, 1976).

A variabilidade sistemática natural (Wilding e Drees 1983) é função de condicionamentos abaixo referidos:

(1) Formas do terreno – tais como montanhas, platôs, bacias, planícies, terraços, leques deposicionais, vales, morainas (depósitos glaciais).

(2) Elementos geomórficos - topo, ombro, meia encosta e sopé.

(3) Fatores pedogenéticos - (a) cronoseqüências, uma função da idade geomórfica e da estabilidade da paisagem; (b) litoseqüências, uma função do material de origem e dos tipos de rocha sotoposta; (c) toposeqüências, uma função da topografia sobre materiais de origem similares; (d) bioseqüências, uma função da biologia (mudanças na macroflora ou microflora e fauna), ou seja, floresta versus pastagens ou orgânico versus seqüências minerais; (e) climoseqüências, função do macro ou microclima.

(4) Interações entre os fatores acima mencionados.

As diferenças locais nos solos eram atribuídas preferencialmente a fatores ativos da vegetação e do clima, mas, em diversas áreas, foi reconhecido que tais diferenças se devem a litologia do material de origem e a posição geomórfica.

Associadas às variações sistemáticas de propriedades do solo, especialmente quando são de elevada complexidade, difíceis de serem discernidas e impossíveis de serem expressas analiticamente, ocorrem mudanças nas propriedades do solo que não podem ser relacionadas a causas conhecidas. Tais variabilidades são denominadas aleatórias e são tratadas estatisticamente.

Entre as possíveis causas de anisotropia vertical e lateral que incluem uma variabilidade espacial aleatória, não visível, ou de natureza desconhecida ao nível detalhado ou de indeterminadas distâncias e de natureza temporal ou permanente (Wilding e Drees, 1983) estão:

- (1) Diferenciações litológicas - função da composição física, química e mineralógica do material de origem refletindo a gênese, os mecanismos de transporte e os processos geológicos envolvidos.
- (2) Diferenciações na intensidade do intemperismo - função dos modos e mecanismos do intemperismo, formação e transferência dos produtos intemperizados e evolução da paisagem.
- (3) Diferenciações na erosão e acreção - função da estabilidade da paisagem (erosão versus superfícies construcionais) e processos geomórficos.
- (4) Fatores biológicos - função da flora e fauna (incluindo a influência do homem)
- (5) Diferenciações hidrológicas - função do clima, relevo, vegetação e posição geomórfica, em locais específicos.
- (6) Erros de amostragem e analíticos - função das características populacionais, esquema de amostragem e erros nas determinações de campo e laboratório.

Todos os fatores acima mencionados, com exceção do último (6), podem contribuir para a variação sistemática, mas tais efeitos podem ser muito sutis para serem visualmente identificados ou medidos, além de representarem interações combinadas situadas no erro aleatório.

As estatísticas clássicas assumem que a variabilidade da média e da variância é aleatória e não contempla a distribuição geográfica das diferenças entre as unidades de amostragem.

Entretanto tem sido comprovado que o denominado aspecto aleatório da variabilidade do solo freqüentemente contém componente que é espacialmente dependente (Burrough, 1993).

A teoria das variáveis regionalizadas (Matheron, 1965), que adquiriu a denominação “geoestatística”, leva em consideração as características espaciais e aleatórias das variáveis distribuídas, oferecendo abordagem quantitativa e maximizando estimativas da variabilidade espacial.

O grau de sucesso em lidar com a variabilidade do meio físico depende do tipo de variação, que pode adquirir o caráter de limite discreto ou contínuo, com ou sem incertezas, incluindo ou não efeitos de multiescala da propriedade envolvida e das ferramentas utilizadas para descrever tal variabilidade. Tanto o mapeamento convencional, como os métodos geoestatísticos tendem a tratar a variabilidade do solo em termos de um limitado conjunto de padrões na escala da paisagem e a variação nela contida. A geoestatística permite o uso de variogramas aninhados para descrever escalas de variação interligadas.

Não existe nenhuma razão para que uma escala de variação espacial deva dominar, e quando se procura interligar os processos do meio físico a padrões espaciais resultantes, o próximo passo é verificar os procedimentos gerais de descrição da variabilidade através de uma completa cadeia de escalas, desde o nível sub-microscópico ao nível continental. Nesse contexto, existem propriedades que não variam em determinados intervalos de domínios de escala, que são objeto de uma técnica de avaliação da variabilidade espacial, denominada fractais (Mandelbrot, 1983 *apud* Kusumyudha et al. 2000).

2.3 – RESPOSTAS HIDROLÓGICAS

A bacia hidrográfica, visualizada como um sistema onde atuam processos verticais e laterais, é caracterizada por entradas (hietograma) e saídas (hidrograma fluvial) que sofrem influências da variabilidade do meio físico. Apesar da importância das feições geológicas nas respostas hidrológicas de bacias hidrográficas, são consideradas como mera ilustração marginal nas avaliações hidrológicas, o que talvez seja conseqüência da compartimentação do conhecimento.

2.3.1 – Elementos conceituais

A visualização de bacia hidrográfica, segundo abordagem sistêmica, considera as respostas sob a forma de hidrogramas, como consequência do estímulo de entradas de água sob a forma de hietograma, através de resposta hidrológica, conforme é ilustrado na figura 2.5 (Dingman, 1994).

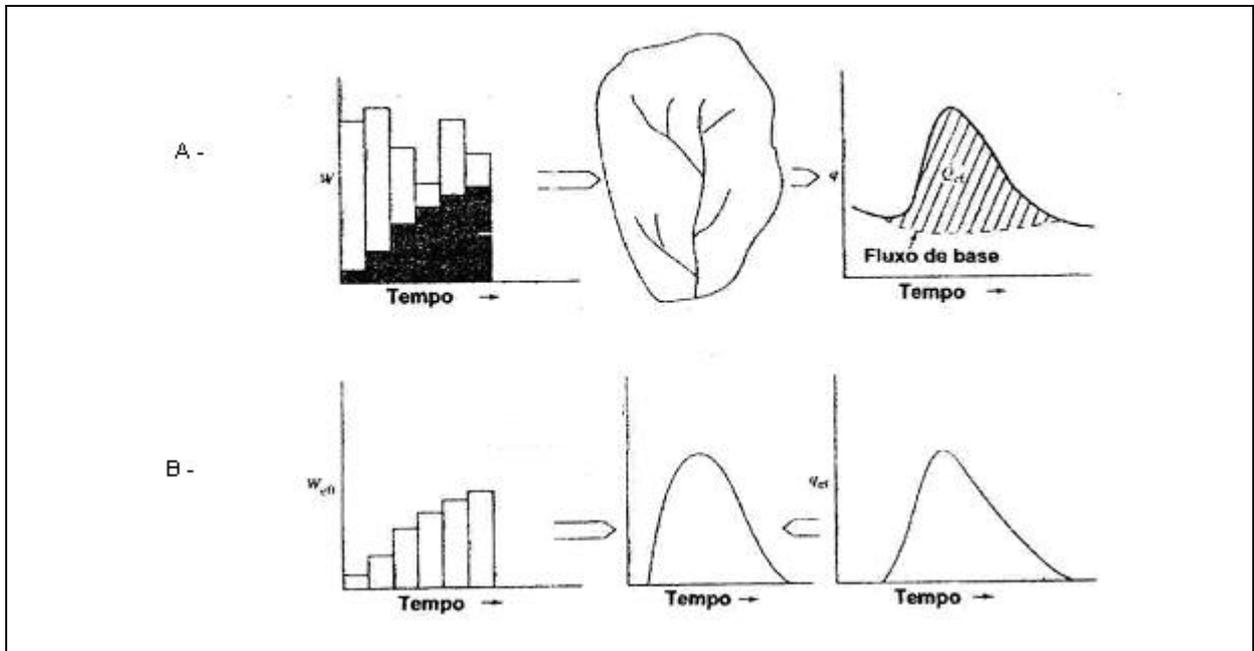


Figura 2.5 – A resposta da bacia consiste apenas no evento fluxo, Q_{ef} , que é volumetricamente igual à efetiva entrada de água, W_{eff} (Adaptado de Dingman, 1994).

Na figura 2.5 (A) é evidenciada a abordagem sistêmica que necessita da determinação da precipitação efetiva, W_{eff} , a partir de uma distribuição temporal da chuva, W , cujo comportamento sofre a influência das propriedades físicas da bacia hidrográfica e resulta num acréscimo da resposta prevista para um fluxo de base.

Na figura 2.5 (B) é ilustrado o problema inverso, que diz respeito à identificação da resposta hidrológica, a partir das efetivas entradas de água observadas ao longo do tempo.

A resposta significativa, que corresponde à parte hachurada do hidrograma, é o resultado de uma parte da entrada de água total do evento, identificada pela parcela sombreada do hietograma. A parcela de entrada que gera a resposta é denominada *entrada de água efetiva* ou *precipitação efetiva*, W_{eff} . A parte da saída total, que constitui a resposta, é denominada *fluxo do evento*, *escoamento superficial do evento chuvoso*, *escoamento superficial direto* ou.

fluxo rápido, Q_{ef} . O volume do escoamento superficial direto é igual ao volume da precipitação efetiva:

$$Q_{ef} = W_{eff} \text{ (em volume)} \quad (2.1)$$

O problema central da abordagem sistêmica é identificar os processos hidrológica que convertem a precipitação efetiva de um determinado hietograma da bacia hidrográfica investigada no hidrograma de resposta (figura 2.5 - B). Tais processos exigem algoritmos que consistem na combinação de algumas equações, gráficos e tabelas, freqüentemente computadorizados.

No intuito de desenvolver tais algoritmos, os hidrólogos analisam observações de eventos passados, para determinar a quantidade e a distribuição temporal de entradas de água que produzem respostas, bem como para isolar hidrogramas – resposta associados com eventos de entrada de água específicos. Esse exercício é denominado o *problema inverso*, ou o problema de *identificação do sistema*.

O mais importante fator determinante da envergadura do hidrograma – resposta é o volume efetivo de entrada de água, W_{eff} , ou seja, a precipitação efetiva, que tende a estar correlacionada, em certo grau, com o total de entrada de água (Dingman, 1994).

Quando houver necessidade de estimar a precipitação efetiva, W_{eff} , tem sido convencionalmente considerado:

$$W_{eff} = W - \textit{perdas} \quad (2.2)$$

onde W corresponde à entrada total de água durante o evento. As *perdas* compreendem um somatório de fatores:

$$\textit{Perdas} = ET + R_1 + DS \quad (2.3)$$

onde ET é a evapotranspiração durante o evento, R_1 é a porção de recarga profunda no sentido da água subterrânea durante o evento e DS é a retenção causada pelas folhas das copas das árvores, superfície do terreno e armazenamento de água no solo durante o evento.

Pelo fato dos eventos chuvosos serem de pequena duração e acompanhados de elevado teor de umidade e pequena radiação solar, ET é normalmente pequena; nessas circunstâncias, DS , corresponde a maior parcela de perda. Dessa forma, a precipitação efetiva, W_{eff} , é determinada principalmente pelo grau de saturação da capacidade de armazenamento da bacia hidrográfica, ou seja, pela *umidade antecedente*, ou *condições antecedentes* da bacia hidrográfica.

De um modo geral, são considerados três componentes na capacidade de armazenamento de bacias hidrográficas que funcionam durante o evento de entrada de água: o dossel da vegetação, a superfície do terreno (denominada *armazenamento em depressões*) e o solo. O dossel de vegetação é normalmente preenchido rapidamente e constitui apenas uma pequena parcela da maioria dos eventos chuvosos. O armazenamento em depressões tem sido considerado como de pequena probabilidade para constituir um importante componente de armazenamento em bacias hidrográficas durante eventos de escoamento superficial. A capacidade de armazenamento de água no solo é considerada o mais importante componente durante o evento de entrada de água, que é representada por:

$$DS(t_{w0}) = [F - q(t_{w0})] Z_{wt}(t_{w0}) \quad (2.4)$$

onde F é a porosidade do solo, $q(t_{w0})$ é a quantidade de água no solo, $Z_{wt}(t_{w0})$ é a profundidade do nível d'água no solo, todos distribuídos sobre a bacia hidrográfica, e t_{w0} é o tempo referido ao início da entrada de água.

Cabe ressaltar que, além do evento chuvoso, existem outras entradas de água que contribuem para o hidrograma (como a água subterrânea), dependente das feições geológicas (litologias e fraturas) e das características geomorfológicas.

As características das bacias hidrográficas, tais como a área impermeável, áreas impermeáveis diretamente conectadas, declividade, rugosidade dos trajetos, armazenamento superficial em depressões e armazenamento do solo, afetam a forma do hidrograma.

Já existem alguns padrões da forma de hidrogramas, resultantes da influência direta das características acima referidas, que estão devidamente representados nas ilustrações explicitadas na figura 2.6 e servem de subsídio para uma avaliação preliminar.

A figura 2.6 ilustra as diferentes formas do hidrograma de escoamento em função das características da bacia hidrográfica:

- (a) Declividade - Quanto maior a declividade, menor será o tempo de deslocamento da água até o ponto de descarga e, para uma mesma precipitação efetiva, o pico será mais acentuado e mais próximo do tempo de início da precipitação efetiva para a situação de maior declive.

- (b) Rugosidade – Superfícies de terreno menos rugosas resultam em pico mais acentuado e com menor tempo de deslocamento da água em relação a situações de maior rugosidade.

- (c) Armazenamento – Para situações de uso do solo homogêneo e condições similares de chuva, o limbo ascendente é mais acentuado para bacias drenadas diretamente, do que para bacias com armazenamento. Para sistemas com grande armazenamento, o hidrograma inicia muito depois do início da chuva. O limbo de recessão pode ser parcialmente controlado pelas condições de água subterrânea, mas se as duas bacias evidenciarem características similares de drenagem (declividade, área), o limbo de recessão será similar.

- (d) Áreas impermeáveis diretamente conectadas – O pico será mais acentuado nas situações de maior conexão em relação às áreas menos conectadas.

- (e) Volume de infiltração – Quanto maior for o volume infiltrado, a forma do hidrograma será mais achatada em relação à situação de menor volume infiltrado.

As diferentes configurações das bacias hidrográficas também afetam a forma do hidrograma de escoamento superficial de um evento chuvoso simples. A figura 2.7 mostra tais efeitos, onde as linhas interrompidas indicam áreas com tempo de concentração constante, ou isócronas.

Quanto maior a área, maior será a precipitação efetiva e a taxa de descarga. As situações comparadas na figura 2.7 assumem que os demais processos hidrológicos e meteorológicos apresentam pequena variação nas bacias hidrográficas.

Para o entendimento da bacia hidrográfica como um sistema linear pode-se imaginar que a água é armazenada no sistema hidrológico, tal como um reservatório ilustrado na figura 2.8, onde S corresponde a quantidade de água armazenada, que está relacionada com as taxas de entrada I e de saída Q , através da equação de continuidade:

$$dS / dt = I - Q \quad (2.5)$$

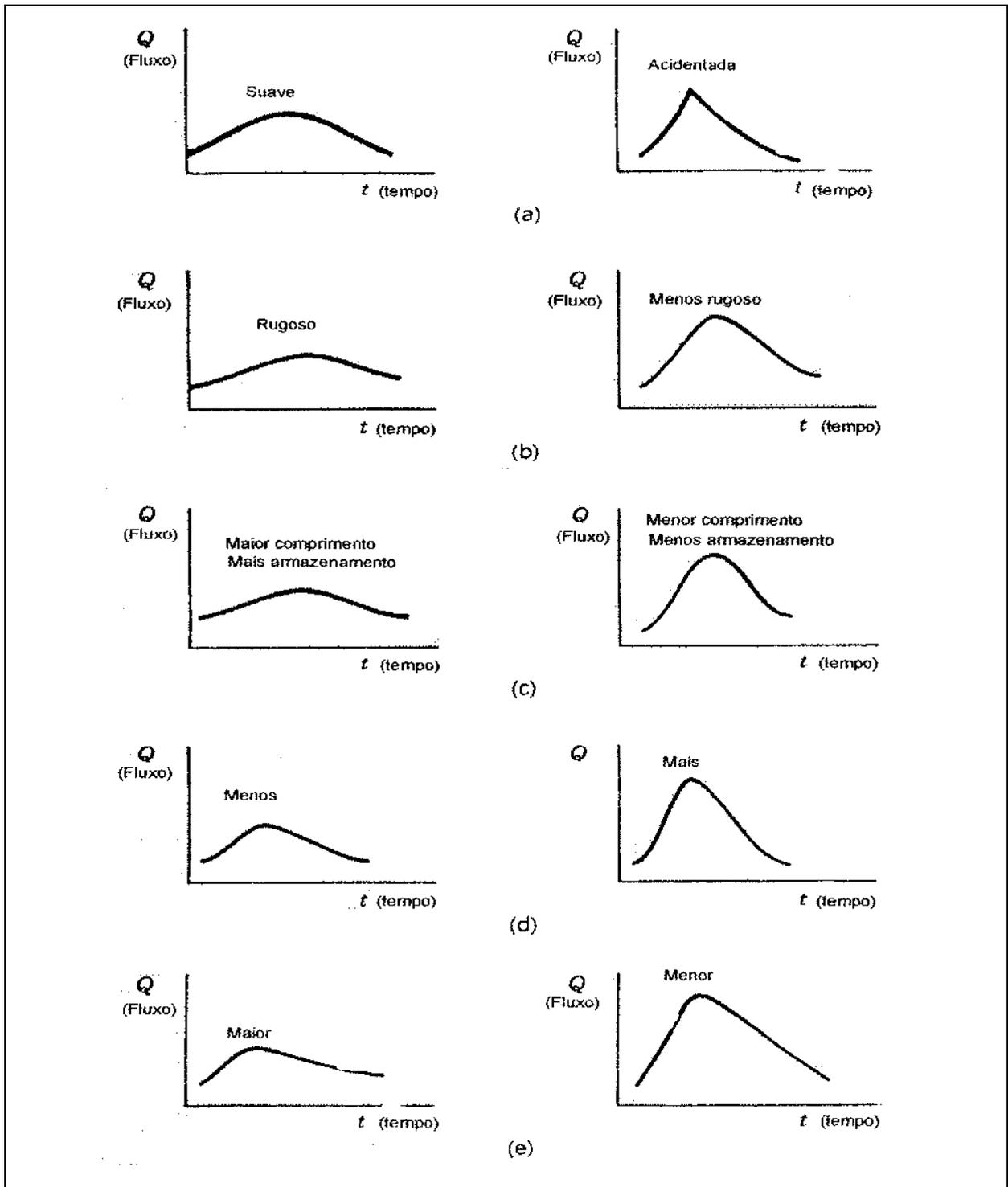


Figura 2.6 – Efeitos das características da bacia de drenagem nos hidrogramas de descarga. (a) Declividade. (b) Rugosidade. (c) Armazenamento-duração do tempo. (d) Áreas impermeáveis diretamente conectadas. (e) Volume de infiltração (Adaptado de Wanielista, 1990).

A quantidade de água armazenada em qualquer tempo *pode* ser representada pela *função de armazenamento*

$$S = f(I, dI / dt, d^2I / dt^2, \dots, Q, dQ / dt, d^2Q / dt^2, \dots) \tag{2.6}.$$

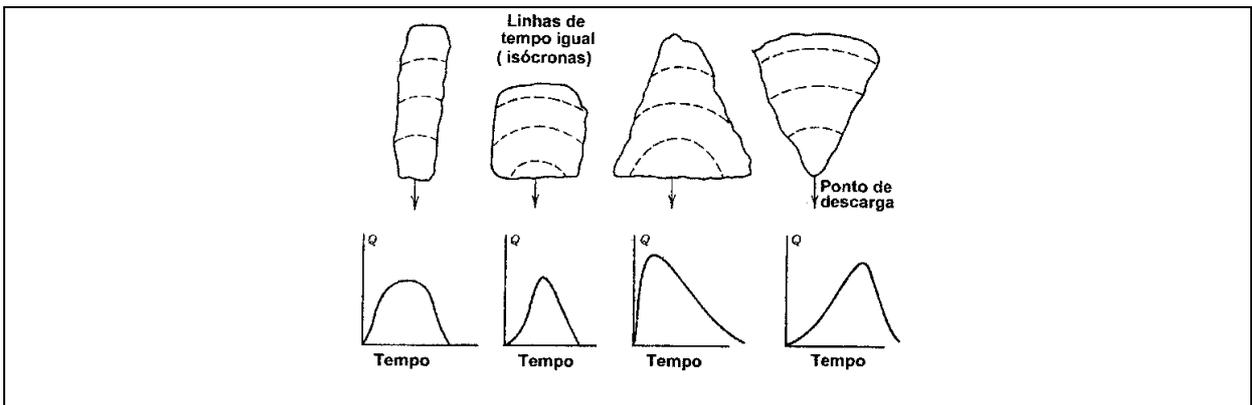


Figura 2.7 – A influência da forma da bacia hidrográfica na forma do hidrograma de escoamento (Adaptado de Wanielista, 1990).

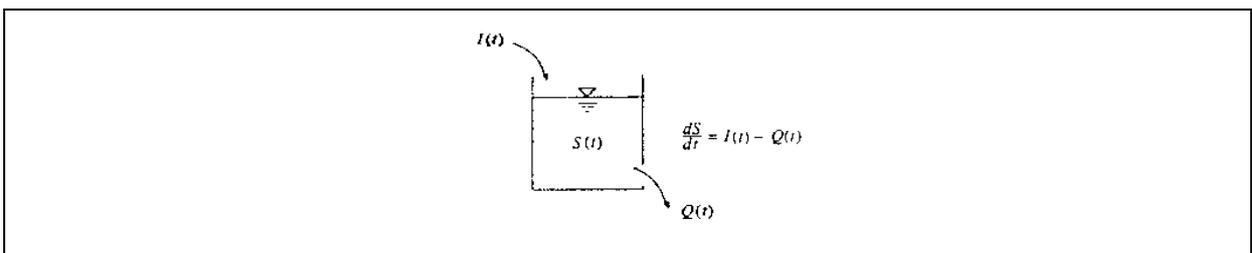


Figura 2.8- Continuidade da água armazenada num sistema hidrológico (Adaptado de Chow et al. 1988).

A resposta de um sistema linear é caracterizada unicamente por sua *função resposta impulso*, conforme ilustrado na figura 2.9.

A situação na figura 2.9(a) refere-se a uma entrada de uma unidade aplicada instantaneamente, ou seja um impulso unitário, no tempo \hat{t} , cuja resposta do sistema num tempo posterior t é representada pela função resposta a um impulso unitário, $u(t-\hat{t})$, sendo $t-\hat{t}$

o intervalo de tempo desde o momento em que o impulso foi aplicado. Na figura 2.9(b), são mostrados dois impulsos de 3 unidades no tempo \hat{t}_1 e outro de 2 unidades no tempo \hat{t}_2 , sendo a resposta do sistema representada por $3u(t-\hat{t}_1) + 2u(t-\hat{t}_2)$. De modo similar, entradas contínuas podem ser tratadas como a soma infinitesimal de impulsos.

Na hipótese de $I(\hat{t})$ representar a intensidade de chuva por unidade de tempo, a entrada no sistema hidrológico no intervalo de tempo \hat{t} e $\hat{t} + d\hat{t}$ é $I(\hat{t}) d\hat{t}$ e corresponde à totalidade de chuva no mesmo intervalo de tempo, sendo $d\hat{t}$ o intervalo de tempo infinitesimal. O escoamento superficial direto, $Q(t)$, em tempo posterior $t-\hat{t}$, como consequência da entrada $I(\hat{t})u(t-\hat{t}) d\hat{t}$ e a resposta a $I(\hat{t})$ pode ser conseguida pela integração da resposta aos seus impulsos

$$Q(t) = \int_0^t I(\hat{t})u(t-\hat{t}) d\hat{t} \quad (2.7)$$

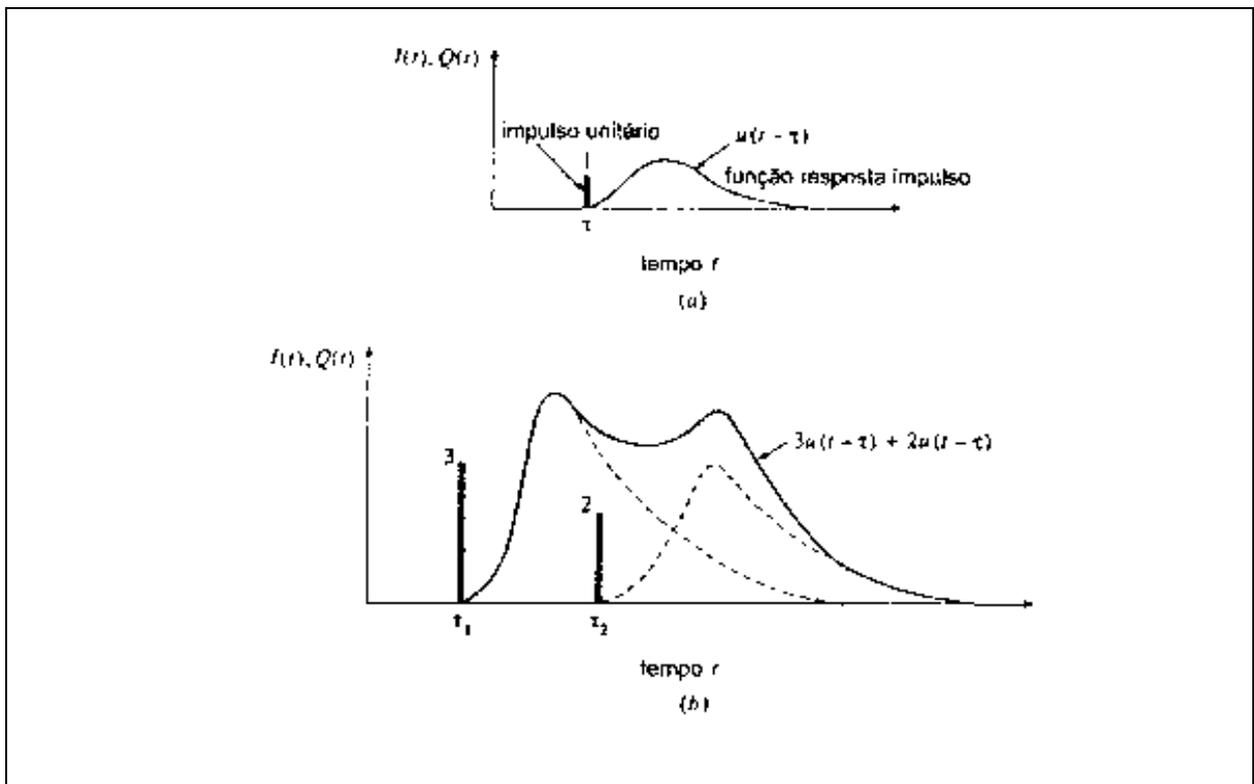


Figura 2.9 - Respostas de um sistema linear aos impulsos de entrada. (a) Função resposta a impulso unitário. (b) A resposta a dois impulsos é obtida pela soma das funções resposta a impulsos individuais (Adaptado de Chow et al. 1988).

Esta equação, denominada *integral de convolução*, é a expressão fundamental para a solução de um sistema linear numa escala de tempo contínua e a figura 2.8 ilustra o processo de soma de respostas.

O hidrograma unitário, que corresponde à função resposta a um impulso unitário de um sistema hidrológico, é um modelo linear simples que pode ser usado para derivar o hidrograma resultante de qualquer precipitação efetiva, desde que obedecidos os seguintes pressupostos básicos:

1. a intensidade de precipitação efetiva deve ser constante no intervalo de tempo de sua duração;
2. a precipitação efetiva deve apresentar distribuição uniforme em toda a bacia de drenagem;
3. o tempo de base do escoamento superficial direto resultante de uma precipitação efetiva de uma determinada duração deve ser constante;
4. as ordenadas de todos os escoamentos superficiais diretos, com um tempo de base comum, são diretamente proporcionais à quantidade total do escoamento superficial direto representada por cada hidrograma;
5. para uma determinada bacia hidrográfica, o hidrograma resultante de uma determinada precipitação efetiva reflete características imutáveis da bacia hidrográfica.

Quando não existem dados de medida de fluxo fluvial, é possível desenvolver hidrogramas unitários sintéticos ou hidrogramas unitários com base em distribuições estatísticas para bacias hidrográficas a partir de dados de precipitação efetiva e informações sobre a forma de hidrogramas, segundo vários procedimentos, dentre os quais destacam-se

1. *Hidrograma Unitário de Snyder (1938)* - Este método considera tempo de pico, como função do comprimento do rio principal, da distância da seção principal a ponto do rio mais próximo ao centro de gravidade da bacia e de um coeficiente de tempo. O tempo de duração da precipitação e o tempo de base são relacionados com o tempo de pico. A vazão de pico é estabelecida como função, diretamente proporcional à área de drenagem e inversamente proporcional ao tempo de pico.

2. *Hidrograma Unitário Sintético do Soil Conservation Service - SCS (1957)* - A vazão de pico, por este método, é obtido a partir do volume precipitado, considerado como representado pela área de um triângulo, dividido pela soma do tempo de pico e tempo de recessão. São utilizados coeficientes que correlacionam tempo de precipitação com tempo de

pico e tempo de concentração, assim como relações funcionais que envolvem o uso do solo e quatro tipos básicos de solo.

3 *Hidrograma Unitário - Distribuições Estatísticas* - Este método está alicerçado em registros de séries históricas de dados de eventos chuvosos e as vazões correspondentes no intervalo investigado. Os dados são selecionados segundo eventos, que podem ser simples ou complexos.

5. *Hidrograma Unitário Tempo-Área de Clark (1945)* - Trata-se de um hidrograma unitário, representando dois processos críticos de transformação da precipitação efetiva em escoamento superficial (figura 2.10):

- Translação, relacionado com o percurso da água paralelamente ao fundo dos leitos dos cursos d'água e das superfícies da bacia hidrográfica;
- Amortecimento, relacionado ao armazenamento temporário da água nos canais e nas superfícies da bacia hidrográfica.

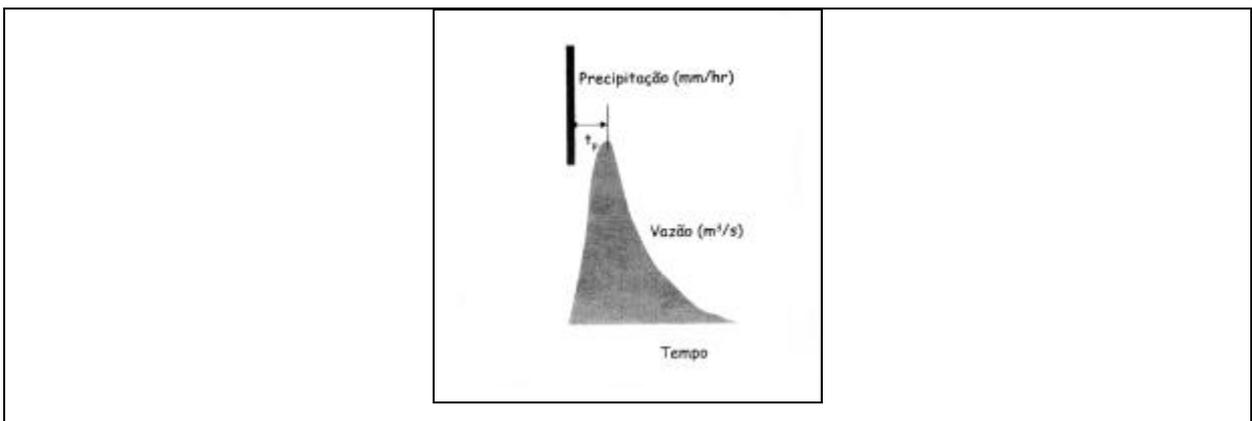


Figura 2.10 - Hidrograma de escoamento superficial.

No Hidrograma Unitário de Clark é considerado o *tempo de translação*, ilustrado na figura 2.11, que corresponde ao tempo que uma gota de água da precipitação excedente (precipitação efetiva) leva para percorrer a distância do ponto em que se precipita até a saída da bacia.

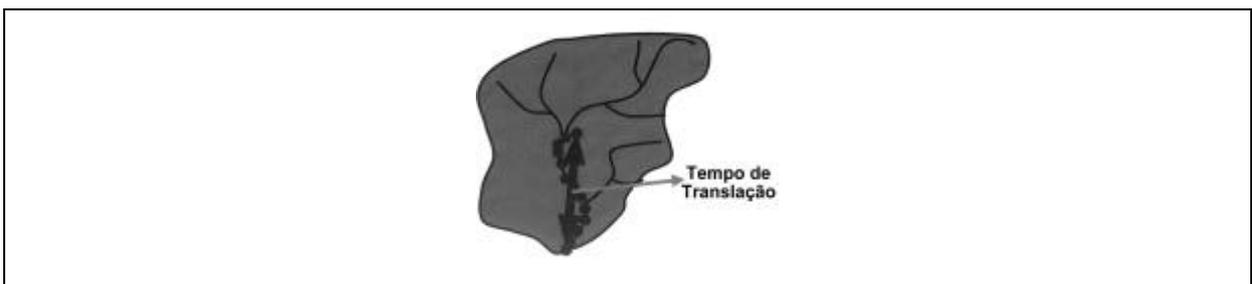


Figura 2.11 - Tempo de translação.

A figura 2.12 possibilita a visualização do *tempo de concentração*, representativo do tempo que uma gota da precipitação efetiva leva para percorrer a distância do ponto mais afastado até o exutório da bacia hidrográfica, que constitui importante elemento na abordagem do referido hidrograma.

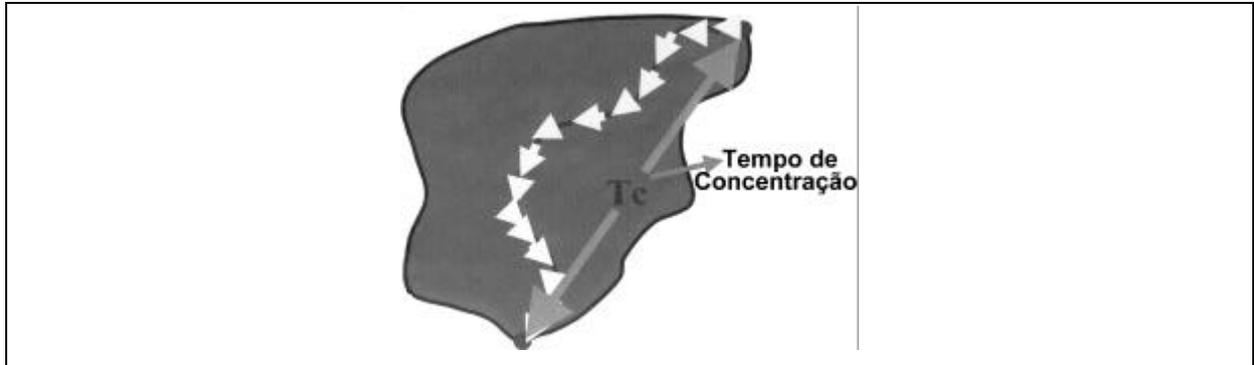


Figura 2.12- Tempo de Concentração.

Outro referencial importante no Hidrograma Unitário de Clark é representado pelas *isócronas*, que correspondem a linhas que representam o lugar comum dos pontos da bacia hidrográfica que têm o mesmo tempo de translação até a saída, cuja ilustração é feita na figura 2.13..

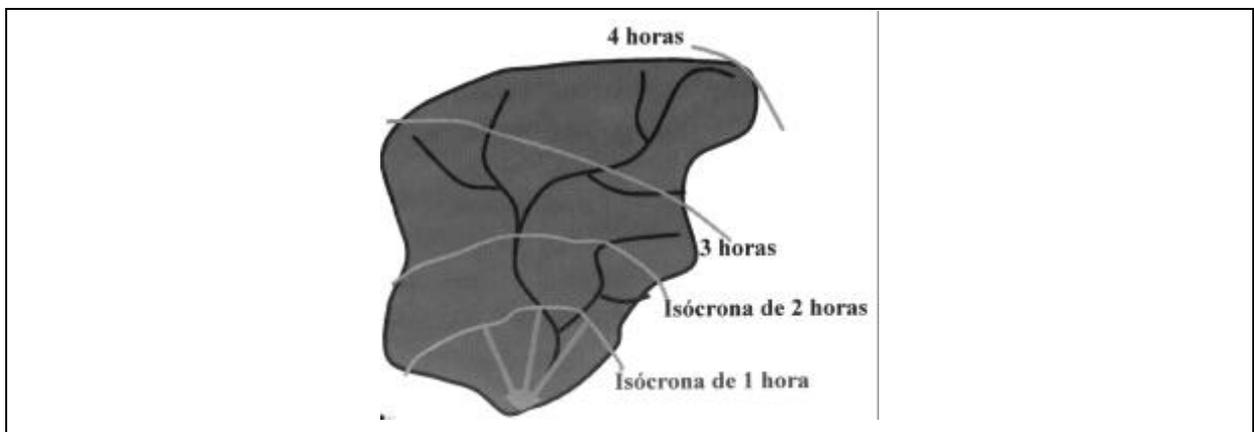


Figura 2.13 – Isócronas.

O procedimento seguinte, segundo o Hidrograma Unitário de Clark, é elaborar um zoneamento da bacia hidrográfica em áreas compreendidas entre duas isócronas, A_i . Uma precipitação efetiva h , sobre uma área A_i , provocará uma vazão de escoamento superficial Q , segundo a seguinte expressão:

$$Q = A_i \cdot h / t \quad (2.8)$$

A figura 2.14 mostra o zoneamento da bacia hidrográfica segundo áreas entre isócronas, de modo que a área da bacia $A_B = A_1 + A_2 + A_3 + A_4$.

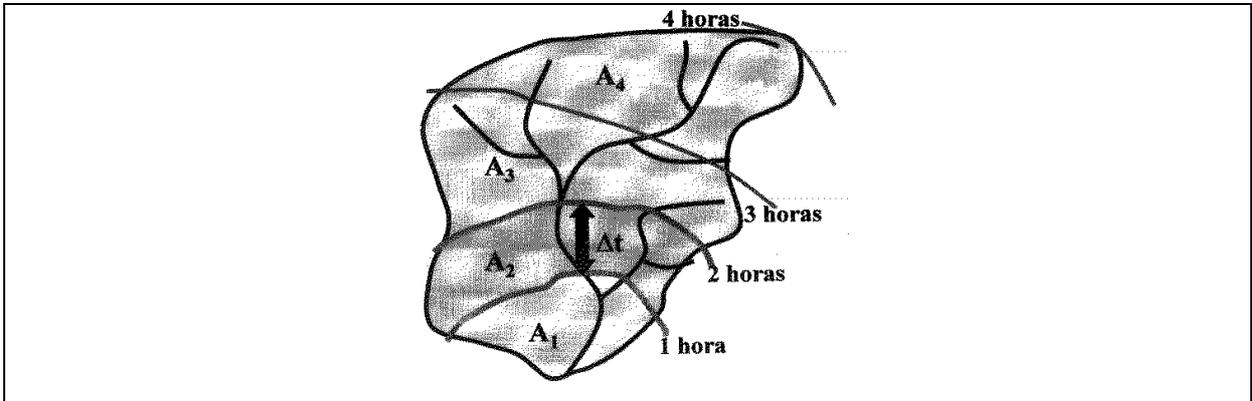


Figura 2.14 - Áreas entre isócronas.

Cada uma destas áreas compreendidas entre isócronas, provocará um escoamento superficial específico, que se agregará em tempos sucessivos ao longo de toda a extensão da bacia hidrográfica até o exutório.

Uma precipitação efetiva h com duração $D = 1 \text{ hora}$, provocará na saída da bacia um conjunto de vazões, segundo uma cronologia de hora em hora, conforme exemplos indicados na figura 2.15, decorrente da entrada do evento chuvoso.

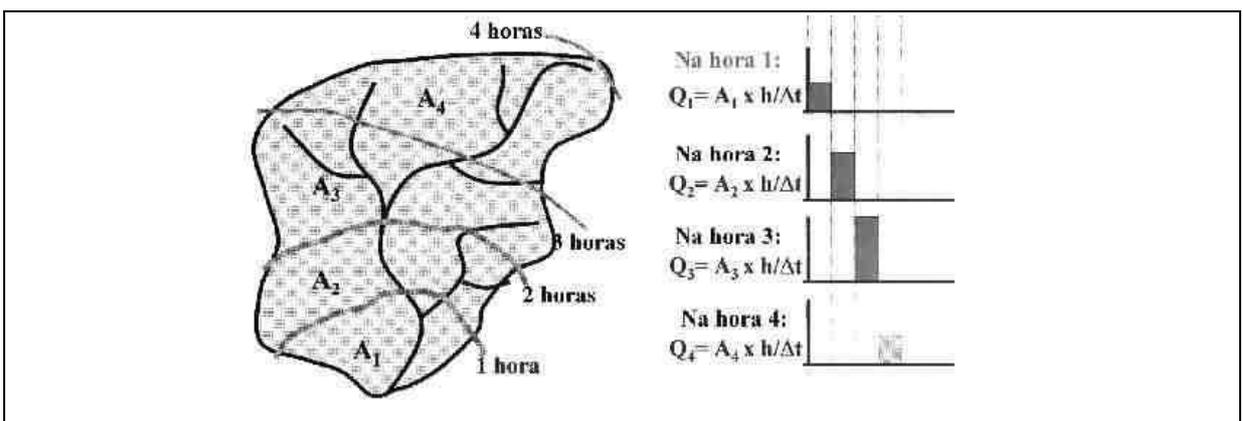


Figura 2.15 - Geração de escoamento superficial em cada área entre isócronas.

Cada uma destas áreas compreendidas entre isócronas, provocará um escoamento superficial específico, que se agregará em tempos sucessivos ao longo de toda a extensão da bacia hidrográfica até o exutório. Uma precipitação efetiva h com duração $D = 1 \text{ hora}$, provocará na

saída da bacia um conjunto de vazões, segundo uma cronologia de hora em hora, conforme exemplos indicados na figura 2.15, decorrente da entrada do evento chuvoso.

O hidrograma resultante da precipitação efetiva h , sendo h / t constante, será o efeito de hidrogramas geradas pelas áreas entre isócronas, segundo a curva tempo x área, que são sucessivamente somados, seguindo o princípio de superposição em cascata.

A figura 2.16 mostra o hidrograma resultante da aplicação do conceito curva tempo - área, no contexto de uma bacia hidrográfica até o seu exutório.

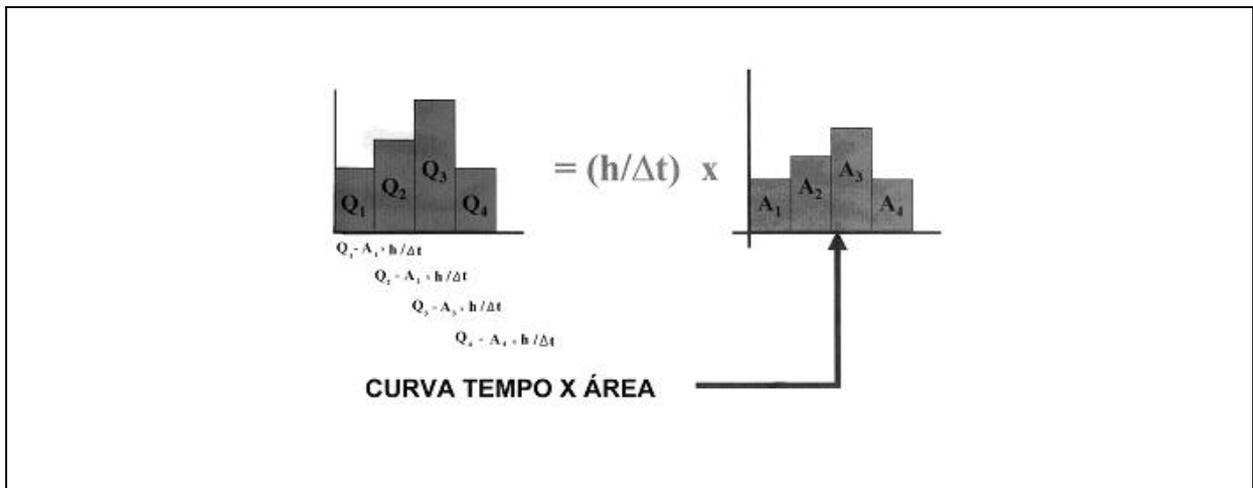


Figura 2.16 - Hidrograma e a curva, tempo x área.

Clark sugeriu a introdução de um reservatório fictício no exutório da bacia hidrográfica para contemplar o efeito de amortecimento, de sorte que o hidrograma obtido pela translação do evento chuvoso é então jogado no reservatório, conforme mostra a figura 2.17.

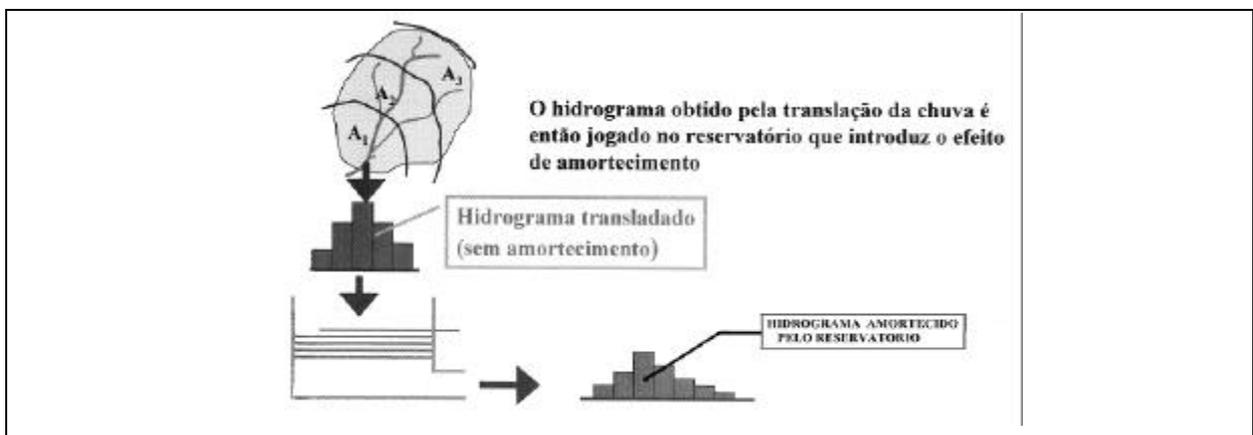


Figura 2.17 - Hidrograma amortecido.

Outra condição estabelecida por Clark foi a admissão de um comportamento linear para o reservatório, o que é mostrado na figura 2.18, onde a vazão de entrada do hidrograma, resultante do processo de translação, é afetada por um processo de amortecimento.

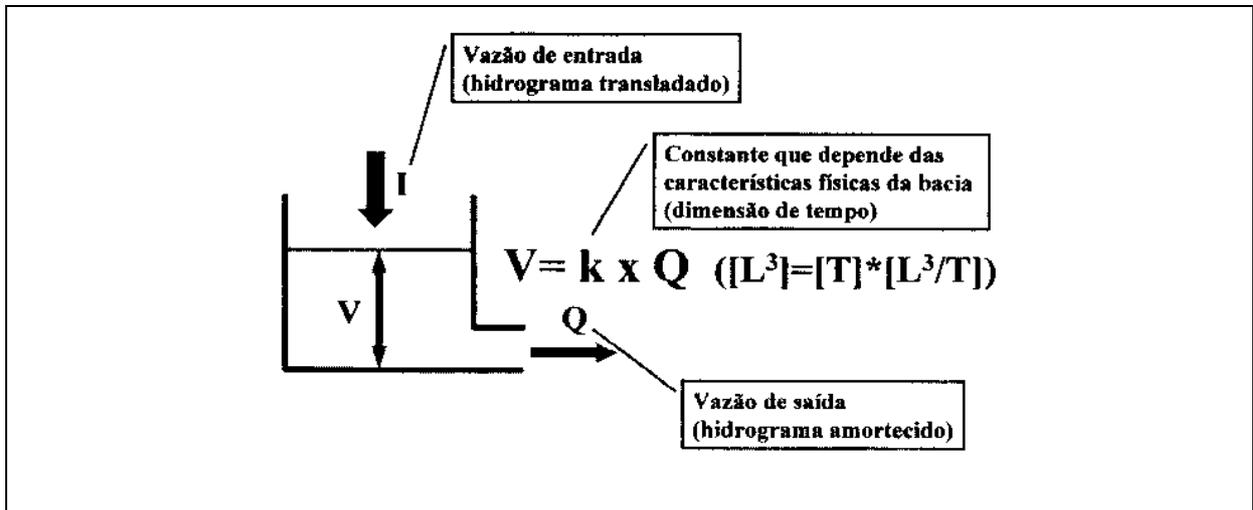


Figura 2.18 - Comportamento linear do reservatório.

Em razão das indagações motivadoras sobre os efeitos da espacialização da variabilidade de propriedades físicas da bacia hidrográfica, o enfoque desta tese será alicerçado no Hidrograma Unitário Tempo-Área de Clark.

2.3.2- Técnicas de espacialização do hidrograma unitário

O hidrograma unitário representa a resposta do sistema linear no exutório da bacia hidrográfica aos efeitos de eventos chuvosos, mas evidencia limitações relacionadas ao fato de se tratar de uma resposta concentrada, que não explicita a influência da variabilidade espacial de propriedades distribuídas e não evidencia processos físicos internos, sendo simplesmente uma função de transferência empírica.

O uso de algoritmos, disponíveis em sistemas de informação geográfica, possibilita a representação da bacia hidrográfica na forma de uma grade de células integradas no modelo numérico digital do terreno. É possível assumir que a resposta de um sistema linear, no exutório da bacia pode ser espacialmente decomposta num conjunto de sistemas lineares na forma de células, onde o tempo, a descarga e o campo de velocidade não variam na célula. Dessa forma, a soma de funções resposta individuais de cada célula resulta na função resposta da bacia hidrográfica (Maidment et al. 1996).

O conceito do hidrograma unitário espacialmente distribuído foi proposto por Maidment (1993) e implementado por Cardenas (1996). Os procedimentos operacionais da derivação do diagrama tempo-área envolvem um sistema de informação geográfica do tipo raster, em que a direção de fluxo de cada célula, em relação a uma de suas oito células vizinhas, desenvolve-se no sentido do máximo declive descendente, conforme ilustrado na figura 2.19 e na figura 2.10.

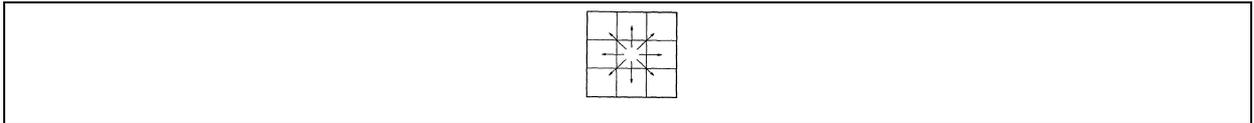


Figura 2.19 - O modelo de fluxo direcional a partir de uma célula em relação as oito células vizinhas (Adaptado de Muzik, 1996).

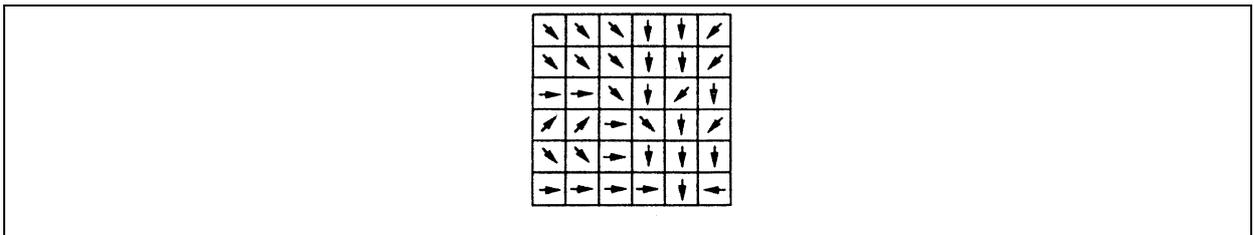


Figura 2.20 - Grade de direção de fluxo (Adaptado de Maidment et al. 1996).

Dessa forma, é definida a trajetória de fluxo da água a partir de todas as posições na bacia hidrográfica, que independe da magnitude do evento chuvoso e estabelece uma rede de fluxo unidimensional, que conecta cada célula com outras células da bacia hidrográfica, até o exutório (Maidment et al. 1996), conforme mostra a figura 2.21.

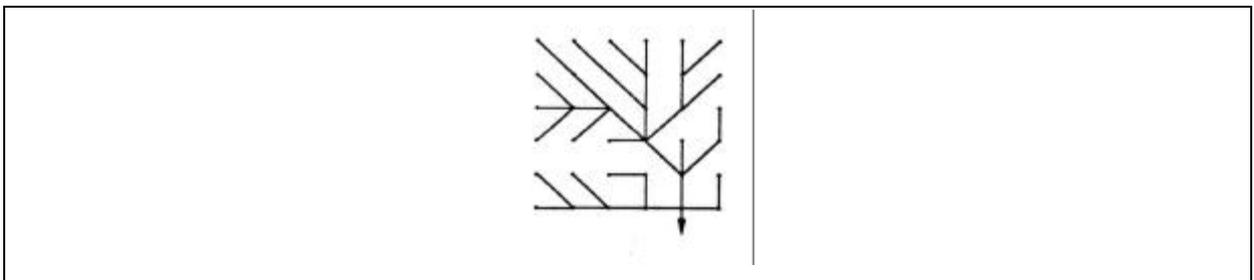


Figura 2.21 - Rede de trajetórias de fluxo conectando as células (Adaptado de Maidment et al. 1996).

Maidment et al. (1996) enfatizam, ainda que, para cada célula da grade seja estabelecida uma velocidade de fluxo, o que possibilita a geração de um campo de velocidade sobre a superfície da bacia hidrográfica, conforme explicitado na figura 2.22.

V_{11}	V_{12}	V_{13}	V_{14}	V_{15}	V_{16}
V_{21}	V_{22}	V_{23}	V_{24}	V_{25}	V_{26}
V_{31}	V_{32}	V_{33}	V_{34}	V_{35}	V_{36}
V_{41}	V_{42}	V_{43}	V_{44}	V_{45}	V_{46}
V_{51}	V_{52}	V_{53}	V_{54}	V_{55}	V_{56}
V_{61}	V_{62}	V_{63}	V_{64}	V_{65}	V_{66}

Figura 2.22 - Grade de magnitude de velocidade de fluxo (Adaptado de Maidment et al.1996).

Quando o hidrograma unitário, concebido como um sistema linear, é espacialmente distribuído em subáreas uniformes sem superposição, na forma de células, a equação (2.7) adquire a seguinte forma:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^{N_w} A_i I_i(\hat{t}) U_i(t-\hat{t}) \quad (2.9)$$

Onde N_w é o número de sub-áreas, A_i é área da subárea i , I_i é o excesso de precipitação na sub-área i (entrada na sub-área) e $U_i(t)$ é a resposta de vazão no exutório da bacia hidrográfica por unidade de entrada instantânea na sub-área i . É pertinente enfatizar que devido à propriedade aditiva que caracteriza os sistemas lineares, a resposta da totalidade da bacia hidrográfica pode ser calculada como a soma das respostas das subáreas. Sob o ponto de vista físico, esta soma implica que o fluxo da entrada de uma subárea até o exutório da bacia não é afetado pelos fluxos de entrada de outras subáreas e que a totalidade de entradas pode ser aplicada simultaneamente, mas de modo independente. A utilização da equação (2.9) exige, para cada subárea, a entrada I_i e a função de resposta $U_i(t)$.

Se for atribuída, para a célula m , uma velocidade V_m , o tempo de fluxo T_j a partir da célula j até o exutório pode ser obtido através da soma dos tempos de fluxo das células M_j , ao longo da trajetória, pela seguinte expressão:

$$T_j = \sum_{m=1}^{M_j} l_m / V_m \quad (2.10)$$

O tempo de fluxo, pelo método acima descrito, exige, para sua determinação, que seja especificada a velocidade para cada célula na bacia hidrográfica e no sistema de drenagem. Tal velocidade é um valor típico ou representativo das condições durante os eventos que o hidrograma unitário simula. Existem diversos métodos para determinar as velocidades. Um método, em que a velocidade em um ponto da superfície do terreno é relacionada com a distância desse ponto até o canal de drenagem, foi proposto por Calver (1993 *apud* Maidment et al. 1996).

Uma adaptação do método acima citado inclui a representação da bacia hidrográfica através de um sistema de informação geográfica, baseado em células, e permite separar as células da bacia da equação (2.10) em dois conjuntos distintos: um na superfície do terreno e outro ao longo do sistema de drenagem, sendo possível atribuir diferentes velocidades aos mesmos. A velocidade na superfície do terreno V_x foi determinada em função da distância de fluxo x a partir do sistema de drenagem com o uso de fórmulas do tipo

$$V_x = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 \quad (2.11)$$

e, de modo similar, a velocidade do sistema de drenagem pode ser estimada com uma função da distância, ao longo da linha de drenagem até o exutório. A partir de um determinado hidrograma unitário existente, é possível obter os coeficientes da equação (2.11), representando de modo razoável o limbo descendente do hidrograma, que é muito influenciado pela velocidade do movimento da água na superfície do terreno.

O método para estimar a velocidade como uma função da distância a partir de um canal ou do exutório assume que a bacia hidrográfica funciona como uma rede linear de canais, sem efeitos de amortecimento. Esse método considera, ainda, que variáveis, tais como área de drenagem e declividade do terreno, influenciam a velocidade apenas na medida em que essas variáveis sejam funções da distância a partir do canal de drenagem. É necessário, ainda, que seja feita a distinção entre células de drenagem e células da paisagem. Tais limitações são suficientemente restritivas, para que seja possível o desenvolvimento de uma abordagem alternativa à determinação da velocidade no terreno. Sircar et al. (1991 *apud* Maidment et

al.1996) utilizaram uma fórmula mencionada no *National Engineering Handbook* do *U S Soil Conservation Service* para determinar a velocidade de fluxo na superfície do terreno como uma função da declividade do terreno, (s):

$$V = as^b \quad (2.12)$$

para computar curvas tempo – área. Na realidade a equação (2.12) é uma simplificação da fórmula de *Manning* para fluxo em canal aberto, onde $b = 0,5$ e o coeficiente $a = R^{2/3} / n$. Se a equação (2.12) for considerada para representar o fluxo subsuperficial pela lei de *Darcy*, então a declividade da superfície piezométrica deve ser paralela a declividade da superfície do terreno s , resultando que o coeficiente $b = 1$ e o coeficiente a , é uma função da condutividade hidráulica da espessura saturada do meio poroso. Na medida em que a equação (2.12) for aplicada a toda a bacia hidrográfica deve ser levado em conta o fato da velocidade aumentar no sentido de jusante. Quando aumenta a profundidade da água, diminui a resistência efetiva do leito e das margens pelo fato de aumentar o raio hidráulico, e nesse caso a equação (2.12) passa a adquirir a seguinte forma:

$$V = V_m s^b A^c / [s^b A^c]_m \quad (2.13)$$

Onde V é a velocidade atribuída à célula cuja declividade local é s e cuja área de drenagem a montante é A , os coeficientes b e c são determinados por calibração ($b = c = 0,5$ tem sido considerados valores apropriados), V_m é o valor médio da velocidade em todas as células da bacia hidrográfica e $[s^b A^c]_m$ é o valor médio do termo declividade – área da bacia hidrográfica. A inclusão da área de drenagem A na fórmula é uma substituição parcial do raio hidráulico na equação de *Manning*, que permite a velocidade crescer com a área de drenagem e constitui um refinamento no sentido de separar as células inseridas no sistema de drenagem das células sobre a superfície do terreno, já que não existe distinção entre os dois tipos de células. A utilização da razão $s^b A^c / [s^b A^c]_m$ torna a fórmula independente das unidades de medida de s e de A e, de certo modo, limita o efeito da escolha do tamanho da célula no resultado dos valores de velocidade. Torna-se útil limitar os valores de velocidade computados pela equação (2.13) a uma faixa aceitável $[V_{min}, V_{max}]$, para assegurar pelo menos uma velocidade mínima para áreas de declividade baixa ou terreno plano, que evidenciem pequena área de drenagem e para condicionar, também, que o fluxo em drenagens de grande envergadura não se movimente com velocidade irreais muito elevadas (Maidment et al.1996; Muzik, 1996).

Não existe um único modo de especificar velocidades representativas, mas a equação (2.13) constitui uma maneira razoável de estimá-las, com base em informações do terreno. É possível que no futuro seja possível elaborar uma tabela de valores representativos de velocidade média V_m em função das características de declividade média e cobertura do solo. A caracterização de tempos de respostas de bacias hidrográficas pelo uso de um campo de velocidade permite um sistemático teste de escala, pois, se o campo de velocidade é atribuído por calibração.

A espacialização de uma bacia urbana de 80 km^2 na forma de uma malha de células de 100 m de lado, contemplando a situação de oito direções possíveis de entradas e saídas para cada célula, foi utilizada por Silveira (1996) e Silveira e Desbordes (1999). Os referidos autores utilizaram o modelo numérico do terreno e avaliaram a sua influência, sendo a base a equação de convolução aplicada na discretização celular. Foi considerada uma velocidade constante para cada célula.

A técnica de espacialização a ser usada nesta tese, segue, em linhas gerais, os procedimentos explicitados por Maidment et al. (1996), incluindo, também, a influência do fluxo local de água subterrânea.

2.4 - MODELAGEM DISTRIBUÍDA

Os modelos distribuídos dividem a bacia hidrográfica em zonas homogêneas em relação às propriedades objeto de avaliação, contemplando, dessa forma, a variabilidade espacial do meio físico. Nesse contexto, os modelos hidrológicos distribuídos tentam incorporar os parâmetros que descrevem a variabilidade do relevo, do uso do solo, do solo e da geologia.

Os modelos distribuídos mais conhecidos como SHE (Refsgaard e Storm, 1995) e TOPMODEL (Beven et al. 1984) têm evidenciado dificuldades de aplicação em bacias hidrográficas com envergadura superior a 1.000 km^2 , em razão da heterogeneidade crescente do meio físico em bacias de maior tamanho. A representação da distribuição espacial da capacidade de infiltração e da capacidade de armazenamento de água no solo, em grandes áreas, tem constituído as maiores limitações no uso de tais modelos distribuídos.

A maior parte dos modelos distribuídos é estruturada de modo que os bancos de dados possam ser lidos pelos sistemas de informação geográfica. A integração de modelos hidrológicos com geoprocessamento é preconizada por Mendes (1994 e 1996), que concebe um sistema composto por:

- Modelagem do balanço hídrico local (processos verticais) (Figura 2.23), que possibilita a interação, em uma posição específica, de propriedades físicas como topografia, uso do solo, geologia, solo, eventos chuvosos etc., no sentido de ser possível a representação de diversos componentes do ciclo hidrológico, como evaporação, evapotranspiração, escoamento superficial e infiltração;
- Modelagem de processos laterais (Figura 2.23), baseado essencialmente no uso do modelo numérico do terreno, que simula a movimentação dos componentes do ciclo hidrológico ao longo da bacia hidrográfica.

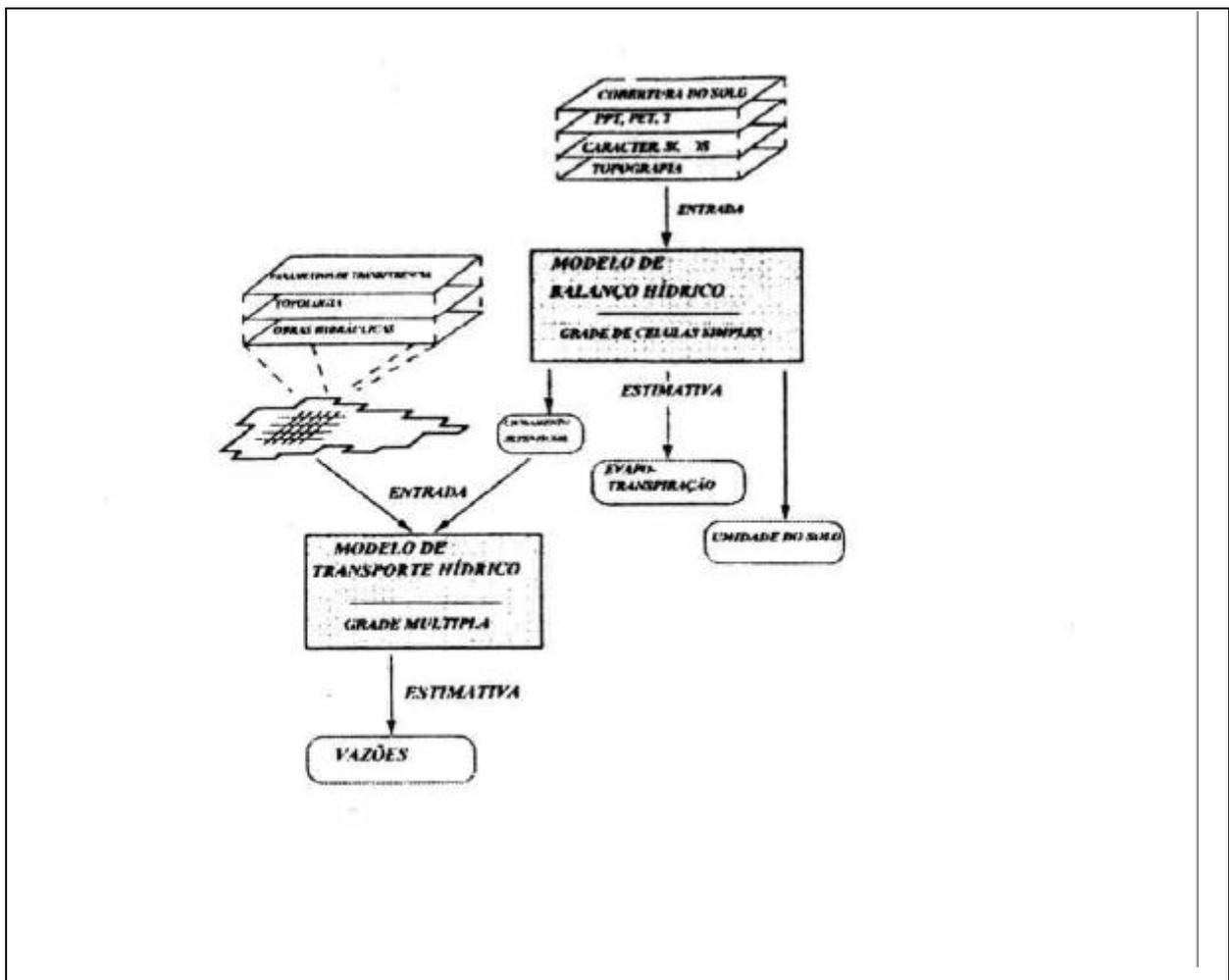


Figura 2.23 - Hidrologia distribuída: estrutura de modelos constituintes da totalidade do processo. Fonte Mendes e Cirilo (2001).

As descrições de fluxos laterais e as mencionadas realimentações são realizadas por diferentes abordagens. Uma delas é a modelagem distribuída que utiliza grades de alta resolução, como o modelo SHE (Ewen et al. 1999). Todavia, tal modelagem, com uso de grade de alta resolução, tem-se revelado ineficiente e impraticável em grandes áreas.

Uma outra abordagem é representada pelo TOPMODEL (Beven e Quinn, 1994), que utiliza um índice topográfico para definir o crescimento de áreas saturadas durante os eventos chuvosos ou degelo da neve (devido ao aumento de umidade do solo) e a geração direta de escoamento superficial. O uso desse modelo exige usualmente um modelo digital do terreno com elevada resolução para determinar as características-chave do modelo: a função de distribuição do índice topográfico. Esse índice é definido como $\ln(a/\tan b)$, onde a é área do declive por unidade do comprimento do perímetro de fluxo, e b é a declividade local (Equação 2.14). Neste contexto, um ponto crítico de toda a modelagem é o modelo numérico do terreno. Os procedimentos apresentados nesta tese dependem muito da matriz de aspecto (que, por sua vez, é derivada do MNT).

A bacia de drenagem é contornada por um divisor de águas (onde não existe fluxo), exceto por pequenos segmentos que correspondem ao exutório da bacia. Essa área inserida em todo o perímetro é conhecida como área de contribuição para a drenagem, área de acumulação ou área a montante. Independente da denominação, dois tipos de abordagem tem particular interesse na área de hidrologia (Figura 2.24):

- Concentrada em um ponto (a bacia tradicional);
- Dispersa (área de uma bacia específica).

A área específica a ($a = A/b$) é a área a montante por unidade de comprimento do perímetro de fluxo [$m^2/m \rightarrow m$]. Segundo Beven e Quinn (1994) um índice de umidade de água no solo pode ser representado por:

$$\ln\left(\frac{a}{\tan b}\right) \quad (2.14)$$

Onde : $\tan b$ Declividade do terreno.

Por sua vez, a área específica de drenagem (e muitas outras análises na hidrologia) depende do comprimento das linhas de escoamento. O início de uma linha de drenagem constitui um problema. Definiram-se limites de área onde a rede de drenagem deveria começar, mas

Montgomery e Dietrich (1992) afirmam que “a dissecação do relevo em diferentes vales é limitada por um limiar de canalização que define uma escala finita” e que “qualquer definição finita de uma rede de drenagem é arbitrária e totalmente dependente da escala”.

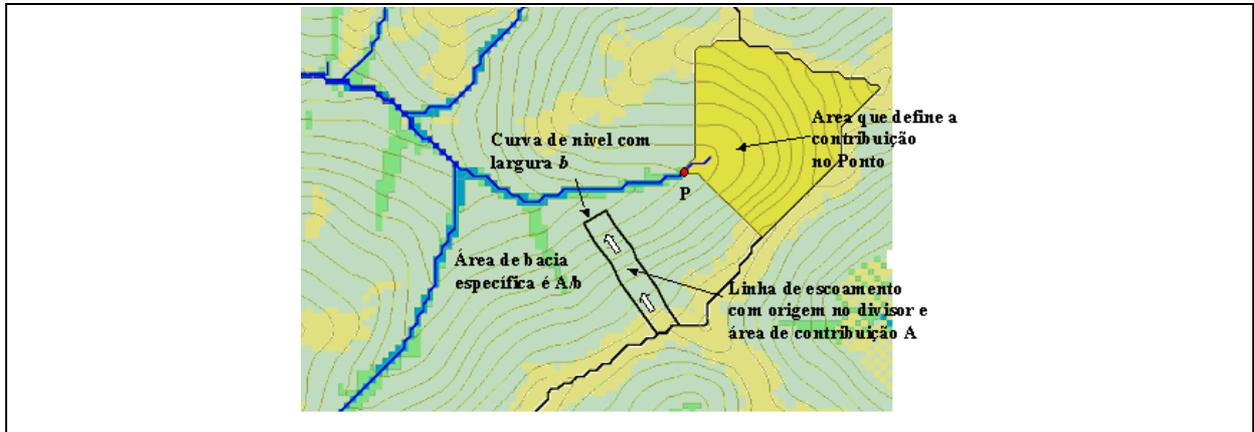


Figura 2.24 - Definições de área de drenagem.

A aplicação de modelo hidrológico distribuído em bacia hidrográfica tem contemplado a abordagem de zonas hidrológicas homogêneas (Silans et al. 2000), que resultam da integração de mapas temáticos relevantes através de um sistema de informações geográficas, de modo a serem consideradas as variabilidades decorrentes da geologia, da pedologia e da vegetação, conforme mostrado na figura 2.25.

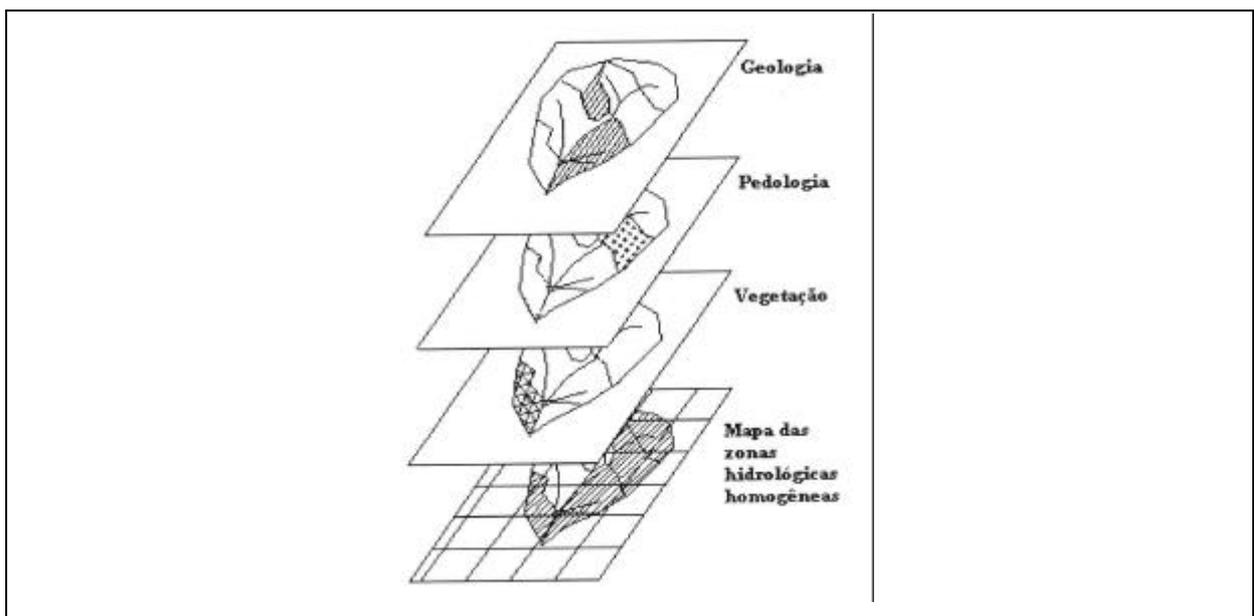


Figura 2.25- Mapas temáticos e zonas hidrológicas homogêneas. Fonte Silans et al. (2000).

O modelo de transporte hídrico, explicitado na figura 2.23 (Mendes, 1994 e 1996), representa o movimento da água nas vertentes e na rede de drenagem, com base em dois algoritmos distintos: a) um para o fluxo bidimensional no terreno e outro para b) o fluxo unidimensional no canal. Estes dois conceitos estão ilustrados na figura 2.26 e servirão de base para a esta tese.

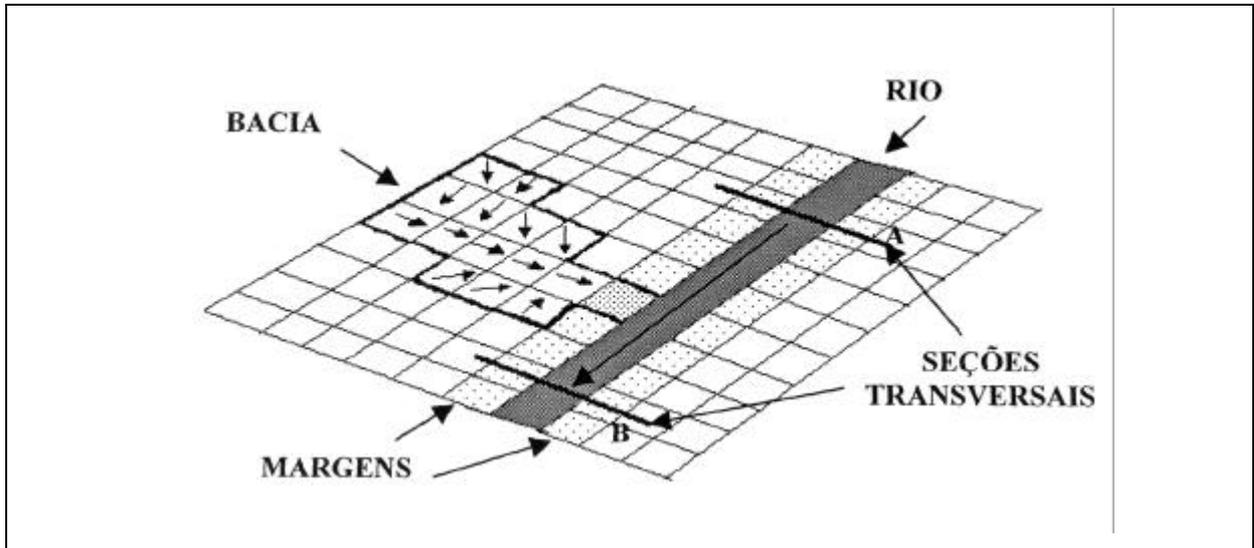


Figura 2.26 - Modelo de movimento da água no terreno e no canal. Fonte: Mendes e Cirilo, (2001).

2.4.1 - Análise na célula

Na modelagem distribuída, baseada em estrutura celular, a parametrização do modelo na célula tem utilizado os seguintes dados:

1. Dados pontuais de precipitação;
2. Dados pontuais de temperatura;
3. Mapa de solos;
4. Mapa de uso do solo.

A partir dos dados, acima mencionados, é possível estimar o balanço hídrico local para cada célula (Mendes, 1996), conforme concepção explicitada na figura 2.27, que engloba a evapotranspiração potencial (EP), a precipitação (P), o armazenamento de água no solo (S) e contribuição para a água subterrânea (As).

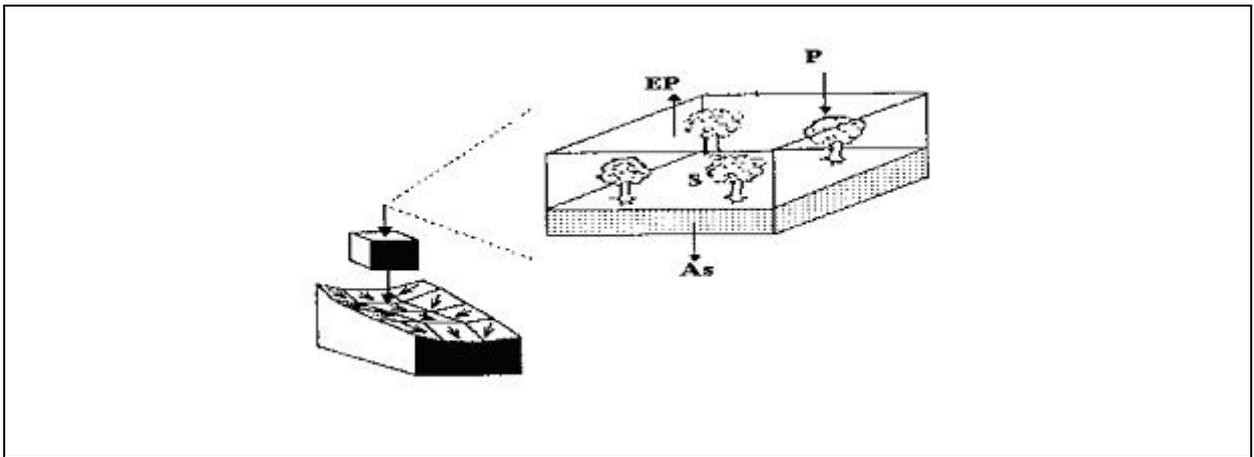


Figura 2.27 - Balanço hídrico na célula. Fonte: Mendes (1996).

O modelo do balanço hídrico local para uma determinada célula da matriz que representa a bacia hidrográfica, considerando as propriedades ambientais derivadas a partir de mapeamentos (solo, uso do solo, clima, etc.), está representado na figura 2.28, que contempla apenas o movimento da água no sentido vertical (Mendes e Cirilo, 2001). Assume-se a movimentação da água na seguinte seqüência: chuva escoamento superficial escoamento na zona não saturada (subsuperficial) escoamento na zona saturada (água subterrânea). Para cada uma dessas etapas, existem numerosos procedimentos de cálculo, que podem ser escolhidos em função do objetivo da investigação; isso vai depender também da qualidade dos dados disponíveis. A modelagem quantitativa dos processos de infiltração (Dingman, 1994) pelos métodos de Richard, Green-Ampt, ou a aproximação de Philip representa um exemplo elucidativo.

A geração do hidrograma na célula, resultante do balanço hídrico local, considerado como um sistema linear, é exemplificado na figura 2.29.

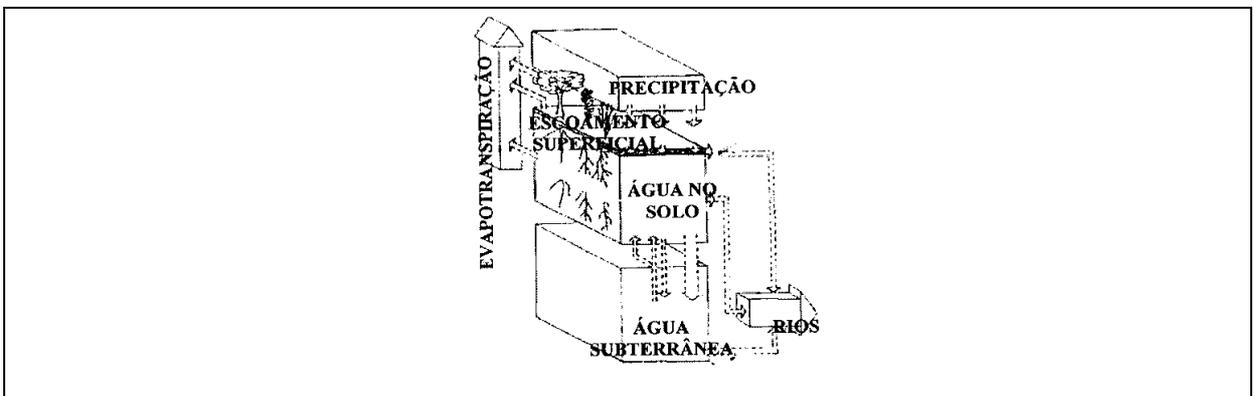


Figura 2.28 - Balanço hídrico local. Fonte Mendes e Cirilo, (2001).

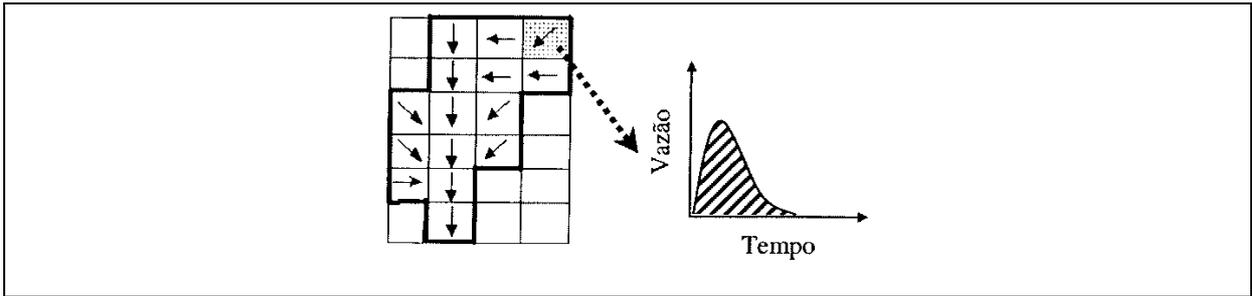


Figura 2.29 - Geração de hidrograma na célula (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

2.4.2 - Análise na rede de drenagem

O fluxo bidimensional no terreno envolve essencialmente o escoamento condicionado pela matriz de aspecto, derivada do modelo numérico do terreno, onde cada célula evidencia uma direção de movimento da água em relação as oito células vizinhas, ou seja, no sentido da menor cota topográfica.

A obtenção do hidrograma na linha de fluxo, segundo a hipótese de simulação de um sistema linear, representando o efeito da translação ao longo da linha de drenagem, é explicitada na figura 2.30.

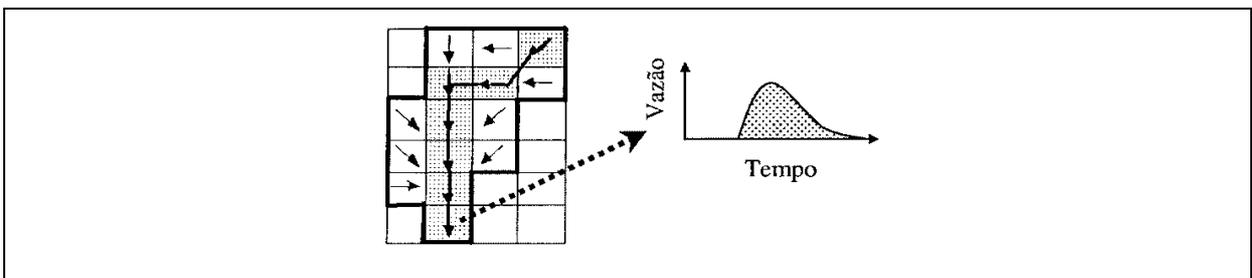


Figura 2.30 - Hidrograma obtido na linha de drenagem (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

2.4.3 - Análise na bacia hidrográfica

O escoamento da bacia hidrográfica, contemplando o armazenamento na célula e o movimento de translação ao longo das linhas de drenagem, é representado pela integração dos diversos parâmetros da variabilidade espaço-temporal de propriedades físicas (Mendes e Cirilo, 2001) em funções matemáticas que são alimentadas por uma entrada (chuva) e geram uma saída (vazão).

A bacia hidrográfica é identificada por uma rede de drenagem, até certo ponto fictícia, pois indica as direções dos escoamentos de célula em célula, até ser atingido o canal principal.

A figura 2.31 explicita o hidrograma da bacia hidrográfica, segundo os pressupostos acima mencionados.

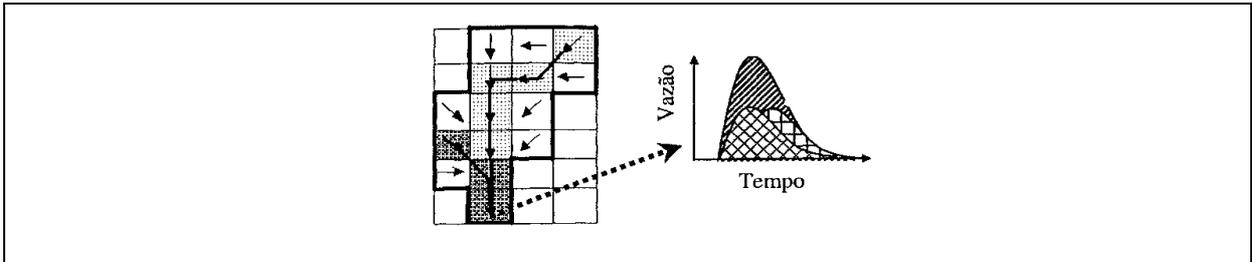


Figura 2.31 - Hidrograma da bacia hidrográfica (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

O fluxo unidimensional num canal de drenagem ocorre pela ação da força gravitacional que provoca o escoamento de montante para jusante entre duas seções transversais *A* e *B* (Figura 2.32), pode permitir a modelagem de um hidrograma, através de efeitos combinados (Mendes e Cirilo, 2001), ou seja:

$$Q_B = Q_A + Q_{Trecho} - Q_{Retirada} - Q_{Perdas} \quad (2.15)$$

Onde Q_B é o hidrograma na seção *B*; Q_A é o hidrograma na seção *A*; Q_{Trecho} hidrograma resultante de contribuições laterais; $Q_{Retirada}$ corresponde às vazões de demandas em alguma posição do trecho e Q_{Perdas} representa perdas ao longo do trecho.

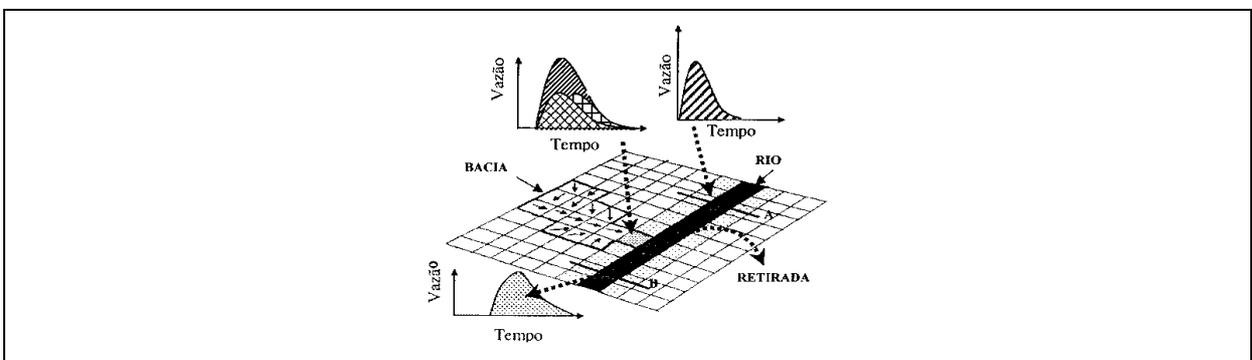


Figura 2.32 - Hidrograma de trecho de rio entre seção *A* e a seção *B*. Fonte: Mendes e Cirilo, (2001).

2.5 - FERRAMENTAS PARA AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

Nas últimas duas décadas, tem ocorrido um enorme e crescente desenvolvimento de ferramentas integradoras para aquisição, armazenamento e manipulação de dados relevantes para o conhecimento das respostas hidrológicas das bacias hidrográficas, especialmente em razão da evolução das técnicas de sensoriamento remoto, geoprocessamento e modelos numéricos do terreno, que se transformaram em ferramentas integradoras.

Na realidade estes três campos de conhecimento evoluíram concomitantemente, especialmente como consequência do desenvolvimento dos computadores e de tecnologias digitais, que alicerçaram as referidas ferramentas integradoras.

2.5.1 – Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto consiste na técnica de aquisição de informações sobre as características de objetos e de fenômenos, através da medida de uma forma dinâmica de energia, representada pelo espectro eletromagnético sem que haja necessidade de contato físico com os mesmos (Gomasca e Lechi, 1990).

No contexto da presente pesquisa, o interesse está focalizado nos componentes da superfície terrestre e atmosfera, que representam os alvos onde há a interação da energia eletromagnética do sol com as propriedades físicas e químicas envolvidas, provocando respostas diferenciadas. Tais respostas envolvem absorção e reflexão da energia eletromagnética de maneiras distintas ao longo de diferentes faixas do espectro, que podem ser detectadas por equipamentos denominados sensores.

Os sensores podem ser passivos, quando captam a parcela de energia refletida ou emitida pelos alvos, estimulados pela energia eletromagnética proveniente do sol. Os sensores passivos incluem radiômetros (imagens do Sistema LANDSAT, SPOT e outros) e câmaras fotográficas em aeronaves e satélites (SKYLAB e outros).

Quando se utilizam sensores que emitem e recebem energia num determinado comprimento de onda, como é o caso da faixa do radar, os sensores são denominados ativos (Gomasca e Lechi, 1990), que podem equipar aeronaves (a exemplo do Projeto RADAM) ou satélites, com o sistema RADARSAT ou ERS.

A figura 2.33 sintetiza a seqüência de obtenção e análise de dados de sensoriamento remoto, através de sensores passivos, que podem ser instalados em satélites, aviões ou helicópteros.

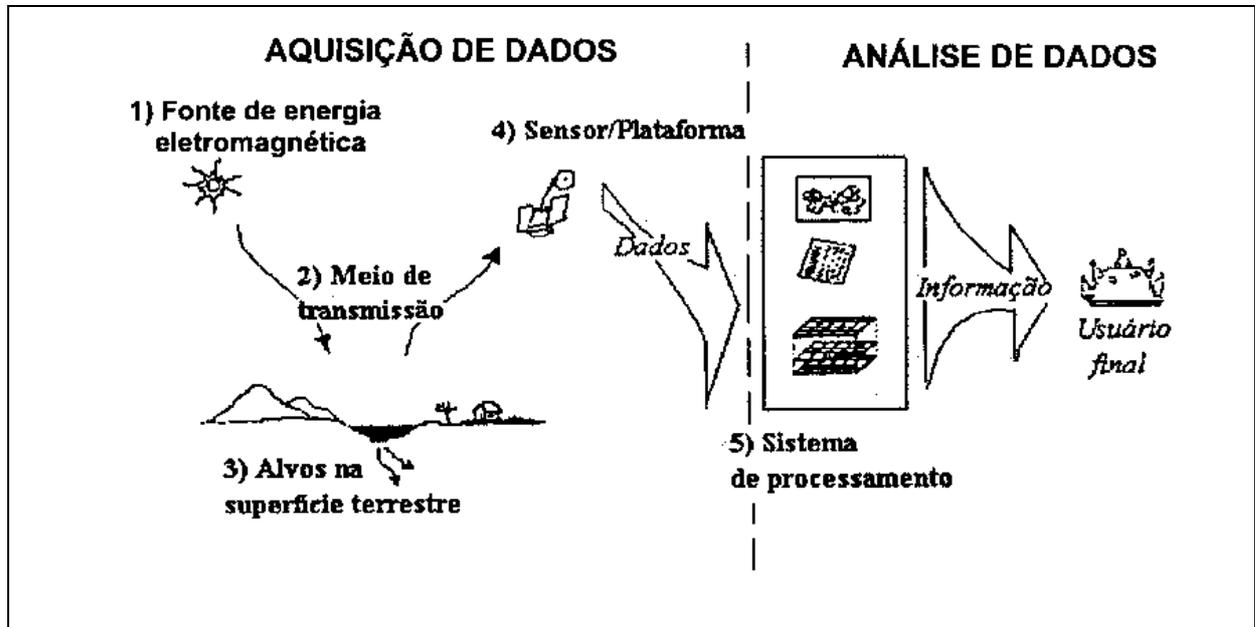


Figura 2.33 – Seqüência básica de obtenção e análise de dados de sensoriamento remoto (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

Em sensoriamento remoto é importante considerar o poder de resolução, que representa o menor elemento significativo passível de ser medido e que envolve características do sensor envolvido, bem como a distância do posicionamento do sensor em relação à superfície terrestre. O conceito de resolução, no caso do sensoriamento remoto, envolve as seguintes diferenciações: a) resolução espacial, b) resolução espectral, c) resolução radiométrica e resolução temporal (Gomasca e Lechi, 1990).

Resolução espacial – É um parâmetro definido pelo tamanho do pixel, que depende da distância de observação e das características do sensor, que explicita o valor radiométrico médio do pixel. No caso do Sistema LANDSAT 5 TM o tamanho do pixel corresponde a um quadrado com 30 m de lado, ou seja, uma área de 900 m². O somatório de pixels justapostos constitui uma cena da superfície terrestre, representada por uma matriz de linhas e colunas, representando fatias do terreno, sendo que cada pixel contém o percentual de energia refletida correspondente a cada banda espectral envolvida.

Resolução espectral – Os sensores remotos normalmente são sistemas multiespectrais ou sistemas multibandas que registram diversas imagens, uma para cada banda espectral da mesma cena. A banda espectral é definida por um intervalo do espectro eletromagnético entre dois comprimentos de onda (ou frequências), no qual o sensor capta a energia recebida. Por exemplo, os satélites LANDSAT equipados com o sensor denominado “scanner” multiespectral (*MSS – multispectral scanner*) coletou energia e gerou imagens da mesma cena simultaneamente em quatro bandas: banda 4 no intervalo 0,5 a 0,6 μm ; banda 5 no intervalo 0,6 a 0,7 μm ; banda 6 no intervalo 0,7 a 0,8 μm e banda 7 no intervalo 0,8 a 1,1 μm . Para as bandas 4, 5 e 6 a resolução espectral é 0,1 μm e para a banda 7 a resolução espectral é 0,3 μm .

Resolução radiométrica – É definida como a menor quantidade de energia que pode ser detectada pelo sensor. Corresponde ao grau de sensibilidade do sensor às variações de intensidade da radiação, que é expressa em quantidade de níveis, de zero (preto) a 255 (branco).

Resolução temporal – Frequentemente existe necessidade de acompanhar as mudanças que ocorrem na superfície terrestre, como é o caso das alterações do uso do solo, evolução de culturas agrícolas e ocorrências de enchentes. Para captar tais alterações são necessárias imagens correspondentes a mesma parcela do terreno em tempos diferentes. O intervalo de tempo para obter sucessivas coberturas do mesmo alvo no terreno define a resolução temporal, que no caso do LANDSAT 4 TM, corresponde a 16 dias. Trata-se de uma importante característica do sensoriamento remoto para investigações hidrológicas e ambientais.

As relações entre as curvas espectrais e as imagens de produtos de sensoriamento remoto expressam-se, para cada banda, em tons de cinza; sendo zero, o valor para os pixels com ausência de energia refletida, correspondente ao preto, e 255, o valor máximo de energia refletida, correspondendo ao branco. Tais características possibilitam o processamento digital de imagens, pois o conjunto de *pixels* forma uma matriz de linhas e colunas. Cada pixel é uma célula da matriz, contemplando a energia refletida em cada banda espectral. O conjunto de matrizes de bandas espectrais, correspondente a uma cena do terreno e está ilustrado na figura 2.34.

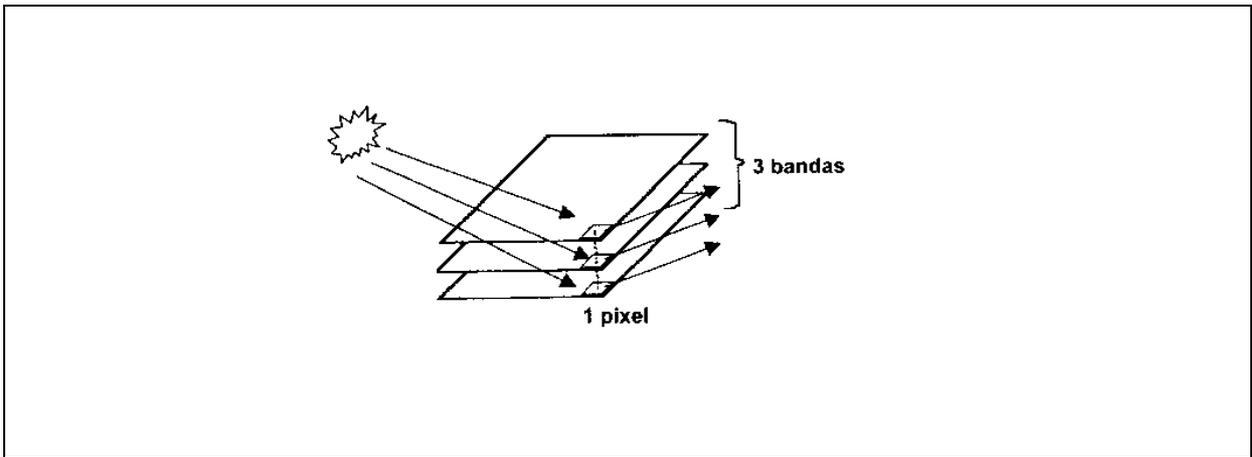


Figura 2.34 – Bandas espectrais (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

O processamento de imagens digitais permite melhorar a imagem original, criando uma nova imagem, através de realce espectral, aumento do contraste, segundo os objetivos do pesquisador, para facilitar a identificação e mapeamento das feições de interesse (Gonzalez e Woods, 1992 *apud* Mendes e Cirilo, 2001).

Uma das técnicas de realce consiste na equalização do histograma, onde, no eixo vertical, são identificados os números de *pixels* para cada nível de cinza, posicionados na horizontal, no intervalo 0 a 255, conforme ilustrado na figura 2.35. Ocorreu um aumento de contraste dos picos do histograma original, pois os *pixels* são espalhados, o que melhorou significativamente a imagem original (Mendes e Cirilo, 2001).

Pode ser realizado ainda o realce espacial com base na modificação do valor do pixel em função dos valores da vizinhança, levando em conta o conceito de frequência espacial, que é a variação dos pixels por unidade de distância para uma determinada parcela da imagem. É utilizada uma janela móvel, constituída por uma matriz de números (filtro), para a obtenção do valor médio de cada pixel em função dos vizinhos. Na figura 2.36 é utilizada uma janela 3x3 (3 linhas e 3 colunas), que altera o valor do pixel central dos dados originais.

O mapeamento dos diversos temas que integram uma bacia hidrográfica através do uso de técnicas de sensoriamento remoto, utilizando fotografias aéreas e imagens digitais de satélite, tem constituído atividade rotineira.

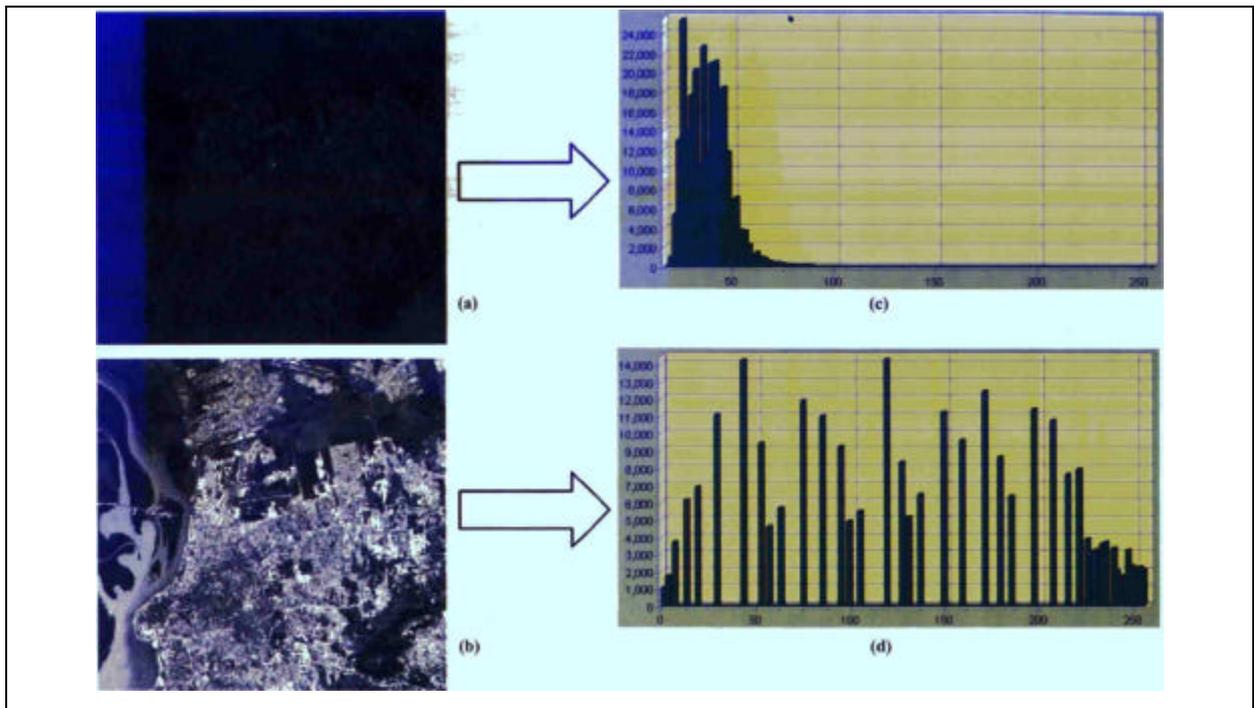


Figura 2.35 – Manipulação do histograma (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

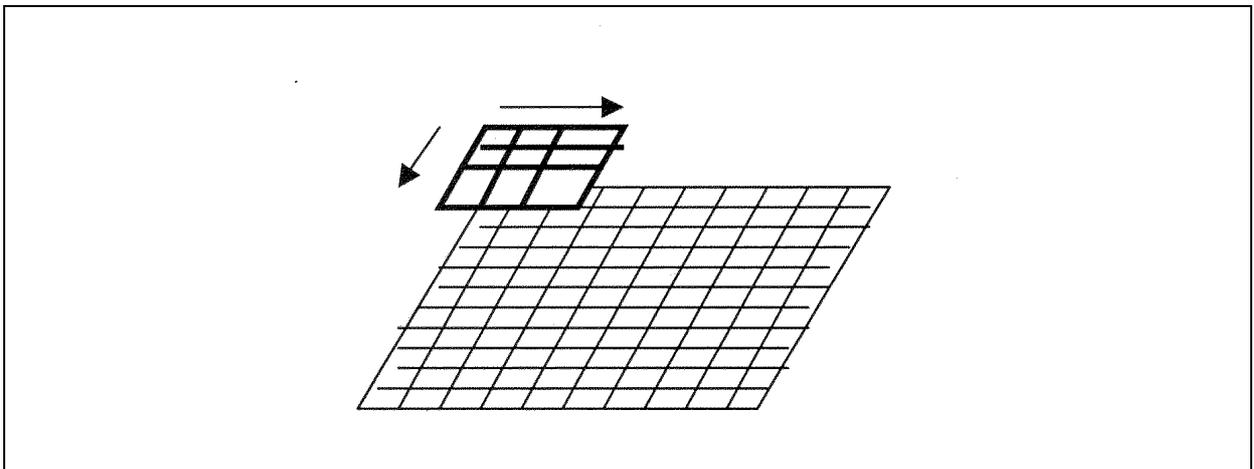


Figura 2.36 – Conceito de filtragem espacial (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

Os padrões e a rede de drenagem (Travaglia, 1990 a), os recursos de solo e as classes de solo (Danielli, 1990 e 1990 a; Purnell, 1990; Shrestha, 1990), a degradação de solos e o uso do solo (Shrestha, 1990 a e 1990 b) e as feições geológicas (Hardcastle, 1995; Grehs, 1995) tem sido mapeados, a partir do uso de produtos e técnicas de sensoriamento remoto.

O uso de sensoriamento remoto no mapeamento da umidade do solo e suas implicações na recarga de água subterrânea (Jackson, 2002), é considerado uma importante ferramenta na

definição de padrões de distribuição espacial e temporal dos processos de drenagem e evaporação. Tem sido observado que tais processos evidenciam correlação com as diferenciações de textura de solos.

2.5.2 - Geoprocessamento

Nas duas últimas décadas, tem havido uma intensa utilização de técnicas de geoprocessamento, que, em função da diversificação de suas aplicações, vem sofrendo uma evolução conceitual importante. Nesse sentido, cumpre destacar o trabalho de Mendes e Cirilo (2001), que dissecou o assunto de forma detalhada e didática, enfocando a aplicação de geoprocessamento em recursos hídricos. Segundo os autores referidos, geoprocessamento pode ser definido conceitualmente como *uma estruturação simplificada da realidade que supostamente apresenta, de forma generalizada, características e relações importantes, através de dados espacializados*.

A importância do geoprocessamento na representação sistêmica de uma bacia hidrográfica é baseada no paradigma de que toda a informação, ou relação entre as diversas informações, ocupa uma posição no espaço. Trata-se, dessa forma, de georreferenciar todos os dados, independentemente das características dos mesmos, conforme é ilustrado na figura 2.37.

Os dados geométricos evidenciam dois tipos de estruturas: matricial (raster) e vetorial. No caso da estrutura matricial, o espaço geográfico é representado por uma matriz de células, a cada uma das quais corresponde um valor. Os elementos do dado raster são denominados pixels ou células, que formam uma malha quadriculada, a exemplo de imagens de satélite, modelo numérico do terreno e mapas temáticos. Na estrutura vetorial, os objetos são representados na forma de vetores (pontos, linhas e áreas), associando-se, a cada entidade geométrica, as propriedades (atributos), que se queira explicitar, como mapas temáticos diversos (uso do solo, rede de drenagens, e outros.). A diferenciação das formas de representação vetorial e raster está ilustrada na figura 2.38.

A analogia entre as formas de representação vetorial e matricial é mostrada na figura 2.39 e as vantagens e desvantagens de uso dos dois sistemas, estão explicitadas na tabela 2.1.

Até pouco tempo, as alternativas para estruturas de dados vetoriais e raster eram consideradas excludentes, mas atualmente se trabalha com a idéia de que os mesmos podem ser convertidos

entre si, o que é absolutamente necessário na análise dos recursos hídricos. A estrutura vetorial oferece maior precisão na atribuição de coordenadas dos mapas, oferecendo maior potencial à análise de redes. As vantagens da estrutura raster são configuradas na superposição de polígonos, quantificação de áreas e interpolação de dados.

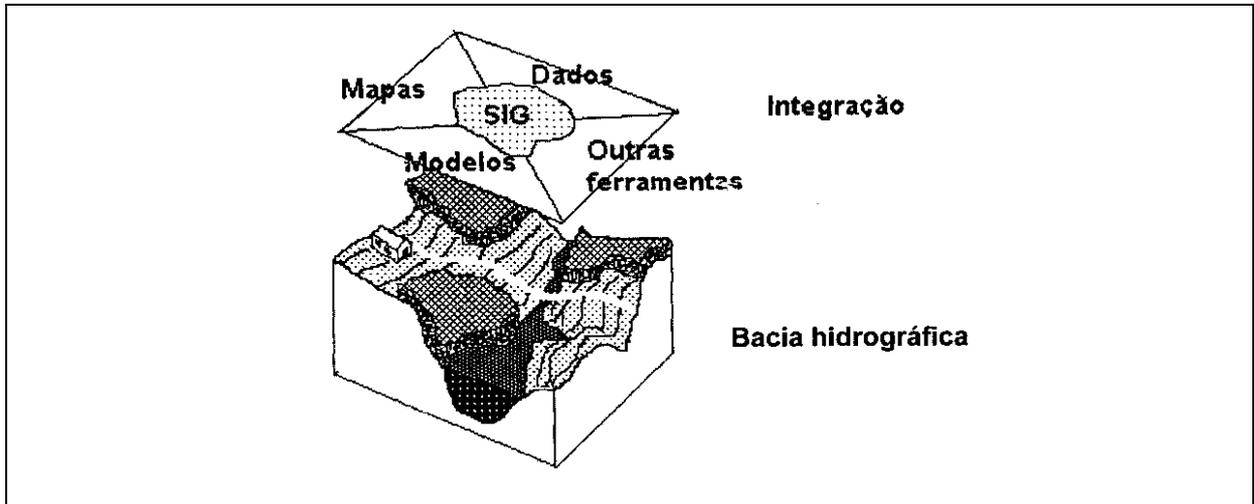


Figura 2.37 - O geoprocessamento como ferramenta de integração de dados de bacias hidrográficas (Adaptado de Mendes e Cirilo, 2001).

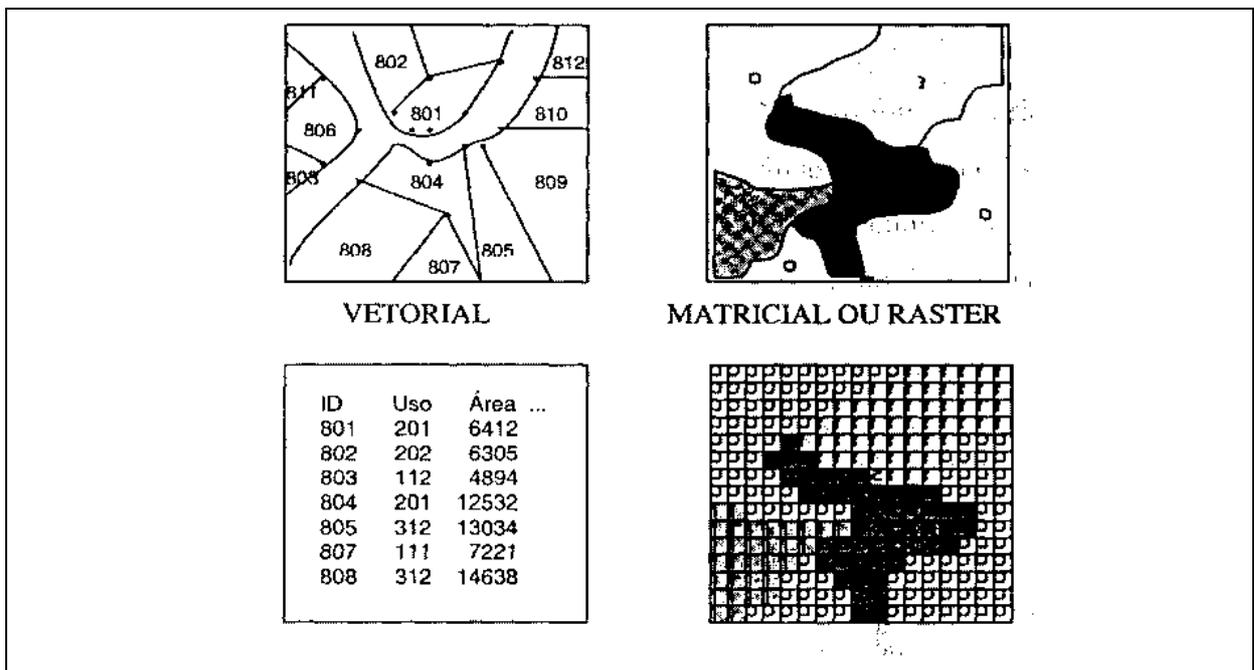


Figura 2.38 - Representação de dados nos formatos vetorial e matricial ou raster. Fonte: Mendes e Cirilo, (2001).

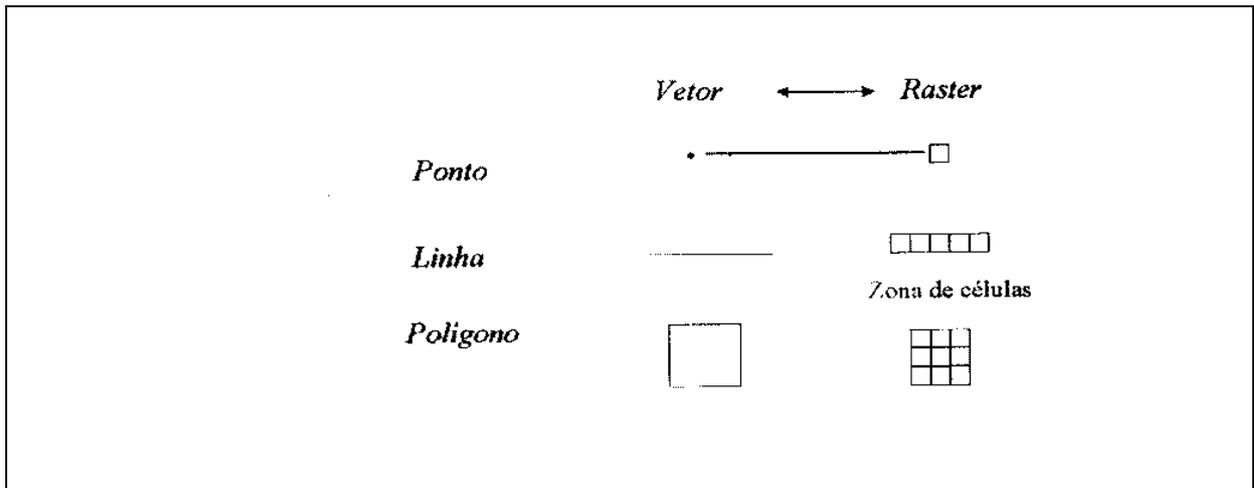


Figura 2.39- Analogia entre formas de representação vetorial e raster. Fonte: Mendes e Cirilo, 2001.

Tabela 2.1 - Vantagens e desvantagens de representação dos sistemas de entidades geográficas. Fonte: Mendes e Cirilo, (2001).

Método	Vantagens	Desvantagens
Matricial (Raster)	<ul style="list-style-type: none"> Estrutura de dados simples Compatível com dados de sensoriamento remoto e/ou escaneados Procedimentos de análise simplificados 	<ul style="list-style-type: none"> Requer maior espaço de armazenamento no computador A qualidade dos resultados é dependente da resolução da célula da matriz A apresentação gráfica de resultados finais pode ser menos agradável visualmente Transformações cartográficas são mais difíceis Maior dificuldade de representação das relações topológicas
Vetorial	<ul style="list-style-type: none"> Requer menos espaço de armazenamento de disco As relações topológicas são mantidas facilmente A produção gráfica se assemelha a mapas feitos a mão 	<ul style="list-style-type: none"> Dados são armazenados em estruturas mais complexas Não são compatíveis com dados de sensoriamento remoto Programas e equipamentos são frequentemente mais caros Alguns procedimentos de análise podem ser mais difíceis

O geoprocessamento possibilita acessar a variabilidade espacial e temporal, inerente à bacia hidrográfica, que georreferenciadas, podem ser desagregadas de acordo com a estrutura mostrada na figura 2.40.

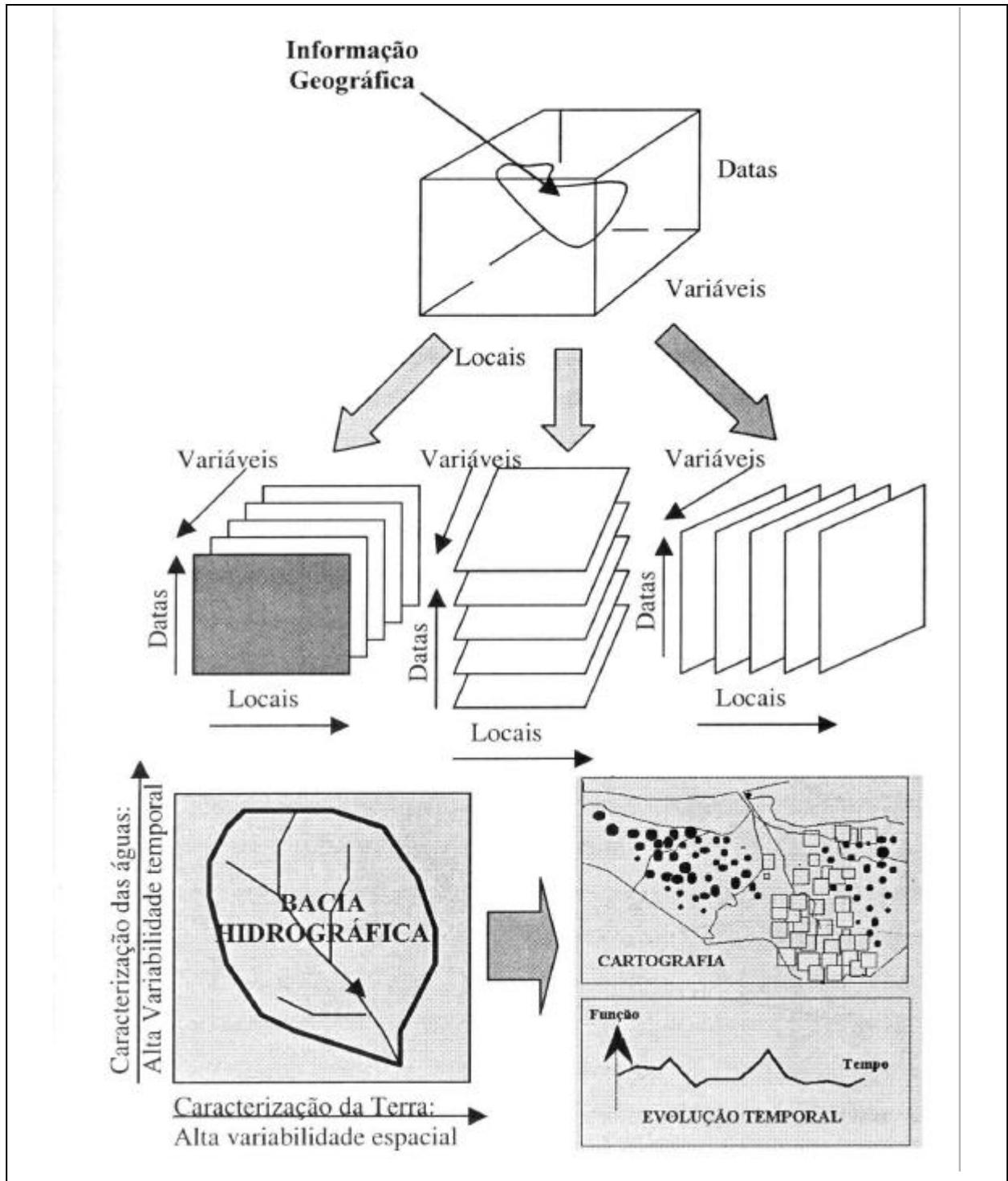


Figura 2.40 - Estrutura geográfica e informações em bacias hidrográficas. Fonte: Mendes e Cirilo, (2001).

No contexto da bacia hidrográfica, o geoprocessamento envolve a criação de planos de informação, através de uma grade, onde se realiza a codificação de cada célula, com um atributo, que representa o tema envolvido. Trata-se, pois, de efetuar a discretização dos vários componentes que influenciam nos processos hidrológicos, a partir de mapas temáticos, tais como cartas topográficas, mapas de uso do solo, mapas de solo, mapas geológicos, etc., de forma que as diversas classes, dos vários temas, sejam representadas numa grade. A figura 2.41 mostra a geração de uma grade, correspondente a um plano de informação.

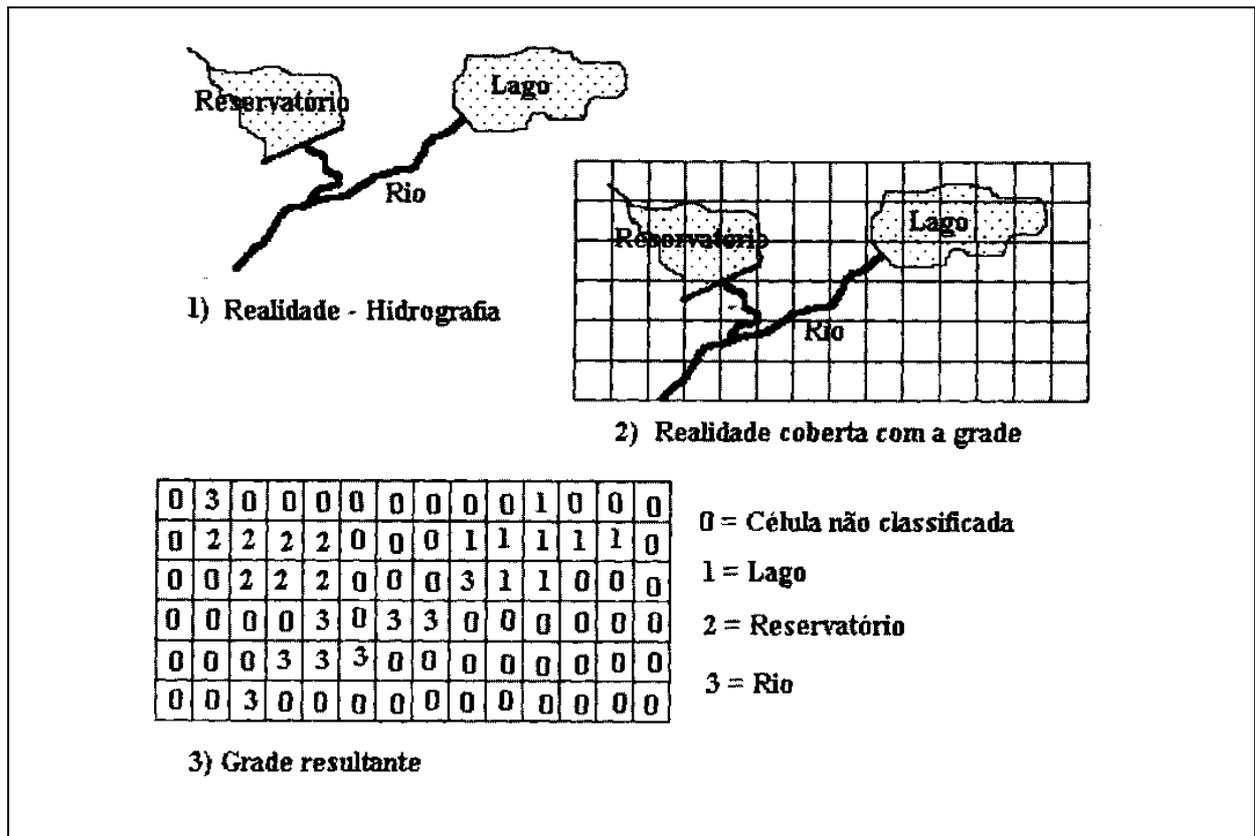


Figura 2.41 - Criação da grade. Fonte: Mendes e Cirilo, (2001).

Todos os planos de informação são georreferenciados em uma mesma base digital, correspondente a uma grade de células, envolvendo as coordenadas geográficas angulares e as coordenadas planas UTM, obtidas das folhas topográficas que alicerçam a base cartográfica utilizada.

No caso de dados vetoriais, o ambiente de sistemas de informação geográfica possibilita, através das equações de transformação, gerar diretamente um novo sistema de referência de coordenadas.

Para o caso de dados matriciais (raster), torna-se, ainda, necessário um procedimento de amostragem dos atributos. A criação da nova matriz, por meio de procedimentos de re-amostragem, similares à interpolação, é mostrada na figura 2.42..

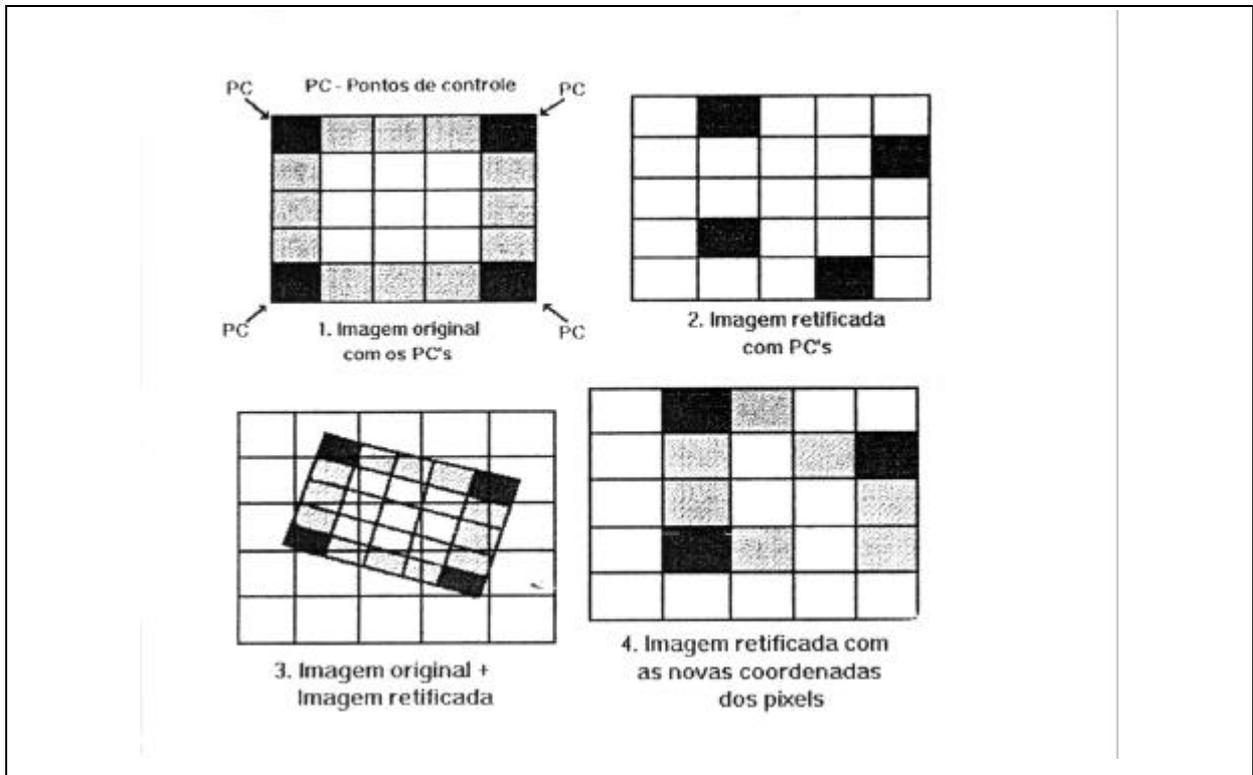


Figura 2.42 - Transformação de sistemas de referência para estruturas raster. Fonte: Mendes e Cirilo, 2001.

A partir de atributos dos planos de informação é possível a geração de novos planos de informação, através da manipulação das diversas grades, gerando planos intermediários, que podem ser armazenados para futura utilização no ambiente de geoprocessamento.

A seqüência de operações representada na figura 2.43 é um exemplo da geração de planos de informações intermediários, em função dos objetivos do projeto de investigação, e, consiste em:

- A partir dos planos **A** e **B**, gerar o plano intermediário **E**;
- Geração de um plano intermediário **F**, a partir dos planos **C**, **D**, **E**;
- Obtenção do plano final **G**, a partir do plano **F**.

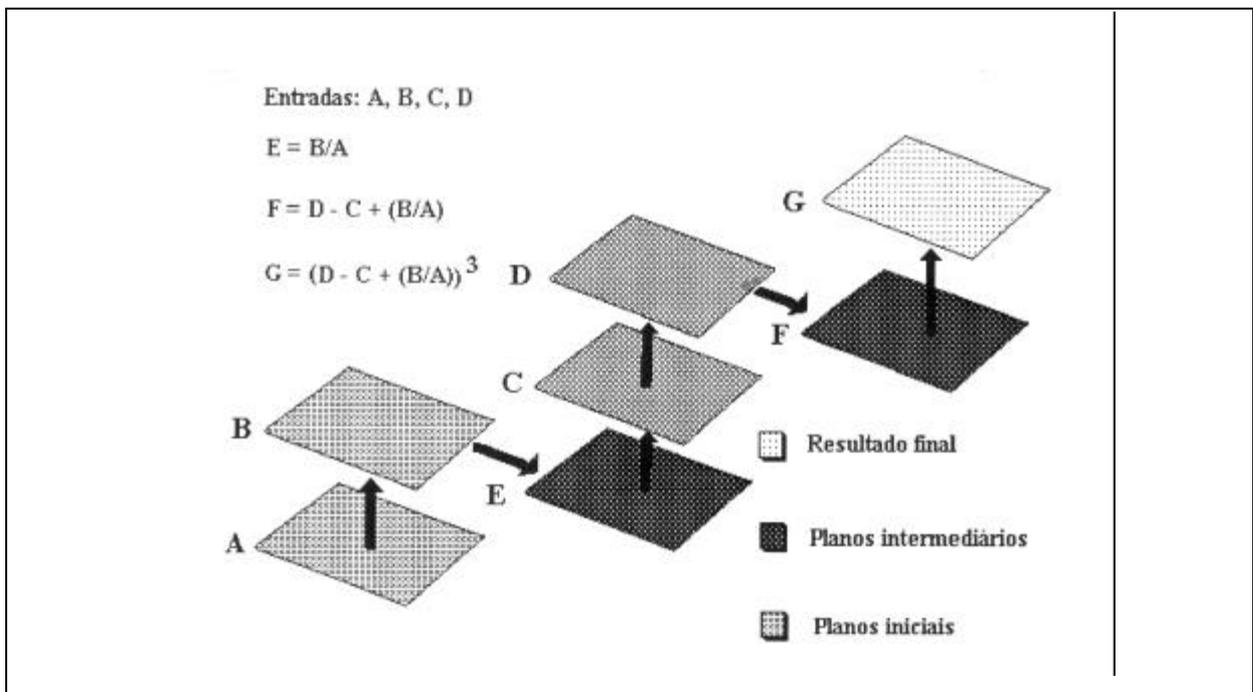


Figura 2.43 - Exemplo de estrutura de manipulação de planos. Fonte: Mendes e Cirilo, (2001).

O Modelo Numérico do Terreno é uma matriz de números que representa a distribuição da altimetria obtida a partir da digitalização de curvas de nível e pontos cotados, ou pela "escanerização" de mapas topográficos, seguida de um processo de vetorização. Com base em tais subsídios, é necessário gerar uma superfície contínua por interpolação matemática.

Os procedimentos de interpolação obedecem ao princípio básico que a correlação entre dois pontos diminui com o aumento da distância entre eles. Em outras palavras, os valores interpolados se aproximam da realidade quanto mais próximos estiverem das curvas de nível ou pontos cotados.

Os Modelos Numéricos do Terreno evidenciam diversas fontes de erro, decorrentes da digitação de isolinhas e pontos, da técnica de interpolação utilizada, da discretização e escala dos mapas e do georreferenciamento dos mapas usados.

Existe grande número de métodos de interpolação para a modelagem de superfícies, que tem se defrontado com problemas de processamento de bancos de dados enormes e pela distribuição espacial não homogênea dos mesmos. Um dos métodos mais conhecidos é o da interpolação por curvatura mínima com a solução numérica de diferenças finitas da condição variacional (Briggs, 1974 *apud* Mendes e Cirilo, 2001). A descontinuidade da superfície natural, conseqüência de bruscas mudanças no gradiente, e o elevado custo computacional,

representam desvantagens desse método. A incorporação de um algoritmo que utiliza a rede de drenagem e a adição de termos da primeira derivada à condição variacional (Hutchinson, 1989 *apud* Mendes e Cirilo, 2001) minimizou o problema de descontinuidade da superfície.

Existem outros métodos de interpolação que tem procurado representar da melhor forma possível o Modelo Numérico do Terreno (Duchon, 1976; Dubrule, 1984; Talmi et al., 1977 *apud* Mendes e Cirilo, 2001), que além de carga computacional variável, dependem fundamentalmente da qualidade dos dados originais.

É pertinente destacar que a quantidade de dados nem sempre é um indicador correto da informação proporcionada pelo Modelo Numérico do Terreno, devendo ser evitada a geração de um mapa rico em dados, porém pobre em informação (Mendes e Cirilo, 2001).

Produtos derivados do Modelo Numérico do Terreno são representados por mapas de declividade e de aspecto, que permitem a definição da direção do escoamento e da rede de drenagem, assim como a área acumulada e a delimitação automática de sub-bacias.

2.6 – CRITÉRIOS DE AVALIAÇÃO DA QUALIDADE DA RESPOSTA HIDROLÓGICA

A avaliação dos resultados é considerada através de critérios numéricos e gráficos. A precisão dos critérios diz respeito à forma do escoamento do evento chuvoso, fluxos de pico e volumes gerados. Para determinar a eficiência global do modelo, foi computado, para cada sub-bacia, o coeficiente de *eficiência* R^2 de Nash e Sutcliffe (1970) definido como:

$$R^2 = \frac{F_o^2 - F^2}{F_o^2} = 1 - \frac{F^2}{F_o^2} \quad (2.16)$$

$$\text{onde: } F_o^2 = \sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q})^2 \quad (2.17)$$

$$F^2 = \sum_{i=1}^n (q_i - \hat{q}_i)^2 \quad (2.18)$$

q_i – vazão observada no tempo i

\bar{q} - vazão média observada no período n .

\hat{q}_i - vazão calculada no tempo i

n – número de observações.

O coeficiente de *eficiência* R^2 de Nash e Sutcliffe é menor do que 1 (igual a 1 quando $q_i = \hat{q}_i$).

Para determinar o grau de ajuste e a precisão dos picos de fluxo e volumes simulados, o erro médio absoluto (*Mean Absolute Error – MAE*) (Donnelly-Makowecki e Moore, 1999), foi determinado para cada uma das sub-bacias, conforme a seguinte equação:

$$MAE(\%) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(\hat{q}_i - q_i)/q_i| \quad (2.19)$$

Quanto mais próximo de zero o valor de *MAE* melhor será o método.

Quando ocorre um ajuste perfeito, entre as vazões calculadas e observadas, os valores dos coeficientes de Nash (R^2) atingem o valor máximo igual a 1 (Gotschalk e Molitov 2000 *apud* Collischonn 2001); o valor de R^2 é considerado adequado e bom se superar o valor 0,75 e, aceitável, na faixa entre 0,36 e 0,75.

Os critérios de avaliação da qualidade da resposta do modelo hidrológico estão alicerçados na comparação dos resultados obtidos, por medidas realizadas nas seções transversais, com as vazões calculadas pela modelagem.

2.7 – SEQÜÊNCIA DE ATIVIDADES DO ESTUDO DE CASO

Nesta tese foram utilizados o *scanner* e a mesa digitalizadora, na geração dos planos de informação digital, utilizando os programas disponíveis no Windows, para uso de computador, bem como as potencialidades dos programas de sistemas de informação geográfica, representados por ENVI 32, ArcView GIS 32, IDRISI e 2V.

O estudo de caso apresentado no próximo capítulo envolve a bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, Estado do Rio Grande do Sul, utilizou os seguintes englobando a seguinte seqüência de atividades:

1. Seleção e aquisição de mapas topográficos do Serviço Geográfico do Exército e do Instituto Brasileiro de Geologia e Estatística, nas escalas 1: 250.000 e 1: 50.000, de fotografias aéreas em escala aproximada 1: 110.000, imagens analógicas de satélite do Sistema LANDSAT MSS (bandas 4, 5, 6 e 7) nas escalas 1: 1.000.000 e 1: 250.000 e imagens digitais de satélite do Sistema LANDSAT 5 TM, bandas 3, 4 e 5. As cartas topográficas serviram de base para a identificação da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã e, através de fotoíndices das fotografias aéreas, identificar as fotografias necessárias para a cobertura da área da bacia. O mesmo suporte cartográfico possibilitou, também, a identificação das imagens de satélite necessárias.
2. Seleção e obtenção de dados tabulados relativos à fluviometria e pluviometria, que serviram de base para a modelagem hidrológica, essencial para as avaliações dos efeitos da variabilidade espacial investigada.
3. Digitalização no formato vetorial, das curvas de nível a partir dos mapas topográficos com a finalidade de subsidiar a elaboração do modelo numérico do terreno e produtos derivados.
4. Interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas e geração de planos de informação relativos a litologia e tectônica, possibilitando o mapeamento de unidades de resposta hidrológica, que serviram para estimativas do valor curva número - CN.
5. Geração do modelo numérico do terreno e produtos derivados, representados por aspecto, declividade, sombreamento, rede de drenagem, segmentação da drenagem em trechos de rios, sub-bacias de drenagem, que alicerçaram as simulações hidrológicas no sentido de aquilatar os efeitos da topografia na resposta hidrológica.
6. Digitalização no formato *raster* e georreferenciamento dos planos de informação de litologia, tectônica, posições das estações fluviométricas e pluviométricas, que foram espacializados na mesma base georeferenciada do modelo numérico do terreno de modo que a variabilidade das unidades de resposta hidrológica específicas de tais elementos da paisagem estivessem adequados para serem incorporados nas simulações hidrológicas.

7. Geração do plano de informação uso do solo a partir das imagens digitais de satélite, de modo a identificar as unidades de resposta hidrológica pertinentes em condições de serem combinadas com a litologia e a tectônica, para estabelecer os valores curva número CN representativos.
8. Verificação de campo dos critérios utilizados para o mapeamento da litologia, da tectônica e do uso do solo, de modo a assegurar que as classes mapeadas previamente fossem compatíveis com as evidências do terreno.
9. Elaboração dos mapas: uso do solo, litologia e tectônica de forma definitiva segundo uma grade de pixels de 1 km, de modo a serem compatíveis com as necessidades de modelagem no ambiente do sistema de informação geográfica computadorizado.
10. Reclassificação do mapa litologia segundo as categorias hidrológicas de solos segundo o método curva número CN, de modo que a variabilidade de tais feições geológicas fosse incorporada na valoração do potencial de geração de escoamento superficial.
11. Incorporação da tectônica nas classes de solo CN resultantes da litologia, incorporando um zoneamento de classes de fraturamento, com reflexos na permeabilidade e porosidade efetiva, e geração de mapa com nova distribuição espacial de classes.
12. Geração de mapa de caminho mais longo do escoamento superficial em sub-bacias, que fornece subsídios essenciais ao cálculo do tempo de concentração.
13. Geração de mapa de distâncias até o exutório, que possibilita definir o caminho mais longo do escoamento superficial em cada sub-bacia.
14. Definição de parâmetros de trechos de rio, que representa informação básica aos movimentos de translação e de amortecimento de onda de cheia.
15. Simulação hidrológica 1: A bacia é considerada na sua totalidade contemplando os valores médios de todas as propriedades físicas consideradas, durante um ano hidrológico, permitindo a comparação com os valores observados.

16. Simulação hidrológica 2: A totalidade da bacia é considerada, de modo similar a simulação 1; porém, durante o período de três meses, para aferir o grau de correlação em relação aos valores observados
17. Simulação hidrológica 3: Similar à simulação 2,;porém, com alteração da distribuição dos valores CN pela incorporação das fraturas associadas aos lineamentos tectônicos, de modo a detectar o incremento de correlação com os valores observados.
18. Simulação hidrológica 4: Incorporação, à situação anterior, da divisão em duas subbacias, com a finalidade de avaliar o incremento de correlação dos efeitos em relação aos valores observados.
19. Simulação hidrológica 5; Separação em zonas de declividade, terrenos planos e inclinados, superpostas aos resultados da simulação 4, com a finalidade de aferir os efeitos em relação aos valores observados.
20. Comparação dos resultados simulados com os observados: tem a finalidade de demonstrar se os efeitos da variabilidade espacial contribuíram com os objetivos definidos no Capítulo 1.

CAPÍTULO 3

ESTUDO DE CASO PARA A BACIA DO RIO IBIRAPUITÃ: ORGANIZAÇÃO BÁSICA DOS DADOS

3 - ESTUDO DE CASO PARA A BACIA DO RIO IBIRAPUITÃ: ORGANIZAÇÃO BÁSICA DOS DADOS

3.1 - INTRODUÇÃO

Uma feição típica da superfície terrestre é evidenciada pela sua heterogeneidade espacial das características do terreno e dos parâmetros que controlam os processos físicos, hidrológicos, biológicos, bem como outros processos correlatos. A modelagem hidrológica deve considerar diferentes formas e intensidades de heterogeneidade, no sentido da obtenção de resultados mais próximos da realidade.

Observações da superfície terrestre (fotografias aéreas, imagens de satélite, mapas temáticos) mostram, de um modo geral, uma clara estrutura em forma de mosaico, com áreas poligonais de diferentes características e envergaduras. Descontinuidades significativas são evidenciadas facilmente em fotografias aéreas e imagens de satélite, tais como limites entre solo e águas, entre áreas agrícolas, florestais, pastagens, áreas irrigadas e áreas urbanas, diferenciações litológicas.

A figura 3.1 corresponde a uma composição colorida da imagem de satélite, bandas 3, 4 e 5 do sistema LANDSAT 5TM, da região de Alegrete (Rio Grande do Sul), incluindo boa parcela da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, objeto de pesquisas relacionadas a esta tese, onde é possível visualizar:

- A Área Urbana da Cidade de Alegrete;
- Açudes;
- Áreas de Florestamento;
- Áreas de Mata Nativa;
- Áreas de Agricultura;
- Áreas de Arroz Irrigado;
- Áreas de Campo Nativo;
- Áreas de Arenito;
- Áreas de Basalto;
- Áreas de Arenito Saturado;
- Rio Ibirapuitã e Arroio Caverá.



Figura 3.1 – Composição colorida de Imagens de Satélite do Sistema LANDSAT 5 TM, bandas 3B, 4G e 5R, com identificação de feições que caracterizam a heterogeneidade da superfície terrestre.

As diversas áreas identificadas na figura 3.1 representam feições básicas da paisagem, às quais se associam, internamente, comportamentos hidrológicos uniformes homogêneos ou quase homogêneos em termos de balanço hídrico, geração de escoamento superficial, recarga para a água subterrânea e trocas de energia, água e gás com a atmosfera. Configuram-se os assim denominados processos verticais (porção superior e esquerda da Figura 3.2), onde se manifestam diferenciações significativas, pelo menos no que se refere a algumas características, em áreas adjacentes com tipificação diversa. Torna-se apropriado modelar tais áreas como unidades separadas, denominadas *hidrotopos* ou *unidades de resposta hidrológica* – *URHs* (Becker e Pützner, 1986; Becker, 1995; Maidment e Ximing, 1996), uma abordagem que contempla duas vantagens importantes:

1. Um conjunto específico de parâmetros de modelagem é válido para tais unidades, que podem ser derivadas a partir de características georreferenciadas de solo, uso do solo, topografia, hidrogeologia e outros temas geralmente disponíveis, através do uso de Sistemas de Informação Geográfica.
2. Na modelagem de processos verticais, mesmo grandes *hidrotopos* podem ser considerados como uma unidade de área, propiciadas as forças motrizes atmosféricas.

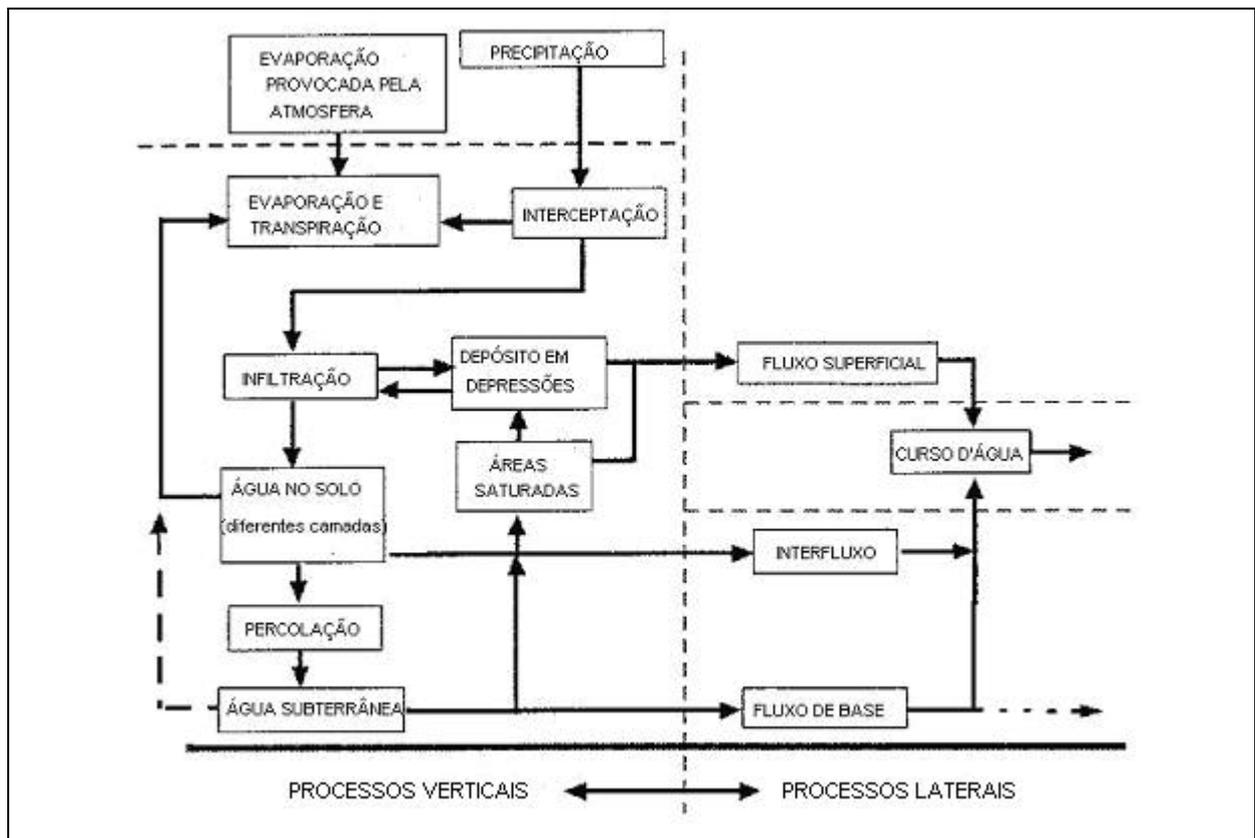


Figura 3.2 – Representação esquemática dos componentes dos processos hidrológicos (Adaptado de Becker e Braun, 1999).

A situação dos processos laterais é diferente, pois os fluxos laterais de água e os transportes bioquímicos associados (lado direito da figura 3.2) são determinados essencialmente pelo relevo (topografia) e pelas condições hidrogeológicas (camadas permeáveis e impermeáveis, sistemas de fraturas e outras feições geológicas). Neste contexto, devem ser consideradas, para a modelagem, estruturas relevantes, tais como as áreas de bacias hidrográficas, a trajetória dos rios, os aquíferos e outros elementos correlatos. Foi constatado (Becker e Pützner, 1986; Becker, 1995; Maidment e Ximing, 1996) que, para muitos propósitos, especialmente em modelagem de grande escala, podem ser aplicados com eficiência modelos

relativamente simples, bem como as leis de escala para estimar pelo menos alguns parâmetros de modelagem.

Tais conclusões (Becker e Pützner, 1986; Becker, 1995; Maidment e Ximing Cai, 1996) são fundamentadas, na figura 3.2, no conceito de dois domínios de modelagem, sugerido por Becker e Nemeç (1987). É recomendada a utilização de esquemas que envolvem processos adequados de discretização de áreas (desagregação) segundo domínios específicos diferenciados, ou seja, processos verticais e processos laterais. Isso permite uma estrutura de modelo a ser aplicada em cada um dos dois domínios, que seja mais adequada aos processos específicos do domínio a ser modelado e facilita a determinação direta ou estimação de parâmetros de modelagem, a partir de características georreferenciadas, geralmente disponíveis. Além disso, torna-se possível trabalhar com unidades de modelagem de qualquer envergadura.

Para entender as conseqüências de aplicação de classificações com base em *hidrotopos* e esquemas e desagregação na modelagem de bacias hidrográficas, foi desenvolvido um estudo de caso na bacia do Rio Ibirapuitã (5.942 km²), afluente ao Rio Ibicuí, que por sua vez é afluente do Rio Uruguai, conforme ilustrado na figura 3. 3.

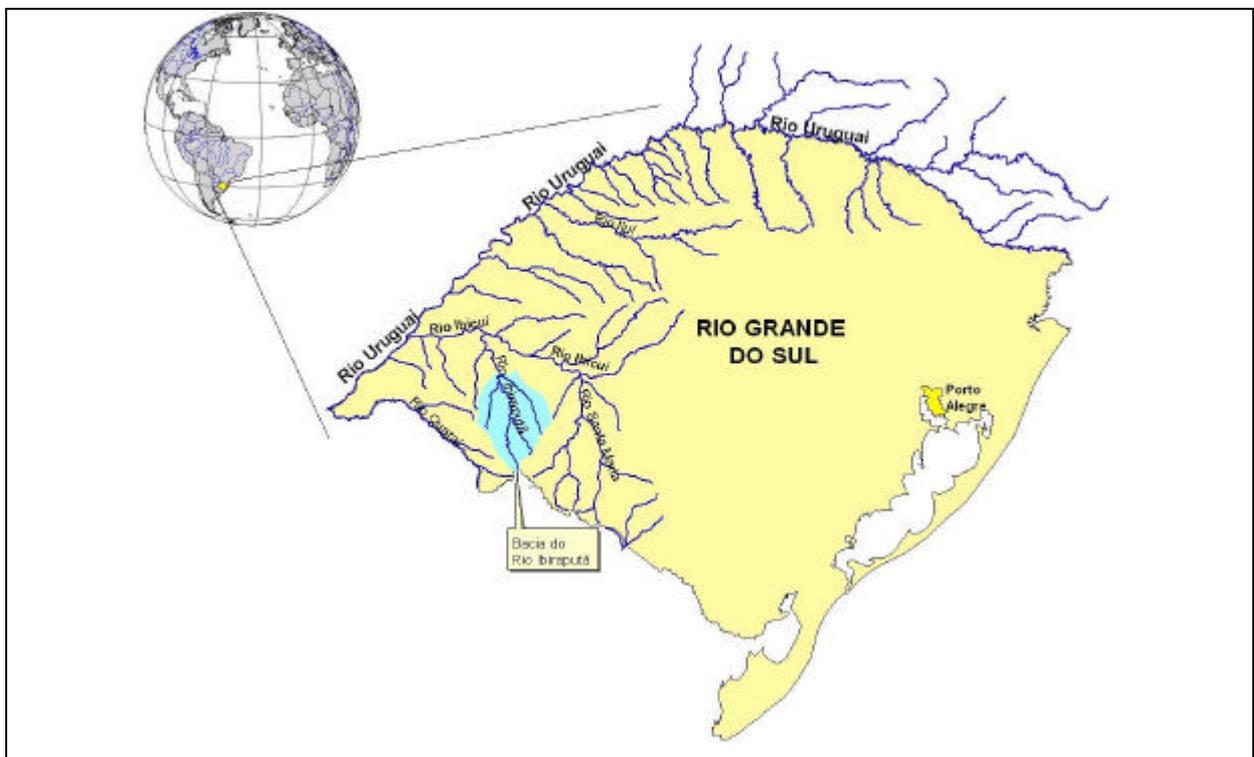


Figura 3.3 - Localização da área de estudo.

3.2 - CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia do Rio Ibirapuitã localiza-se no Estado do Rio Grande do Sul (Figura 3. 3), entre as latitudes 29°45' S e 30°50' S e longitudes 55°10' W e 56°05' W. É caracterizada pela ocorrência predominante de rochas vulcânicas basálticas (com relevo em forma de patamares e escarpas) e arenitos (no fundo de vales e sopé de escarpas), constituindo um ecossistema que originalmente era representado por savana, campo, mata galeria e banhados (STE 1998), cujos solos atualmente evidenciam marcante utilização agropecuária, com destaque para a bovinocultura, ovinocultura e arroz irrigado.

A área investigada da bacia do Rio Ibirapuitã cobre áreas de quatro municípios: Santana do Livramento nas cabeceiras e trecho superior; Rosário do Sul e Quaraí no trecho médio e Alegrete no trecho inferior. Os principais afluentes da margem direita, a partir das cabeceiras, são o Rio Ibirapuitã Chico e o Arroio Caverá, enquanto que para a margem esquerda destaca-se o Arroio Pai Passo.

Os dados fluviométricos utilizados correspondem a três estações localizadas, duas no Rio Ibirapuitã e uma no Arroio Caverá, afluente da margem direita, que evidenciam vazões mínimas e máximas medidas, conforme explicitado na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Vazões mínimas e máximas. Fonte: Agencia Nacional das Águas (ANA).

Código	Nome	Curso d'água	Vazão Min. (m ³ / s)	Vazão Max. (m ³ / s)
76700000	Passo dos Britos	Rio Ibirapuitã	0,92	421,00
76742000	Passo do Osório	Arroio Caverá	0,31	252,00
76750000	Alegrete	Rio Ibirapuitã	2,37	1122,00

A distribuição de chuvas é irregular, no entanto as incidências de maiores precipitações ocorrem nos meses de verão e outono, que pode atingir máximos mensais superiores a 500 mm mensais e superar 2900 mm anuais. No entanto, existem registros de meses sem chuva em períodos de estiagens prolongadas nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, sendo a precipitação mínima anual histórica da ordem de 740 mm. As temperaturas mínimas de inverno, freqüentemente, situam-se abaixo de zero grau centígrados e as temperaturas máximas de verão podem atingir até quarenta graus centígrados. O balanço hídrico

climatológico anual indica déficit hídrico para a maior parte da bacia do Rio Ibirapuitã (STE, 1998).

Dados georeferenciados sobre uso do solo, solos, geologia e rede de drenagem, com identificação de sub-bacias estão disponíveis no relatório correspondente à Avaliação Quali-Quantitativa das Disponibilidades e Demandas de Água na Bacia Hidrográfica do Rio Ibicuí (STE, 1998).

3.3 - ORGANIZAÇÃO GERAL DO ESTUDO

Para cada nível de agregação dos parâmetros hidrológicos, formando “Unidades de Resposta Hidrológica” (*URH's*) são gerados vários polígonos (sub-bacias). Para cada arranjo de bacias, correspondendo à agregação/desagregação dos parâmetros hidrológicos, uma “rodada” em um modelo hidrológico é realizada, sendo os resultados comparados com os dados observados na estação fluviométrica de Alegrete.

O propósito deste item é ilustrar o desenvolvimento e aplicação de uma metodologia que obtém vários parâmetros de interesse hidrológico, a partir de dados georeferenciados, o que será explicitado detalhadamente.

Uma importante fonte de dados é a topografia, representada através do Modelo Numérico do Terreno (MNT), gerado de acordo com procedimentos operacionais que merecerão uma abordagem detalhada.

Também serão utilizados os dados de uso do solo, de litologia/solo, de frequência de lineamentos tectônicos (fraturas), resultantes de mapeamentos alicerçados em sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica, que contemplam enfoque diferenciado, orientado no sentido de contemplar o conceito “Unidades de Resposta Hidrológica” (*URH's*).

Dados de estações fluviométricas e pluviométricas, codificados no mesmo sistema de projeção cartográfica serão integrados no ambiente de geoprocessamento.

A metodologia proposta é desenvolvida e aplicada na bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, no Estado do Rio Grande do Sul, cujos resultados serão apresentados e discutidos. A figura 3.4

ilustra a metodologia geral empregada, sendo o detalhamento de cada um dos itens, com comentários sobre sua aplicação na bacia do Rio Ibirapuitã, explicados nos próximos subitens.

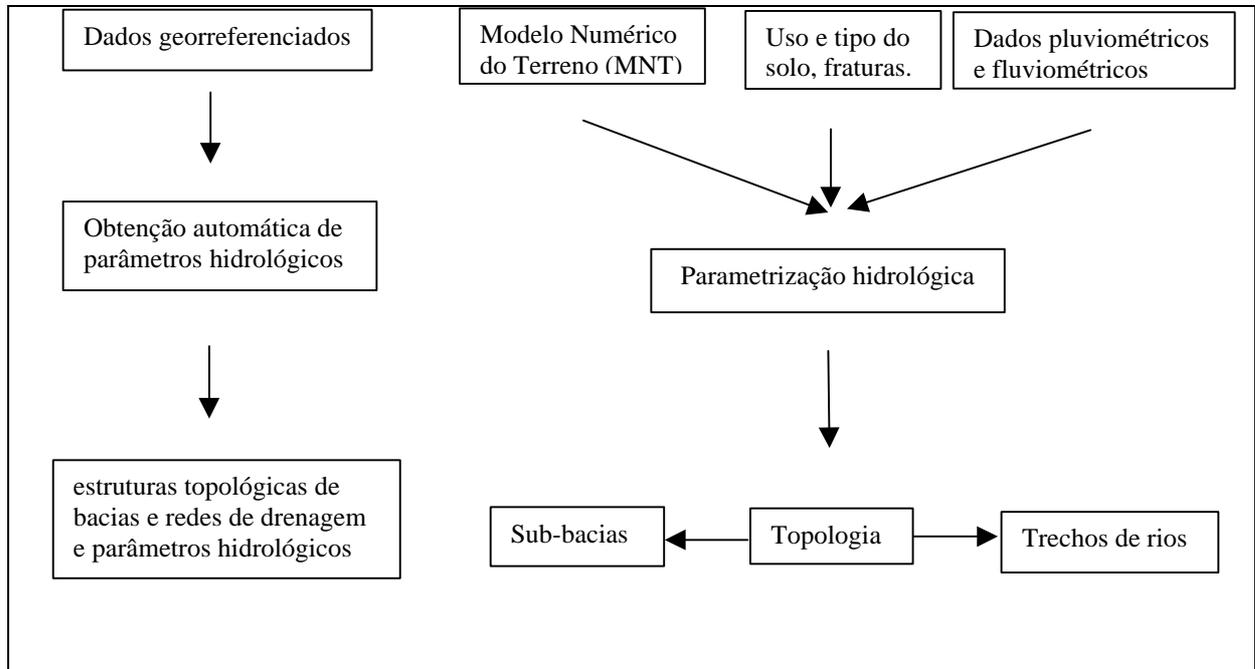


Figura 3.4 - Organização geral do estudo.

3.3.1- Processo de digitalização de dados

Foram selecionadas e adquiridas, junto ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE e a Diretoria do Serviço Geográfico do Exército, a cartografia da área em várias escalas (1:250.000 e 1:50.000). A distribuição das cartas topográficas na escala 1: 250.000 está ilustrada na figura 3.5, as cartas na escala 1: 50.000 estão explicitadas na figura 3.6.

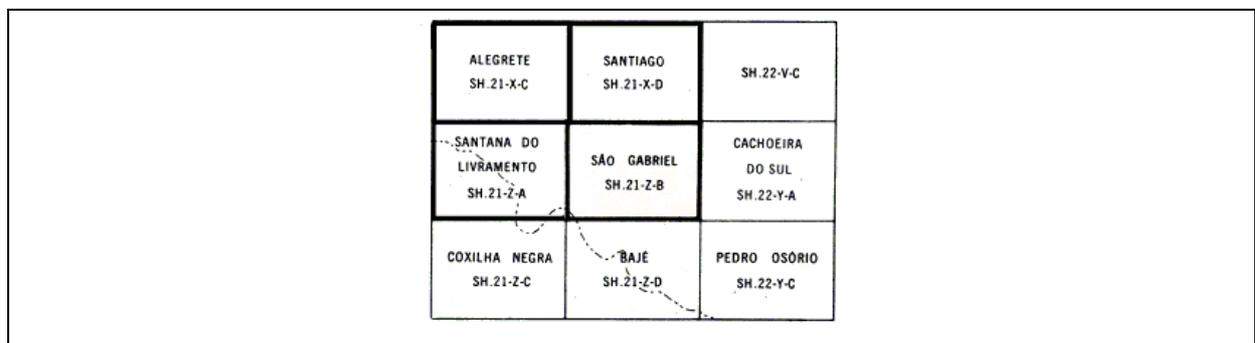


Figura 3.5 – Identificação das quatro cartas na escala 1: 250.00, utilizadas.

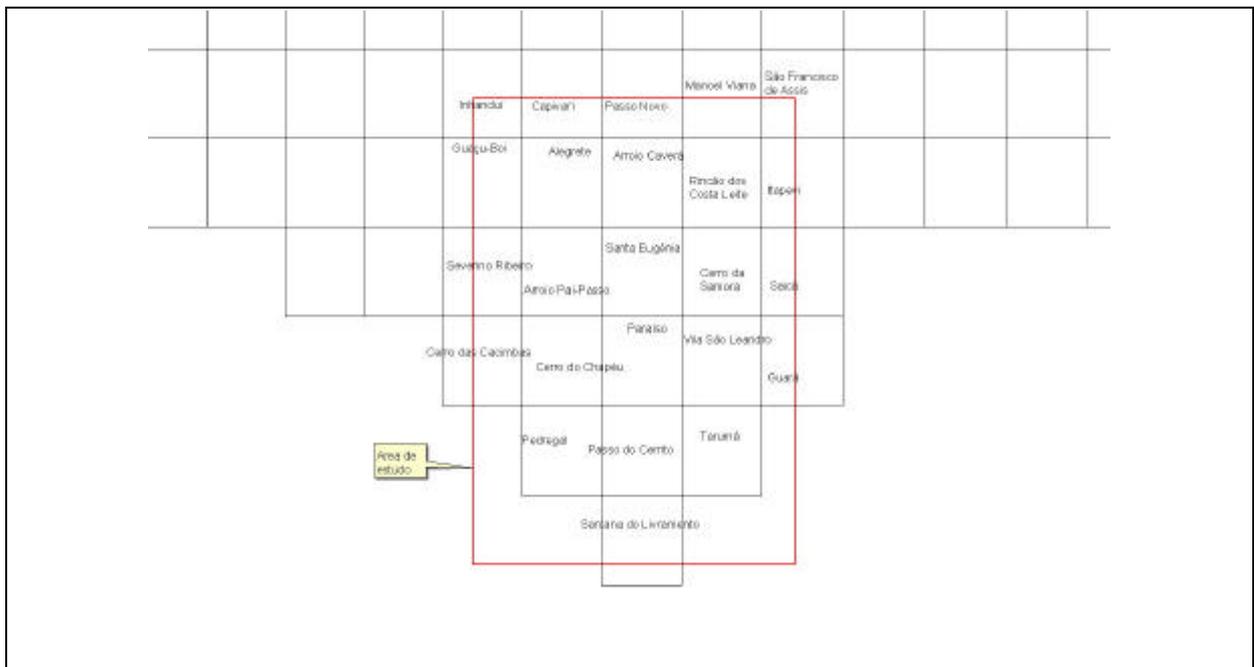


Figura 3.6 - Articulação de cartas topográficas, escala 1: 50.000, utilizada no estudo.

Com base nestas cartas foram realizados processos de digitalização no formato vetorial, com adequado controle de qualidade.

Salienta-se que foi digitalizada inicialmente a escala de 1: 250.000 possibilitando uma visão de conjunto da bacia, e indicação das áreas de maior demanda de densidade de informações. Nas áreas com menor densidade de curvas de nível e conseqüentemente pior qualidade no Modelo Numérico do Terreno – MNT, foi concentrado o processo de digitalização na escala de 1: 50.000, com geração de curvas de nível de 25 em 25 m por interpolação (Figura 3.7).

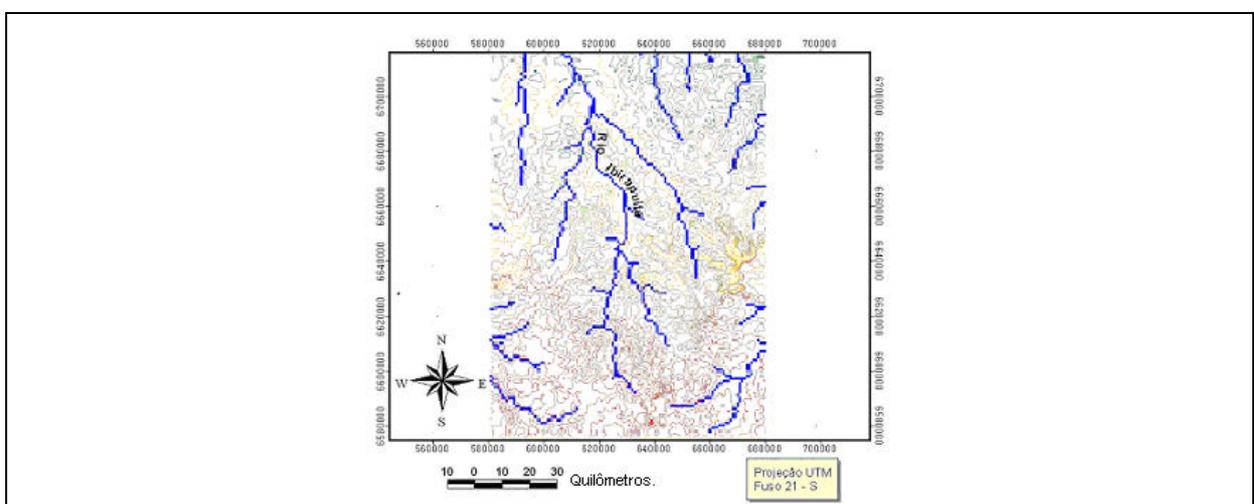


Figura 3.7 - Região da Bacia do Ibirapuitã com curvas de nível de 25 em 25 m.

3.3.2 - Processo de geração do MNT da Bacia do Ibirapuitã

Após a digitalização dos mapas topográficos, são gerados arquivos com uma grande quantidade de pontos representando as curvas de nível de uma determinada região. O próximo passo consiste na interpolação matemática, destinada a gerar uma superfície contínua representada pela matriz do Modelo Numérico do Terreno. O fluxograma indicado na figura 3.8 indica as etapas deste processo.

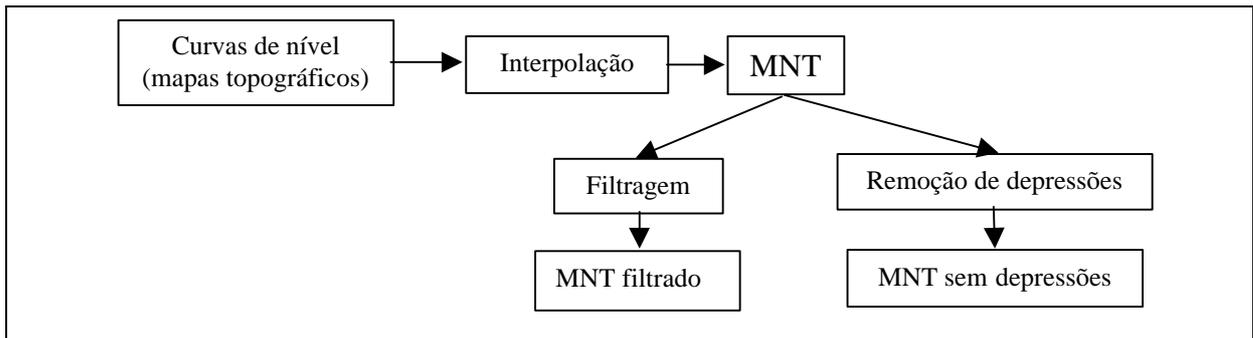


Figura 3.8 - Fluxograma do processo de geração do MNT da bacia do Rio Ibirapuitã.

Essa transformação é obtida por meio de processos de interpolação. A figura 3.9 ilustra as duas representações. O produto final do processo de interpolação (figura 3.9b) é conhecido como Modelo Numérico do Terreno (MNT).

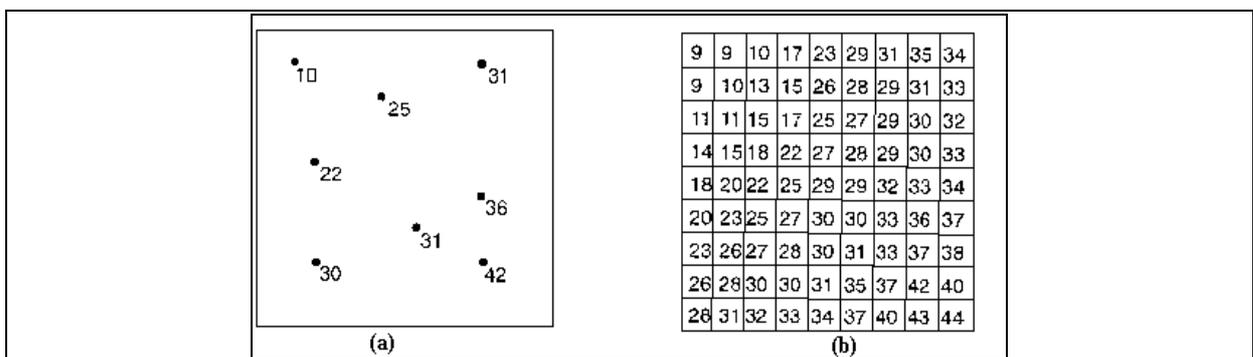


Figura 3.9 - Rede irregular (a) e regular (b).

Os métodos de interpolação podem ser divididos em globais ou locais. Nas técnicas globais, o MNT é obtido a partir de processos matemáticos que fazem uso simultâneo de todos os pontos disponíveis, isto é, digitalizados. Uma característica dessa técnica é a geração de discrepâncias (resíduos) nos pontos observados, que são interpretados como variações locais enquanto o modelo descreve as características mais regionais. Técnicas locais estimam

valores a partir da vizinhança do ponto, conseqüentemente anomalias locais, podem ser acomodadas sem afetar o valor da interpolação em outros pontos da superfície.

Um dos métodos de interpolação do valor Z , mais freqüentemente utilizado, é o cálculo do valor médio ponderado com a distância. A figura 3.10 exemplifica esta idéia. O ponto X,Y está localizado à 10 m dos pontos A e C e 20 m do ponto B . A elevação do ponto X,Y será mais próxima de 350 do que 400 m porque os pontos A e C estão mais próximos do que o ponto B . Em outras palavras, os pontos A e C contêm mais peso do que o ponto B na determinação da elevação do ponto X,Y . Deve-se levar em consideração na escolha da função ponderadora que $P_i \rightarrow 0$ quando a distância $D_i \rightarrow \infty$ (Burrough, 1991). Exemplos de funções que obedecem este comportamento : D^{-r} e e^{-D} onde D é a distância e r um parâmetro da função. Usando técnicas com a mesma base conceitual foi produzido o Modelo Numérico do Terreno da bacia do Rio Ibirapuitã, apresentado na figura 3.11.

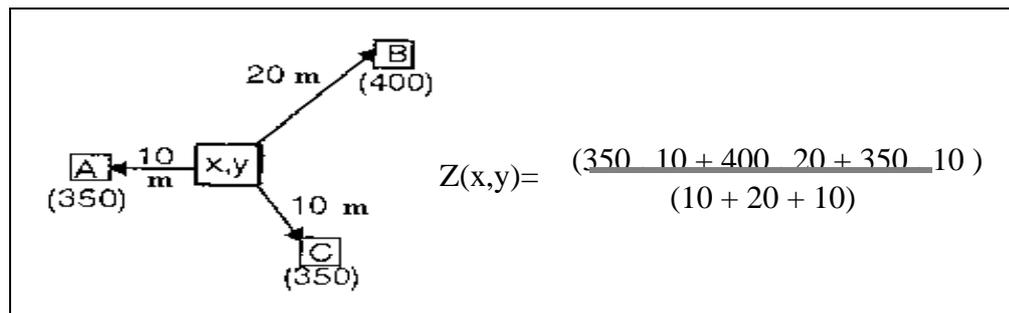


Figura 3.10 - Conceito do 'valor médio ponderado' com a distância.

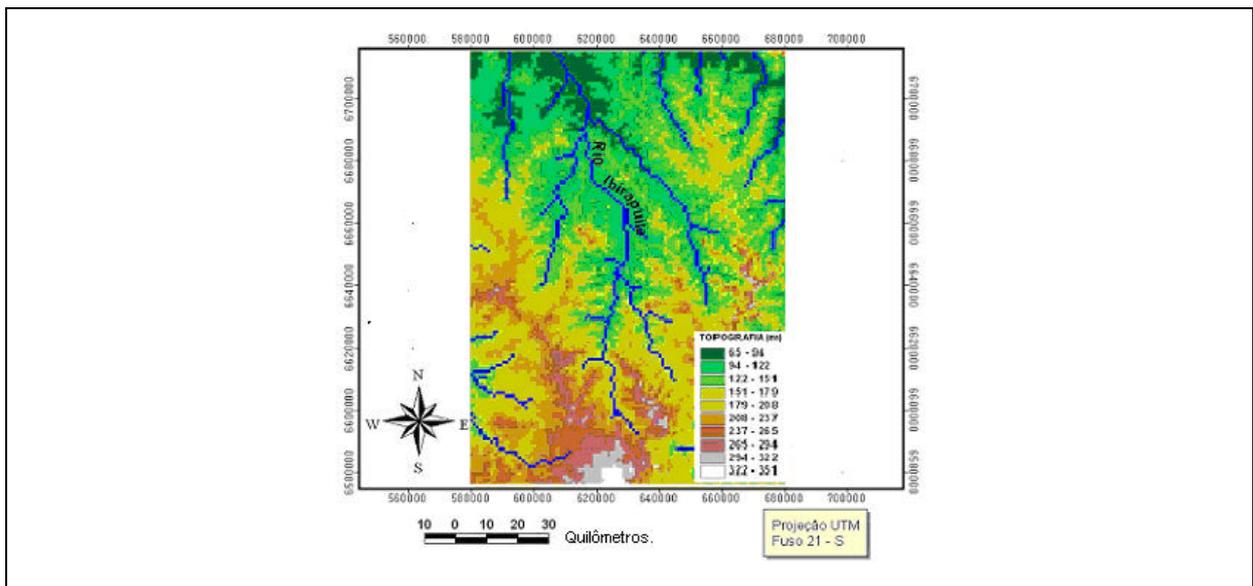


Figura 3.11 - Modelo Numérico da Bacia do Rio Ibirapuitã.

O Modelo Numérico do Terreno - MNT compreende uma área de 100 km por 140 km com resolução espacial de 1000 m por 1000 m (tamanho da célula do MNT). Uma vez interpolado foram aplicados os procedimentos de remoção de depressões, sem conexão com as linhas de drenagem, por filtragens do MNT através de uma janela móvel de três linhas e três colunas, sendo o resultado semelhante à Figura 3.12. A Figura 3.13 ilustra o perfil topográfico ao longo do Rio Ibirapuitã.

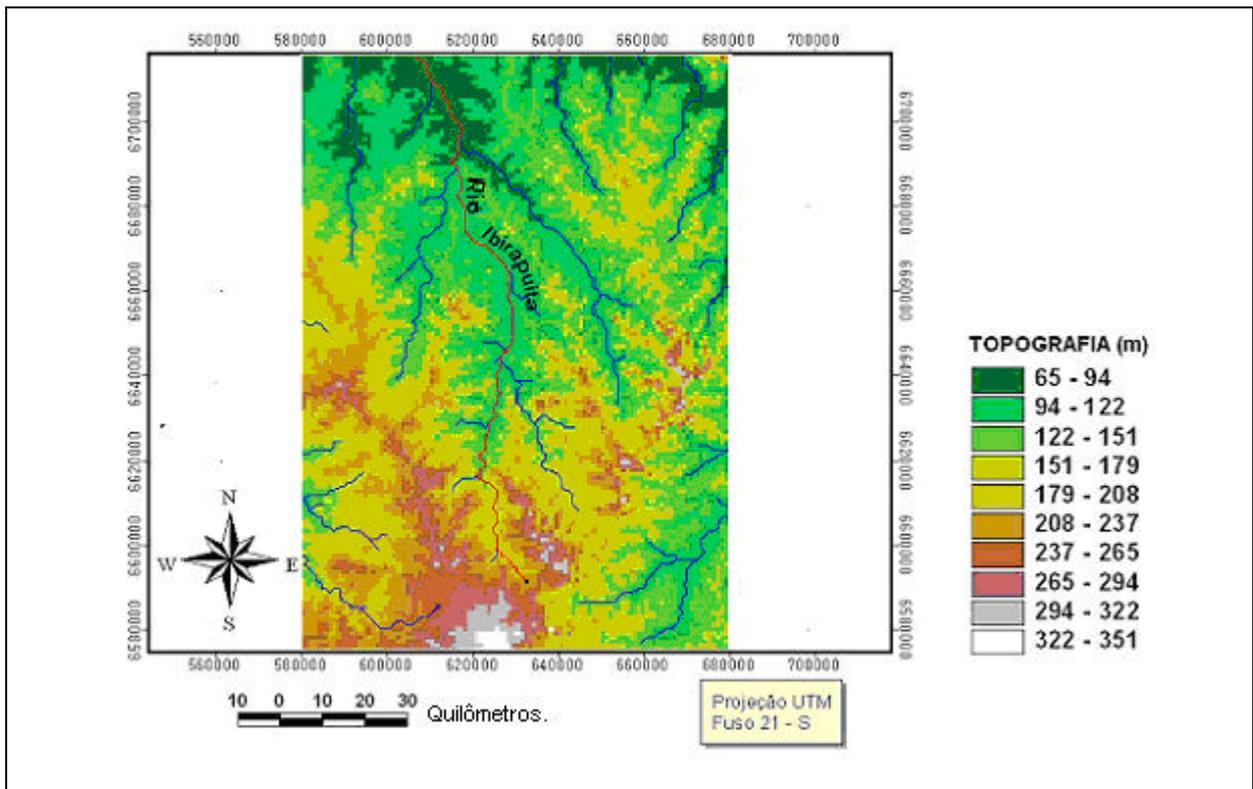


Figura 3.12 – Rio Ibirapuitã. MNT.

Com um comprimento de 153 km, observam-se 3 comportamentos distintos na bacia. Inicialmente, uma parte mais movimentada da bacia, com cotas topográficas variando entre 230 m até 100 m, a partir da origem (cabeceiras da drenagem do Ibirapuitã) até uma distância de 50 km. A segunda faixa constitui-se um platô com cotas variando de 100 m a 95 m e distâncias entre 50 km até 120 km. Finalmente, a última faixa refere-se a variação de cotas entre 80 m a 70 m, com distâncias entre 120 km a 153 km das cabeceiras do Ibirapuitã.

A porção mais acidentada da bacia, entre as cotas 230 e 100 m, evidencia uma sucessão de pequenos patamares e escarpas (degraus) que correspondem aos efeitos de sucessivos derrames de lava vulcânica basáltica, com espessura média em torno de 20 m. O platô situado

entre as cotas médias 95 a 100 m é a expressão morfológica de topo do primeiro derrame basáltico sobreposto aos arenitos que ocorrem entre as cotas 80 e 70m.

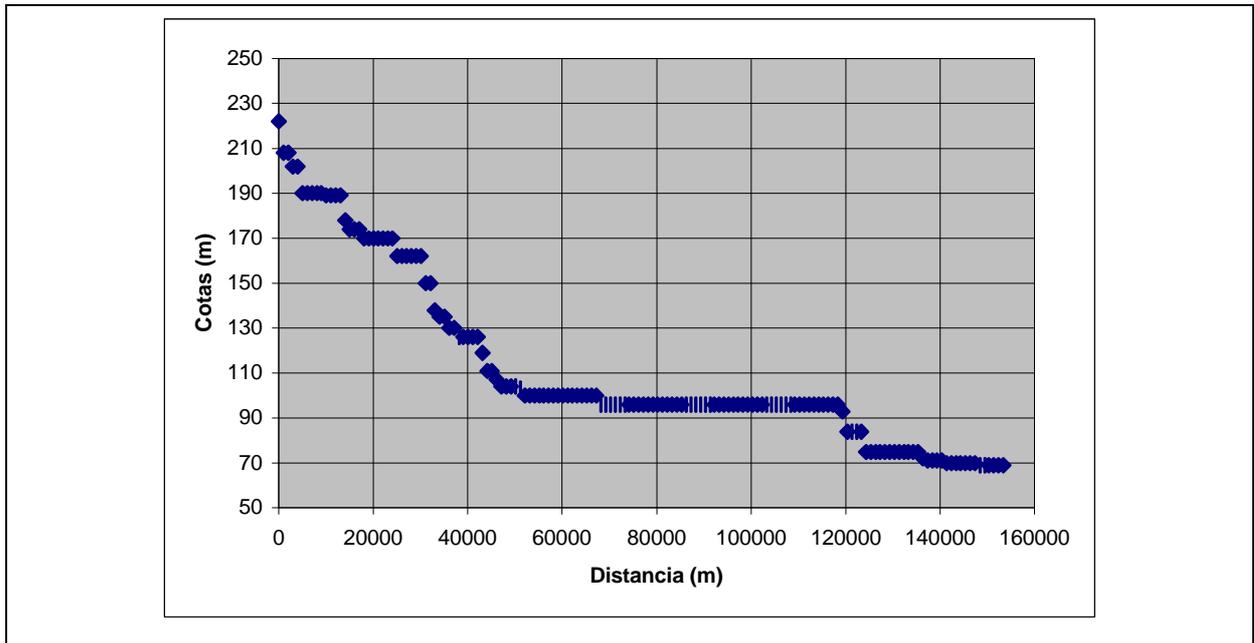


Figura 3.13 – Perfil topográfico ao longo do Rio Ibirapuitã.

Constata-se, ainda, a incidência de pequenas escarpas na figura 3.13 que representam a manifestação topográfica de falhas geológicas, englobados na denominação geral como lineamentos tectônicos, que se expressam com mais nitidez segundo explicitação da tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Incidência de lineamentos tectônicos.

DISTÂNCIA A PARTIR DAS CABECEIRAS (Km)	COTAS TOPOGRÁFICAS (m)
135	70
123	75 a 80
68	95 a 100
52	100
46	105
25	160 a 170
18	170

A forma do perfil transversal do trecho do Rio Ibirapuitã explicitada na figura 3.13 é controlada essencialmente por feições geológicas, tanto litológicas como tectônicas, que

sofreram a ação de processos de erosão e sedimentação, que moldaram a atual morfologia da bacia hidrográfica investigada.

Observa-se, dessa forma, que o Modelo Numérico do Terreno MNT possibilitou captar feições geomorfológicas importantes, que afetam a distribuição da declividade, do aspecto e do sombreamento, que serão abordados a seguir.

Tais heterogeneidades de caráter topográfico constituem parcela significativa de elementos balizadores na identificação de Unidades de Resposta Hidrológica, essenciais para o entendimento do comportamento hidrológico da Bacia do Rio Ibirapuitã, conforme os preceitos já explicitados neste texto.

3.3.3 - Declividade, aspecto e sombreamento

Obtida a superfície interpolada (MNT), o próximo passo foi o processamento e a simulação gráfica dos dados de elevação. Este conjunto de operações é conhecido como análise do terreno. Neste caso, o atributo (z) associado a cada ponto (X, Y) é a altitude e foi calculado o aspecto e a declividade da bacia

O aspecto pode ser definido, no plano, como a direção de máximo decréscimo da função que representa o terreno. A declividade do terreno é definida como a taxa de diminuição da altura na direção do aspecto.

A declividade (ou inclinação) e o aspecto (ou orientação) do terreno são os atributos topográficos mais utilizados na determinação do sentido da movimentação da água na superfície do terreno, pois exercem influência sobre o fluxo da água e são importantes para estudos de erosão, sombreamento, energia solar recebida, refletância da superfície, temperatura e outros aspectos relacionados. A partir das derivadas direcionais em x e y , tanto a declividade, como o aspecto, podem ser determinados. Em uma função contínua e diferenciável, a obtenção dos dois parâmetros corresponderia à determinação do vetor gradiente da função. Neste trabalho, a projeção do gradiente no plano é o vetor da direção de máximo crescimento da função $Z(x, y)$ que representa o terreno.

O aspecto é o inverso da projeção do gradiente, ou seja, a direção de máximo decréscimo da função, e, a declividade é o módulo do vetor gradiente. Quando a função $Z(x, y)$ é o MNT numa grade regular, $Z(x, y)$ não é uma função contínua e as derivadas de $Z(x, y)$ devem ser

obtidas por métodos numéricos (Figura 3.14). Existem outras formas de obter as mesmas derivadas, por exemplo, considerando os valores Z1, Z3, Z7 e Z9 junto com Z2, Z4, Z6 e Z8 da figura 3.14. O vetor gradiente da função é dado por:

$$\nabla Z = (\delta Z / \delta x) \mathbf{i} + (\delta Z / \delta y) \mathbf{j} \quad (3.1)$$

e indica a direção de máximo crescimento da função Z (Figura 3.14a).

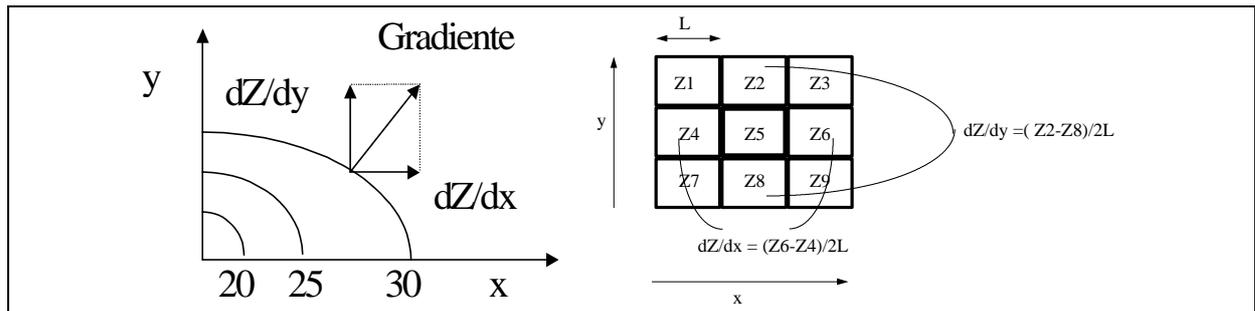


Figura 3.14 - (a) Curvas de nível de Z e o vetor gradiente. b) Derivadas numéricas em uma janela 3x3 regular do MNT.

A direção de maior crescimento é dada pela expressão seguinte:

$$\theta = \text{arc tg} [-(\delta Z / \delta y) / (\delta Z / \delta x)] \quad (3.2)$$

O valor encontrado para θ varia no intervalo $[0, 360]$. A conversão para θ variando entre 0 e 360 graus é feita dependendo do sinal de $\delta Z / \delta y$ e $\delta Z / \delta x$. A declividade é dada pelo módulo:

$$\text{Declividade} = [(\delta Z / \delta y)^2 + (\delta Z / \delta x)^2]^{1/2} \quad (3.3)$$

O resultado destas operações pode ser visualizado nas figuras 3.15 e 3.16 com a ilustração do mapa de aspectos e declividades, respectivamente. O mapa de aspectos demonstra orientações preferenciais de acúmulo de água nos sentidos norte, nordeste, noroeste e oeste. O mapa de declividade caracteriza os declives mais acentuados nas cabeceiras, por influência da seqüência de derrames basálticos, bem como morros testemunhos na porção média da bacia, correspondendo aos divisores topográficos em relação às sub-bacias do Arroio Pai Passo e do Arroio Caverá, condicionados também por rochas basálticas e morros testemunhos dos últimos derrames. Em etapas posteriores deste capítulo, estes dois dados serão utilizados exaustivamente na definição dos cursos d'água.

As características do relevo como gradientes, aspectos e convexidade são grandezas que melhoram o retrato quantitativo dos MNT. O princípio do sombreamento automático no relevo está baseado numa analogia de um material ideal, iluminado desde uma determinada direção (Horn, 1981). São necessárias as estimativas da orientação de um elemento da superfície (por exemplo, as componentes da declividade) e um modelo de como a superfície do elemento refletirá a luz quando é iluminada por uma fonte localizada. Assim, os mapas sombreados são compostos pelo produto escalar entre o vetor de luz incidente e o vetor normal a cada célula, conforme a figura 3.17. Assim, o ângulo vertical (zenital) e horizontal (azimutal) devem ser definidos para o vetor de luz incidente.

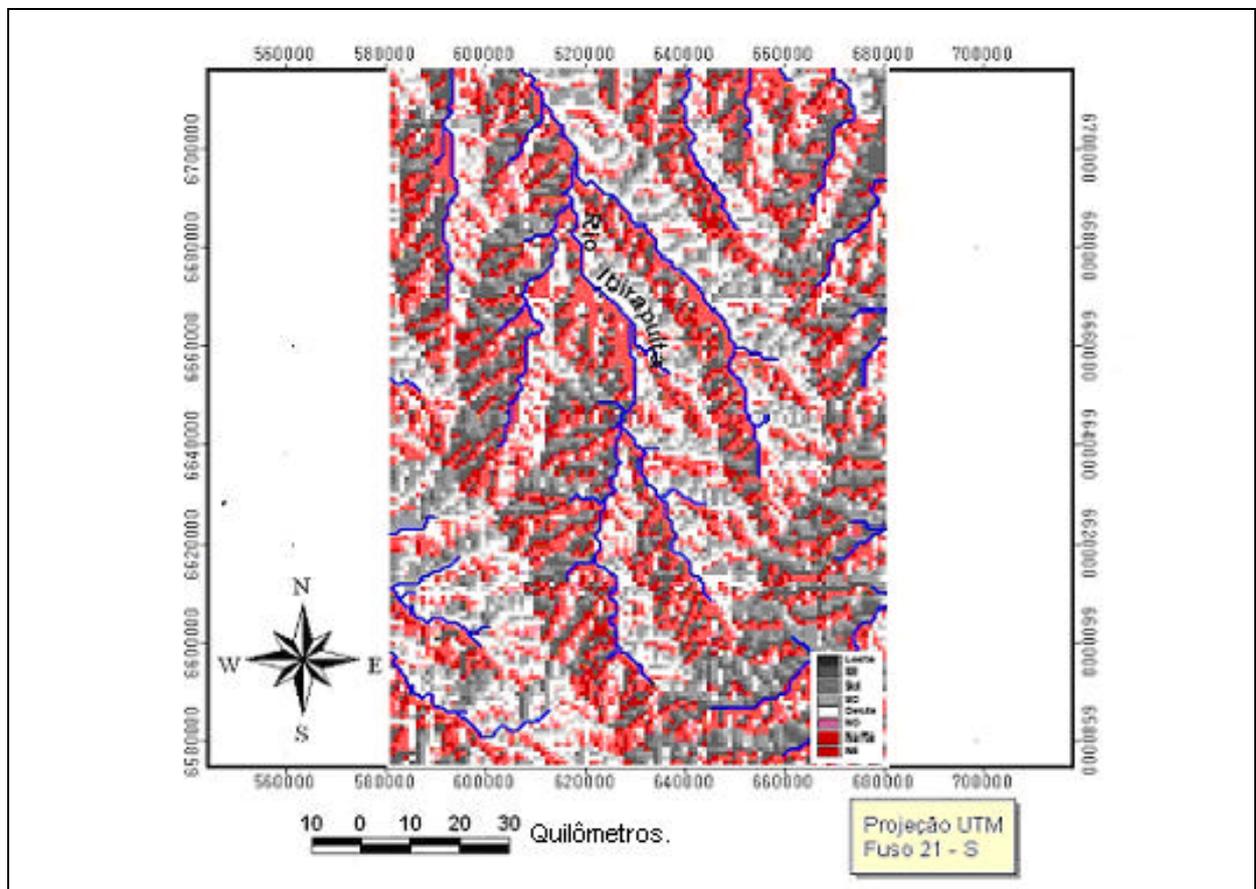


Figura 3.15 - Mapa de aspectos da bacia do Rio Ibirapuitã.

As derivadas de uma superfície topográfica são obtidas para cada célula de uma matriz de altitude através de uma janela móvel como apresentada anteriormente (Figura 3.14) que é aplicada em forma sucessiva na imagem. As estimativas são geradas através de diferenças finitas em formas simples, como:

$$(\mathbf{dZ}/\mathbf{dx})_{i,j} = (Z_6 - Z_4) / (2 \cdot \mathbf{dx}) \quad (3.4)$$

neste caso os sub-índices i,j indicam a linha e coluna respectivamente, δx é a distância entre os centros das células.

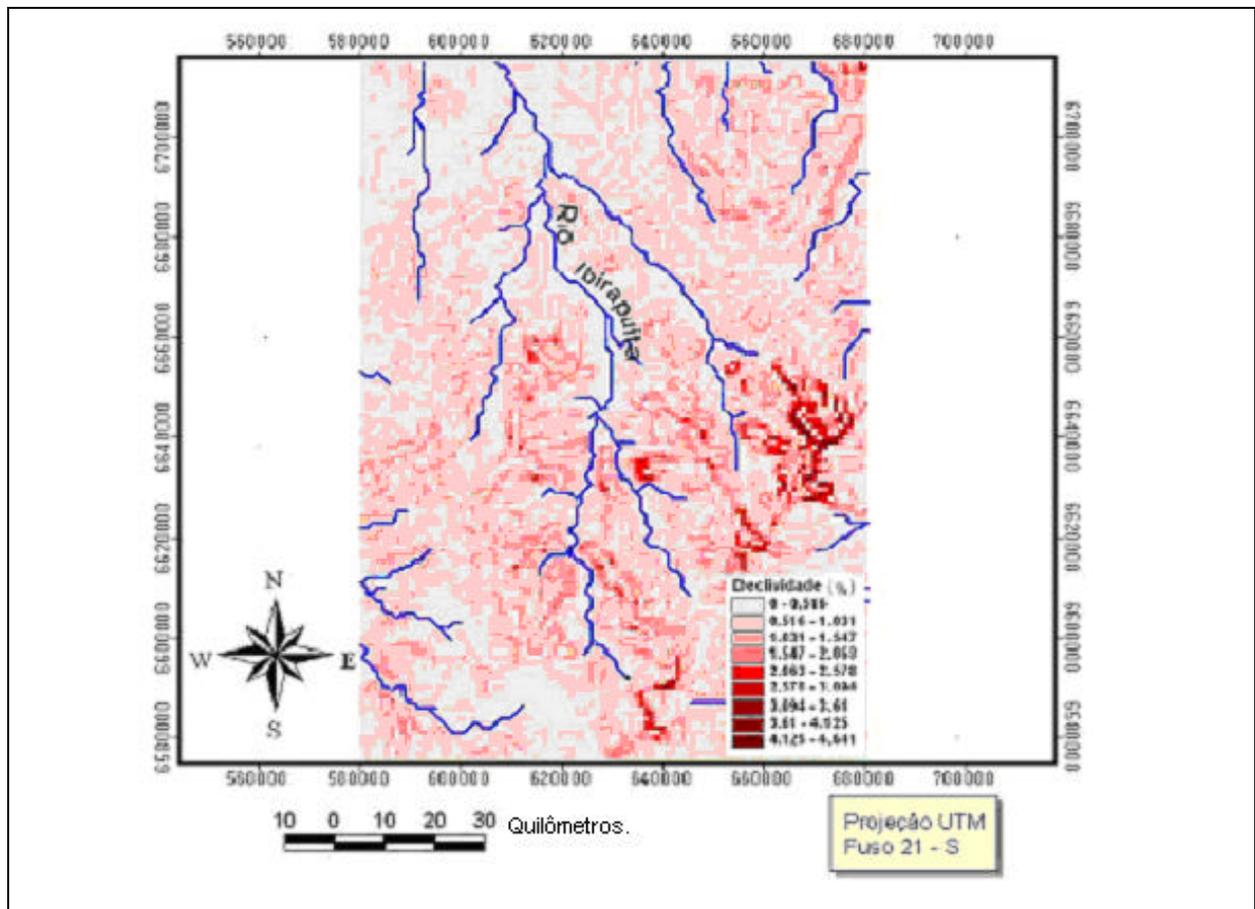


Figura 3.16 - Mapa de declividades da Bacia do Rio Ibirapuitã.

Deve-se observar que sendo $\mathbf{dx} = 1$ ao longo das diagonais este valor é igual a $\sqrt{2}$. Segundo Burrough (1986), este estimador traz a desvantagem de que os erros locais do terreno influenciam o cálculo da declividade. Uma estimativa mais robusta, proposta por Horn (1981), para os gradientes no sentido Leste-Oeste e Norte-Sul, é:

$$(\mathbf{dZ}/\mathbf{dx})_{i,j} = [(Z_3 + 2 \cdot Z_6 + Z_9) - (Z_1 + 2 \cdot Z_4 + Z_7)] / (8 \cdot \mathbf{dx}) \quad (3.5)$$

$$(\mathbf{dZ}/\mathbf{dy})_{i,j} = [(Z_7 + 2 \cdot Z_8 + Z_9) - (Z_1 + 2 \cdot Z_2 + Z_3)] / (8 \cdot \mathbf{dy}) \quad (3.6)$$

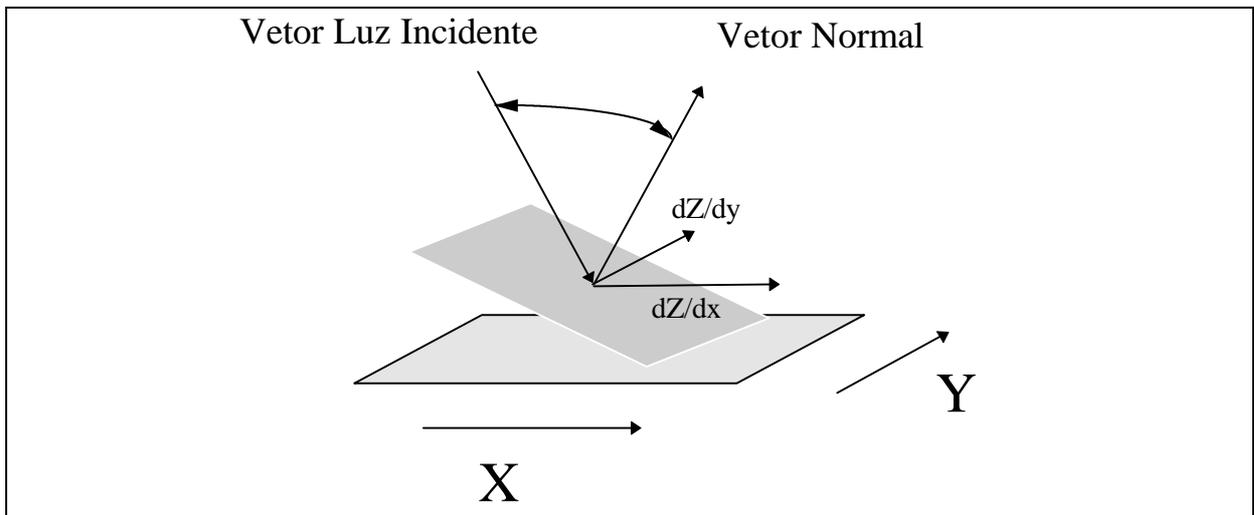


Figura 3.17 - Vetor de luz e vetor normal, usados no sombreamento da célula.

Designando P_o e Q_o como os vetores de iluminação no sentido dos eixos coordenados e são função do ângulo θ na vertical e o ângulo φ na horizontal (sentido anti-horário a partir do Leste) e segundo Horn (1981) é dado através de:

$$P_o = -\cos(j) \cdot \tan(q) \quad (3.7a)$$

$$Q_o = -\sin(j) \cdot \tan(q) \quad (3.7b)$$

Estes valores são convertidos em reflectância, representada através de um “mapa de reflectância” (Horn, 1981; Burrough, 1986), que relata a refletância das declividades. Segundo Horn (1981) a fórmula é:

$$R([\mathbf{dZ} / \mathbf{dx}]_{i,j}, [\mathbf{dZ} / \mathbf{dy}]_{i,j}) = 0,5 + 0,5 \cdot (p' + a) / b \quad (3.8)$$

$$p' = (p_o \cdot [\mathbf{dZ} / \mathbf{dx}]_{i,j} + q_o \cdot [\mathbf{dZ} / \mathbf{dy}]_{i,j}) / (p_o^2 + q_o^2)^{1/2} \quad (3.9)$$

Sendo p' a declividade no sentido da fonte de luz, isto é, a projeção do vetor de declividades no terreno, sobre o vetor de fonte de luz. Para uma luz a 45° NW, $p_o = 1/\sqrt{2}$ e $q_o = p_o = 1/\sqrt{2}$. Os parâmetros a e b são a taxa de mudança dos tons de cinza com a inclinação da superfície. Para imagens comuns, Burrough (1986) aconselha valores de 0 e $1/\sqrt{2}$, respectivamente. O resultado de tal operação para a bacia do Ibirapuitã é ilustrado na figura 3.18. A figura 3.19 apresenta o MNT da bacia do Rio Ibirapuitã realçado com mapa sombreado da figura 3.18.

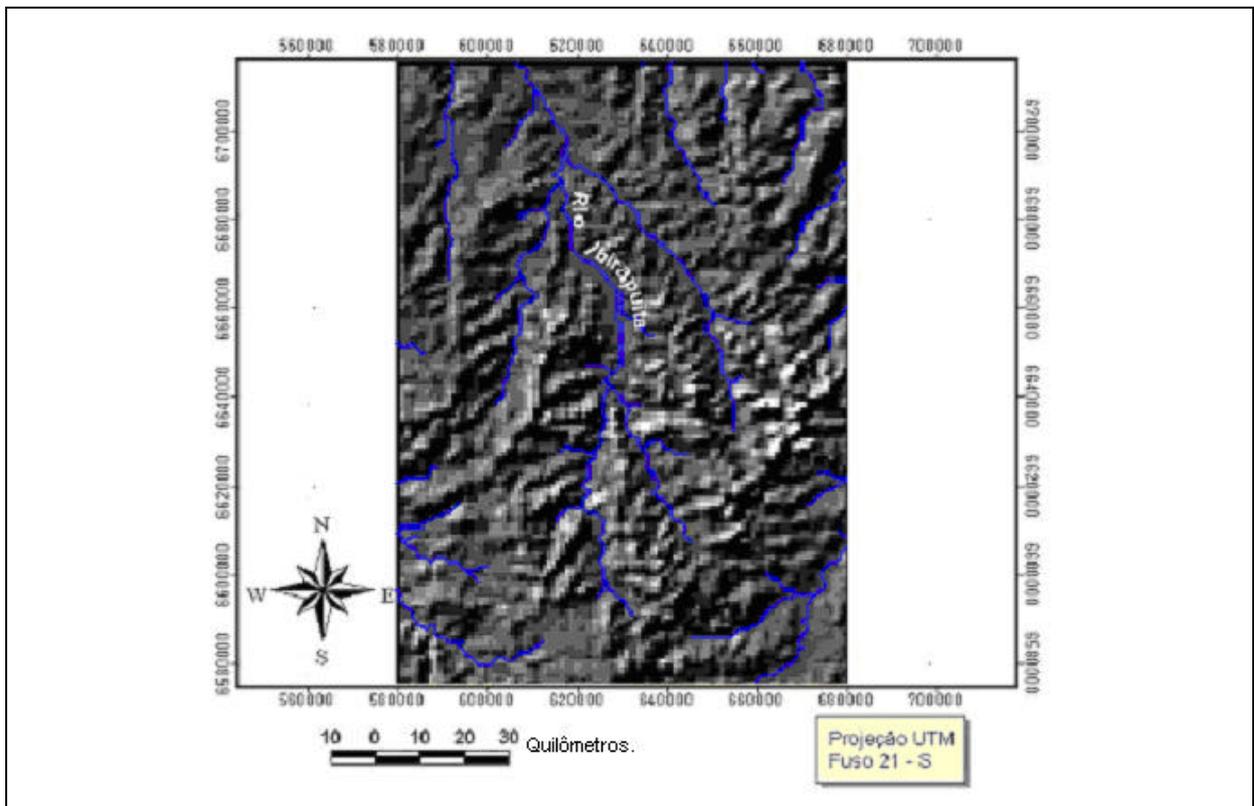


Figura 3.18 - Sombreamento do MNT da bacia do Ibirapuitã.

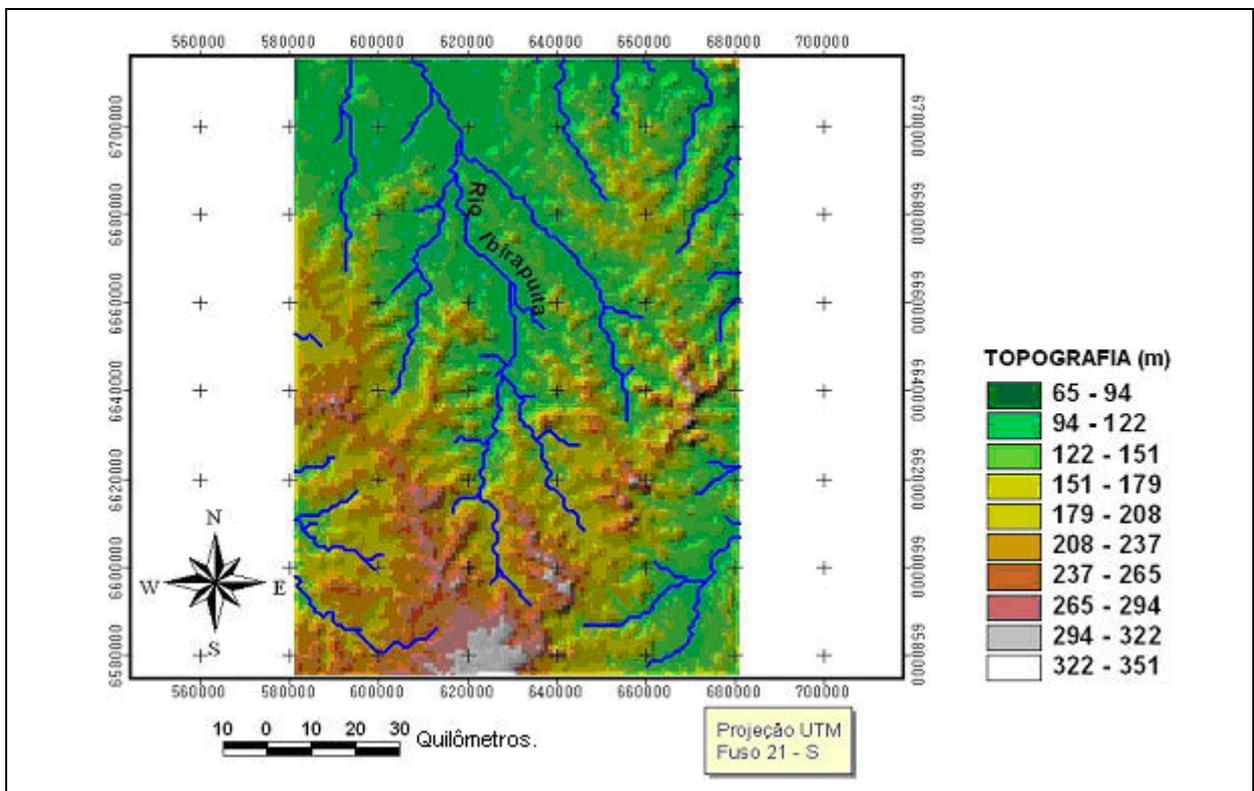


Figura 3.19 - MNT do Ibirapuitã, realçado com sombreamento.

3.3.4 - Processamento do Modelo Numérico do Terreno

O processo tem início com o cálculo da área acumulada, derivada do Mapa de Aspectos do Modelo Numérico do Terreno, conforme ilustrado no fluxograma da figura 3.21. As figuras 3.12 e 3.15 ilustram o MNT e o Aspecto da bacia do Rio Ibirapuitã. Sob o ponto de vista hidrológico, é uma medida que integra o fluxo superficial ou subsuperficial da água a montante de um ponto do terreno. A área acumulada é importante para definir sub-bacias, rede de drenagem automaticamente e índices de saturação, entre outros parâmetros de interesse hidrológico.



Figura 3.20 – Fluxograma para obtenção da área acumulada.

A partir da matriz com as direções de fluxo, a área acumulada é obtida pela soma da área das células na direção do fluxo (ou escoamento). A figura 3.22 exemplifica esta situação. Com o MNT sem depressões, o algoritmo verifica a vizinhança de cada célula da matriz a procura de uma célula mais baixa. Um vetor é associado a esta direção seguindo os códigos de Jenson et al. (1988). Exemplificando, tem-se a célula do canto superior esquerdo do MNT da figura 3.21, com o valor de 78; seus vizinhos imediatos possuem valores de 74, 72 e 67; como o valor mais baixo está na direção SE, tem-se o valor de 2 para esta posição, segundo a codificação adotada. Adotando-se este procedimento para todas as células é obtida a matriz de aspecto, conforme ilustrado na figura 3.21.

Basicamente esta matriz indica as direções de escoamento dos fluxos (de água, sedimentos, poluentes) no terreno. Para a área acumulada, imagina-se um terreno impermeável e uma chuva constante e unitária sobre o terreno. Iniciando-se no canto superior esquerdo o algoritmo procura quantas células estão “jogando” água para esta posição; isto é, com o valor do aspecto apontando para esta posição. Neste caso (a célula do canto superior esquerdo), não se tem nenhuma outra célula apontando para esta posição e é reatribuído o valor de 1 (contribuição ao escoamento da própria célula). Seguindo-se a direção do escoamento, a próxima célula é de valor 67; neste caso além do valor da própria célula (1) tem-se a célula a montante (com o valor 75) “jogando” água para esta posição. O valor resultante é de 2 (1 da própria posição e mais 1 de montante). O processo se repete para todas as células.

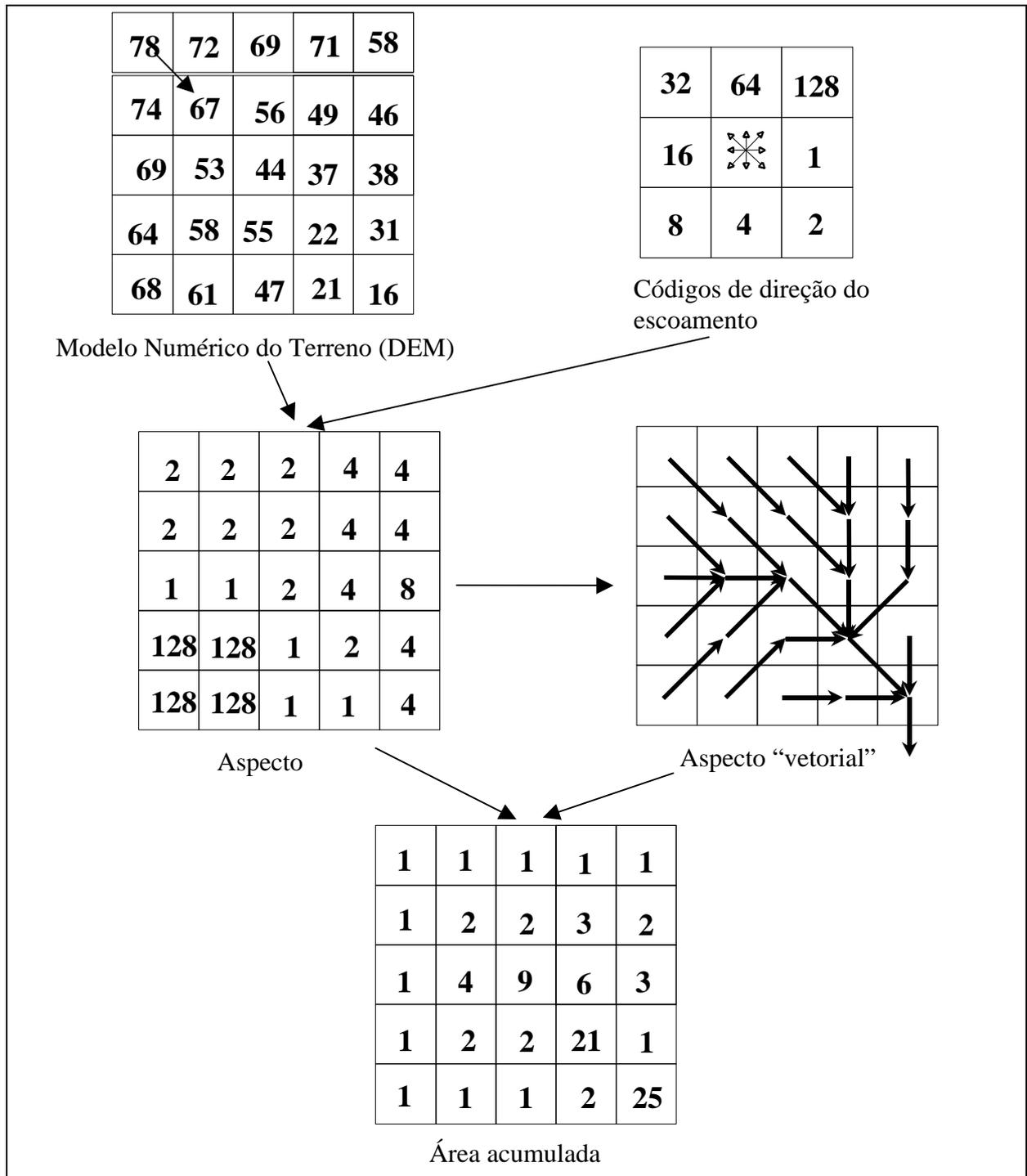


Figura 3.21 - Exemplo de obtenção da área acumulada.

A figura 3.22 entra em maiores detalhes sobre o algoritmo da área acumulada. O tom do preenchimento das células indica a elevação (células mais escuras são mais altas) e as setas indicam a direção do fluxo. Os números indicam a área acumulada em quantidade de células e a célula com contorno mais escuro é aquela cuja contribuição está sendo considerada durante a leitura seqüencial do MNT. A primeira célula considerada é a do canto superior esquerdo. O caminho definido pelas setas é seguido na seqüência (a), (b) e (c), sendo incrementada a área

acumulada de cada uma das células percorridas. O mesmo processo é repetido até atender à célula do canto inferior direito.

A configuração do MNT e localização dos exutórios não altera o algoritmo. Do ponto de vista computacional este processo é realizado com muitas interações, o que torna o procedimento demorado. A figura 3.23 apresenta estes resultados para a bacia do Rio Ibirapuitã.

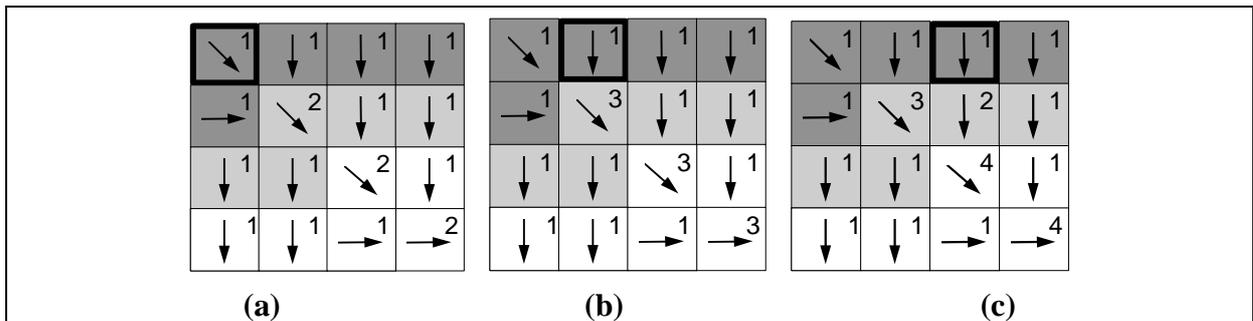


Figura 3.22 - Estimativa de área acumulada segundo etapas consecutivas, de (a) até (c). A célula marcada indica aquela cujo valor está sendo calculado.

O próximo passo é a obtenção da rede de drenagem de forma automática. A rede de drenagem de um MNT é o grupo de células onde a área acumulada supera determinado valor e, teoricamente, coincide com a localização dos canais naturais em um terreno real. Dos parâmetros apresentados aqui, a rede de drenagem é o mais simples de se obter, considerando que já se conhece a área acumulada. A determinação da rede de drenagem não exige nenhum programa específico; apenas, é uma operação de decisão com base nos valores de área acumulada. Se a área acumulada de uma célula supera determinado limite determinado pelo usuário, então, esta célula faz parte da rede de drenagem e é marcada com o valor 1. Se a área acumulada desta célula não supera o limite, a célula é marcada com o valor zero. A determinação do limite depende do MNT e dos objetivos do trabalho. A figura 3.24 apresenta os conceitos explicitados, onde, para uma área acumulada maior ou igual a 4, tem-se a célula “rio”.

No caso da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, a ilustração na figura 3.25 evidencia o sistema drenagem com área acumulada igual ou superior a 100 km².

A próxima etapa é a segmentação da rede de drenagem em trechos de rios. Cada trecho do rio conecta dois nós ou junções. Um nó ou junção pode ser definido como sendo os pontos onde a drenagem se inicia (ou termina) e ponto de encontro de dois (ou mais trechos) de rios. Mendes

(1994) define o primeiro caso como nó externo e o segundo como nó interno. O resultado desta segmentação de trechos é apresentado na Figura 3.26, sendo associado (de forma arbitrária) um código numérico para cada trecho. Foram gerados 65 trechos de rios, neste exemplo.

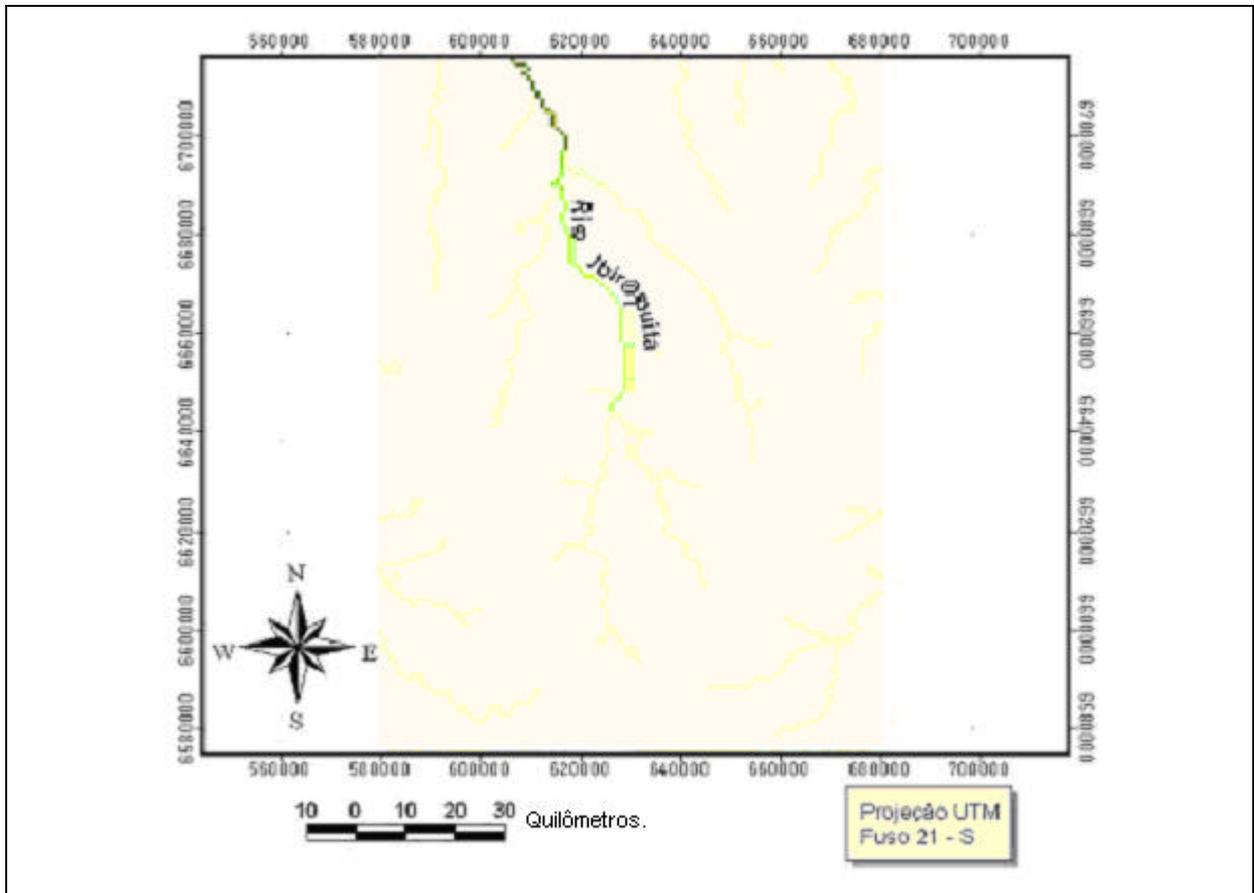


Figura 3.23 -: Matriz de acúmulo de água para a área de estudo

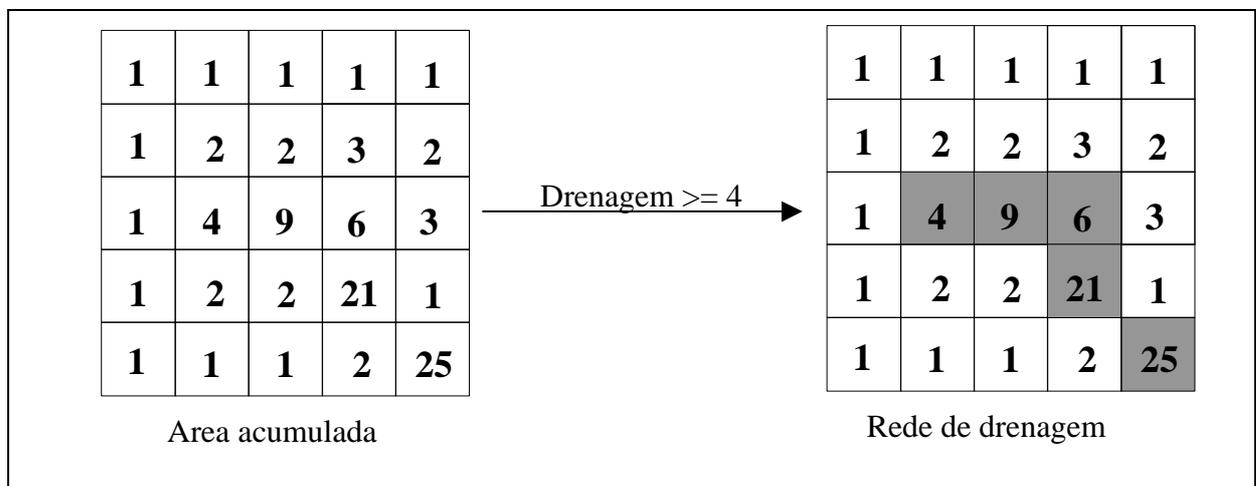


Figura 3.24 - Determinação automática de rede de drenagem.

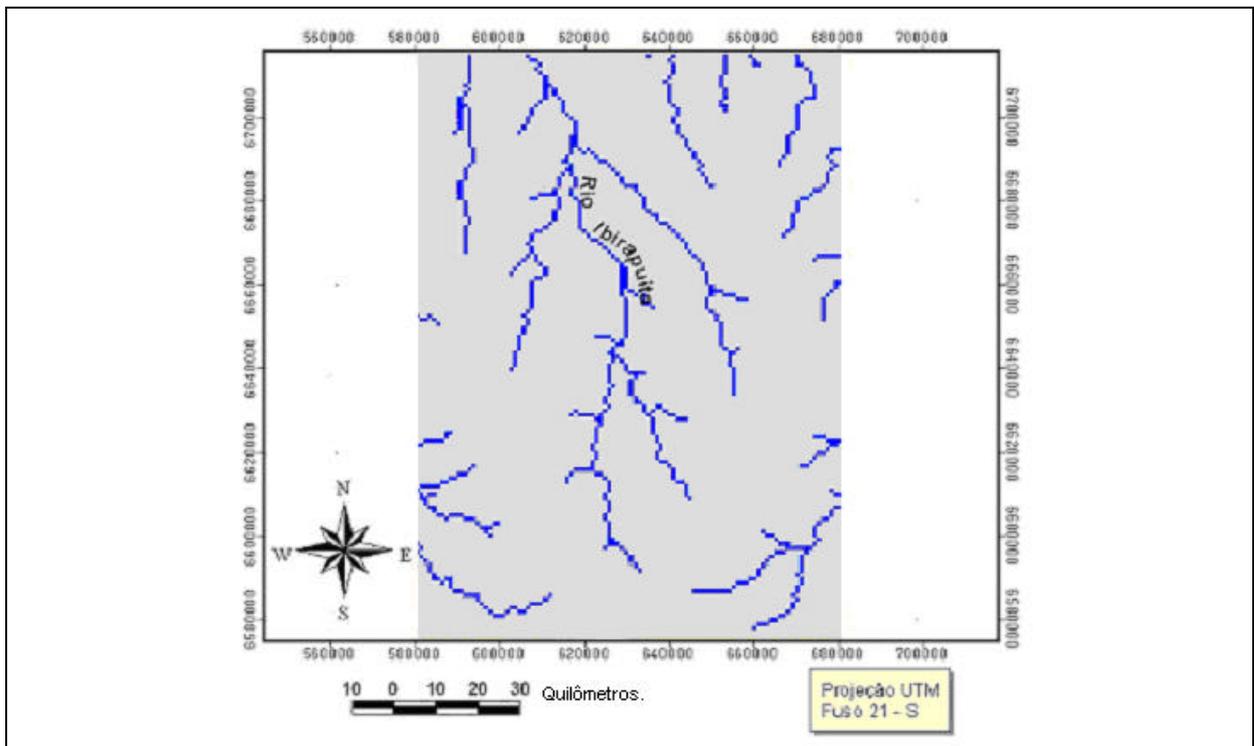


Figura 3.25 - Rede de drenagem obtida automaticamente (Área => 100 km²).

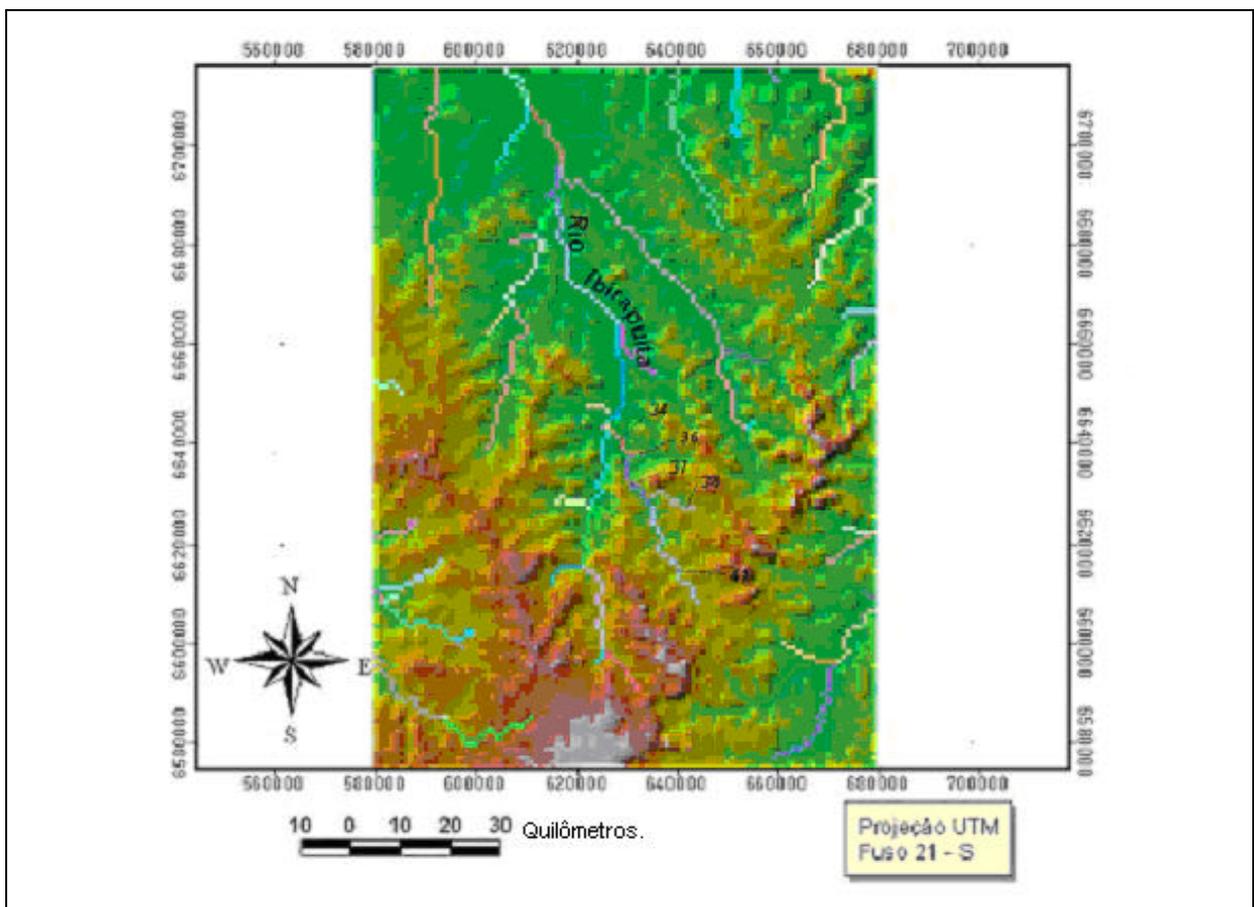


Figura 3.26 - Segmentação da rede de drenagem em trechos de rios.

Na seqüência de atividades, tem-se a obtenção automática das bacias de drenagem. Para muitas aplicações, é útil dividir uma bacia nas suas sub-bacias definidas pelos afluentes da rede de drenagem de ordem inferior ao da bacia de origem. Os pontos em que os afluentes se encontram com o rio principal da bacia em análise determinam os exutórios das sub-bacias.

Existem dois algoritmos básicos que são utilizados para esse tipo de procedimento. O primeiro marca os exutórios das sub-bacias (extração automática de sub-bacias) e o segundo delimita-as a partir do usuário. Os algoritmos utilizados aqui foram propostos por Jenson e Domingue (1988). Os procedimentos são realizados tanto sobre a grade de aspectos quanto sobre a grade de área acumulada (Figura 3.27).

Na marcação de exutórios, o usuário define um tamanho de bacia e de incremento de área entre uma célula e outra. Este limite deve ser escolhido de acordo com as características do MNT. Para cada célula, é determinado o incremento de área na direção do fluxo, isto é, subtraindo o valor da área acumulada da célula considerada do valor de área acumulada da célula “a montante” (para onde a direção de fluxo da célula considerada aponta, derivado da matriz de aspecto).

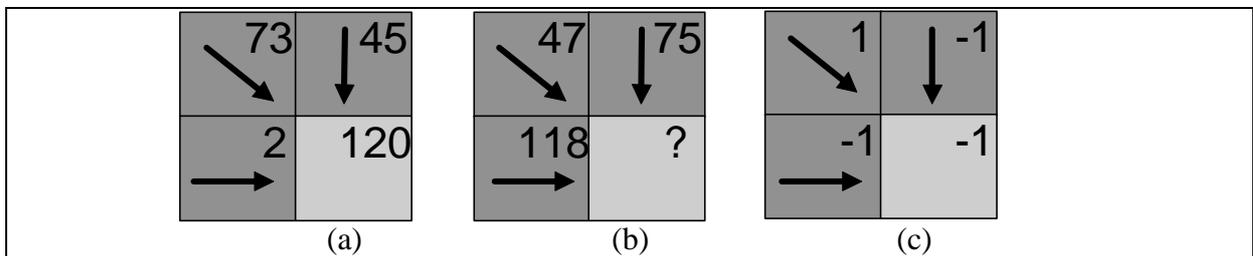


Figura 3.27 - (a) Área acumulada e direção de fluxo; b) Incremento de área na direção de fluxo; c) Marcas de exutórios de sub-bacias considerando o limite igual a 46.

A seguir, para cada célula onde tanto a área acumulada, como o seu incremento superam o limite definido, é atribuído um valor inteiro e maior que zero numa grade de exutórios de sub-bacias. Detalhando o caso da figura 3.27, se o limite fosse 46, apenas a célula superior esquerda (b) definiria um exutório de sub-bacia, porque tanto a área como o incremento de área nesta célula são maiores que o limite, portanto, recebe o valor numérico “1”. Todas as outras células recebem o valor “-1”.

Com as posições dos exutórios, são delimitadas as sub-bacias de jusante para montante seguindo na direção contrária à de fluxo. A figura 3.28 apresenta estas idéias. Este algoritmo é

bastante simples e 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. A seqüência de procedimentos é:

- Determinação das posições dos exutórios (o usuário pode fornecer, por exemplo 9);
- Utilizando-se o aspecto, verifica-se que células contribuem para esta posição definida;
- Células que contribuem para esta posição assumem um valor determinado. Por exemplo, é assumido que células dentro da bacia assumem o valor “1” e fora da bacia o valor “0”.

Ressalte-se ainda que a matriz de área acumulada também indica a área da bacia contribuinte em qualquer posição do terreno. Por exemplo: o valor de 9 apresentado na figura 3.28 indica que esta posição tem uma bacia hidrográfica com área igual a 9 células (se, por exemplo, cada célula tem uma área de 1 km², logo a área da bacia será de 9 km²).

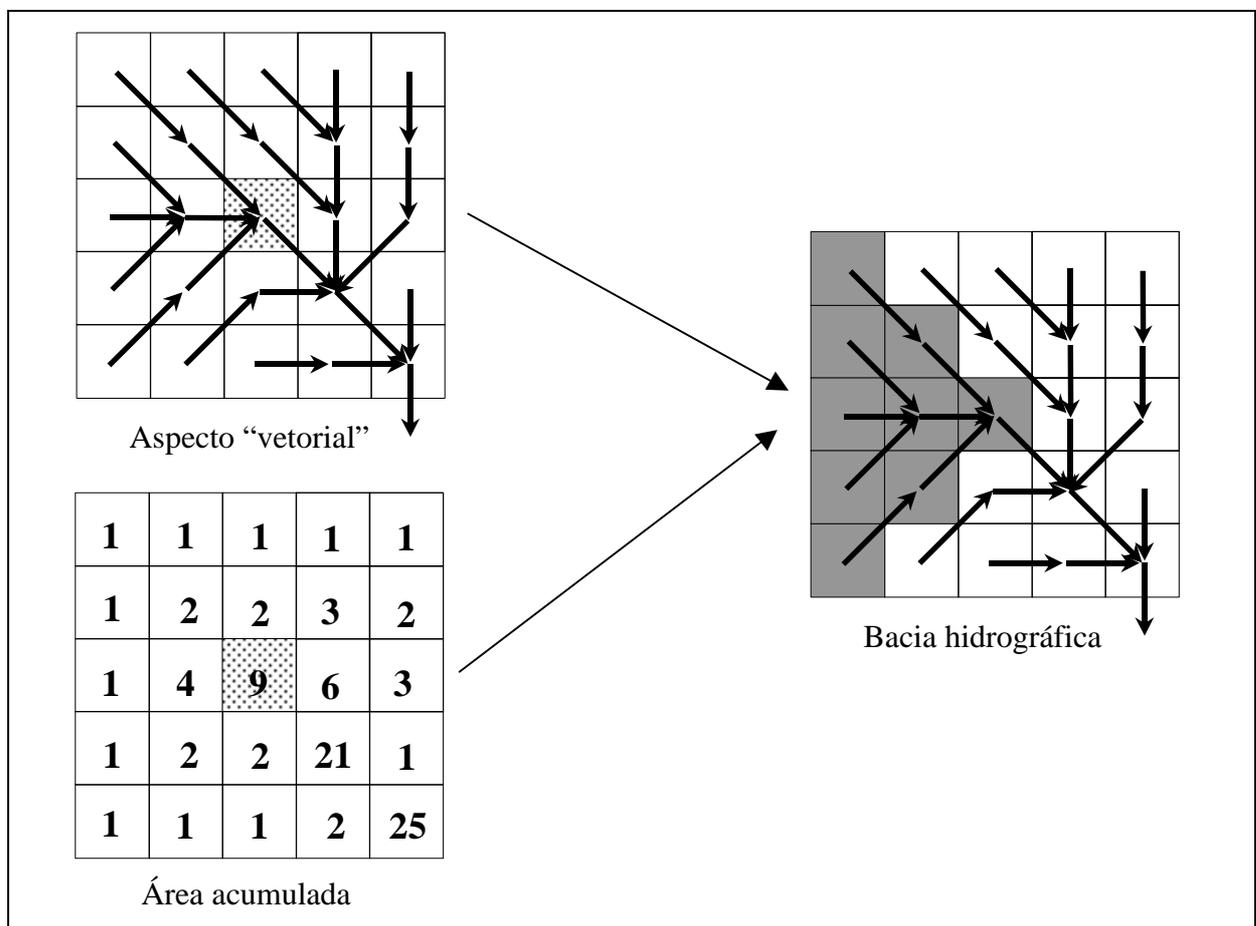


Figura 3.28 - Delimitação automática de bacia hidrográfica.

Em síntese, o aspecto e área acumulada são os únicos dados necessários para obtenção do mapa de drenagem e sub-bacias, conforme apresentado no fluxograma da figura 3.29.

A figura 3.30 apresenta a região da bacia do Ibirapuitã com suas sub-bacias cuja área de drenagem corresponde a cada um dos trechos de rios obtidos anteriormente. Para cada bacia, é associado um código numérico semelhante ao trecho de rio. Neste procedimento foram obtidas 65 sub-bacias.

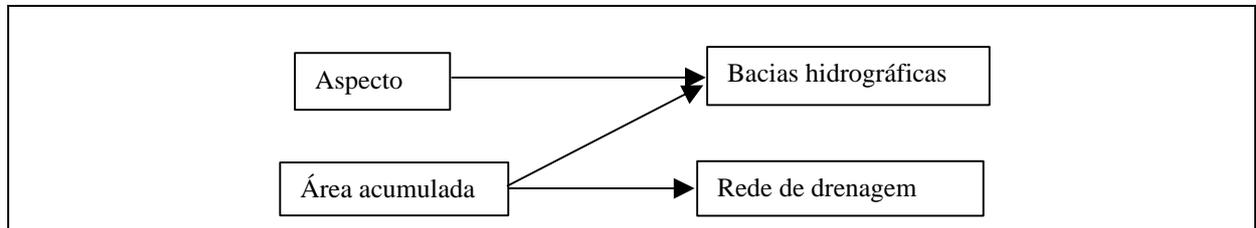


Figura 3.29 - Fluxograma para obtenção automática da rede de drenagem e bacias.

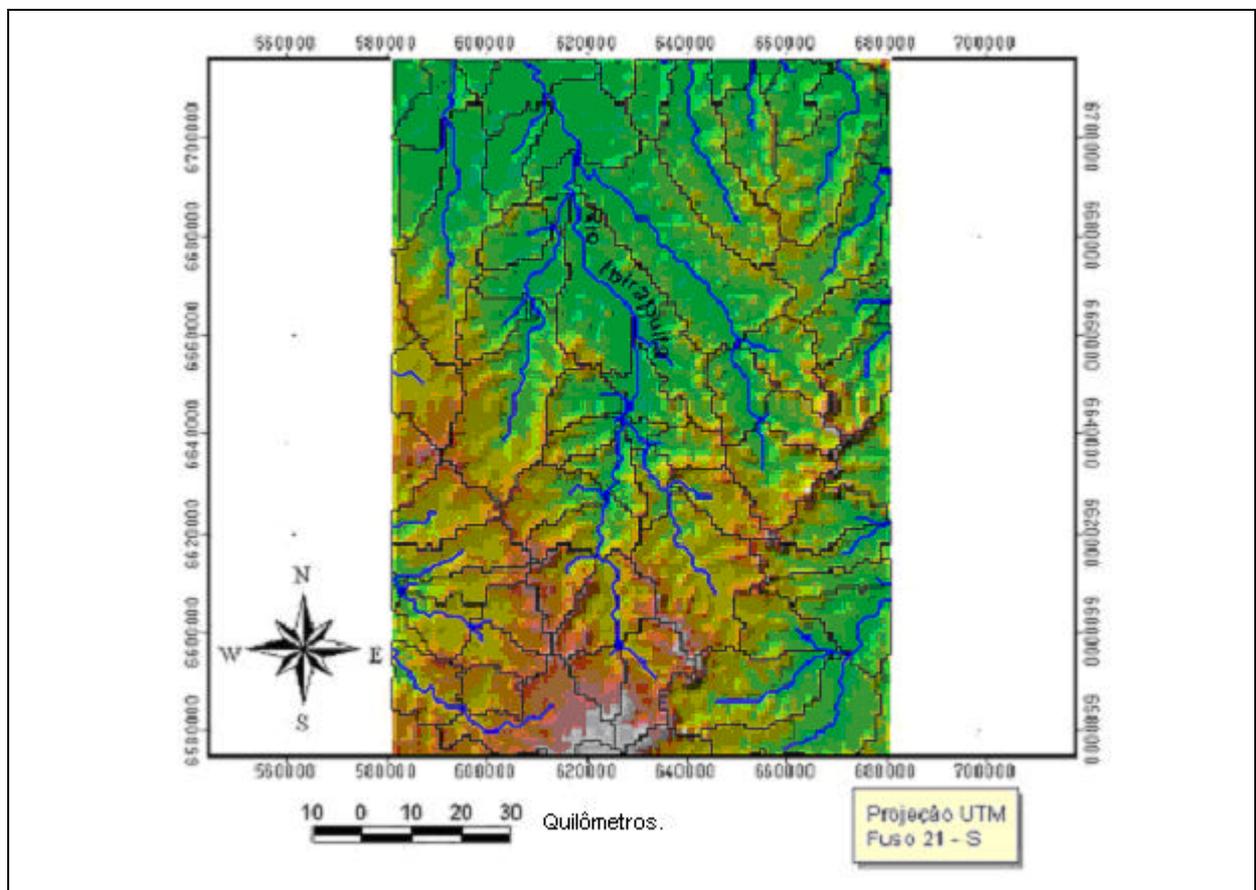


Figura 3.30 - Bacias de drenagem e trechos de rios, obtidos automaticamente.

3.3.5 - Estruturação de dados topológicos para a bacia do Rio Ibirapuitã

Esta etapa consiste na compilação e desenvolvimento de dados necessários aos cálculos hidrológicos. Inicialmente, é feita, com uma estrutura de dados geográficos, uma descrição da bacia. Em seguida, são combinadas partes da bacia em elementos hidrológicos. Dependendo

do tipo de elemento hidrológico e do método (equações e métodos numéricos) a ser usado, cada elemento é associado a propriedades hidrológicas correspondentes. Este passo também inclui o estabelecimento de conexões entre os componentes indicadores dos processos hidrológicos. É apresentada, a seguir, uma descrição mais detalhada destes passos.

O processo tem início com os dois mapas anteriores: a rede de drenagem e as sub-bacias de uma determinada região; ou seja:

Sub-bacias - descritas com estrutura vetorial de polígonos. A bacia envolvente é completamente subdividida de forma a não sobrepor as sub-bacias, naturalmente. Os atributos associados a cada sub-bacia, são suas características físicas, como tipo de solo, cobertura vegetal, litologia, uso e ocupação do solo, precipitação e outros. Uma sub-bacia é conceitualmente um elemento que gera vazões no seu exutório como resposta a um estímulo (chuva), em razão de um estado do sistema físico (porcentagem de área impermeável, tipo de solo, condições de evaporação, etc). O hidrograma de descarga está baseado em subtrair "perdas" da precipitação e transformar o excesso de precipitação resultante em escoamento superficial à saída da sub-bacia, somando-se o escoamento de base. Se o modelo empregado representar a modificação do hidrograma à medida que se desloca para jusante, dentro da sub-bacia, torna-se necessário informar as características das células dentro da sub-bacia.

Rede de drenagem - representada por estrutura vetorial de linhas orientadas com o sentido de montante para jusante. A representação usual do rio é feita por meio de uma linha que passe no centro geométrico do mesmo, sendo que cada segmento de reta (com ponto inicial e final, de acordo com o sentido) representa um trecho de rio. Um trecho de rio é conceitualmente um elemento linear para o qual há um hidrograma de descarga conhecido a montante (no ponto inicial do trecho), que produz um hidrograma de descarga a jusante (no ponto final do trecho). Exigências de dados variam de um único parâmetro para um método mais simples, até a especificação de seção transversal representativa e as propriedades de canal para métodos mais complexos.

No caso da Bacia do Rio Ibirapuitã, foram selecionadas três estações fluviométricas, inseridas na região de estudo, cuja localização está ilustrada na figura 3.31 e as características relacionadas às áreas de contribuição, bem como a tempos de observação, estão explicitadas na tabela 3.3.

Nesta investigação, a estação de Alegrete foi definida como sendo o exutório principal da bacia hidrográfica.

Tabela 3.3 - Dados fluviométricos utilizados.

Fonte: Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL). Arquivos de Dados MSDHD – HIDRO 1.0. ANEEL

Identificador	Código DNAEE	Nome da Estação	Curso d'água	Área (km ²)	INICIO	FIM
1	76700000	Passo dos Britos	Rio Ibirapuitã	3194	11/1/1939	"ATUAL"
2	76742000	Passo do Osório	Arroio Caverá	1163	2/1/1977	"ATUAL"
3	76750000	Alegrete	Rio Ibirapuitã	5942	12/1/1939	"ATUAL"

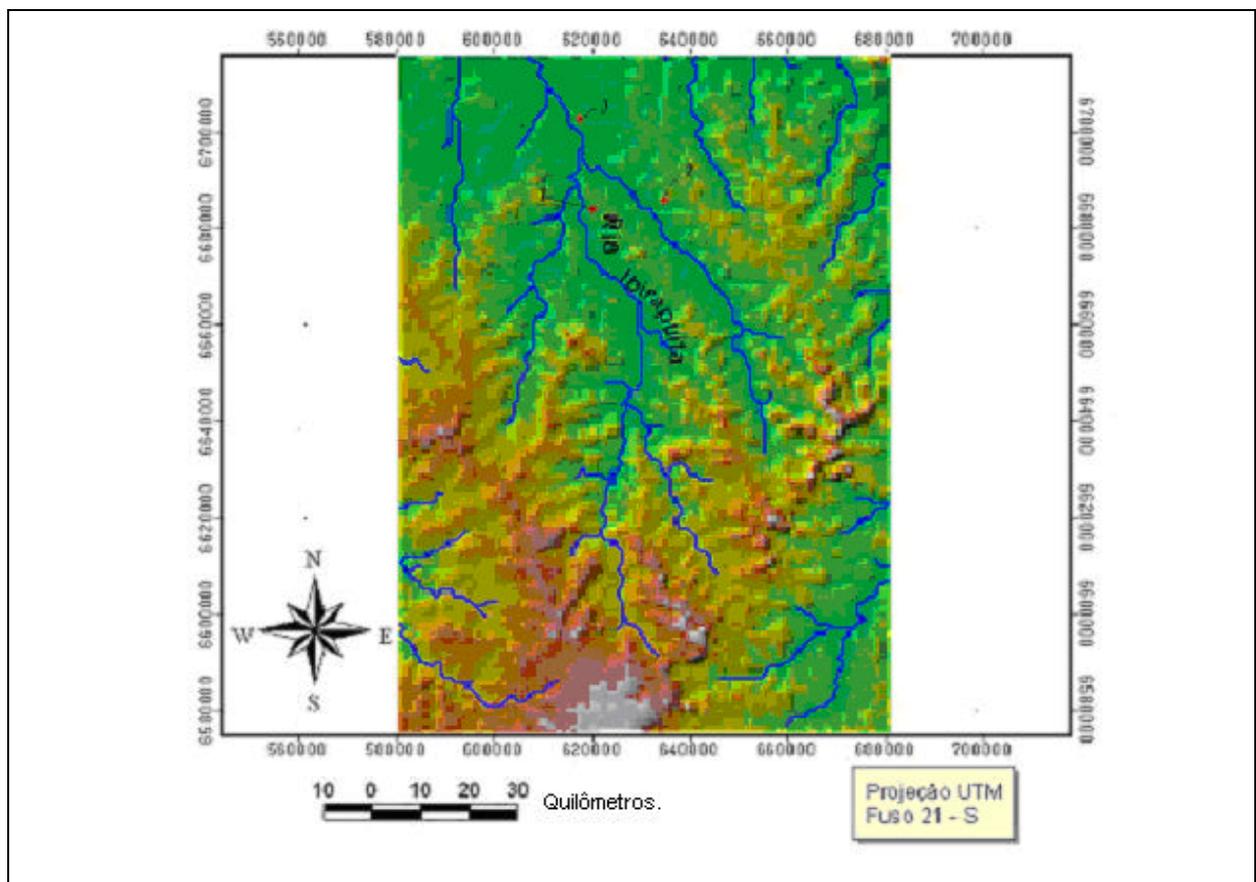


Figura 3.31 - Localização das estações fluviométricas selecionadas.

Na figura 3.31 é observada uma discrepância na localização das estações fluviométricas e dos cursos d'água obtidos automaticamente. Isto se deve principalmente à precisão das indicações fluviométricas do DNAEE, onde, em geral, os dados somente apresentam as posições em graus e minutos. A fim de corrigir este problema, os dados fluviométricos (representados por pontos no ambiente de geoprocessamento) são sobrepostos à matriz acumulada, sendo deslocados manualmente de tal forma que área de drenagem das bacias fluviométricas coincida (ou se aproxime) da área acumulada. A tabela 3.4 apresenta a comparação da área oficial com a área calculada. A figura 3.32 ilustra o procedimento para a estação de Alegrete. A figura 3.33 mostra a bacia de contribuição, tendo como exutório a estação Alegrete.

Tabela 3.4 - Dados fluviométricos reposicionados

Identificador	Código DNAEE	Nome da Estação	Curso d'água	Área oficial (km²)	Área calculada (km²)
1	76700000	Passo dos Britos	Rio Ibirapuitã	3194	3199
2	76742000	Passo do Osório	Arroio Caverá	1163	1149

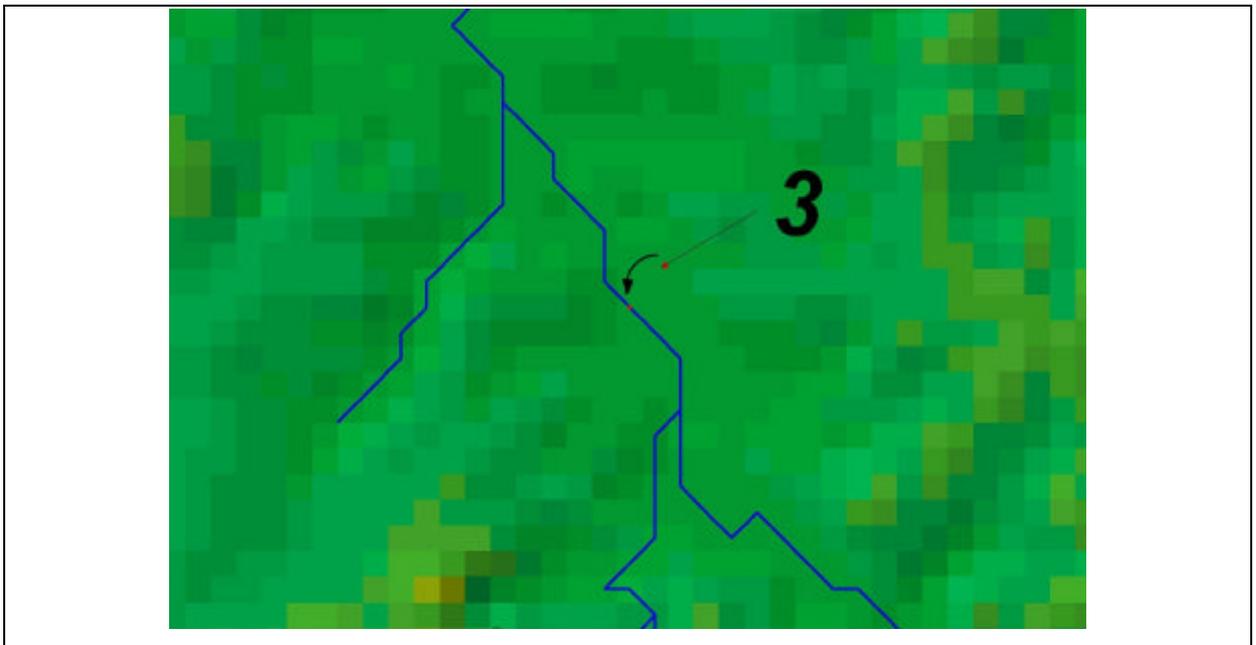


Figura 3.32 - Modificação da posição das estações fluviométricas.

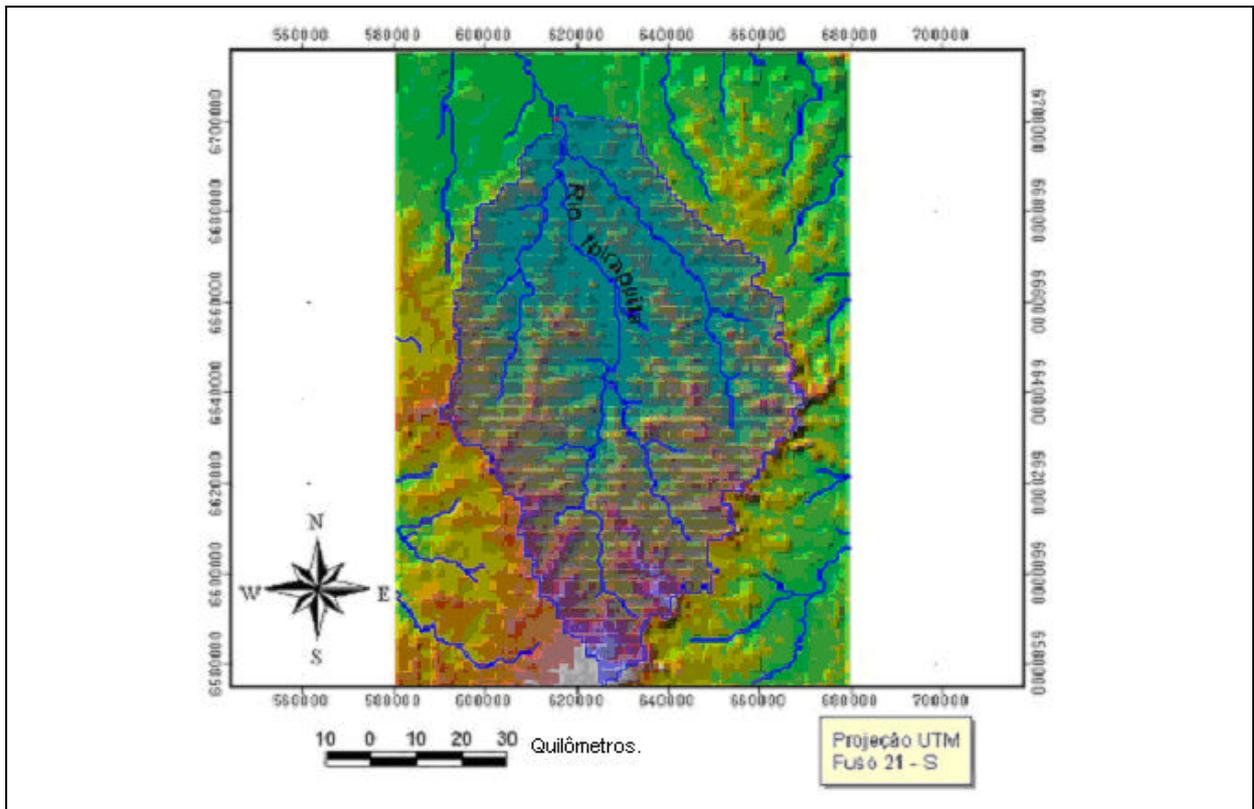


Figura 3.33 - Bacia do Rio Ibirapuitã, tendo como exutório a estação fluviométrica Alegrete.

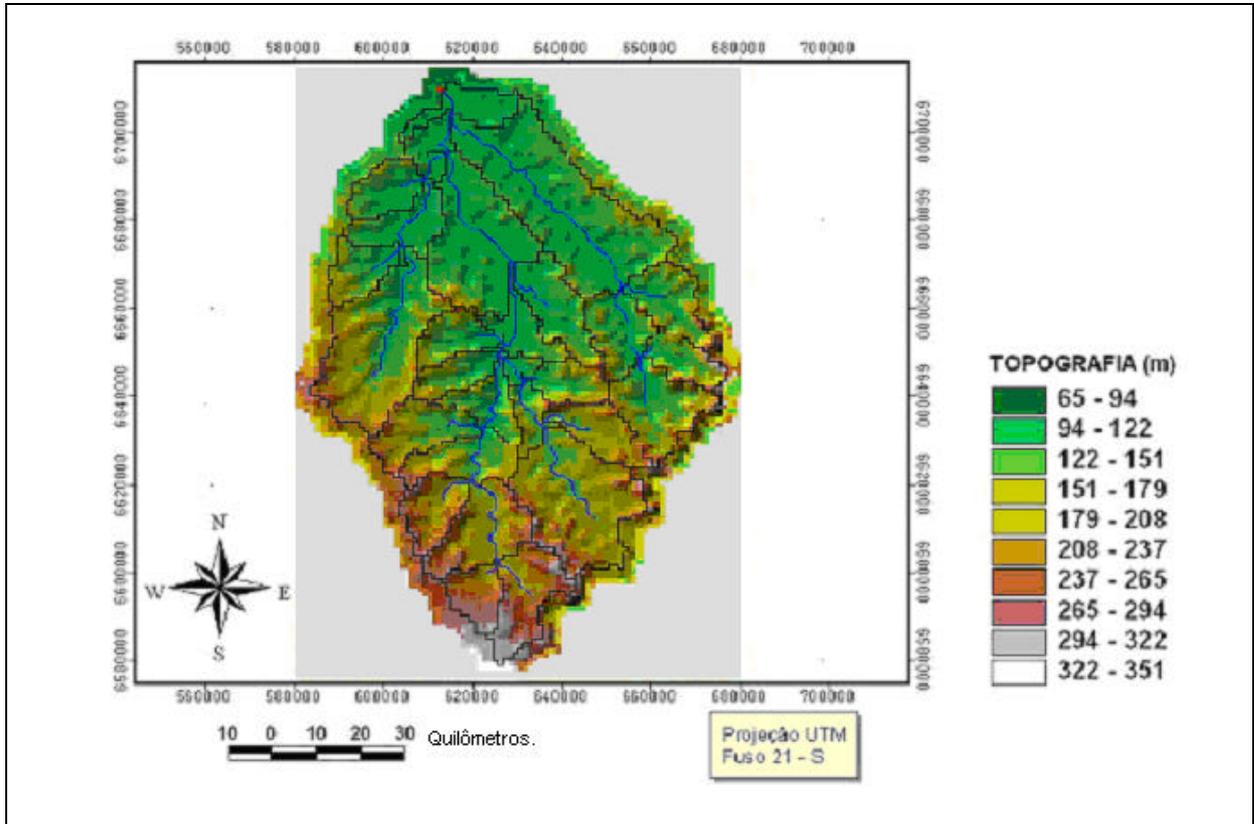


Figura 3.34 - MNT da bacia do Ibirapuitã.

A título de exemplo, foram agregadas as sub-bacias ilustradas na Figura 3.34 em apenas três conforme ilustrado na Figura 3.35.

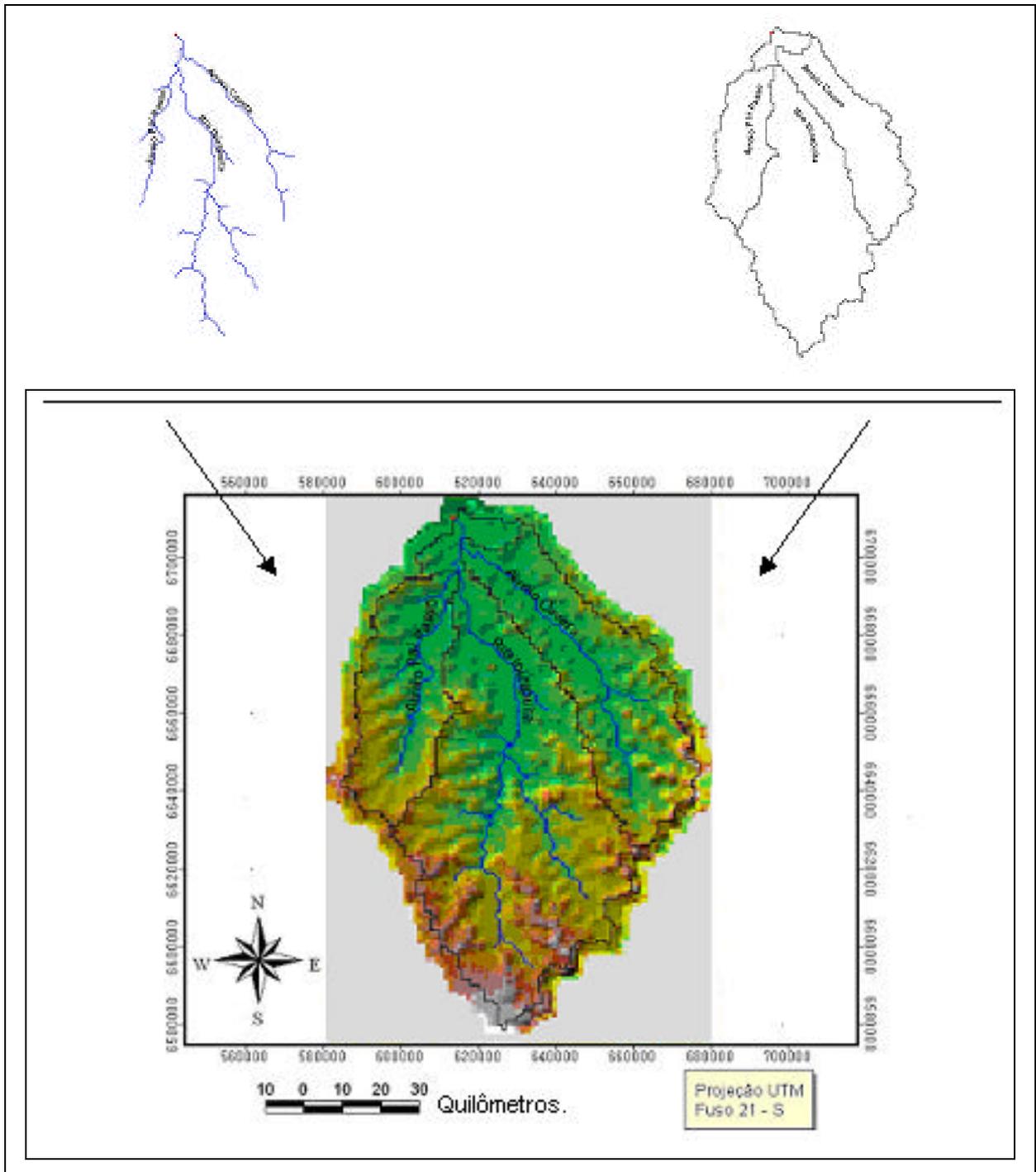


Figura 3.35 - Dados básicos: mapas de sub-bacias e rede de drenagem.

A sobreposição dos mapas (drenagem e bacias) permite a remoção dos trechos de rios fora do limite de bacia e identifica localizações dos cruzamentos dos rios e limites das sub-bacias.

Essas localizações (pontos) podem representar inícios de drenagens (fontes), saídas de sub-bacias (exutórios) ou sumidouros (como transposição de água entre bacias). O resultado desta sobreposição para a bacia do Ibirapuitã é apresentado na figura 3.35.

Em etapas posteriores deste trabalho, diferentes divisões de sub-bacias serão analisadas decorrentes da sobreposição de mapas com temas homogêneos, buscando a identificação de “Unidades de Resposta Hidrológica” (*hydrological response units* – *HRU's*).

Em outras palavras, o polígono que apresente um único tipo de solo e uma única cobertura do solo será representado como uma sub-bacia. Neste contexto, o arranjo de várias sub-bacias será testado sempre considerando o grau de homogeneidade da propriedade física dentro de cada sub-bacia. Adiante este assunto será explicado novamente.

Na figura 3.36 tem-se agora uma tipologia da rede de drenagem. A rede de drenagem é classificada em três tipos. As linhas de drenagem podem ser parte de sistema que traz água de montante (canal principal), podem ser tributárias ao sistema de drenagens (canais secundários), ou podem ser parte de um lago ou reservatório definido por conexões duplas entre dois processos de drenagem. Existe sempre uma fonte (um ponto que representa o início da drenagem), ou um exutório da sub-bacia (um ponto que representa a saída da sub-bacia) em um sistema de drenagem. O sistema identifica a rede de drenagem à jusante da localização dos pontos resultantes da interseção entre a rede de drenagem e as sub-bacias. A figura 3.37 ilustra estes resultados.

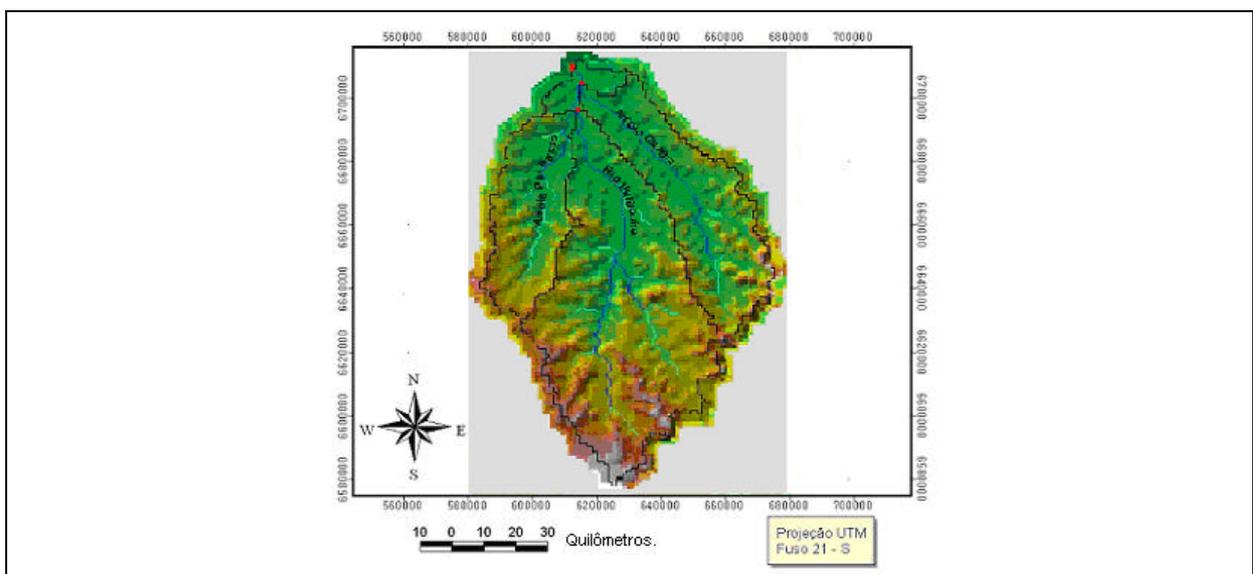


Figura 3.36 - Classificação da estrutura de drenagem.

Um único identificador (ID) é associado a cada elemento nos canais principais. Esta relação topológica entre pontos e linhas fornece uma descrição do comportamento hidrológico de cada ponto com respeito à sua vizinhança imediata, em uma micro-escala.

As conexões entre os trechos dos canais são estabelecidas por meio da simulação da direção do movimento de água em cada trecho dos canais principais. Durante este processo, vários trechos podem ser combinados, sendo associado um único ID para o novo elemento. As sub-bacias são definidas através do centróide dos polígonos. Eles também são relacionados com um único identificador (ID).

Com todos os elementos topológicos da rede de drenagem estabelecidos e suas conectividades identificadas, um mapa simbólico que mostra o modelo esquemático do fluxo de água pode ser gerado, como mostrado na figura 3.37. As linhas ilustradas nesta figura representam conexões entre elementos hidrológicos. Uma conexão representa a estrutura de drenagem e a linha única identifica o vínculo entre uma sub-bacia e seu exutório.

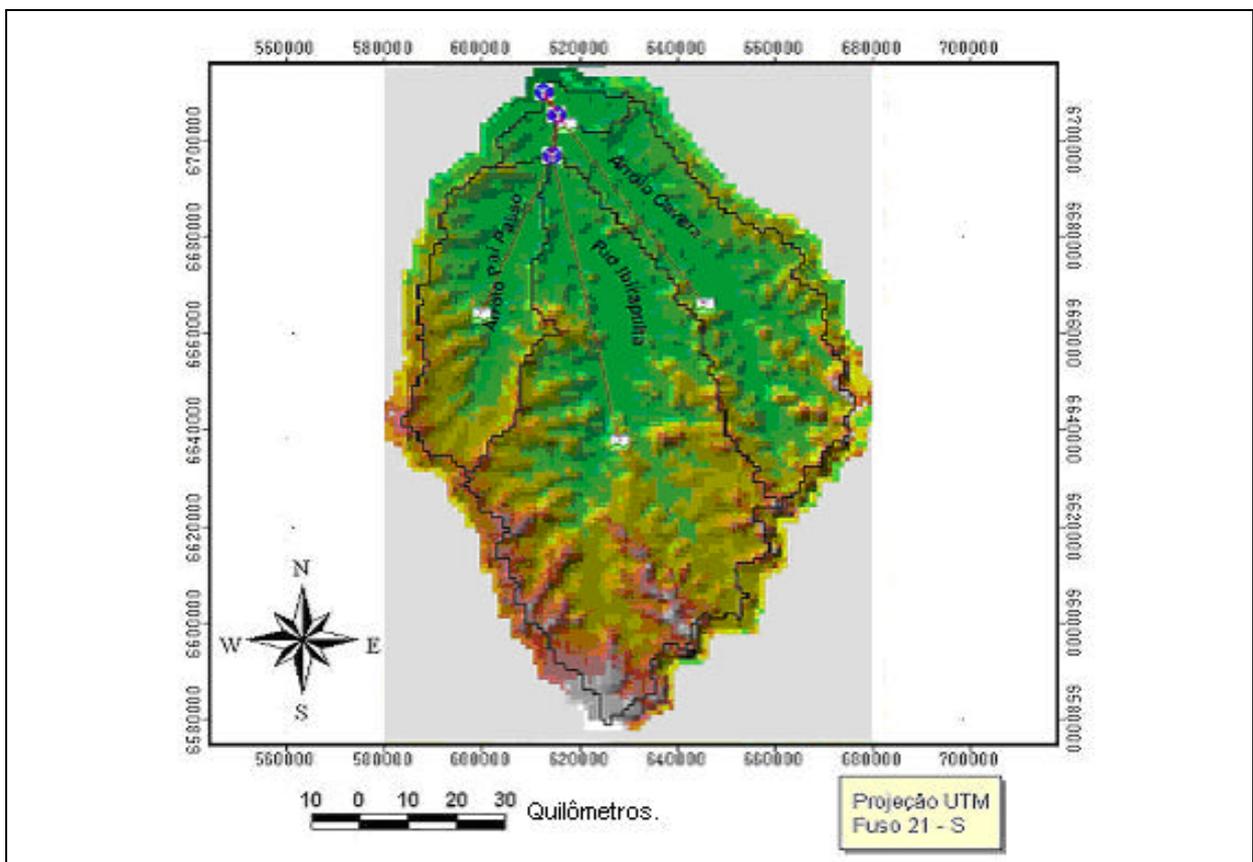


Figura 3.37 - Mapa simbólico representando o fluxo de água na bacia do Ibirapuitã

Em síntese, nesta etapa, tem-se um processo de segmentação da rede de drenagem; isto é, a drenagem é subdividida em trechos de rios. Tanto para a drenagem, quanto para as bacias, a informação topológica é produzida. Em outras palavras, para cada elemento da bacia (sub-bacias e trechos de rio), são definidos os elementos a montante e a jusante da posição analisada. Na figura 3.37, também são observados três elementos hidrológicos a) sub-bacias, b) junções e c) trechos de rios. Enfatize-se que, a cada um destes elementos, corresponde sempre um identificador único e o elemento a jusante.

3.4- OBTENÇÃO DOS PARÂMETROS HIDROLÓGICOS

3.4.1 - Parâmetros das sub-bacias

O processo de transformação chuva-vazão, conforme ilustrado na figura 3.38, pode ser representado de várias maneiras. No contexto deste trabalho foi utilizado o conceito da Curva-Número. Este parâmetro denominado CN (Curva Número) relaciona o uso do solo com quatro tipos de solo: 1) solo tipo A, solos arenosos profundos com pouco silte e argila, que produz baixo escoamento superficial e alta infiltração; 2) solo tipo B, solos arenosos menos profundos e menos permeáveis do que o tipo A, com permeabilidade superior a média; 3) solo tipo C, solos pouco profundos com considerável percentagem de argila, que geram escoamento superficial acima da média e capacidade de infiltração abaixo da média; 4) solo tipo D, solos pouco profundos com argilas expansivas, com muito baixa capacidade de infiltração e geradores da maior proporção de escoamento superficial (Tucci, 1993). A tabela 3.5 explicita a classificação hidrológica de solos, segundo o método CN.

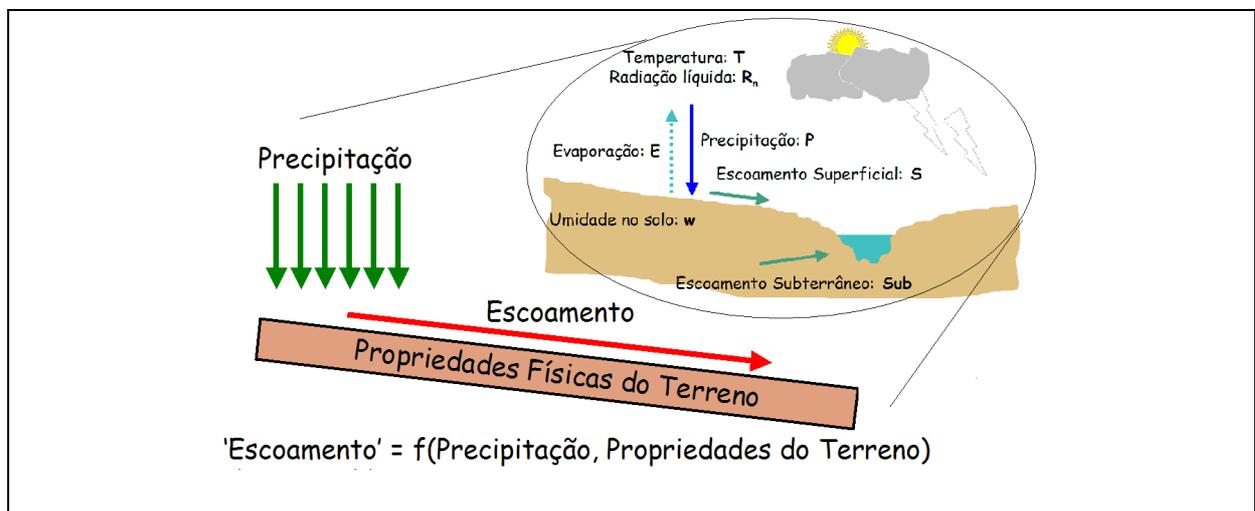


Figura 3.38 - Processo de transformação chuva-vazão.

Tabela 3.5 - Classificação hidrológica de solos, segundo procedimentos CN.

SOLO A	Solos arenosos profundos, com pouca incidência de silte e argila, que geram alta infiltração e baixo escoamento superficial.
SOLO B	Solos arenosos, com teores de silte e argila entre 15 a 20%, ou menos profundos e menos permeáveis que o tipo A , todavia com maior escoamento superficial.
SOLO C	Solos siltico-argilosos profundos, ou solos siltosos e arenosos com condições hidromórficas, com reduzida capacidade de infiltração, e condições de maior escoamento superficial do que o solo B .
SOLO D	Solos totalmente argilosos, solos siltico-argilosos hidromórficos, solos siltico-argilosos e argilo-siltosos rasos, afloramentos rochosos, com capacidade de infiltração muito baixa (quase nula) e a maior proporção de escoamento superficial.

Em seqüência ao processo de transformação de chuva-vazão da bacia, ocorre a necessidade de considerar a transferência da água de uma posição qualquer da bacia até a linha de drenagem principal mais próxima. A rede de fluxo (matriz de aspecto do Modelo Numérico do Terreno), a declividade, as características geológicas e pedológicas, bem como o uso do solo na bacia hidrográfica influenciam marcadamente o comportamento do escoamento. A figura 3.39 ilustra este processo de transferência.

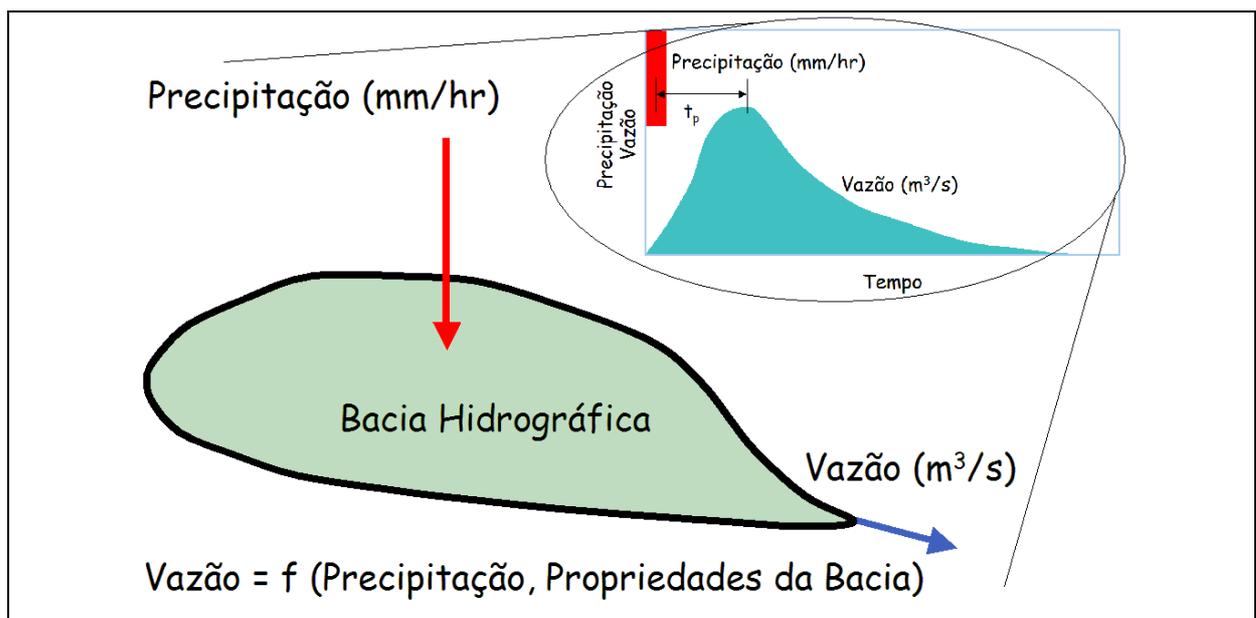


Figura 3.39 - Processo de transferência de água na bacia.

Neste contexto, os processos de transformação chuva-vazão e movimentação de água nas sub-bacias (ver figura 3.35, sub-bacias do Ibirapuitã) são representados pelos seguintes parâmetros:

- Área das sub-bacias;
- CN (Curva – Número) média para cada sub-bacia;
- Comprimento da maior linha de escoamento (L) na sub-bacia;
- Declividade desta maior linha de escoamento (s) na sub-bacia;
- Tempo de concentração (t_c) de cada sub-bacia.

Na seqüência, é apresentado o detalhamento para obtenção dos parâmetros acima mencionados. A área de cada sub-bacia é calculada automaticamente no processo de vetorização dos polígonos de cada sub-bacia, no próprio programa de geoprocessamento. Enfatize-se que o cálculo de áreas de polígonos é uma atividade corriqueira na totalidade dos programas de geoprocessamento disponíveis.

A estimativa da capacidade de infiltração de cada sub-bacia é realizada através do método CN (Curva Número) desenvolvido inicialmente pelo “Soil Conservation Service” dos Estados Unidos. O valor de CN depende do tipo e uso do solo variando de 0 a 100, indicando um solo totalmente permeável e no outro extremo impermeável, respectivamente. A obtenção dos dados de CN é realizada através da interpretação da tabela 3.6.

Tabela 3.6 - CN para várias combinações de uso e tipo do solo, adaptadas ao enfoque da Bacia do Rio Ibirapuitã.

USO DO SOLO	A	B	C	D
Campos e pastagens	22	38	51	58
Arroz	18	35	43	48
Matas	15	32	40	45
Areias e solos degradados	12	25	34	40
Águas (barragens, açudes)	5	8	12	16
Outras classes (solo exposto, afloramentos rochosos).	39	46	63	71

Neste contexto, observa-se que, para a obtenção do CN, os dados de entrada são o uso do solo e os tipos de solo, descritos a seguir. Foram utilizadas imagens do satélite LANDSAT 5 TM

do ano de 1998 nas bandas 3, 4, e 5 para se verificar as classes de uso do solo na bacia do Ibirapuitã.

A metodologia para extração destas informações, via imagens, é apresentada a seguir e consiste basicamente de duas etapas: Classificação e geoprocessamento da imagem.

A classificação multiespectral é o processo de associar os valores dos pixels em um número finito de classes (categorias de dados) baseando-se em seus valores. Se o pixel satisfaz um conjunto de critérios, ele é associado a uma classe que corresponde a este critério.

Dependendo do tipo de informação que se deseja extrair dos dados originais, as classes podem ser associadas com características conhecidas da superfície da terra, ou simplesmente representam áreas que são diferentes na imagem. Um exemplo de uma imagem classificada é um mapa de cobertura do solo, apresentando as classes como vegetação, áreas urbanas, florestas, solos descobertos, etc.

Podem ser utilizados os padrões espaciais ou espectrais para classificar uma imagem. Para um reconhecimento de padrões espectrais, estatísticas são derivadas das características espectrais de todos os pixels da imagem. Então, os pixels são classificados baseando-se em critérios matemáticos. O processo de classificação divide-se em duas partes: Treinamento e classificação (uso de uma regra de decisão).

O treinamento é o processo de definição do critério pelo qual os padrões da imagem são reconhecidos. O resultado do treinamento é um conjunto de assinaturas, que são o critério estatístico do conjunto de classes propostas. Então, os pixels da imagem são classificados, através de uma regra de decisão, baseada nas assinaturas espectrais. A regra de decisão é um algoritmo matemático que usa as assinaturas para classificar os pixels.

O método utilizado neste projeto para classificar as imagens da bacia do Rio Ibirapuitã baseia-se na probabilidade do pixel pertencer a uma determinada classe. É assumido que estas probabilidades são iguais para todas as classes e que as bandas de entrada representam distribuição Normal.

Se já temos um conhecimento “a priori”, as probabilidades podem não ser iguais para cada classe; isto é, o usuário pode especificar um peso para cada classe.

A equação para este método é:

$$D = \ln(a_c) - [0.5 \ln(|Cov_c|)] - [0.5(X - \mathbf{m}_c)^T (Cov_c^{-1})(X - \mathbf{m}_c)] \quad (3.10)$$

onde: D - Distância (Verossimilhança)

X - Vetor do Pixel a ser analisado

μ_c - Vetor Média para a Classe "c"

a_c - Probabilidade (%) de qualquer pixel ser membro da classe "c" (Padrão é 1.0, ou então o valor "a priori").

Cov_c - Matriz de Covariância da Classe "c"

$|Cov_c|$ - Determinante da Matriz de Covariância

O pixel é associado à classe "c" na qual "D" apresenta o menor valor.

O próximo passo é o georreferenciamento da imagem classificada, pois os dados obtidos a partir do satélite ou avião são representações da superfície da terra. Mesmo imagens de áreas planas são distorcidas pela curvatura da terra. Retificação é o processo de projetar os dados em um plano tornando o sistema de coordenadas dos dados (X/Y, linha/coluna) em um sistema de projeção de mapas (Lat. / Long. por exemplo).

A retificação é necessária nos seguintes casos:

- Comparação de pixels individuais, como análise da mesma imagem em diferentes datas;
- Desenvolvimento de modelos em sistemas de informação geográfica (SIG.'s);
- Identificação de amostras de acordo com coordenadas do mapa;
- Comparação de imagens que originariamente tinham diferentes escalas;
- Extração de medidas de distância em área;
- Mosaico de imagens;
- Qualquer aplicação em que é necessária a localização geográfica do ponto.

A retificação dos dados implica em rearranjar os pixels da imagem em uma nova, que se ajusta a um plano em sistema de projeção do mapa. Usualmente, a retificação é a conversão das coordenadas de dados para outro sistema de coordenadas, chamado sistema de referência.

O processo de retificação envolve os seguintes passos:

- 1) locação de pontos de controle no terreno;
- 2) cálculo e teste da matriz de transformação;
- 3) criação de uma nova imagem com o novo sistema de coordenadas.

As classes produzidas no mapa final de uso do solo são: águas e banhados, matas, arroz, campos ou pastagem, areais e outras classes, seguindo critérios do esquema de classificação proposto por Anderson et al. (1976).

Deve ser salientado que nesta etapa foi necessário a ida ao campo por duas vezes: uma para coletar e confirmar as amostras de uso de solo de cada classe de uso (verdade de campo) e a outra para verificar os resultados da classificação.

Os resultados finais para as classes de uso do solo para a Bacia do Rio Ibirapuitã podem ser observados na figura 3.40 e na tabela 3.7.

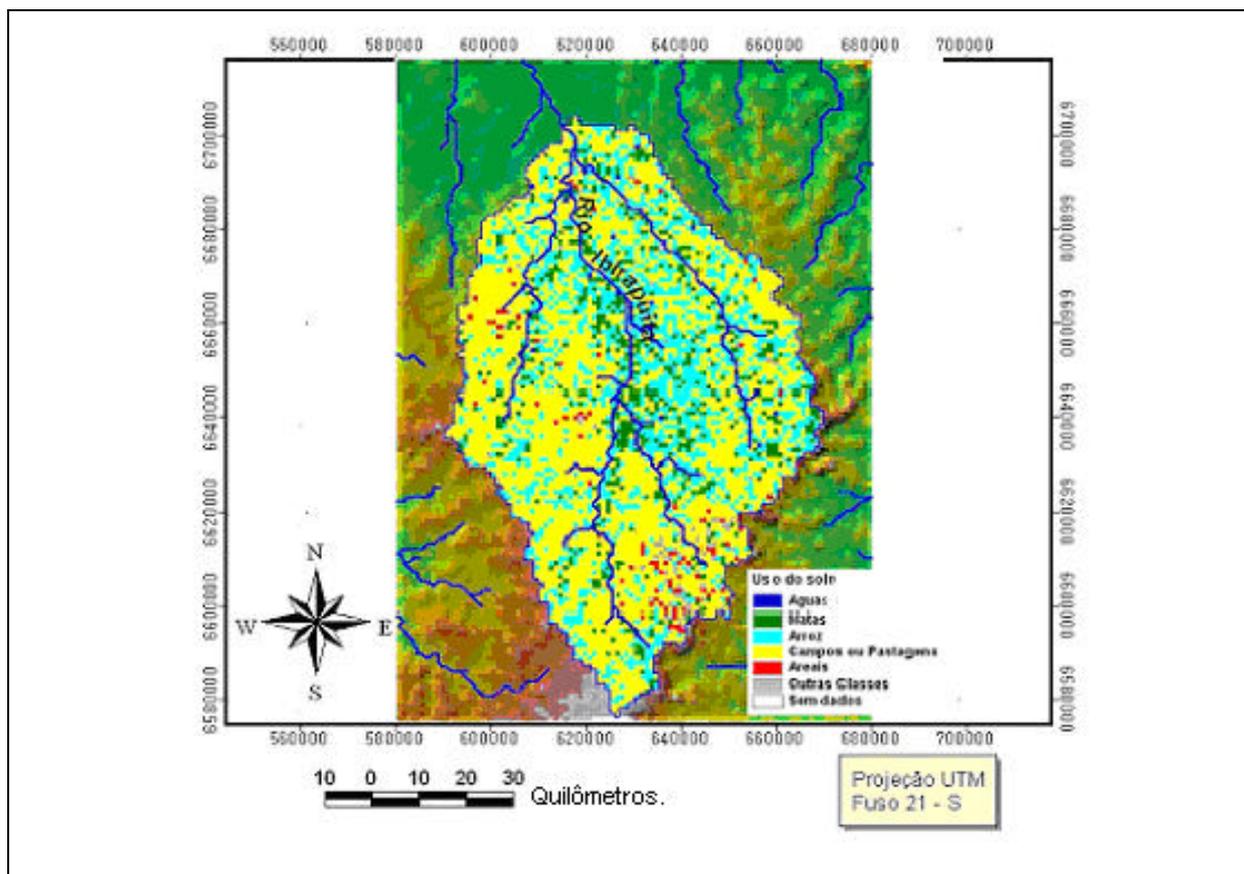


Figura 3.40 - Usos do solo na bacia do Rio Ibirapuitã.

Tabela 3.7 - Classes de uso do solo e suas áreas (Relativa à figura 3.40)

CLASSES	ÁREA km ²	%
Campos e pastagens	3.510	58,98
Arroz	1.596	26,82
Matas	559	11,07
Areais	92	1,55
Outras classes	78	1,31
Águas (barragens e açudes)	16	0,27
TOTAL	5.951	100,00

Estes dados indicam que mais de 85% da área da bacia esta ocupada por áreas de agricultura, campos e pastagens. O uso como campo e pastagens, que se aproximava de 60%, é extensivo em toda a área investigada, constituindo a característica mais marcante.

A cultura do arroz irrigado, que atinge quase 27% da área, ocorre nas proximidades dos cursos de água em condições de topografia quase plana, controlada pela transição entre topo e base de sucessivos derrames de rocha vulcânica basáltica, a qual se associa a incidência de solo siltico-argiloso mais espesso. A classe especificada como matas, que supera a cifra de 11% da área, engloba a mata nativa ciliar ao longo dos cursos de água e florestamento a base de eucalipto nos terrenos de topografia mais elevada, com a principal finalidade de abrigo para o gado e quebra vento. A denominação da classe águas, cujo percentual atingia 0,27%, engloba açudes e barragens. Os areais, que atingiam 1,55% da área, correspondem a solos arenosos degradados, ou em fase de degradação, cujo material de origem são os arenitos da Formação Botucatu.

O próximo dado necessário, para estimativa do CN, é a tipologia de solos. Entretanto, deve ser salientado que os mapas de solo normalmente cartografados não permitem identificar a distribuição espacial da variabilidade litológica, espessura de solos e as interações da tectônica com a rede de drenagem superficial, que exercem marcante influência no escoamento superficial, armazenamento de água no solo e infiltração. Neste contexto, foi elaborado um mapa, com enfoque pedohidrológico, conforme critérios já estabelecidos por Grehs (1995) para toda a bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, que procura inserir no conceito CN, propriedades do meio físico que exerce marcante influência na porosidade efetiva e permeabilidade.

Foram utilizados produtos de sensoriamento remoto representados por fotografias aéreas, na escala aproximada 1: 110.000, de 1975, imagens de Satélite LANDSAT 1 MSS e LANDSAT TM5 de 1984, 1989–90 e 1996-97, na forma digital, envolvendo uma banda do visível, uma banda do infravermelho próximo e uma banda do infravermelho médio, assim como cartas topográficas na escala 1: 50.000 do Serviço Geográfico do Exército, que possibilitaram o mapeamento de dois planos de informação:

- Litologia;
- Tectônica.

Os mencionados planos de informação foram georreferenciados na forma digital em computador, a partir de pontos de controle obtidos das cartas topográficas, assim como por trabalhos de campo com uso de GPS.

O plano de informação representado pela litologia possibilita identificar a variabilidade de feições que influenciam na capacidade de armazenamento de água no solo, escoamento superficial, infiltração, afloramentos de água subterrânea, áreas de recarga e suscetibilidade à erosão, incluindo implicitamente aspectos geomorfológicos nas unidades de mapeamento (Grehs, 1972, 1995).

O mapeamento litológico, segundo o enfoque pedohidrogeológico, obedeceu às premissas de contemplar uma abordagem especificamente direcionada ao melhor entendimento do comportamento dos recursos hídricos.

A tectônica é representada genericamente como fraturas, sendo que na realidade, a maioria dos lineamentos tectônicos é representada por falhas geológicas, que evidenciam movimentos basculantes complexos, com rejeitos verticais que podem superar a envergadura de 200 m. Tais feições geológicas são representadas na cartografia como zoneamento de frequência de fraturas, exercendo marcante controle no padrão de drenagem superficial, nas relações rio / aquífero e na distribuição de zonas de degradação de solos arenosos.

A figura 3.41 possibilita visualizar a distribuição das diversas unidades de mapeamento no conjunto da bacia hidrográfica, enquanto que a tabela 3.8 ilustra o percentual de ocorrência de cada uma das unidades de mapeamento, que resultaram de interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas, complementada por trabalho de campo.

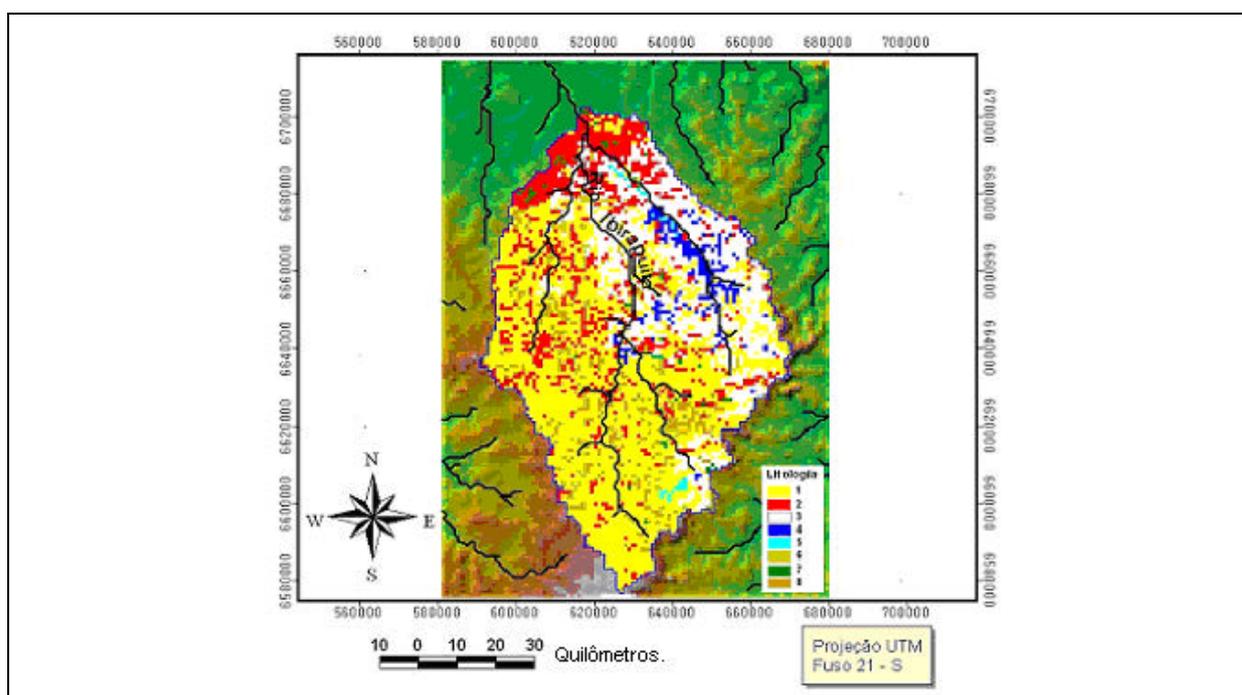


Figura 3.41 - Unidades de mapeamento no litológico da Bacia do Rio Ibirapuitã.

Tabela 3.8 - Definição e ocorrência de cada uma das unidades de mapeamento.

Identificador	NOME (profundidade média do solo)	Área (km ²)
1	Formação Serra Geral: afloramentos rochosos e solos argilo-siltosos rasos (0,15 m)	2797
2	Formação Serra Geral: solos siltico-argilosos profundos (2,00 m)	1064
3	Formação Botucatu: solos arenosos, espessura média (1,60m)	1347
4	Formação Rosário do Sul: solos argilo-siltico-arenosos, espessura média (1,50m).	211
5	Depósitos sedimentares atuais e subatuais: solos areno-siltosos-argilosos, profundos (2,0 m).	32
6	Formação Botucatu: solos arenosos saturados profundos (2,50 m)	87
7	Formação Serra Geral: arenitos intertrápicos, solos rasos (0,20 m).	63
8	Formação Serra Geral: solos siltico-argilosos saturados profundos (2,50m)	350
	TOTAL	5951

As unidades de mapeamento litológico, segundo critérios de enfoque pedohidrogeológico, serão objeto de uma caracterização, envolvendo ilustrações fotográficas obtidas no terreno, partindo de seus enquadramentos nas unidades formais de mapeamento geológico segundo a ordem cronológica da geogênese.

A Formação Rosário do Sul, representada por uma seqüência de arenitos, siltitos, argilitos e folhelhos, de origem flúvio-lacustre, de idade triássica, estratigraficamente sotoposta à Formação Botucatu afetada por fraturamentos de origem tectônica, evidencia solos argilo-síltico-arenosos, com espessuras que variam entre 1,20 m e 2,00 m, caracterizando em média de 1,60 m, com mediana permeabilidade e freqüentes incidências de hidromorfismo, em razão do posicionamento no fundo de vales e terço inferior de encostas. A figura 3.42 ilustra a feição da paisagem característica dessa unidade de mapeamento.



Figura 3. 42 – Aspecto da paisagem da Formação Rosário do Sul, solos argilo-síltico-arenosos, próximo ao Arroio Caverá.

A Formação Botucatu, estratigraficamente sobreposta à Formação Rosário do Sul / Formação Santa Maria e sotoposta as rochas vulcânicas basálticas da Formação Serra Geral, é constituída por arenitos de grão médio a fino, cuja composição mineralógica é da ordem de 90% formada por quartzo, freqüentemente arredondados e com “*pitted surface*”, com predomínio de estratificação cruzada de superfícies regulares de caráter eólico, de idade jurássica, afetados por fraturamentos de origem tectônica. Essa unidade geológica formal tem sido considerada como originada de ambientes essencialmente eólicos.

A Formação Botucatu é dividida em duas unidades de mapeamento sob o enfoque pedohidrogeológico:

- Formação Botucatu - solos arenosos, espessura média 1,60m. Essa unidade é representada por arenitos, cujos solos são essencialmente arenosos, de espessura variável entre 1,20 e 2,00 m, evidenciando elevada permeabilidade, relevo ondulado a fortemente ondulado predominante, com grande suscetibilidade à erosão. Feições típicas dessa unidade de mapeamento são explicitadas na figura 3.43.

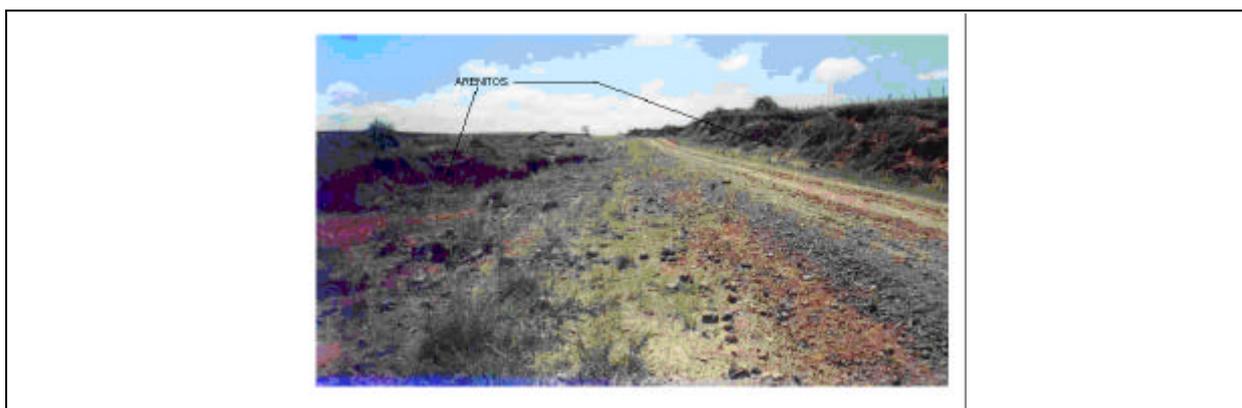


Figura 3.43 – Formação Botucatu - solos arenosos, permeáveis, suscetíveis à erosão, divisor topográfico interno na sub-bacia do Arroio Caverá.

- Formação Botucatu - solos arenosos saturados profundos. Essa unidade de mapeamento é representada por arenito saturado em água, posicionado em vales e depressões topográficas, explicitando condições de hidromorfismo, as quais se associam solos arenosos orgânicos eventualmente com incidências de turfa, com espessura média de 2,5 m.. Com frequência ocorrem banhados, que representam surgências de água subterrânea, conforme indicado na figura 3.44.



Figura 3.44 – Formação Botucatu: solos arenosos profundos saturados em água (surgência de água subterrânea), na sub-bacia do Arroio Caverá.

As rochas vulcânicas basálticas, constituída por diversos derrames com espessuras variáveis entre 10 e 30 m, na média 20 m, bem como arenitos intertrápicos de envergadura variável, afetados por tectônica que gerou falhamentos e fraturamentos de envergadura variável constituem a Formação Serra Geral, de idade jurrássico-cretácica, estratigraficamente sobreposta à Formação Botucatú, incidem em 71,82 % da área da bacia hidrográfica investigada.

Foram constatadas evidências de cinco derrames basálticos, que exercem marcante influência no modelado geomorfológico, evidenciando uma sucessão de escarpas e patamres conforme ilustrado de modo esquemático na figura 3.45.

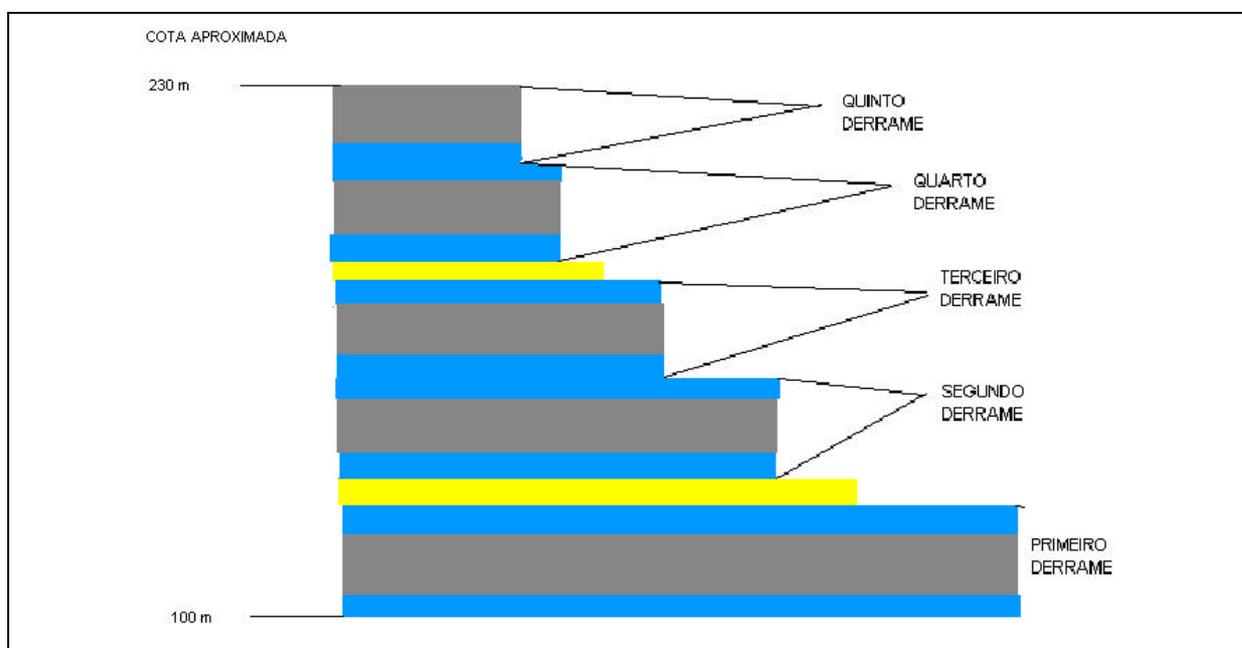


Figura 3.45 – Seqüência de derrames vulcânicos basálticos.

Cada derrame representa um evento vulcânico, que em razão das condições termodinâmicas vigentes durante a sua formação exibe um zoneamento conforme explicitado na figura 3.46.

As diversas zonas indicadas na figura 3.46 apresentam a seguinte caracterização:

- uma zona, identificada como CENTRO, em que esfriamento mais lento da lava gerou fissuramentos verticais a subverticais, um maior grau de cristalização dos minerais primários, que são mais resistentes ao intemperismo;

- uma zona, denominada BASE, em que o esfriamento foi muito rápido, com fissuras horizontais a subhorizontais, reduzido grau de cristalização dos minerais primários e incidências de vidro vulcânico, muito suscetível ao intemperismo;
- uma zona, denominada TOPO, em que o esfriamento foi muito rápido ocasionou fissuras horizontais a subhorizontais, com reduzido grau de cristalização dos minerais primários, incidências de vidro vulcânico, vacúolos, vesículas, amígdalas, minigeodos e geodos muito suscetível ao intemperismo;
- arenitos intertrápicos, representando evento de deposição sedimentar no período de tempo entre sucessivos derrames, posicionados entre topo e base.

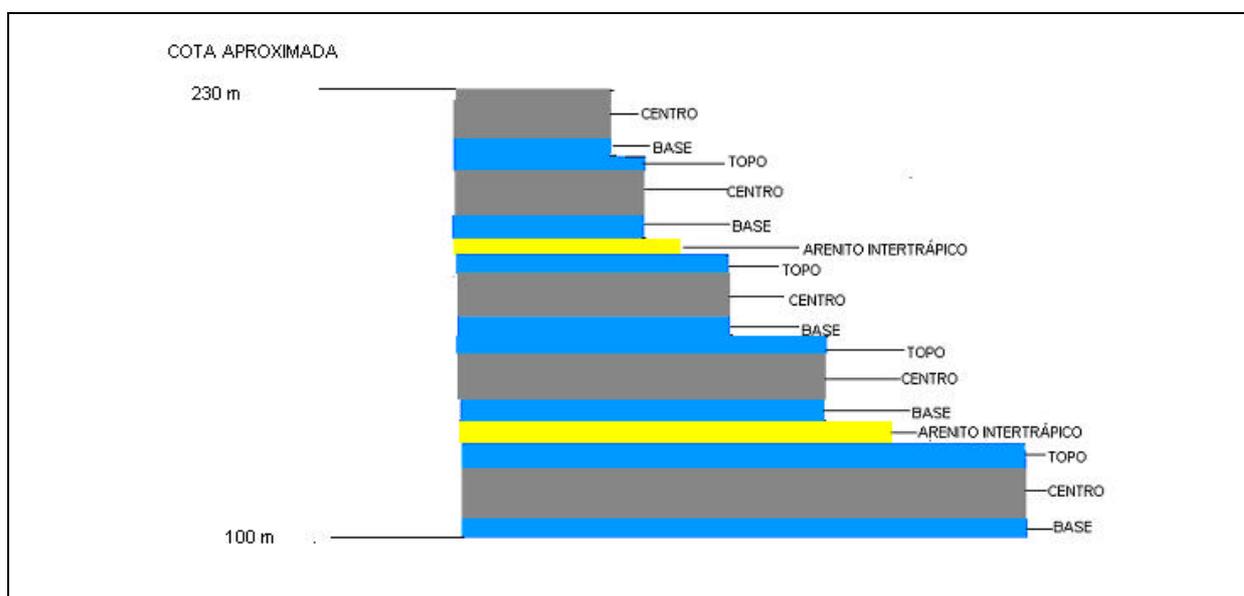


Figura 3.46 – Detalhamento da estrutura dos derrames em zonas de centro, base e topo, e arenitos intertrápicos.

A evolução geomorfológica e os processos pedogenéticos que afetaram o conjunto dos derrames e os arenitos intertrápicos moldou um relevo, em que se sucedem patamares e escarpas, conforme explicitado na figura 3.47. Os solos profundos desenvolveram-se nos domínios das zonas de topo e base de sucessivos derrames, onde ocorreu a conjugação de fatores favoráveis ao intemperismo. Há evidências de paleossolos em posicionamento sotoposto a arenitos intertrápicos.

A configuração indicada na figura 3.47 possibilita entender a distribuição de formas do terreno mostradas na figura 3.13, bem como enunciar a caracterização das unidades de mapeamento, que representam unidades de resposta hidrológica diferenciada em que a

topografia plana coincide com os solos mais profundos e a topografia inclinada é associada a solos rasos. A única exceção, onde o solo raso corresponde à topografia plana está relacionada ao quinto derrame que ocorre no divisor de águas da bacia do Rio Ibirapuitã. Combinações de solo raso e solo profundo com topografia plana e inclinada serão utilizadas nas simulações hidrológicas apresentadas no Capítulo 4.

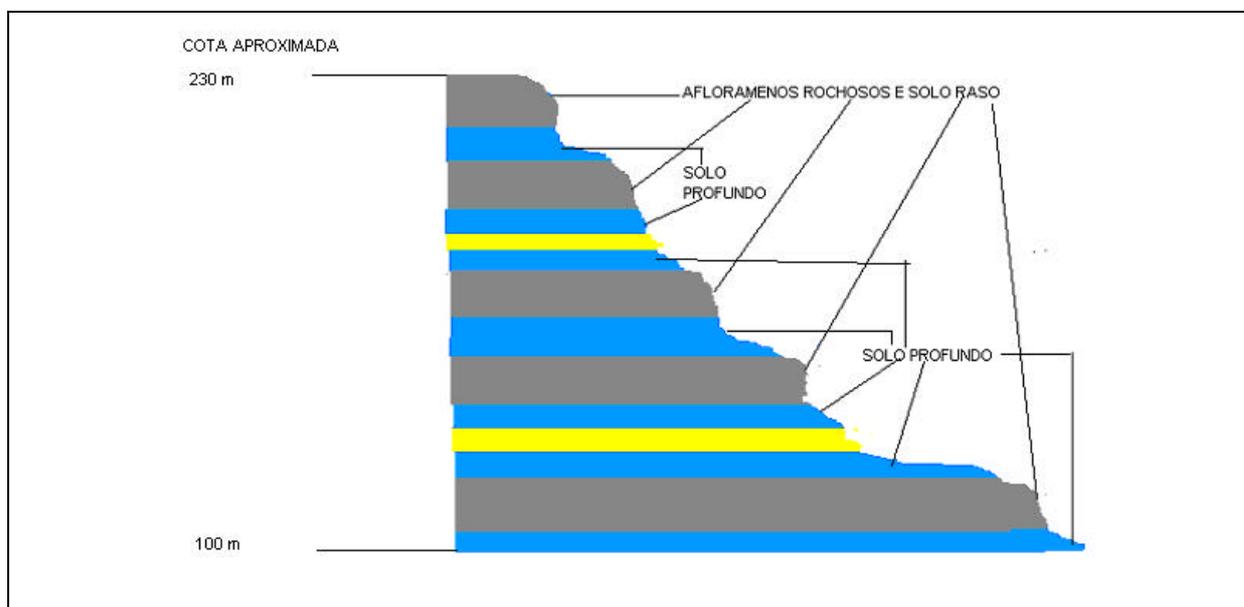


Figura 3.47 – Influência das zonas estruturais dos derrames na distribuição de solos profundos e afloramentos rochosos / solo raso.

Formação Serra Geral - afloramentos rochosos e solos argilo-siltosos rasos (0,15 m) podendo eventualmente incluir ocorrências esparsas e descontínuas, numa proporção inferior a 20%, de solos siltico-argilosos com espessura da ordem de 0,30 m, em relevo geralmente escarpado, com reduzida capacidade de armazenamento de água constituem uma unidade de mapeamento (Figuras 3.48, 3.49 e 3.50), com grande potencial gerador de escoamento superficial.



Figura 3.48– Rio Ibirapuitã, próximo a Santana do Livramento: Formação Serra Geral, afloramentos de rocha basáltica e solos rasos.

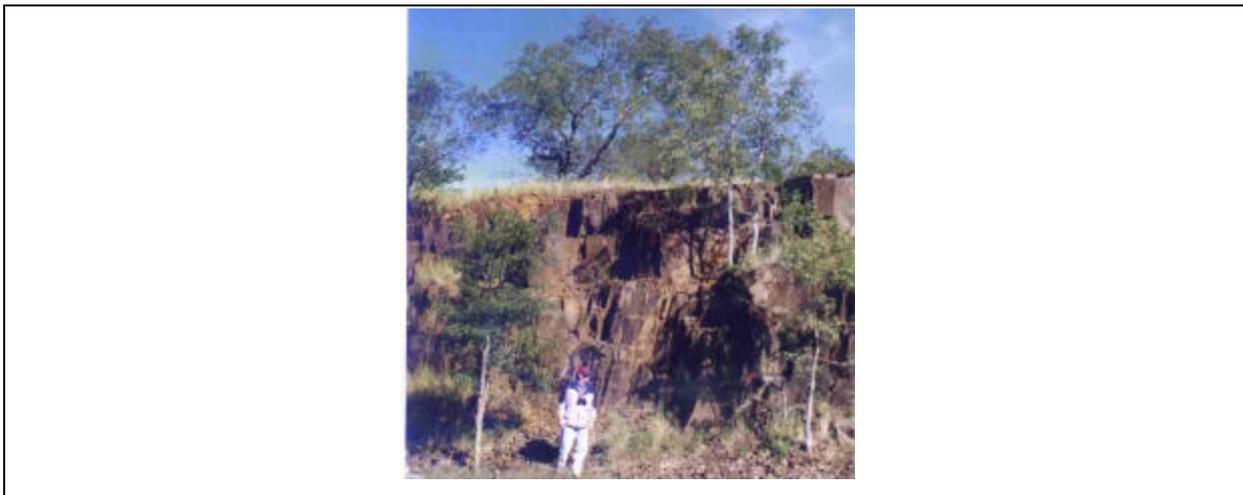


Figura 3.49 – Formação Serra Geral: afloramento de rocha basáltica, próximo a Santana do Livramento.



Figura 3.50 – Formação Serra Geral: solo raso, detalhe quase no limite dos municípios de Quaraí e Santana do Livramento.

Nos períodos de verão, sofre um grande aquecimento durante o dia, face ao reduzido albedo associado à coloração escura dos afloramentos, evidenciando um rápido esfriamento da superfície do terreno durante a noite. Tais gradientes térmicos reduzem, em muito, a já pequena capacidade de retenção de água nos horizontes superficiais.

Formação Serra Geral - solos síltico-argilosos profundos (média 2,00m), cujas espessuras variam entre 1,50 m a mais de 2,50 m (Figura 3.51), podem incluir incidências descontínuas de solos argilo-síltico-pedregosos rasos e solos síltico-argilosos, com espessuras entre 0,60 a 1,00 m em proporção inferior a 15%, representam outra unidade de mapeamento. O

posicionamento topográfico dessa unidade ocorre sobre patamares topográficos, nas zonas de transição entre derrames vulcânicos, podendo ainda estar situados em fundos de vale ou depressões em meia encosta, evidenciando marcante impermeabilidade.



Figura 3.51– Formação Serra Geral: solos siltico argilosos profundos, nas proximidades da cidade de Alegrete.

Formação Serra Geral - solos siltico-argilosos saturados profundos (2,50 m), cujos posicionamentos ocorrem em patamares topográficos, nas zonas de transição entre derrames vulcânicos (Figura 3.52), podendo, ainda estar situados em fundos de vale ou depressões em meia encosta, com marcante presença de matéria orgânica no horizonte superficial, manifestações de hidromorfismo, podendo incluir resquícios de arenito intertrápico e fração arenosa em proporção inferior a 10% representam uma unidade de mapeamento de ocorrência mais restrita.



Figura 3.52 – Formação Serra Geral: solo siltico-argiloso profundo, saturado (surgência de água subterrânea), nas proximidades dos limites entre os Municípios de Alegrete e Santana do Livramento.

Formação Serra Geral:- arenitos intertrápico (Figura 3.53), cuja espessura é inferior a 3,00 m, freqüentemente silicificados e recozidos, incluindo rochas mistas (mesclas de arenito e basalto), solos arenosos rasos (0,20 m), podendo incluir ocorrências esparsas de solos siltico-argilosos com espessura média de 0,60 m, evidenciam comportamento impermeável dessa unidade de mapeamento.



Figura 3.53 – Formação Serra Geral: arenito intertrápico parcialmente silicificado, próximo a cidade de Alegrete.

Depósitos sedimentares atuais e subatuais: solos areno-siltosos-argilosos, profundos (2,0 m), representados por aluviões, constituem unidade de mapeamento com permeabilidade relativamente elevada.

Estas unidades de mapeamento (Figura 3.41) são reclassificadas em quatro unidades de solo CN conforme apresentado na tabela 3.9. A classificação hidrológica CN (tabela 3.5) identifica quatro tipos de solo, em função do grau de permeabilidade e do potencial de armazenamento, que depende da porosidade efetiva, condicionamentos básicos para a geração de graus diferenciados de escoamento superficial.

O enquadramento das oito unidades de mapeamento nas quatro classes CN contemplou aspectos pedohidrogeológicos, envolvendo além da pedologia, a litologia, a espessura e o grau de saturação dos solos.

A unidade 8 representada por siltico argilosos saturados profundos é enquadrada com solo D, pois a perenidade de saturação em água condiciona um comportamento impermeável, o que implica em elevada potencialidade de gerar escoamento superficial. Apesar de características bem diferentes, as unidades de mapeamento 1 e 7 também são enquadradas na categoria de solo hidrológico D em função da reduzida espessura de solos.

A categorias de solo hidrológico C inclui as unidades de mapeamento 2 (solos siltico argilosos profundos) e 6 (solos arenosos saturados profundos), que apesar de texturas diferenciadas, tendem a oferecer a mesma potencialidade de escoamento superficial, pois a perenidade de saturação dos solos arenosos reduz em muito a capacidade de infiltração.

Tabela 3.9 - Reclassificação de unidades litológicas da bacia do Rio Ibirapuitã.

Identificador	NOME (profundidade média do solo)	CN	Área (km ²)	%
1	Formação Serra Geral: afloramentos rochosos e solos argilo-siltosos rasos (0,15 m)	D	2797	47,00
2	Formação Serra Geral: solos siltico-argilosos profundos (2,00 m)	C	1064	17,88
3	Formação Botucatu: solos arenosos, espessura média (1,60 m)	A	1347	22,63
4	Formação Rosário do Sul: solos argilo-siltico-arenosos, espessura média (1,50 m).	B	211	3,55
5	Depósitos sedimentares atuais e subatuais: solos areno-siltosos-argilosos, profundos (2,0 m).	B	32	0,54
6	Formação Botucatu: solos arenosos saturados profundos (2,50 m)	C	87	1,46
7	Formação Serra Geral: arenitos intertrápicos, solos rasos (0,20 m).	D	63	1,06
8	Formação Serra Geral: solos siltico-argilosos saturados profundos (2,50m)	D	350	5,88

O resultado desta operação para a bacia do Rio Ibirapuitã é ilustrado na figura 3.54 e o percentual de cada área no contexto da bacia na tabela 3.10, sendo todos os solos reagrupados em apenas quatro classes. Ressalte-se que no caso os quatro grupos de solos hidrológicos incorporaram aspectos litológicos, espessura de solos e a influência da saturação perene de solos.

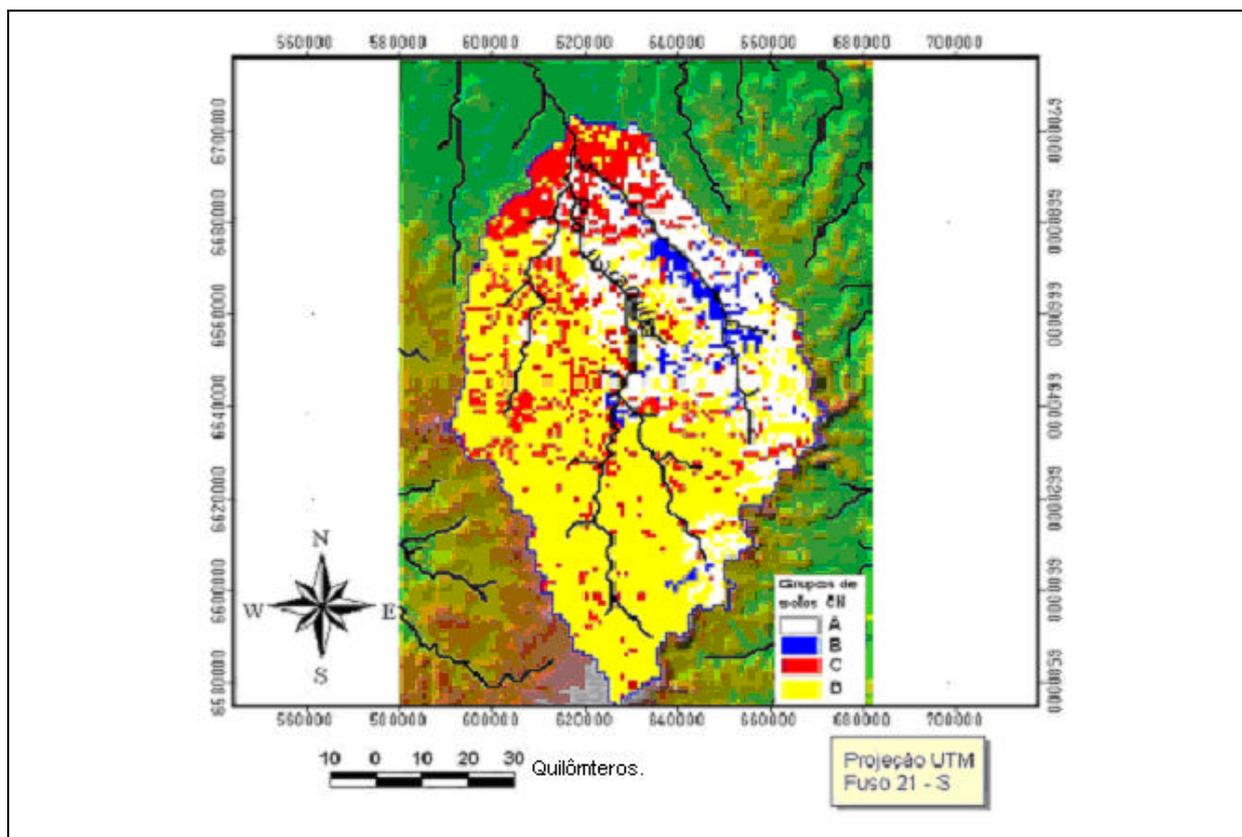


Figura 3.54 - Litologia em grupos do CN (A,B,C & D) para a Bacia do Ibirapuitã.

Tabela 3.10 - Ocorrência de cada um dos grupos CN de solos.

Grupo de solos	Área (km ²)	%
A	1359	22,84
B	266	4,47
C	1128	18,95
D	3198	53,74
TOTAL	5951	100.00

As feições geológicas representadas por discontinuidades, como fraturas e falhas, exercem marcante controle na compartimentação geomorfológica, na ação de processos erosivos, na forma e distribuição da drenagem superficial e, por consequência, nas respostas hidrológicas das bacias hidrográficas.

Apesar de tal importância, tais feições geológicas não estão, adequadamente explicitadas nos mapeamentos geológicos disponíveis para a área pesquisada. Em razão de tais fatos, foi

elaborado um plano de informações denominado tectônica, que é utilizado para subsidiar a espacialização de importantes propriedades condicionadoras do comportamento hidrológico.

O mapeamento de falhas e fraturas, através da interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite, unificadas sob a denominação *lineamento tectônico*, corresponde a outro plano de informação, que explicita a incidência de feições geológicas polarizadoras de fluxo d'água superficial, subsuperficial e subterrânea, por representarem zonas de elevada permeabilidade e porosidade do subsolo (Dainelli, 1990; Grehs, 1995; Hardcastle, 1995).

É utilizada a denominação *lineamento tectônico*, cuja identificação em produtos de sensoriamento remoto e no terreno, implica em considerar as discontinuidades nas litologias envolvidas, anomalias de relevo, de solo, de vegetação, de drenagem superficial e de surgências de água subterrânea. A explicitação da existência de *lineamentos tectônicos* resulta de evidências de uma ou da combinação de várias dessas feições na superfície terrestre.

A figura 3.55 constitui um exemplo do controle da rede de drenagem superficial, formas de relevo, da distribuição de solos e da vegetação por lineamentos tectônicos em uma composição colorida (3B, 4G, 5R) de imagens de satélite do sistema LANDAST 5 TM, correspondente a parcela do Rio Ibirapuitã., trecho médio da bacia hidrográfica.

O mapeamento detalhado da tectônica foi realizado a partir de interpretação de fotografias aéreas e indicou direções preferenciais nordeste e noroeste conforme explicitado na figura 3.56; que constitui exemplo da espacialização de lineamentos tectônicos em uma fotografia aérea. Cumpre enfatizar que ocorre pelo menos um lineamento a cada quilômetro no terreno.

Investigações de campo realizadas com a finalidade de avaliar as evidências de lineamentos tectônicos no terreno (Grehs,1972, 1995) demonstraram que a largura dos lineamentos correspondia a uma variação de 60 a 120 metros, dependendo da envergadura do lineamento. O valor médio corresponde a uma largura de 90 metros no terreno.

A distribuição de lineamentos tectônicos, explicitada na figura 3.56, possibilitou constatar que a variabilidade de ocorrência é de 1 a mais de 4 lineamentos por km², o que permitiu detectar a incidência de tais feições geológicas de modo heterogêneo O efeito das zonas fraturadas, associadas aos lineamentos tectônicos, corresponde a uma diminuição do potencial de geração

de escoamento superficial devido ao aumento da porosidade efetiva e da permeabilidade do subsolo.

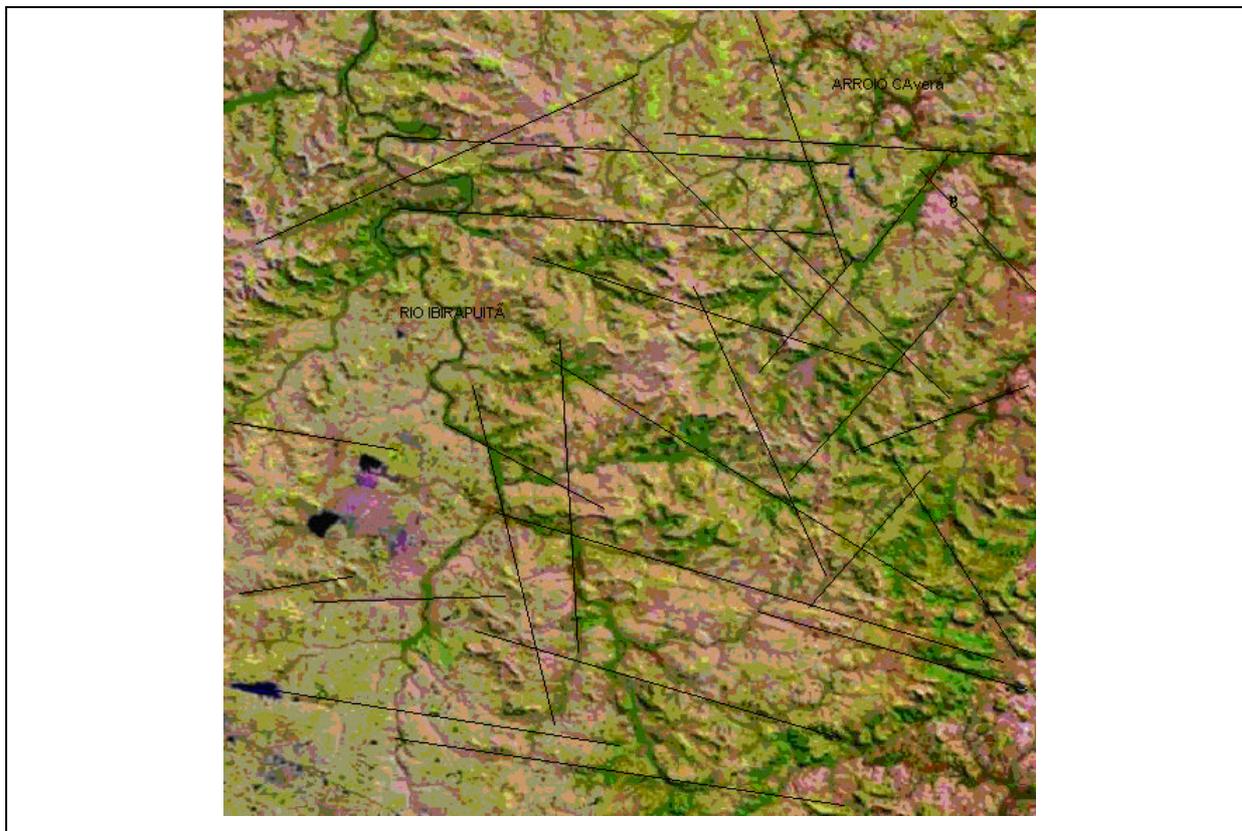


Figura 3.55 – Composição colorida (3B, 4G, 5R) de imagens digitais de satélite do sistema LANDSAT 5 TM, com identificação de alguns lineamentos tectônicos, o Rio Ibirapuitã, o Arroio Caverá e posição * das fotos das figuras 3.57, 3.58 e 3.59.

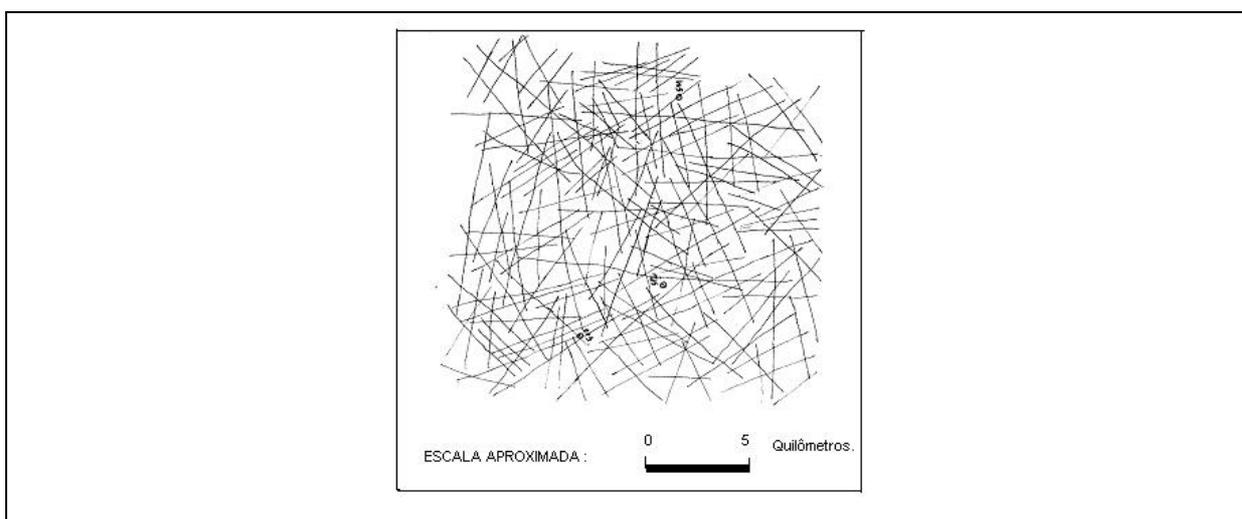


Figura 3.56 - Exemplo do mapeamento de lineamentos tectônicos em uma das fotografias aéreas da bacia do Rio Ibirapuitã.

As figuras 3.57, 3.58 e 3.59 ilustram feições do terreno associadas a um lineamento tectônico de montante para jusante, respectivamente como anomalias em solo argiloso de basalto da Formação Serra Geral (Figura 3.57), no contato do primeiro derrame basáltico com os arenitos da Formação Botucatu (Figura 3.58) e fraturas no arenito, que condicionam a surgência de água subterrânea.



Figura 3.57 – Feições do terreno associadas à incidência de um lineamento tectônico, em solo argiloso correspondente a base do primeiro derrame de lava basáltica (instabilidade polarizada alinhada e surgência de água subterrânea).



Figura 3.58 – Evidências no terreno do mesmo lineamento tectônico, mencionado na figura 3.57, visto de outro ângulo, contato do primeiro derrame basáltico com o Arenito Botucatu sotoposto.

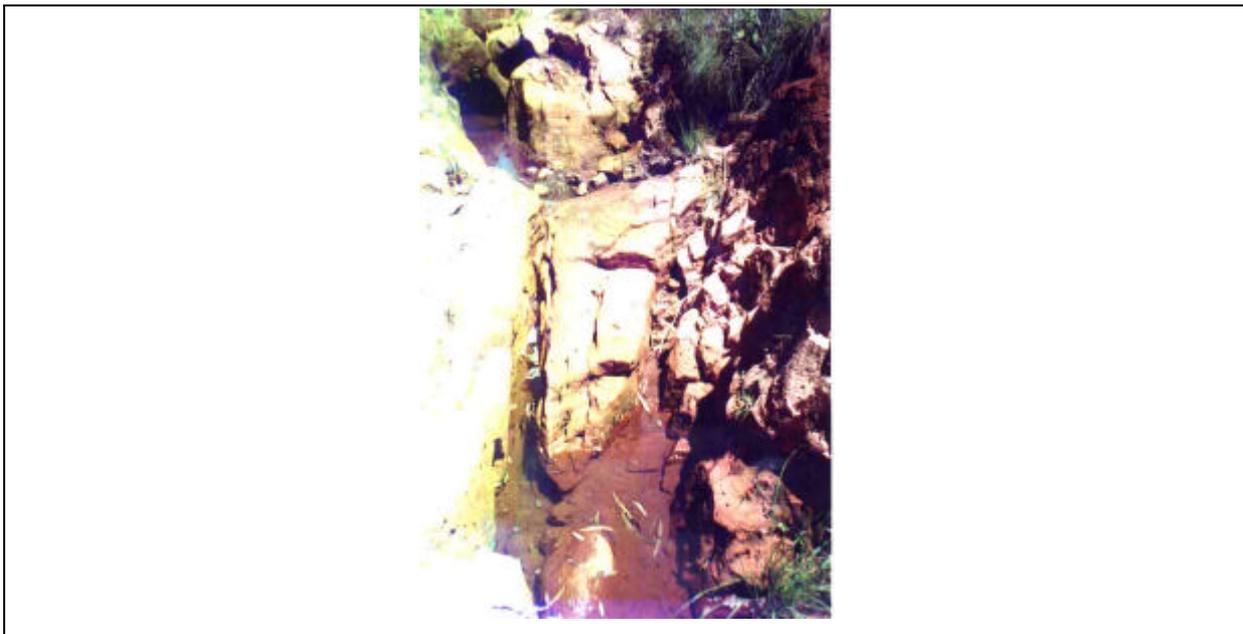


Figura 3.59 – Detalhe da incidência de fraturas associadas ao lineamento tectônico explicitado nas figuras 3.57 e 3.58.

Uma novidade considerada neste trabalho é a inserção do mapeamento da frequência de ocorrência de lineamentos tectônicos com as fraturas associadas, como forma de melhor explicar a movimentação de água subsuperficial e subterrânea. Isto ocorre porque a frequência de ocorrência de fraturas de origem tectônica indica as zonas de maior permeabilidade e porosidade efetiva, que influenciam no armazenamento e no fluxo da água subsuperficial e da água subterrânea, que são polarizados por tais feições geológicas.

No contexto desta tese, os lineamentos tectônicos constituem parâmetros denominados, *freqüência de lineamentos* (Greenbaum, 1985; Edet et al.1998) e representam o número de lineamentos por área:

$$FL = \acute{O}L / A \quad (3.11)$$

onde, FL é a frequência de lineamentos, $\acute{O}L$ é o número total de lineamentos e A é a área considerada.

A bacia hidrográfica investigada, após o mapeamento dos lineamentos tectônicos, a partir da interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite LANDSAT TM5, foi objeto de um

zoneamento de frequência de lineamentos, com base na divisão de células de 1 km², em que foram definidas quatro classes, conforme explicitado na figura 3.60..

- Fraca, quando ocorre um lineamento na célula;
- Média, quando ocorrem dois lineamentos na célula;
- Forte, quando ocorrem três lineamentos na célula;
- Muito Forte, quando ocorrem quatro ou mais lineamentos por célula.

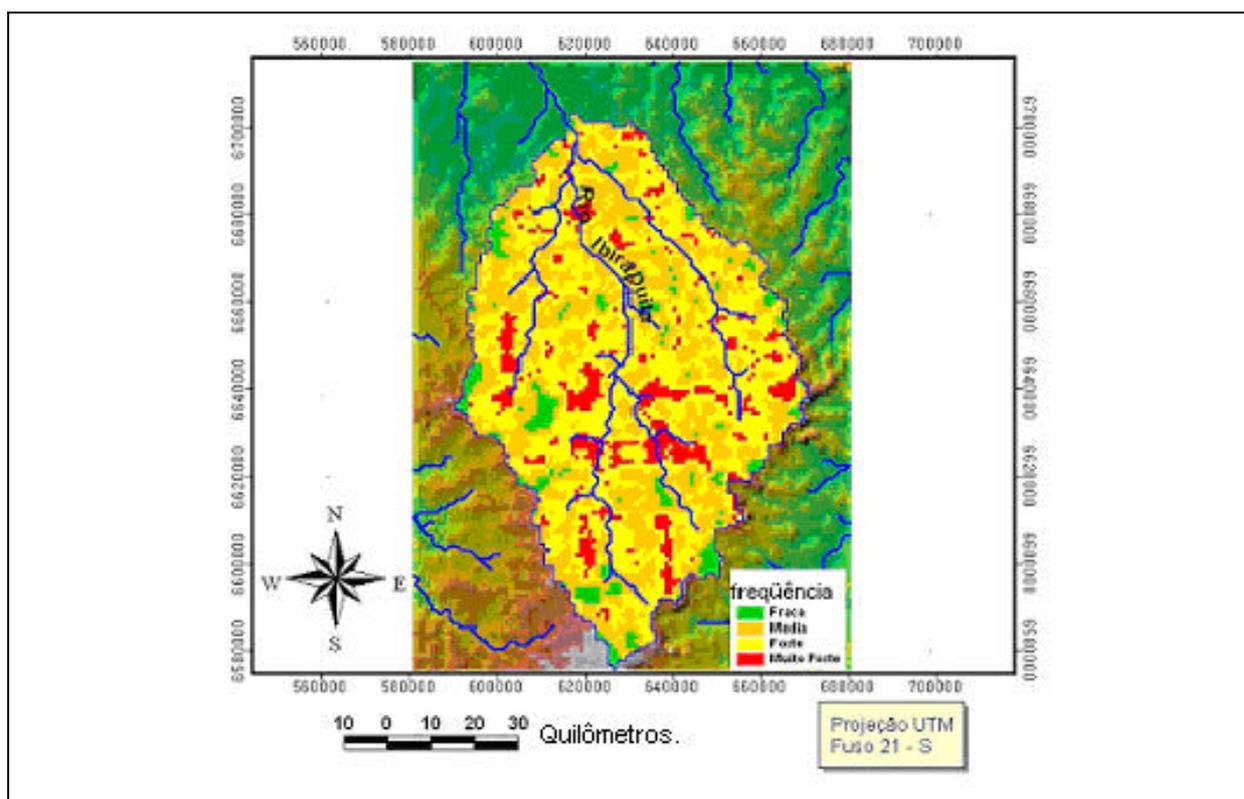


Figura 3.60 – Mapa de frequência de lineamentos tectônicos.

As diferenciações de frequência de lineamentos tectônicos e, por consequência, de zonas fraturadas refletem a complexidade da evolução geológica da região, onde pelo menos cinco episódios vulcânicos se manifestaram. A cada episódio de vulcanismo correspondem também efeitos tectônicos associados. O domo estrutural do Cerro do Jarau (Grehs, 1969) situado algumas dezenas de quilômetros a oeste, constitui um exemplo a mais de eventos tectônicos, ainda não totalmente esclarecidos.

No entanto, a figura 3.60 indica o zoneamento da intensidade das porosidades efetivas e de condutividade hidráulica, que são diretamente crescentes com a frequência dos lineamentos tectônicos. A tabela 3.11 indica a quantificação das classes de frequência de lineamentos.

Tabela 3.11 - Classes de frequência de ocorrência de lineamentos tectônicos

Frequência de ocorrência de lineamentos tectônicos	Área (km²)	%
Fraca	364	6,12
Média	2080	34,95
Forte	2813	47,27
Muito Forte	694	11,66
TOTAL	5951	100,00

A incidência de lineamentos tectônicos, face às fraturas associadas, provoca significativos aumentos nos valores da porosidade efetiva e na condutividade hidráulica, o que possibilita a utilização de ponderadores aplicados a partir do mapa de frequência de lineamentos da figura 3.60. Com base no valor médio de 90 metros para a largura de cada lineamento tectônico (Grehs, 1972, 1995), o mapa de frequência de lineamentos tectônicos permite estabelecer índices de áreas fraturadas para cada classe de frequência, conforme explicitado na tabela 3.12.

Tabela 3.12 - Índices de Área Fraturada

Classe de Frequência de Lineamentos	Índices de Área Fraturada
Fraca	0,09
Média	0,18
Forte	0,27
Muito Forte	0,36

Quanto maior o índice de área fraturada menor será o potencial de geração de escoamento superficial, em decorrência do aumento da permeabilidade e da porosidade efetiva.

As quatro categorias de solos hidrológicos (Tabela 3.5) indicam potenciais diferenciados de geração de escoamento superficial, em função das características de permeabilidade dos solos e aspectos correlatos. Nesta tese adota-se uma hierarquização das quatro categorias de solos hidrológicos segundo intervalos de amplitude de geração de escoamento superficial. Ao menor potencial de escoamento é atribuído o valor zero (0) e ao maior potencial, o valor um (1). A tabela 3.13 indica índices de escoamento superficial dos solos hidrológicos CN.

Tabela 3.13 - Índices de Escoamento Superficial.

Solos Hidrológicos CN	Índices de Escoamento Superficial
A	0 a 0,25
B	0,26 a 0,50
C	0,51 a 0,75
D	0,76 a 1,00

A combinação dos índices das tabelas 3.12 e 3.13 permite incorporar os efeitos das zonas fraturadas no escoamento superficial, de modo que as classes estabelecidas na figura 3.54 sofrem uma reclassificação em função dos subsídios obtidos com o mapa de frequência de lineamentos explicitados na figura 3.60.

Os índices de área fraturada da tabela 3.12 provocam alteração das categorias de solos hidrológicos quando ocorre a incidência da classe forte e muito forte. Em tais circunstâncias, o pixel de 1 km é afetado por índices de área fraturada entre 0,27 e 0,36, o que ocasiona uma diminuição do índice de escoamento superficial, devido ao aumento da permeabilidade e da porosidade efetiva do subsolo com amplitude superior a 0,25. A premissa é que na medida que o índice de área fraturada é superior a 0,25, ocorre alteração no índice de escoamento dos solos hidrológicos, que passam para categoria de menor potencial de escoamento superficial.

A tabela 3.14, abaixo, apresenta este processo de adequação das classes de solo dos grupos CN em função da frequência de ocorrência de lineamentos tectônicos.

Tabela 3.14 - Adequação dos grupos de solo em função da frequência de lineamentos.

Geologia e Solos				
Frequência de lineamentos	A	B	C	D
Fraca	A	B	C	D
Média	A	B	C	D
Forte	A	A	B	C
Muito Forte	A	A	B	C

A classe A não sofreu alterações por influência da incidência da frequência de lineamentos tectônicos, pois já estavam enquadradas como de elevada infiltração. No entanto, a classe B foi alterada para Classe A sob influência de frequências forte e muito forte.

Verifica-se que a classe C, sob influência de frequências forte e muito forte, passou para a classe B. Sob influência de frequência forte e muito forte a classe D passou para a classe C.

A figura 3.61 apresenta o resultado final desta operação e a tabela 3.15 expressa o percentual de área de cada classe.

Comparações entre as figuras 3.54 e 3.61 indicam diferença marcante na classe predominante, que na primeira era D e na última passou a ser C.

As tabelas 3.10 e 3.15 indicam que houve uma ampliação de importância da classe B, que na tabela 3.10, era 4,47% passou para 12,18 % na tabela 3.15.

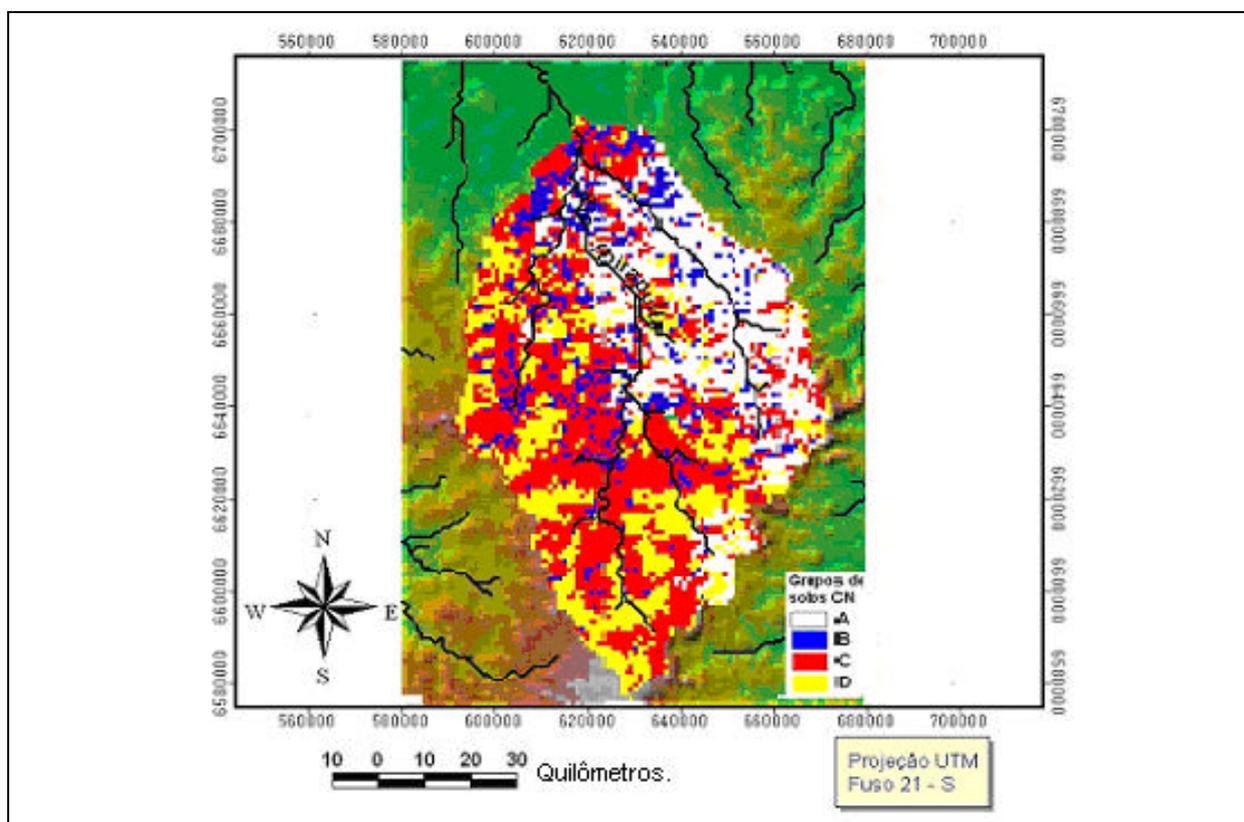


Figura 3.61 - Litologia em Grupos do CN (A,B,C & D) corrigidos pela frequência de lineamentos.

Tabela 3.15 - Ocorrência de cada um dos grupos de solos CN corrigidos pela frequência de lineamentos tectônicos.

Grupo de solos	Área (Km ²)	%
A	1518	25,51
B	725	12,18
C	2366	39,76
D	1342	22,55
TOTAL	5951	100,00

A introdução da variável frequência de lineamentos tectônicos indica que o comportamento da bacia hidrográfica é mais poroso e permeável, o que implica em redução do escoamento superficial em relação à situação que não considera a influência das fraturas associadas a tais feições geológicas.

Com a finalidade de averiguar se os resultados da modelagem hidrológica são melhores, com a introdução dos parâmetros de frequência de lineamentos tectônicos, a simulação será feita com os parâmetros indicados nas figuras 3.54 e 3.61.

Utilizando-se dos dados da tabela 3.6, pode-se reclassificar em ambiente de geoprocessamento as combinações resultantes da sobreposição do uso e do tipo de solo. Conforme apresentado na tabela 3.6, esta sobreposição finaliza-se em número (que varia de 0 a 100) que indica a capacidade de infiltração de cada posição dentro da bacia. Com este novo conjunto de números para cada sub-bacia, é finalmente obtido um valor médio da capacidade de infiltração.

Apesar do CN ser gerado para cada célula da bacia, nos procedimentos adotados nesta tese, é armazenado o valor médio do CN para cada sub-bacia (polígono). Saliente-se, mais uma vez, que um cenário de estudo que será realizado é sem (figura 3.54) e outro com a interferência de fraturas (figura 3.61).

Para a determinação do comprimento da maior linha de escoamento (L) em cada sub-bacia adotou-se o seguinte procedimento. Na medida que uma trajetória de fluxo da célula j até o exutório atravessa m células, sendo $m = 1, 2, \dots, M_j$, o comprimento do fluxo L_j é definido como a soma das distâncias de fluxo através de cada célula ao longo da trajetória,

$$L_j = \sum_{m=1}^{M_j} l_m \quad (3.12)$$

onde a distância de fluxo da célula l_m é igual ao tamanho da célula, ou 1,41 vezes o tamanho da célula dependendo da direção de fluxo ser ao longo do eixo das coordenadas, ou ao longo da diagonal, respectivamente.

Supondo-se que a dimensão das células indicadas na figura 3.62 é $\Delta x = \Delta y = 100$ m, quando as linhas de fluxo deslocam-se apenas nos sentidos N, S, E e O, o deslocamento é de 100 m; quando as linhas de fluxo deslocam-se nos sentidos NE, NO, SE e SO, o deslocamento é de 141 m. Neste quadro, a distância $A \rightarrow C$ é de 282 m, $B \rightarrow C$ é de 382 m e $C \rightarrow D$ de 341 m.

Neste quadro, cada trajetória de fluxo (seja se iniciando nas posições A, B ou C da Figura 3.62) representa uma função resposta (translação) de um modelo de hidrograma unitário com base no efeito cascata de reservatórios lineares Dooge (1959) e Maidment et al. (1996).

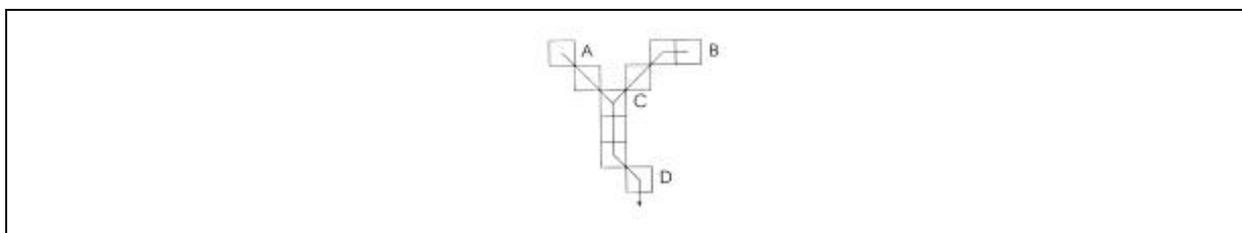


Figura 3.62 - Trajetórias de fluxo no contexto de cada célula (Adaptado de Maidment et al. 1996).

A computação dos valores acima referidos pode ser representada na forma de histogramas dos comprimentos e a soma cumulativa dos valores de tais histogramas possibilita gerar diagramas área - distância da bacia hidrográfica; ou seja, a indicação da área de drenagem até o exutório como função da distância de fluxo a partir do exutório, conforme ilustrado na figura 3.63.

A Figura 3.64 evidencia o histograma de frequência de classes de distância até o exutório da bacia do Rio Ibirapuitã.

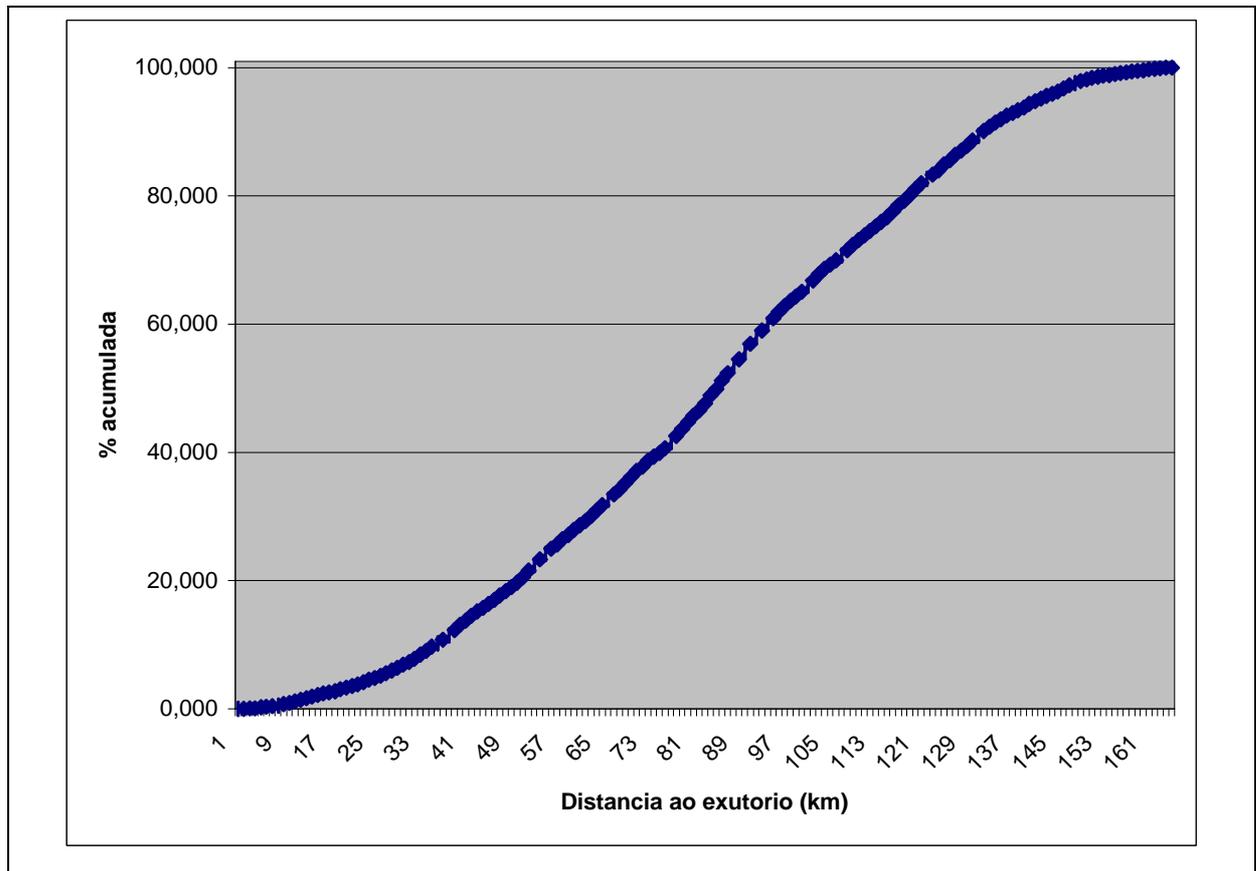


Figura 3.63 – Diagrama área – distância da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã.

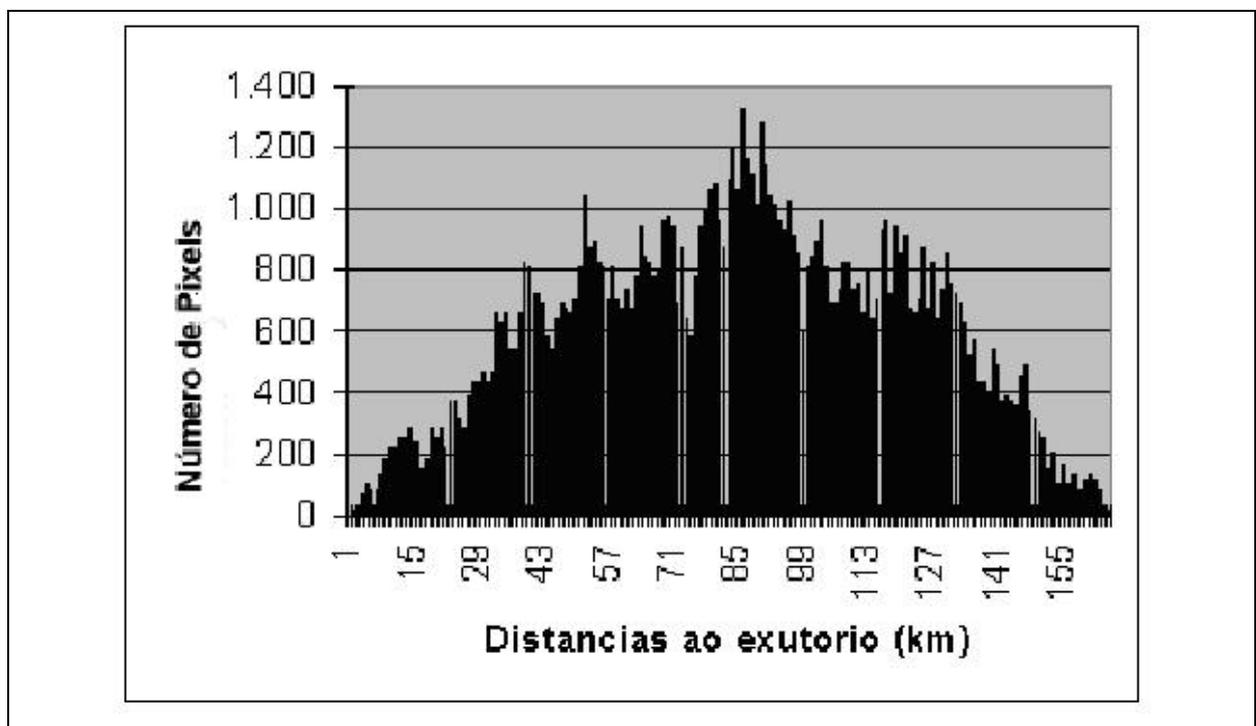


Figura 3.64 – Histograma de classes de distância até o exutório do Rio Ibirapuitã.

Aplicando-se a equação 3.12 a cada célula desta sub-bacia, são obtidos os resultados da figura 3.65, onde cada posição retém como atributo a distância até o exutório desta bacia seguindo a matriz de aspectos.

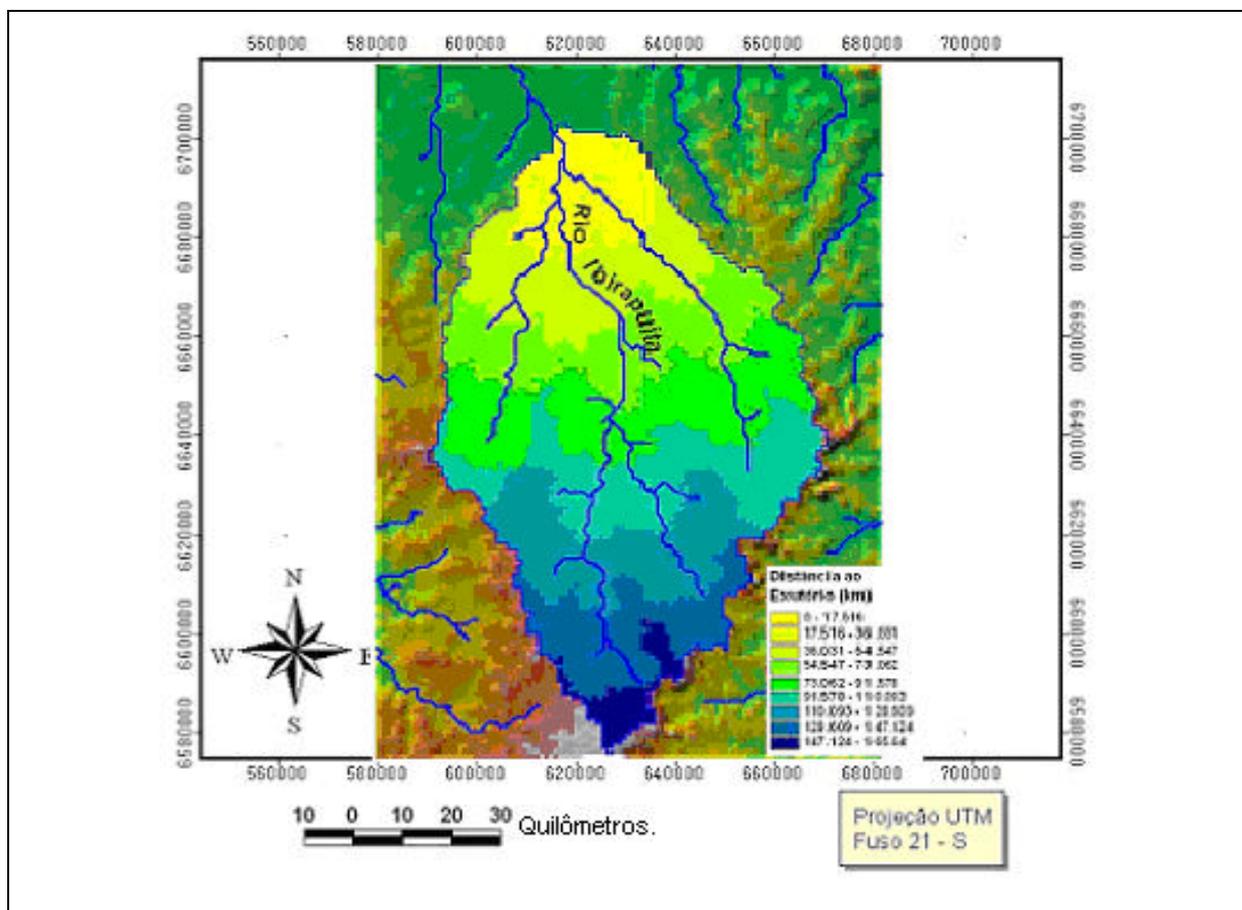


Figura 3.65 – Mapa de distancias ao exutório da bacia do Rio Ibirapuitã.

Em cada sub-bacia, é escolhida uma trajetória com maior valor de distância até o exutório, sendo determinado a linha de escoamento (segundo a matriz de aspecto). O resultado é a figura 3.66, indicando o caminho mais longo percorrido pelo escoamento superficial, em cada sub-bacia do Ibirapuitã.

Ao longo do caminho mais longo (L) percorrido pelo escoamento superficial em cada sub-bacia, são selecionados os pontos de maior cota (C_{\max}) e menor cota topográfica (C_{\min}). Com estes dados são obtidos os valores da declividade desta maior linha de escoamento (s) na sub-bacia através de:

$$s = \frac{C_{\max} - C_{\min}}{L} \quad (3.13)$$

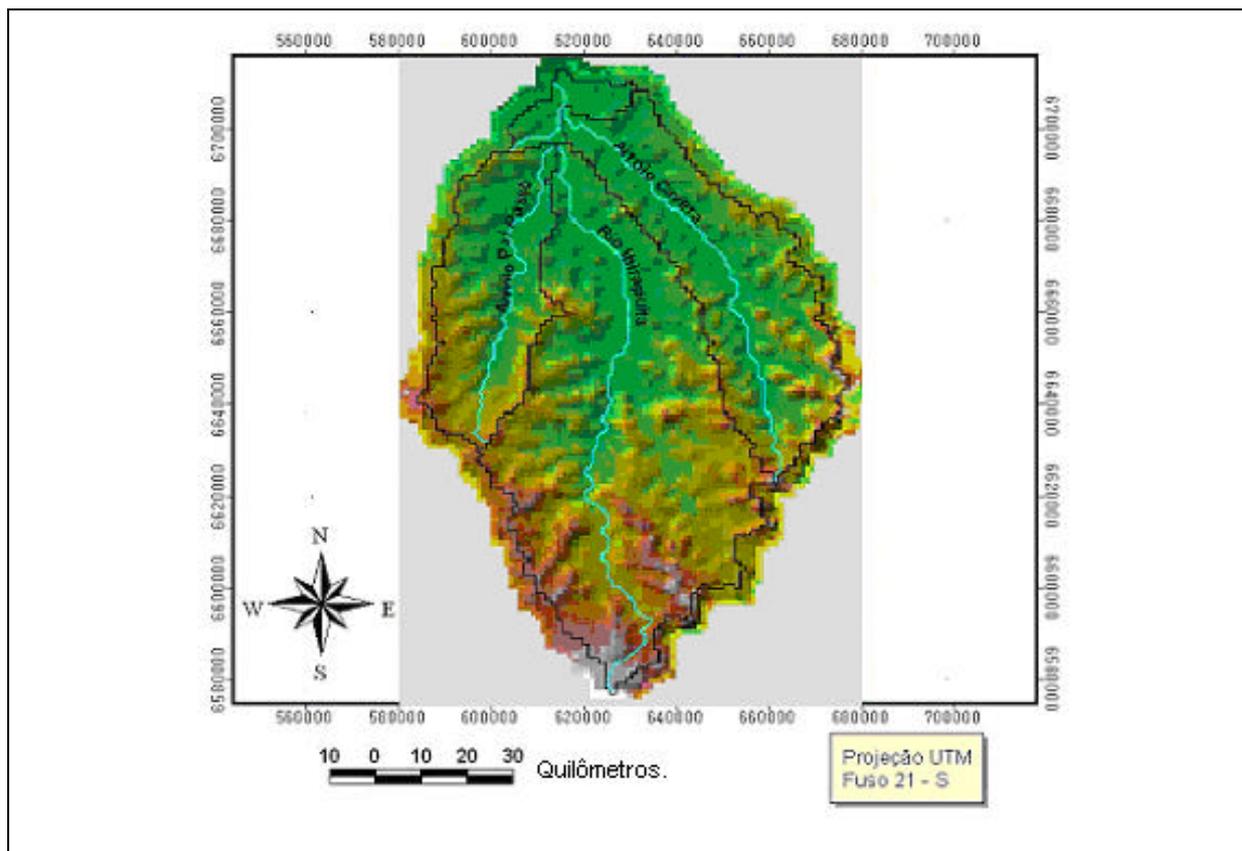


Figura 3.66 - Caminho mais longo percorrido pelo escoamento superficial, em cada sub-bacia

Finalmente, com base em todos estes parâmetros, o tempo de concentração de cada sub-bacia é calculado com a seguinte fórmula:

$$t_c = \frac{100 L^{0.8} [(1000 / CN) - 9]^{0.7}}{1900 s^{0.5}} \quad (3.14)$$

onde: t_c (minutos) é o tempo de concentração da sub-bacia,

L é o comprimento do caminho mais longo,

s (%) é a declividade deste caminho mais longo,

CN é a Curva – Número médio da sub-bacia.

Saliente-se que todos estes dados são calculados na forma de valores médios por sub-bacia hidrográfica, sendo o resultado final uma tabela como apresentado na figura 3.67, onde cada linha representa uma sub-bacia e cada coluna os seus atributos. No contexto desta tese, saliente-se mais uma vez, que serão testados vários arranjos de sub-bacias procurando sempre a sub- “bacia” de resposta hidrológica homogênea.

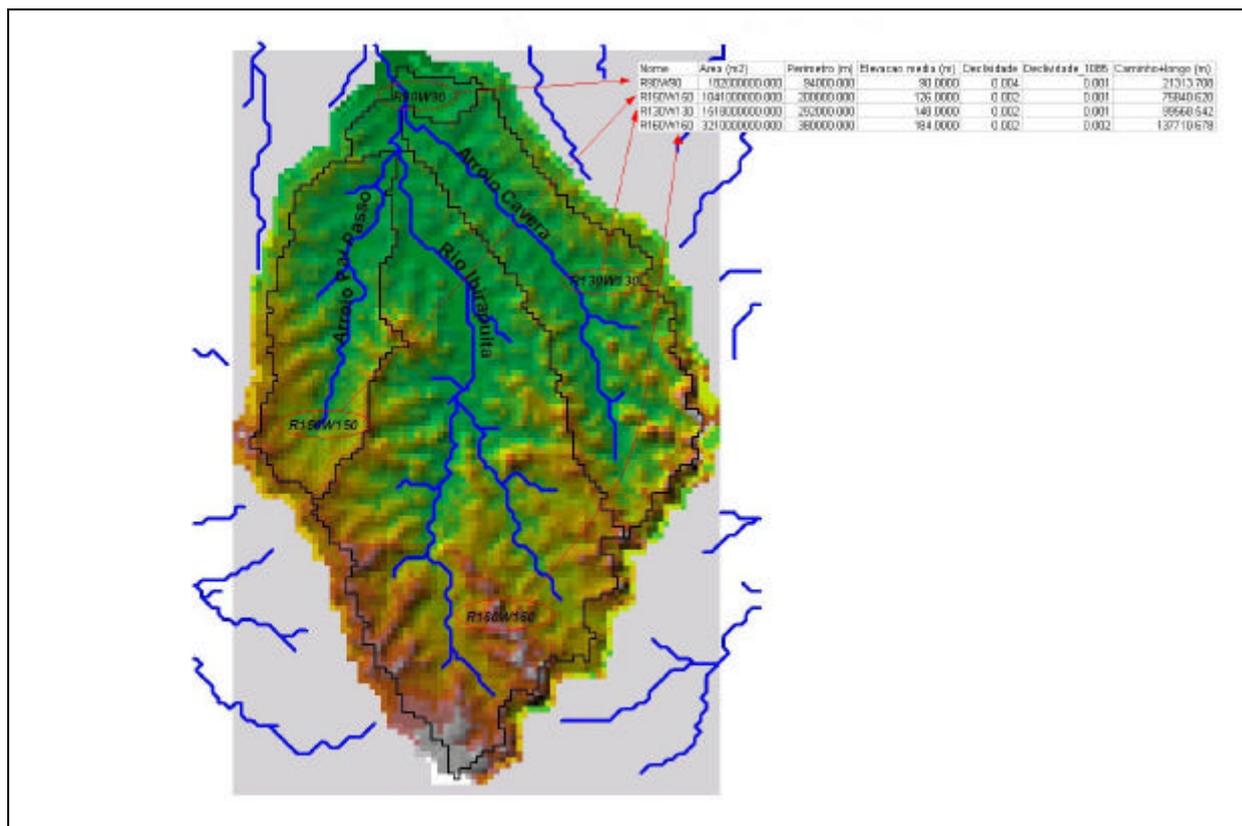


Figura 3.67 - Exemplo de estruturação final de dados de sub-bacias.

3.4.2 - Parâmetros dos trechos de rios

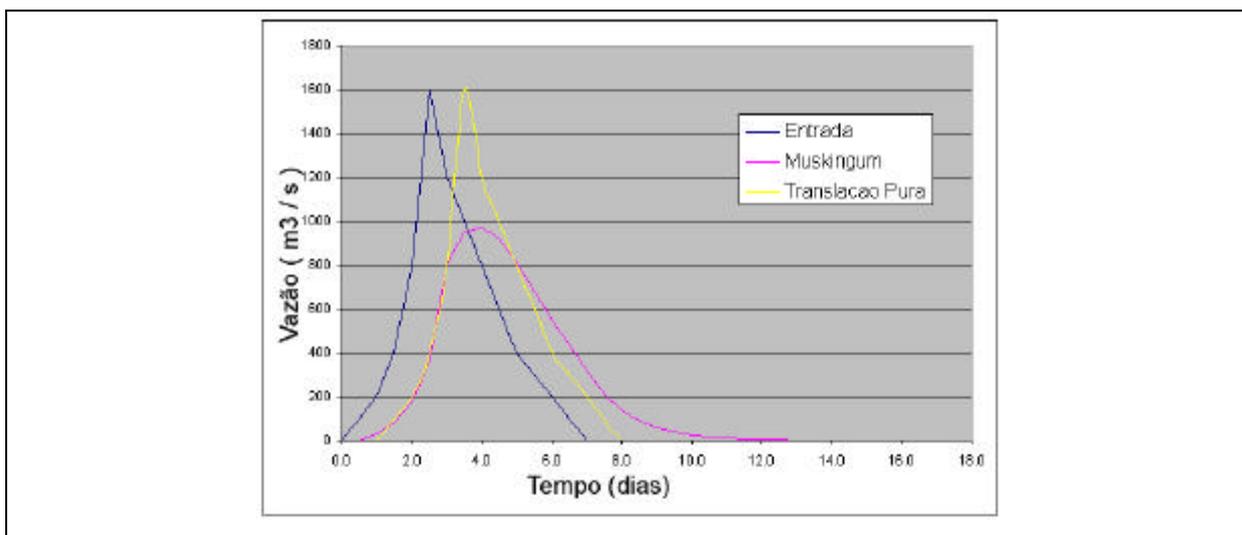
Quando o hidrograma entra em um canal, o fluxo será atenuado à medida que se move para jusante. Esta atenuação é basicamente composta dos efeitos de translação e amortecimento da onda de cheia. Os efeitos de armazenamento e resistência de fluxo são considerados para a forma e cronometrando a onda de inundação. Além destas mudanças, volumes de água podem ser perdidos devido à infiltração de canal.

Os modelos hidrológicos fazem uso de um grande número de métodos de deslocamento de ondas de cheia, tais como Reservatório Linear Simples, Muskingum, Onda Cinemática, Muskingum-Cunge, e outros.

A figura 3.68 ilustra estes conceitos. A entrada representa um hidrograma na parte superior (a montante) de um trecho de rio. Com o método da translação pura, a onda é deslocada no

tempo, sendo o valor de vazão de pico no trecho inferior (a jusante) do trecho rio igual ao hidrograma de entrada conforme ilustrado na figura 3.68.

O método de Muskingum permite que os processos de translação e amortecimento da onda de cheia sejam representados. Desta forma o hidrograma resultante apresenta um deslocamento no tempo e uma atenuação no pico de vazão de cheia (figura 3.68).



Figuras 3.68 - Propagação de ondas de cheia.

A figura 3.69 apresenta o fluxograma das atividades a serem desenvolvidas nesta etapa do trabalho, que envolve os cálculos de translação pura e Muskingum a partir de tempo de escoamento no trecho considerado.

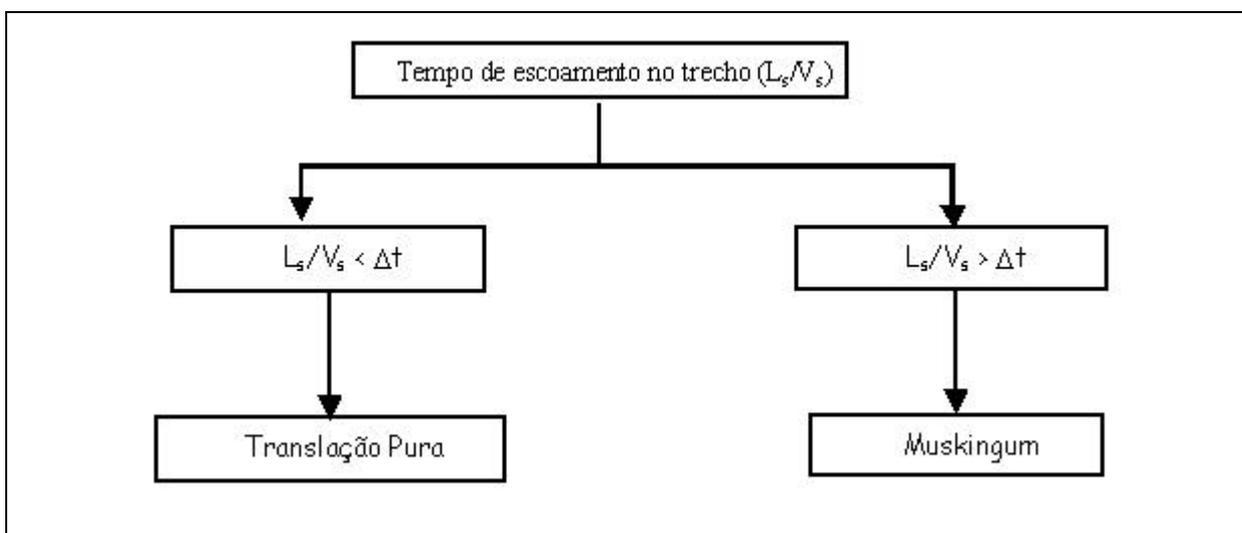


Figura 3.69 - Métodos de cálculo para os trechos de rios.

Para o método da translação pura:

$$t_{lag} = \frac{L_s}{60 V_s} \quad (3.15)$$

Onde : t_{lag} : tempo de fluxo no trecho do curso d'água (min) L_s : comprimento do trecho do curso d'água (m)

V_s : velocidade media no trecho do curso d'água (m/s)

A vazão resultante é:

$$Q(t + t_{lag}) = I(t) \quad (3.16)$$

Onde: t_{lag} : tempo de fluxo no trecho do curso d'água

I: fluxo de entrada no trecho do curso d'água

Q: fluxo de saída no trecho do curso d'água

O fluxo é retardado num intervalo de tempo fixo t_{lag} .

Para o método de Muskingum:

$$K = \frac{L_s}{3600 V_s} \quad (3.17)$$

$$n = \text{int} \left[\max(2X, 1/3) \frac{L_s / V_s}{\Delta t} \right] + 1 \quad (3.18)$$

Onde: K: tempo de fluxo no trecho do curso d'água (hr) [Muskingum K]

X: parâmetro de armazenamento [Muskingum X] L_s : comprimento do curso d'água(m)

V_s : velocidade media do curso d'água (m/s)

n: número de subtrechos do curso d'água

t: intervalo de tempo de análise

$$dS / dt = I - Q \quad (3.19)$$

O fluxo é retardado num intervalo fixo de tempo K . Quando $x=0$ tem-se um reservatório linear, quando $x=0.5 \rightarrow$ canais suaves uniformes e quando $x=0.2 \rightarrow$ canais naturais.

Método Muskingum: usado para picos de cheia similar através de seções de rios.

$$\bullet \quad Q(t) = C_1 I(t) + C_2 I(t-1) + C_3 Q(t-1) \quad (3.20)$$

$$\bullet \quad C_1 = (dt - 2KX) / [dt + 2K(1-X)] \quad (3.21)$$

$$\bullet \quad C_2 = (dt + 2KX) / [dt + 2K(1-X)] \quad (3.22)$$

$$\bullet \quad C_3 = (-dt + 2K(1-X)) / [dt + 2K(1-X)] \quad (3.23)$$

$$\bullet \quad S = S_{\text{prisma}} + S_{\text{cunha}} \quad (3.24)$$

$$\bullet \quad S_{\text{prisma}} = x/c \, Q = K \, Q \quad (3.25)$$

$$\bullet \quad S_{\text{cunha}} = X \, K \, (I - Q) \quad (3.26)$$

$$\bullet \quad S = K \, Q + X \, K \, (I - Q) = K [XI + (1-X)Q] \quad (3.27)$$

- S é o volume total de água no canal total
- L é o comprimento do canal
- dt é o intervalo de tempo
- I é o fluxo de entrada ao segmento do canal (cfs)
- Q é o fluxo de saída do segmento do canal (cfs)
- K é o tempo de percurso aproximado da onda de cheia através do segmento do canal, $K \, x/c$
- X é o fator de ponderação ($1 < X < .5$) que indica a intensidade de atenuação da cheia.

O método Muskingum é utilizado comumente na simulação hidrológica das relações variáveis entre descarga e armazenamento. Este método modela o volume armazenado pela enchente em um canal de rio pela combinação de armazenamentos em formas de cunha e prisma. Durante o avanço da onda de cheia, os fluxos de entrada superam os fluxos de saída, resultando uma cunha negativa. Em adição, ocorre um armazenamento em forma de prisma,

que é formado por um volume com seção transversal constante ao longo do comprimento do canal prismático.

Assumindo que a área da seção transversal do fluxo de cheia é diretamente proporcional a descarga na seção, o volume do armazenamento prismático é igual a KQ , onde K é um coeficiente de proporcionalidade e o volume de armazenamento em forma de cunha é igual a $KX(I - Q)$, onde X é um fator ponderador com amplitude de variação $0 < X < 1$. O armazenamento total corresponde, dessa forma, à soma de dois componentes:

$$S = KQ + KX(I - Q) \quad (3.28)$$

Esta expressão pode ser rearranjada para definir a função de armazenamento do método Muskingum:

$$S = K [XI + (1 - X)Q] \quad (3.29)$$

que representa um modelo de simulação linear de fluxo em rios.

O valor de X depende do aspecto do armazenamento modelado em forma de cunha. O valor de X varia de 0 para o armazenamento do tipo reservatório até 0.5 para a forma de uma cunha integral. Quando $X = 0$, não existe cunha e, por conseqüência, não existe água represada. Neste caso, a equação (3.29) resulta em um modelo de reservatório linear, $S = KQ$. O parâmetro K é o tempo de percurso da onda de cheia através do trecho do canal. K e X são especificados e constantes através da amplitude do fluxo.

Os valores de armazenamento nos tempos j e $j+1$ podem ser expressos, respectivamente, como:

$$S_j = K [XI_j + (1 - X) Q_j] \quad (3.30)$$

$$S_{j+1} = K [XI_{j+1} + (1 - X) Q_{j+1}] \quad (3.31)$$

Utilizando as equações (4.30) e (4.31) a modificação no armazenamento no intervalo de tempo t é:

$$S_{j+1} - S_j = K ([XI_{j+1} + (1 - X)Q_{j+1}] - [XI_j + (1 - X)Q_j]) \quad (5) \quad (3.32)$$

$$S_j = K [XI_j + (1 - X) Q_j] \quad (3.33)$$

$$S_{j+1} = K [XI_{j+1} + (1 - X) Q_{j+1}] \quad (3.34)$$

Utilizando as equações (3.31) e (3.32), a alteração do armazenamento no intervalo de tempo t é:

$$S_{j+1} - S_j = K ([XI_{j+1} + (1 - X) Q_{j+1}] - [XI_j + (1 - X) Q_j]) \quad (3.35)$$

Para estimativa das velocidades em cada trecho tornou-se necessária uma análise nos dados fluviométricos dentro da bacia do Ibirapuitã. Conforme mencionado anteriormente, encontram-se cadastradas, no Inventário das estações fluviométricas do DNAEE / MME, 3 estações, indicadas na tabela 3.2. Destas três, é utilizada a estação Alegrete (codificação 76750000) como estação de controle de todo exercício apresentado nesta tese.

Escolhida esta estação, o próximo passo é a determinação da curva-chave, que estabelece a relação entre a altura d'água do rio (observadas diariamente, através das régua linimétricas) e a sua vazão correspondente (obtidas através de molinetes, eventualmente).

A curva-chave deve ser representada normalmente por uma equação do tipo:

$$Q = a.h^n \quad (3.36)$$

Onde: Q – Vazão

a, n – coeficientes, determinados pelo método dos mínimos quadrados.

h – alturas d'água.

Entretanto, devido ao fato de o zero da régua não resultar sempre exatamente no ponto mínimo da seção, a curva-chave pode ter, depois do ajustamento com os dados de campo, a seguinte equação:

$$Q = a.(h \pm b)^n \quad (3.37)$$

onde: a, b, n – coeficientes, determinados pelo método dos mínimos quadrados.

Neste contexto, adotou-se os procedimentos de ajustes exponenciais, indicados nas equações (3.36) e (3.37) para a estação selecionada. Os resultados são indicados abaixo.

Para a estação Alegrete (Código 76750000) localizada no Rio Ibirapuitã, na cidade de Alegrete, RS, com seção transversal ilustrada na figura 3.70, e curva-chave ajustada na figura 3.71, com área de drenagem de 5.942 km² tem-se:

$$Q = 14,9368 \times (h - 0,13)^{1,5759} \quad R^2 = 0,81157 \quad (3.38).$$

Período de Aplicação: Início: 31/10/1940
 Fim: 20/05/1998

Amplitude: Cota mínima: 72 cm
 Cota máxima: 1215 cm

Velocidade do escoamento no período de observação (m/s):

$V_{\text{mín}}: 0,078$

$V_{\text{média}}: 0,507$

$V_{\text{máx}}: 1,488$

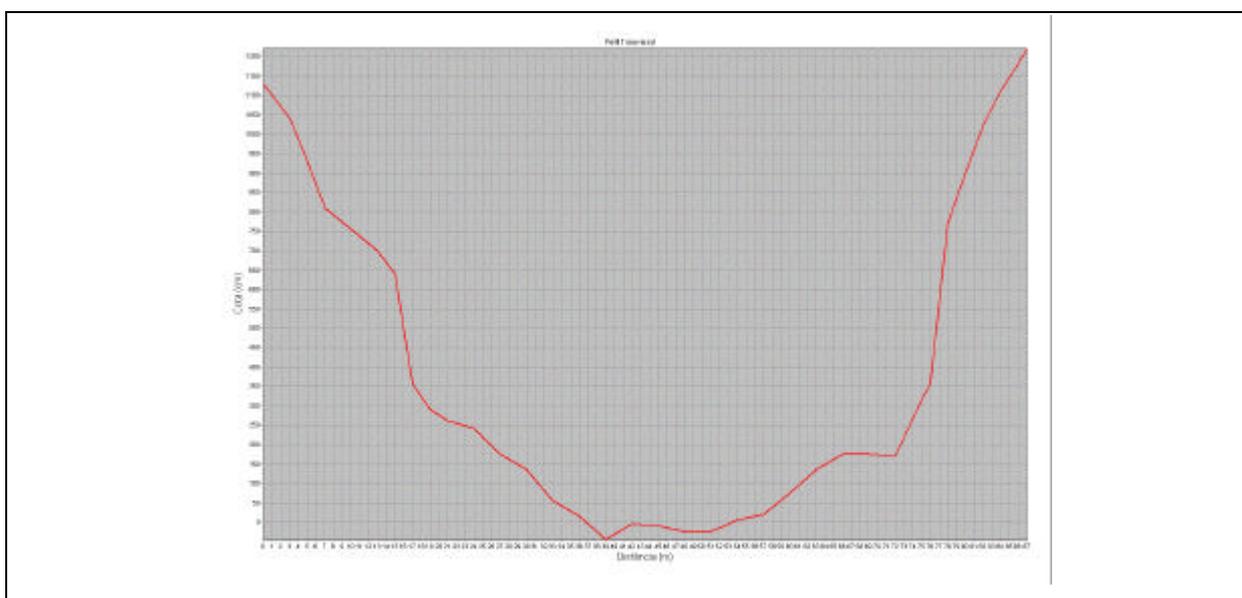


Figura 3.70 - Seção transversal da estação 76750000 (Alegrete).

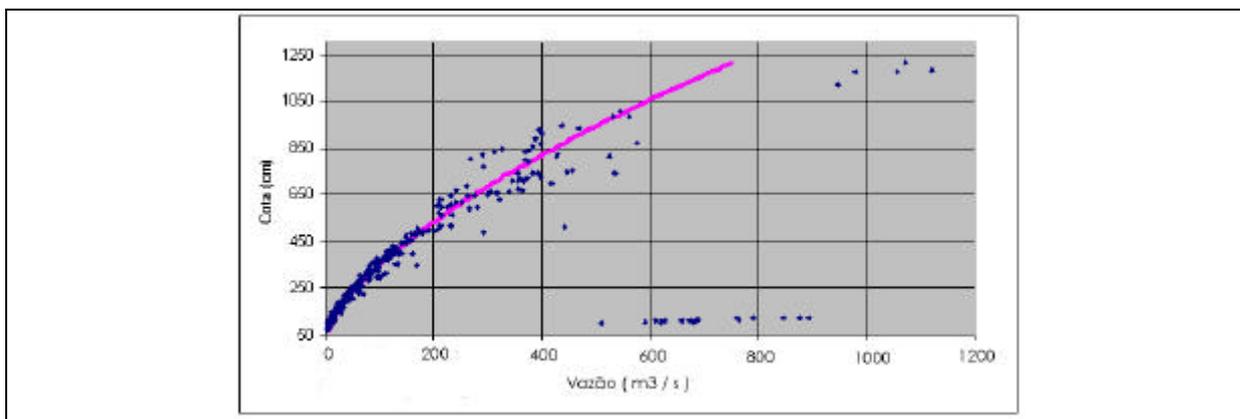


Figura 3.71 - Curva-chave da estação 76750000 (Alegrete).

A dispersão de dados da curva chave indica possíveis efeitos de remanso para os valores de cotas situados acima da curva e de contribuições de áreas inundadas, fora dos leitos do rio, para os valores de altas vazões correspondentes a cotas inferiores a curva chave. Os valores de vazão entre 600 e 900 m³ / s parecem refletir problemas de obtenção de dados de campo, pois as cotas referidas são muito baixas e contrastam com as cotas referidas para valores de vazão na faixa de 1000 a 1100 m³ / s.

Com equação a (3.38), os dados de leitura de régua foram transformados em vazões diárias. Com estes valores de vazões, é que pode-se pensar em planejamento dos recursos hídricos de uma bacia.

A figura 3.72 ilustra as vazões médias mínimas, médias e máximas para a estação Alegrete. O comportamento das vazões mínimas corresponde aos fluxos de base, alimentados pela contribuição da água subterrânea e atinge os maiores valores nos meses de junho, julho e agosto, quando são menores as perdas por evaporação e evapotranspiração. As vazões médias e máximas evidenciam maior variabilidade, refletindo influências diretas das chuvas.

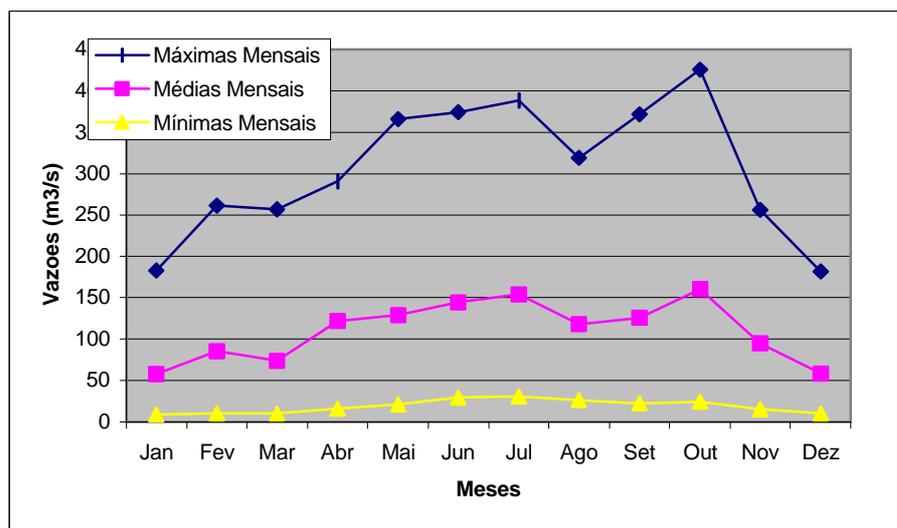


Figura 3.72 - Distribuição das vazões mínimas, médias e máximas para estação Alegrete.

Por exemplo, pode-se definir no período considerado, as vazões máximas médias e mínimas, ou ainda o fato de mínima vazão ser atingida apenas durante um certo período. Neste quadro, uma das sínteses mais úteis são os diagramas de frequência e a curva de permanência. Se houver a pretensão de saber a potencialidade de utilização de um curso d'água, é necessário conhecer com que frequências ocorrem vazões iguais ou superiores a uma determinada vazão. A distribuição de frequência é feita com uma série de valores em um posto fluviométrico, onde se despreza a ordem cronológica das vazões e se estuda a variação destas em ordem de grandeza, sendo reagrupadas em intervalos de classe.

Assim, escolhendo-se um número de m classes com valores de Q_i constituindo uma série de valores decrescentes variáveis entre a vazão Máxima ($Q_{máx}$) e a Mínima ($Q_{mín}$), de modo a formar o intervalo $[Q_{i-1}; Q_i]$, em que as vazões Q_j possam ser distribuídas. O número m_i de valores Q_j compreendidos no intervalo $[Q_{i-1}; Q_i]$ representa a frequência F_i isto é, o número de vezes em que as vazões Q_j são verificadas no referido intervalo. Supondo-se que estes intervalos são de tal forma que $Q_{i-1} > Q_j \geq Q_i$ e que o valor $Q_{máx}$ só ocorre uma vez no período de observação T , a expressão:

$$t_i = 1 + \sum_{i=1}^m F_i \quad (3.39)$$

é chamada duração da vazão Q_i . A figura 3.73 ilustra o diagrama de frequências onde é constatado que as vazões no intervalo de 215 a 0 m³/s, ocorrem em mais de 80 % do tempo.

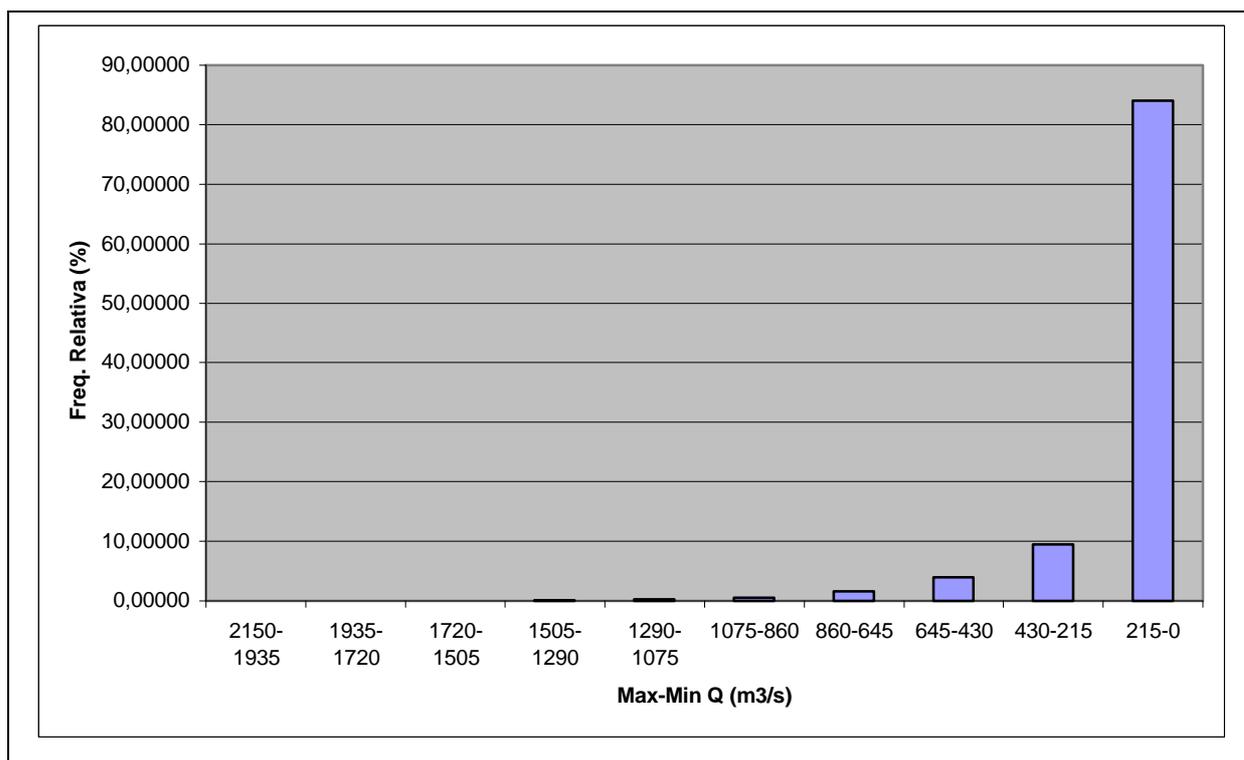


Figura 3.73 - Diagrama de freqüências da estação 76750000 (Alegrete).

A figura 3.74 apresenta a curva de duração ou permanência de vazões para a estação 76750000 com os quartil 25% , 50% e 75% (isto é, a vazão excedida em 75% do tempo).

A partir da interpretação destes dados pode-se, por exemplo, obter a permanências de que existem vazões $\geq 128 \text{ m}^3/\text{s}$ em apenas 50% do tempo.

Com base neste informações foram obtidos automaticamente vários parâmetros hidrológicos dos trechos de rios sendo armazenado de forma semelhante as bacias (ver figura 3.66).

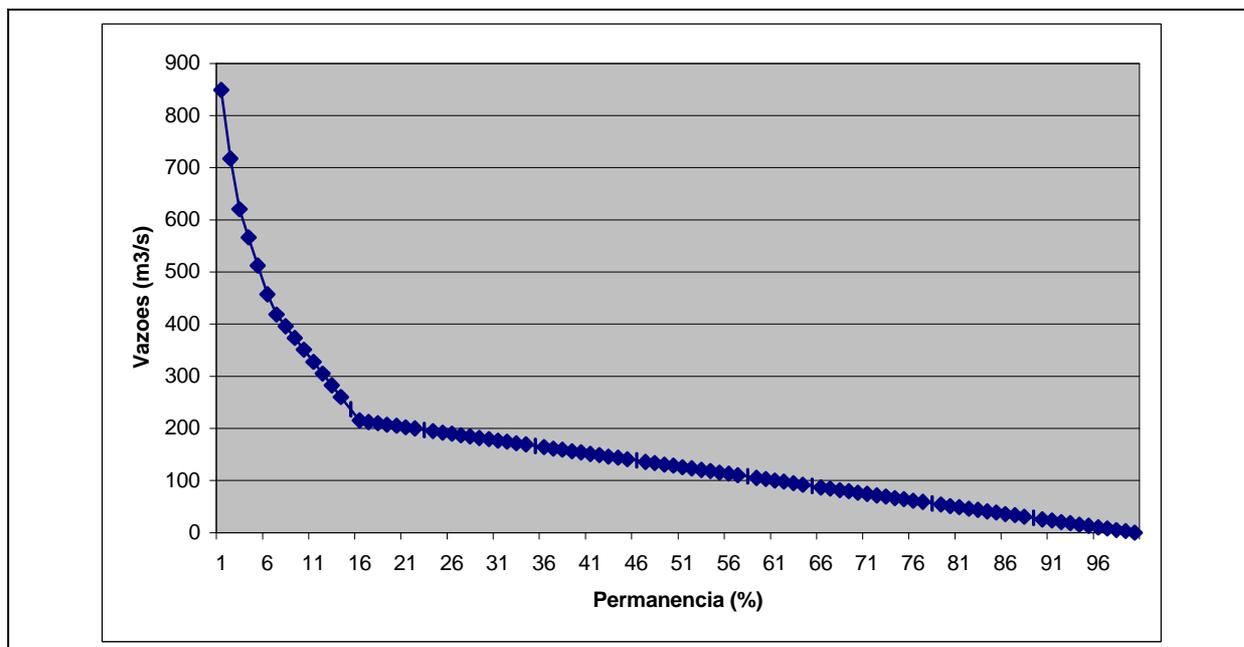


Figura 3.74 - Curva de permanência de vazões de longo período da estação 76750000 (Alegrete).

3.4.3 - Dados Pluviométricos

A série temporal de precipitação para cada sub-bacia é obtida através de uma média ponderada dos polígonos de Thiessen em cada sub-bacia. A figura 3.75 ilustra a localização de três estações selecionadas para este estudo.

Observa-se um gradiente de valores de precipitação no sentido N-S da bacia, sendo a ocorrência de maiores precipitações na estação 2955001 (Alegrete-Eletrosul) com um total médio anual de 1509,7 mm. A estação 3055007 (São Carlos), localizada aproximadamente no centro da bacia, apresenta totais médios anuais de 1474,8 mm. Os menores valores ocorrem nas cabeceiras da bacia na estação 3055003 (Fazenda Encerra) com 1407,4 mm.

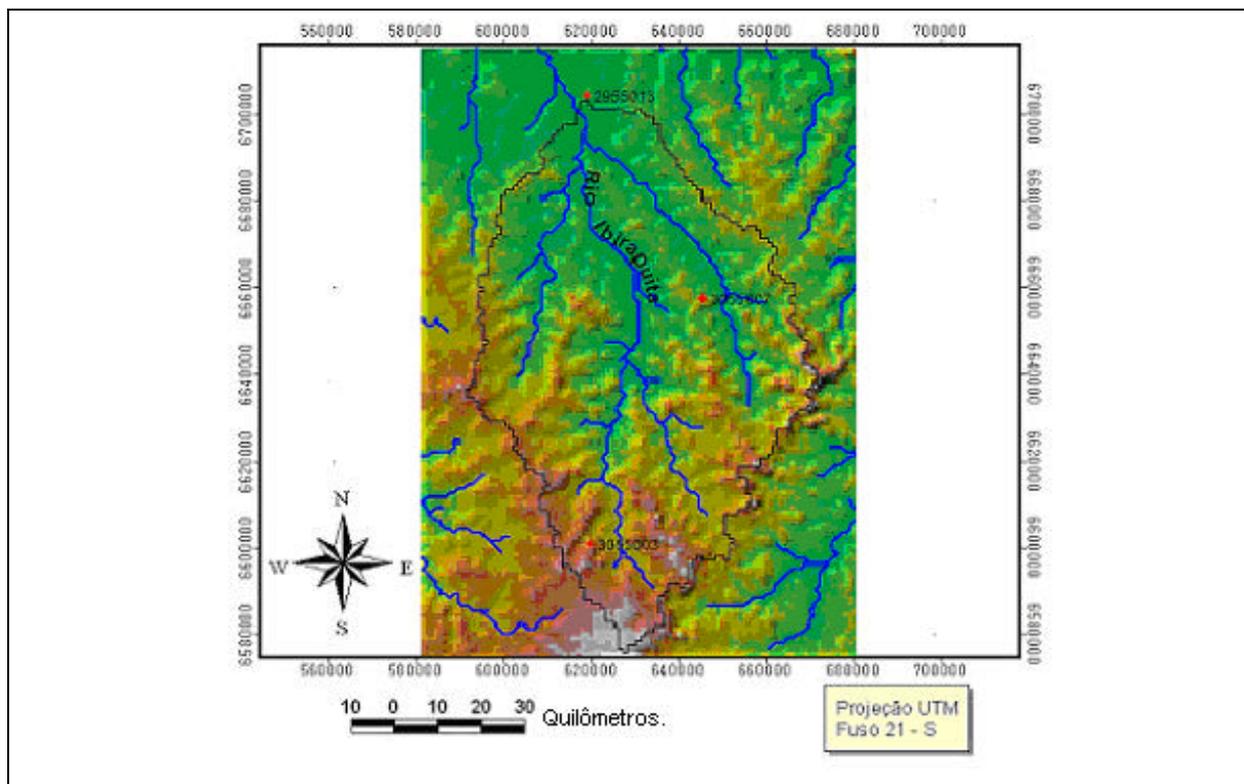


Figura 3.75 - Estações Pluviométricas selecionadas.

A figura 3.76 apresenta a distribuição temporal destas estações. Observa-se um comportamento quase que homogêneo nas três estações com exceção do mês de abril.

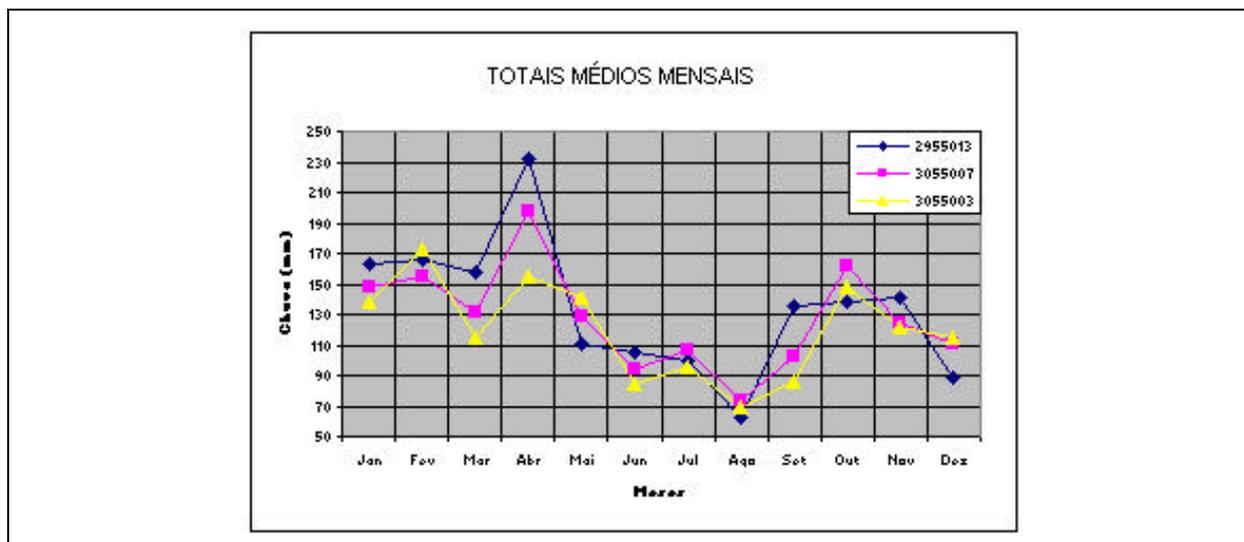


Figura 3.76: Totais médios mensais das estações selecionadas.

As tabelas 3.16, 3.17 e 3.18 apresentam os dados Pluviométricos utilizados.

Série Chuva

=====

Série: 02955013 (Importado, Bruto, 01/1986 - 12/1998)

Dia/Ano	Mai	Jun	Jul
1997-	-	-	-
1	0	0	0
2	0	2,8	0
3	1,3	0	0,3
4	0	0	0
5	0	5,8	0
6	0	17,5	23,5
7	0	0	0
8	0	0,9	19,5
9	0	0	2,4
10	0	0	0
11	0	2	0
12	0	0,6	0
13	0	0,5	0
14	0	31,9	0
15	0	0	0
16	0	0	5,8
17	0	0	0
18	0	0	0
19	44,6	38,9	0
20	40,7	0	0
21	0	0	0
22	7,7	0	0
23	0	0,5	0
24	0	0,2	0
25	0	2,3	0
26	0	0	0
27	0	0	0
28	8	0	0
29	0	0	0
30	0	0	0
31	0-		0
Total	102,3	103,9	51,5
Máxima	44,6	38,9	23,5
Dia	19	19	6
NDC	5	12	5

Tabela 3.17 - Pluviometria

Chuva

=====

Série: 03055003 (Importado, Bruto, 01/1976 - 12/1998)

Totais Diários

=====

Dia/Ano	Mai	Jun	Jul
1997	-	-	-
1	0	0	0
2	0	16,2	0
3	0	0	0
4	0	0	0
5	0	4,1	10
6	0	0	28,1
7	0	1	0
8	0	0	12,5
9	0	0	0
10	0	0	0
11	0	0	0
12	0	0	0
13	0	37,4	13,6
14	0	0	0
15	0	3,9	19,7
16	0	0	0
17	0	0	0
18	40,1	19	0
19	61,3	0	0
20	0	0	0
21	6,4	0	0
22	0	11,5	0
23	0	7,5	0
24	0	5,5	0
25	0	0	0
26	0	0	0
27	0	0	0
28	0	0	0
29	0	0	0
30	0	0	0
31	0	-	0
Total	107,8	106,1	83,9
Máxima	61,3	37,4	28,1
Dia	19	13	6
NDC	3	9	5

Tabela 3.18 – Pluviometria.

Série Chuva

=====

Série: 03055007 (Importado, Bruto, 01/1986 - 12/1998)

Totais Diários

Dia/Ano	Mai	Jun	Jul
1997-			
1	0	0	0
2	0	11,5	0
3	0	4	0
4	0	0	0
5	0	16	0
6	0	9	0
7	0	0	0
8	0	2	0
9	0	0	63,5
10	0	0	0
11	0	3,5	0
12	0	0	0
13	0	0	0
14	0	24,5	0
15	0	0	0
16	0	4	73,5
17	0	0	0
18	0	0	0
19	66,3	38,7	0
20	25,7	0	0
21	0	0	0
22	9	0	0
23	0	0,6	0
24	0	0	0
25	0	0	0
26	0	0	0
27	0	0	0
28	2,5	0	0
29	0	0	0
30	0	0	0
31	0-		0
Total	103,5	113,8	137
Máxima	66,3	38,7	73,5
Dia	19	19	16
NDC	4	10	2

A figura 3.77 ilustra a área de influência de cada estação pluviométrica representada através do polígono de Thiessen.

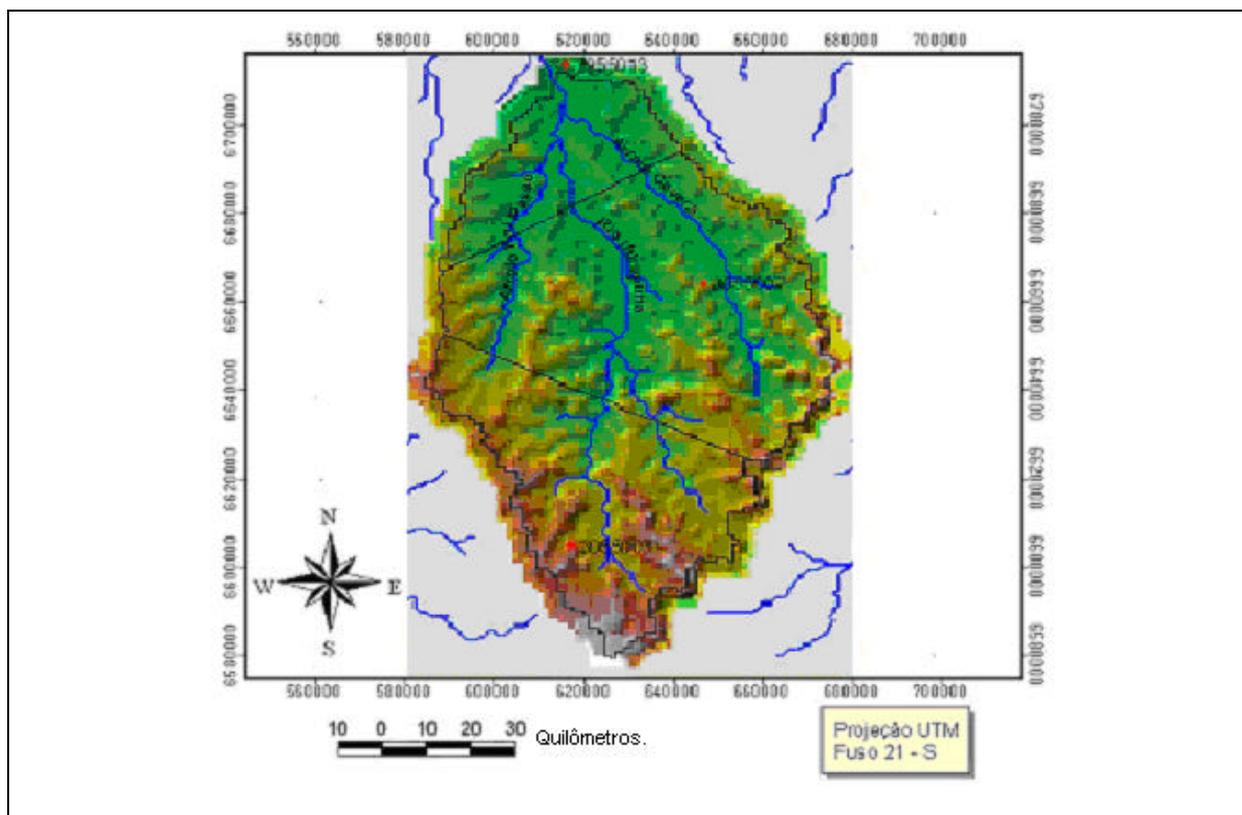


Figura 3.77 -: Polígonos de Thiessen para estações pluviométricas do Ibirapuitã.

Sobrepondo-se estes polígonos das sub-bacias hidrográficas (Enfatize-se, mais uma vez, que vários arranjos de sub-bacias serão testados) aos dos polígonos de Thiessen, tem-se a área de influência de cada estação pluviométrica em cada sub-bacia, conforme ilustrado na figura 3.78.

Neste exemplo, a sub-bacia destacada recebe influência de três polígonos de Thiessen, sendo a mesma proporcional área inserida na bacia. Em outras palavras, tem-se que o peso da estação na sub-bacia j (w_{ij}), é dado por:

$$w_{ij} = \frac{A_{ij}}{S_j} \quad (3.40)$$

Onde: A_{ij} – Área de interseção entre a estação i na sub-bacia j .

S_j – Área da sub-bacia j

Finalmente a precipitação dentro de cada sub-bacia é dada por:

$$P_j(t) = \sum_i p_i(t) w_{ij} \quad (3.41)$$

onde: $p_i(t)$ é série temporal de precipitação na estação i .

$P_j(t)$ é série temporal de precipitação na sub-bacia j .

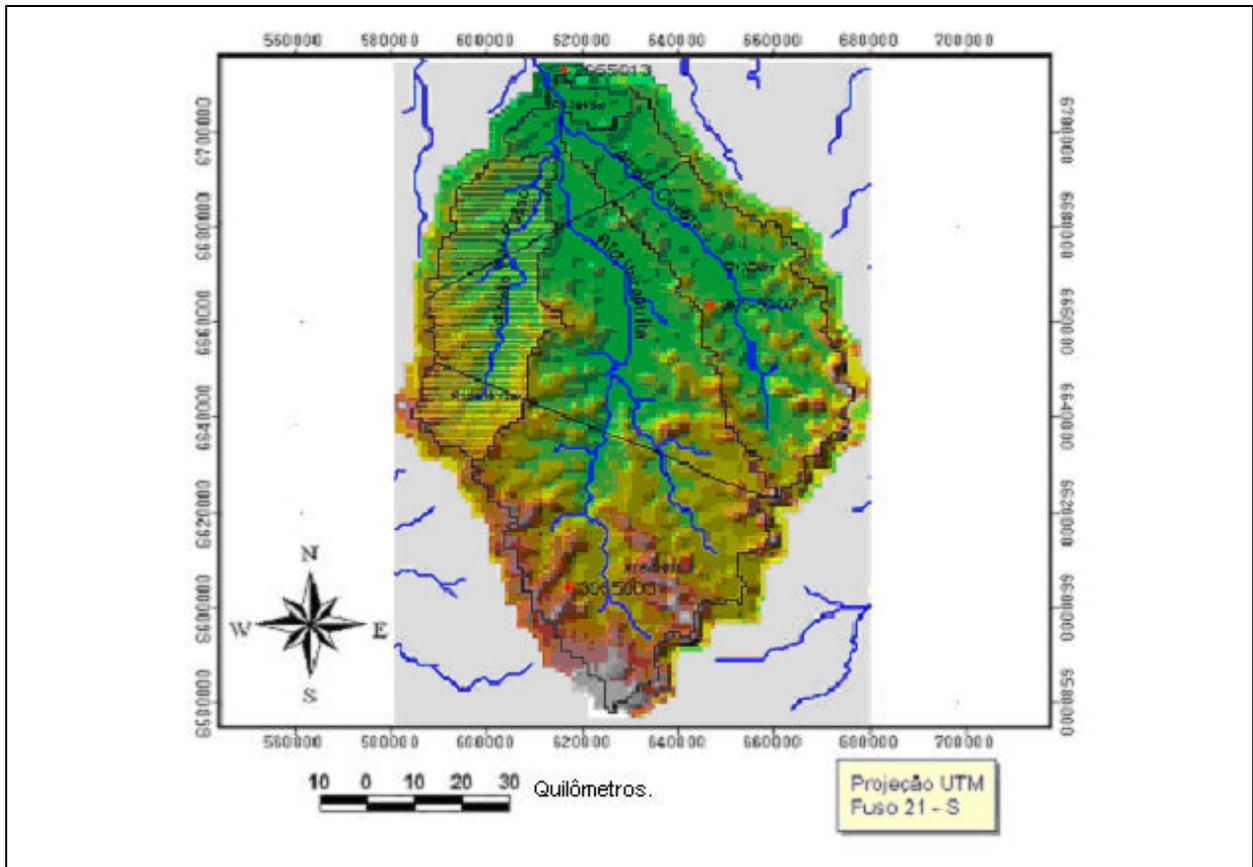


Figura 3.78 - Interseção polígonos de Thiessen X sub-bacias.

CAPÍTULO 4

DESAGREGAÇÃO ESPACIAL DE DADOS: METODOLOGIA E AVALIAÇÃO DE RESULTADOS

4 - DESAGREGAÇÃO ESPACIAL DE DADOS: METODOLOGIA E AVALIAÇÃO DE RESULTADOS

4.1 PARÂMETROS HIDROLÓGICOS “REPRESENTATIVOS” EM DIFERENTES ESCALAS DE AGREGAÇÃO / DESAGREGAÇÃO DE DADOS

As explicitações feitas nos itens anteriores do Capítulo 3 constituem as premissas básicas para avaliar as influências da variabilidade espacial de propriedades da bacia, envolvendo topografia, uso do solo, litologia e tectônica, que constituíram unidades de mapeamento, caracterizadas como hidrotopos (unidades de resposta hidrológica). Cada um dos planos de informação (mapas) objetivou desagregar a paisagem segundo atributos relevantes para estabelecer parâmetros hidrológicos.

A motivação para esta tese consiste em testar diferentes níveis de desagregação e agregação dos dados obtidos, de modo a avaliar o impacto dos diferentes hidrotopos nos processos hidrológicos da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, constituindo o âmago do trabalho.

O escoamento superficial e o transporte de materiais, na superfície, no subsolo, são afetados pelo elevado grau de heterogeneidade de componentes do meio físico e por complexas superfícies envolvidas. A consideração dessa heterogeneidade é essencial para descrever os processos correspondentes. Quanto maior for a resolução espacial, maior será a dificuldade na descrição da heterogeneidade. Na medida que ocorram modificações de escalas espaciais, devem ser alterados tanto os princípios relevantes, como as características dos parâmetros.

Os modelos hidrológicos espacialmente distribuídos são freqüentemente modelos de processos pontuais com parâmetros distribuídos que exigem uma enorme quantidade de dados. Tais dados podem ser obtidos a partir de mapas digitais e/ou imagens de sensoriamento remoto (Band et al., 1991; Bathurst e O' Connel, 1992). A resolução espacial dos dados de entrada raramente coincide com o tamanho desejado para a grade de modelagem. Os parâmetros de modelagem são, então, representados por um valor em cada célula da grade, que é, muitas vezes, o valor médio dos pixels digitalizados e dados de sensoriamento remoto. Todavia, a utilização do valor médio dos parâmetros de entrada do modelo não necessariamente gera o valor médio das variáveis de resposta do modelo (Bresler e Dagan, 1988; Band et al. 1991).

Para minimizar os efeitos acima referidos, é recomendado o uso de procedimentos que envolvem processos adequados de discretização de áreas (desagregação) segundo domínios específicos diferenciados, ou seja, processos verticais e processos laterais. Existe a necessidade da compilação e do desenvolvimento de dados necessários aos cálculos hidrológicos, com uma estrutura de dados geográficos descritivos da bacia. Em seguida, são combinadas partes da bacia em elementos hidrológicos, que definem sub - bacias.

Em função do tipo de elemento hidrológico e do método (equações e métodos numéricos) a ser usado, cada elemento é associado a propriedades hidrológicas correspondentes, incluindo o estabelecimento de conexões entre os componentes indicadores dos processos hidrológicos, cujas respostas hidrológicas são investigadas em modelos distribuídos.

4.1.1 Desagregação da superfície da bacia para identificação da “Unidade de Resposta Hidrológica”

Na medida que é aceito o conceito de dividir (desagregar) superfícies terrestres segundo suas estruturas naturais em forma de mosaico em hidrotopos (áreas poligonais) e tratar cada um dos polígonos como uma unidade de modelagem, persiste a questão básica a respeito de quais os tipos de hidrotopos que devem ser selecionados e modelados.

As características físicas da bacia do Rio Ibirapuitã evidenciam um mosaico de diferentes hidrotopos, que expressam marcantes variabilidades espaciais, envolvendo a topografia, o uso do solo, a litologia e a tectônica, cujas respostas hidrológicas são diferenciadas.

Distinguem-se feições de relevo acidentado sob a forma de uma sucessão de escarpas e patamares na maior parte da bacia, evidenciando uma amplitude de cotas topográficas entre 65 e 351 m.

O uso do solo predominante é representado por campos e pastagens que atinge cerca de 60% da área da bacia, com incidências de cultura de arroz irrigado (27%) e matas (nativas e cultivadas 11%).

As litologias e solos associados evidenciam oito classes mapeadas, com marcante influência das rochas basálticas (72%), representadas por cinco derrames vulcânicos (Figuras 3.46, 3.47

e 3.48) onde se manifestam solos rasos e afloramentos rochosos (47%), solos siltico argilosos profundos (18%) e solos argilosos saturados em água (6%); arenitos com solos arenosos profundos (23%) e mesclas de folhelhos, siltitos e arenitos com solos argilo – siltico – arenosos (3%).

A tectônica identificada por lineamentos (Figuras 3.56), aos quais se associam zonas de fraturas (Figuras 3.57, 3.58 e 3.59) de intensidade diversa, provocando aumento da permeabilidade e porosidade efetiva, foi explicitada por mapa de frequências, com quatro categorias: fraca (6%), média (35%), forte (47%) e muito forte (12%).

A desagregação pode ser modelada tanto numa base de grade como numa base vetorial. Entretanto, na modelagem vetorial ou baseada em polígonos, a estrutura do mosaico natural da superfície terrestre pode ser explicitada diretamente.

Qualquer área com comportamento hidrológico uniforme ou quase uniforme (hidrotopo) pode ser delineada e modelada separadamente, independentemente de seu tamanho, de sua forma e de seu padrão espacial. Isto também implica que unidades com áreas grandes podem ser modeladas como uma unidade, o que é útil especialmente em modelagem de grande escala. Por tais razões, a estrutura vetorial é utilizada neste trabalho.

Para o processo de análise foram escolhidos dados fluviométricos e pluviométricos referentes ao período de 15/maio/1997 a 15/julho/1997, ilustrados na figura 4.1 (os dados originais são apresentados no Anexo A). O critério de escolha da data é baseado na disponibilidade dos dados em todas as estações selecionadas, proximidade com data de aquisição da imagem de satélite (1998) e a ausência de chuvas (quase 30 dias) no período antecedente. Com base em todos os parâmetros obtidos nas etapas anteriores, alguns processos são simulados na bacia, a saber:

- A) Perdas (Processos Verticais) - Como ilustrado pela figura 3.2, o volume do escoamento superficial é calculado pela computação dos volumes de água que são interceptados, infiltrados, armazenados, evaporados ou transpirados, que são subtraídos da precipitação. A interceptação e o armazenamento superficial procuram representar o armazenamento superficial da água pela vegetação, depressões locais na superfície do terreno, ou em área superficial onde a água não está livre para se movimentar como escoamento superficial. A infiltração representa o movimento da água no sentido de zonas subsuperficiais, por influência de subsolo mais permeável

(arenitos e fraturas). Interceptação, infiltração, armazenamento, evaporação e transpiração são coletivamente considerados como perdas.

- B) Transformação chuva-vazão (Processos laterais) – Também ilustrado na figura 3.2, é simulado o processo de “transformação” da chuva (descontada as perdas) em vazão. Os métodos de transformação compreendem os modelos empíricos e os modelos conceituais. Nesta tese, são utilizados métodos empíricos, referidos tradicionalmente como modelos de hidrograma unitário. Pretende-se estabelecer uma conexão causal entre o escoamento superficial e a precipitação efetiva sem consideração detalhada dos processos internos. As equações e os parâmetros de modelagem tem significado físico limitado.
- C) Fluxo de base (Processos laterais) – O fluxo de base é sustentado por precipitação pretérita que foi temporariamente armazenada na bacia hidrográfica, mais o fluxo subterrâneo retardado de eventos chuvosos recém ocorridos. Alguns modelos conceituais de processos em bacias hidrográficas contemplam explicitamente este armazenamento e o movimento subterrâneo. Nesta tese, é usado um fluxo de base mensal constante, ou seja, é constante no mês, mas varia de mês a mês. Este fluxo especificado é adicionado diretamente ao escoamento superficial computado a partir dos eventos chuvosos para cada etapa de simulação. Adotou-se, aqui, a menor vazão observada mensalmente como sendo esta contribuição.
- D) Canais – É calculado o hidrograma a jusante de um trecho do rio, dado o hidrograma a montante, realizando desta forma o processo de transferência no canal.

Para o processo de determinação da precipitação efetiva (descontando as perdas nas chuvas), adotou-se o método do SCS. Apesar dos inúmeros métodos existentes, foi adotado o SCS, pois é um método estável e de prognóstico simples, alicerçado em um único parâmetro que varia em função do grupo de solo, da cobertura e uso do solo, condições da superfície e condição de umidade antecedente, feições acessíveis e representativas de dados ambientais (Ponce e Hawkins, 1996). Ressalte-se, que, nesta tese, houve a incorporação da variabilidade litológica e da tectônica (fraturas) nos quatro grupos de solo, que afetaram as suas distribuições na bacia hidrográfica pesquisada.

O modelo curva número do *Soil Conservation Service* (SCS) estima a precipitação efetiva como uma função da precipitação acumulada, cobertura e uso do solo e da umidade antecedente, através da utilização da seguinte equação:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad \text{para } P > I_a \quad \text{se } P \leq I_a, P_e = 0 \quad (4.1)$$

onde $Pe =$ é a precipitação efetiva acumulada no tempo t ; $P =$ é a precipitação acumulada no tempo t ; $I_a =$ é abstração inicial e $S =$ é potencial de máxima retenção, uma medida que se refere a capacidade da bacia de absorver e reter precipitações intensas.

A partir da análise dos resultados de muitas bacias hidrográficas experimentais de pequena envergadura, o SCS desenvolveu uma relação empírica entre I_a e S :

$$I_a = 0,2 S \quad (4.2)$$

Dessa forma a precipitação efetiva no tempo t é:

$$P_e = (P - 0,2 S)^2 / P + 0,8 S \quad (4.3)$$

O incremento da precipitação efetiva num determinado intervalo de tempo é computado como a diferença entre a precipitação efetiva, no final e no início do período. A retenção máxima S e as características da bacia hidrográfica são relacionadas através de um parâmetro intermediário, a curva número (normalmente abreviado por CN), pela equação:

$$S = \frac{25400 - 254CN}{CN} \quad (4.4)$$

Os valores de CN são maiores para as situações impermeáveis e de reduzida interceptação das chuvas e decrescem à medida que aumentam a permeabilidade e a interceptação da superfície, e estão diretamente relacionados ao potencial de geração do escoamento superficial.

Conforme apresentado anteriormente na Tabela 3.4 estão identificadas as combinações de grupos de solo com o uso do solo e os valores de CN correspondentes.

Com a utilização das equações (4.1), (4.2), (4.3) e (4.4) é obtida a precipitação efetiva. A bacia do Ibirapuitã (ou qualquer outra sub-bacia) evidencia diversas classes de solo e uso do solo, o que exige o cálculo de CN_C composto, pela formulação abaixo explicitada:

$$CN_C = \frac{\sum_{i=1}^n A_i \cdot CN_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (4.5)$$

Onde CN_c = CN composto, usado para a computação do volume de escoamento superficial; i = um índice de subdivisão de CN para a subdivisão i da bacia hidrográfica com solo e uso do solo uniformes (nesta tese, células de 1x1 km); A_i = área de drenagem da subdivisão i e n = número de células.

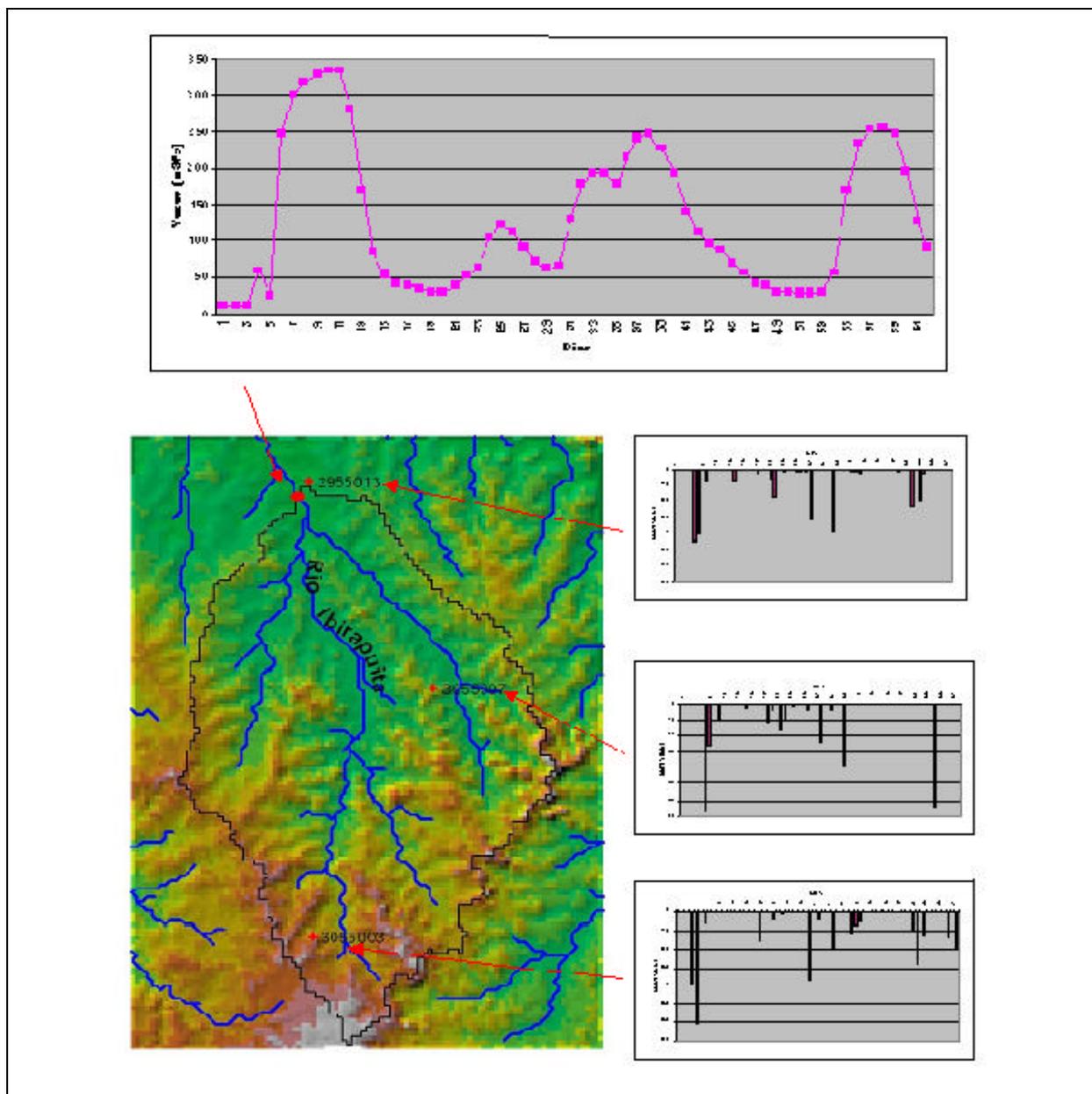


Figura 4.1 – Precipitações no período de 15 de maio de 1997 a 15 de julho de 1997 nas três estações pluviométricas e as vazões resultantes no exutório.

A figura 4.2 apresenta os CN's para a bacia do Rio Ibirapuitã, fruto da sobreposição do mapa de solos sem fraturas (Figura 3.54) com o uso do solo (Figura 3.41) e reclassificação destes dados de acordo com os dados da tabela 3.6. Aplicando-se a equação (4.5) (média ponderada pelas áreas de cada célula) tem-se o valor médio de $CN_c = 43,981012$.

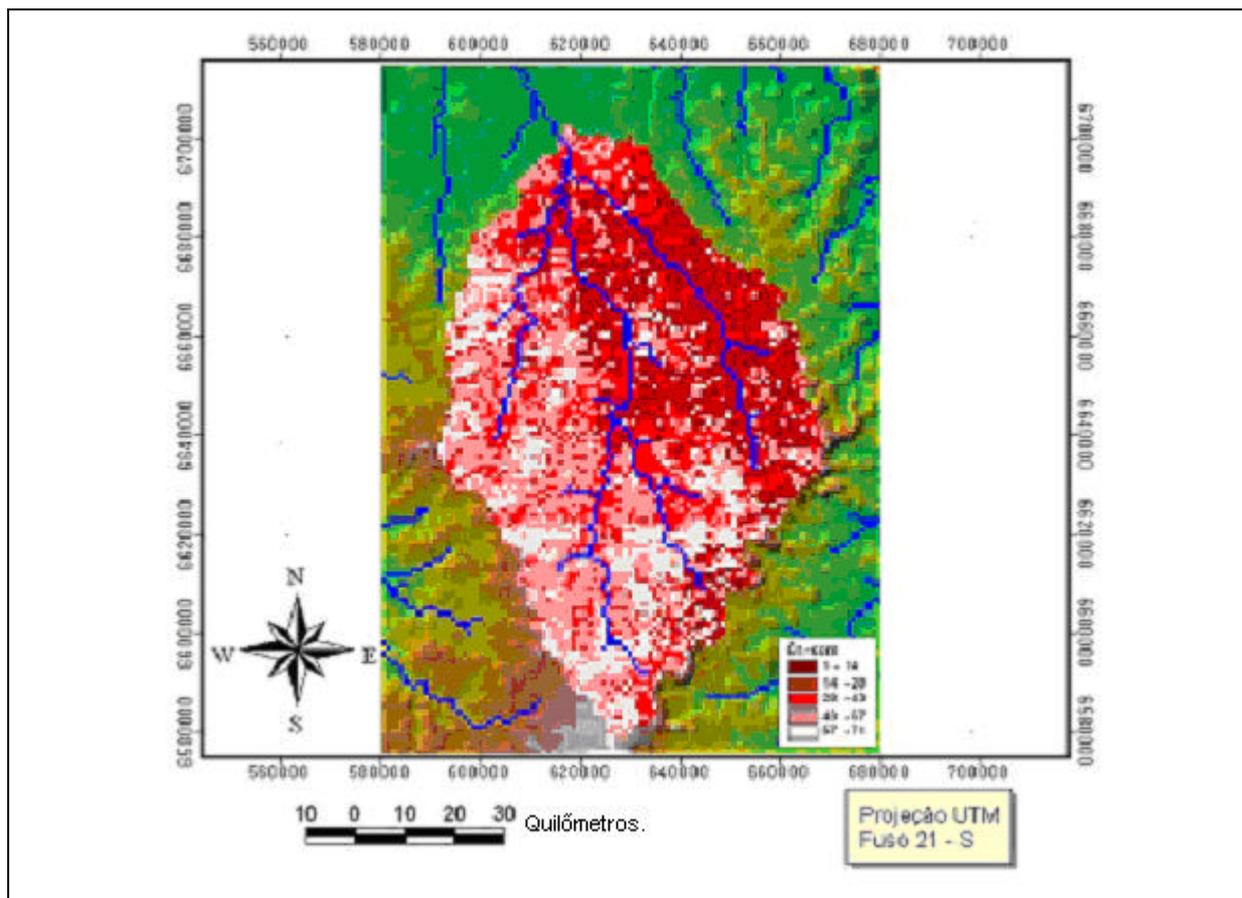


Figura 4.2 - CN's para a bacia do Ibirapuitã.

Enfatize-se que será testado também um CN com a incorporação do efeito da incidência dos lineamentos tectônicos, cujas zonas fraturadas aumentam a permeabilidade e a porosidade efetiva, que está explicitado na figura 3.61.

O modelo inicial de taxa constante de fato inclui um parâmetro (a taxa constante) e uma condição inicial (a perda inicial). Dessa forma são representadas as propriedades físicas do solo e uso do solo da bacia hidrográfica e a condição antecedente.

Se a bacia hidrográfica está numa condição saturada, a perda inicial se aproxima de zero. Se a bacia hidrográfica está seca, que é a condição adotada, pois nos 30 dias antecedentes ao início da simulação, não choveu sobre a bacia, a perda inicial cresce até representar o valor de máxima precipitação que pode ocorrer na bacia hidrográfica sem que ocorra escoamento superficial, o que dependerá das condições topográficas, geológicas, pedológicas, uso e cobertura do solo.

O *Soil Conservation Service* (1986) classificou os solos em função de capacidade de infiltração e Skaggs and Khalell (1982) publicaram estimativas de taxas de infiltração para solos, que são apresentados na tabela 4.1.

A inexistência de melhor informação para a situação da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã motivou a utilização das informações disponibilizadas pela tabela 4.1. Pelo fato do parâmetro de modelagem não ser medido, conjuntamente com a condição inicial, é determinado por calibração.

Tabela 4.1 - Grupos de solos –SCS e taxas de infiltração (perdas) (SCS, 1986; Skaggs and Khaleel, 1982)

Grupo de Solo	Descrição	Amplitude de taxas de perda (polegada/hora)
A	Solos arenosos profundos, solos de loess profundos, solos siltosos agregados.	0,30-0,45
B	Solos de loess rasos, solos de marga arenosa	0,15-0,30
C	Solos de marga argilosa, solos rasos de marga arenosa, solos com baixo teor de material orgânica, e solos com elevado teor de argila.	0,05-0,15
D	Solos significativamente expansivos quando úmidos solos argilosos com elevada plasticidade, e determinados solos salinos.	0,00-0,05

Com base nos dados da tabela 4.1 o mapa de solos (A, B, C e D), sem a contribuição das fraturas (Figura 3.54), é reclassificado. Em seguida é obtido o valor médio da abstração inicial, com procedimentos idênticos ao CN (Equação 4.45, acima). Neste contexto, o valor médio da abstração inicial é de 2,125 mm para toda a bacia do Ibirapuitã.

Para o processo de transformação de chuva em vazão adotou-se o método do Hidrograma de Clark (1945), que consiste em um hidrograma unitário, representando dois processos críticos de transformação da precipitação efetiva em escoamento superficial:

- Translação, relacionado com o percurso da água paralelamente ao fundo dos leitos dos cursos d'água e das superfícies da bacia hidrográfica;

- Amortecimento, relacionado ao armazenamento temporário da água nos canais e nas superfícies da bacia hidrográfica, envolvendo movimento perpendicular ao fundo ou a base.

Os principais parâmetros do método são o tempo de concentração e o coeficiente de armazenamento R . O coeficiente de armazenamento da bacia R é um índice de armazenamento temporário da precipitação efetiva na bacia, já que é drenado até o exutório e também pode ser estimado por calibração se estiverem disponíveis dados pluviométricos e fluviométricos. Não obstante R incorporar unidades de tempo, trata-se apenas de um significado qualitativo em termos físicos. Clark (1945) indicou que R pode ser computado como o fluxo no ponto de inflexão do limbo descendente do hidrograma dividido pelo tempo derivado do fluxo. Para fins de padronização nos procedimentos de cálculo, adotou-se o valor de $R = 0,85 T_c$; sendo $T_c = 84$ horas, determinado a partir dos dados observados na estação fluviométrica Alegrete.

A figura 4.3 ilustra a simulação inicial, compreendendo o período de 01/Maio/97 a 30/Abril/98. Na parte superior desta figura observa-se a precipitação média na bacia e parte inferior é apresentada a comparação entre a vazão calculada e observada no exutório da bacia (Estação fluviométrica 76750000 – Alegrete).

No início de outubro de 1997, observa-se a entrada marcante do efeito do El-Niño na bacia do Rio Ibirapuitã, conforme indicado pelas precipitações na figura 4.3. O fenômeno El-Niño é caracterizado pelo aquecimento das águas do Pacífico-Equatorial e ocasiona diversas alterações no clima de todo o mundo. As conseqüências, no Brasil, são a ocorrência de precipitações intensas, gerando enchentes na região Sul, especialmente na região sudoeste - oeste do Rio Grande do Sul, enquanto na região do Nordeste brasileiro ocorrem secas intensas. Observa-se a representação dos efeitos de translação na bacia devido à coincidência temporal dos picos de vazões calculadas e observadas. Entretanto, também é observado que após a entrada do El-Niño na bacia os valores calculados excederam enormemente os observados. Isto é atestado com os valores insignificantes de $R^2 = -1,259$ e $MAE = 1,91$. Saliente-se que não foi realizado nenhum procedimento de otimização dos parâmetros hidrológicos (permitindo, talvez alcançar melhores resultados). Optou-se por este comportamento em vista que serão testados vários cenários de simulação, utilizando o mesmo conjunto de parâmetros.

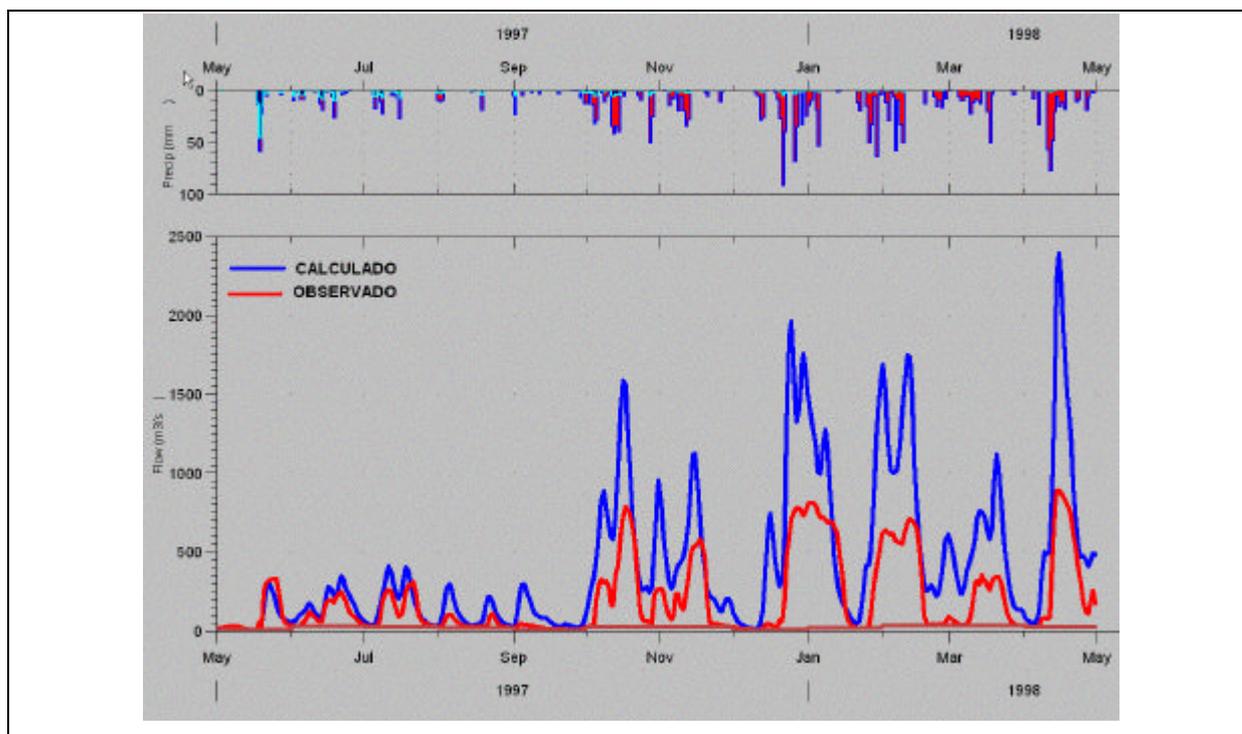


Figura 4.3 - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Período 97/98). Sem efeito de fraturas.

Parâmetros hidrológicos: $T_c = 84\text{h}$, $R = 71,4\text{ h}$, $CN_C = 43,981012$, $I_a = 2,125\text{ mm}$.

Avaliação dos resultados: $R^2 = -1,259$, $MAE = 1,91$.

Provavelmente entre as causas de tão grandes diferenças entre os valores calculados e os valores observados durante o evento de El-Niño, esteja o fato de que o método não leva em conta a variabilidade espacial e temporal da infiltração e outras perdas, computando tudo como perda total de um evento chuvoso, sendo balizado pelas condições antecedentes (Ponce e Hawkins, 1996), que no caso correspondem ao período de um mês sem chuva. Cabe registrar ainda que os valores utilizados se referem a um CN médio, pois existem valores de CN para situações de seca e de cheias, que não foram consideradas nesta abordagem. As outras perdas talvez estejam relacionadas a situações de recarga de aquíferos que não foram captadas pelo método CN. Lerner et al. (1990) *apud* Vries e Simmers (2002) definiram três tipos básicos de recarga da água subterrânea:

- *Recarga Direta* - Corresponde à água adicionada aos reservatórios de água subterrânea por influência direta das chuvas que excede a precipitação efetiva por percolação vertical através da zona vadosa.
- *Recarga Indireta* – Percolação provocada pelos cursos d'água, através do leito e das margens.
- *Recarga Localizada* – Resulta da concentração de água em depressões topográficas e áreas de inundação, com ausência de canais definidos.

Como o objetivo final da tese não é analisar um modelo hidrológico e sim avaliar o efeito da incorporação da espacialização de variáveis hidrológicas, como forma de melhor explicar o comportamento de uma bacia, optou-se pela redução do período de análise para 3 meses (de 01/maio/97 a 31/julho/97), conforme ilustrado na figura 4.4.

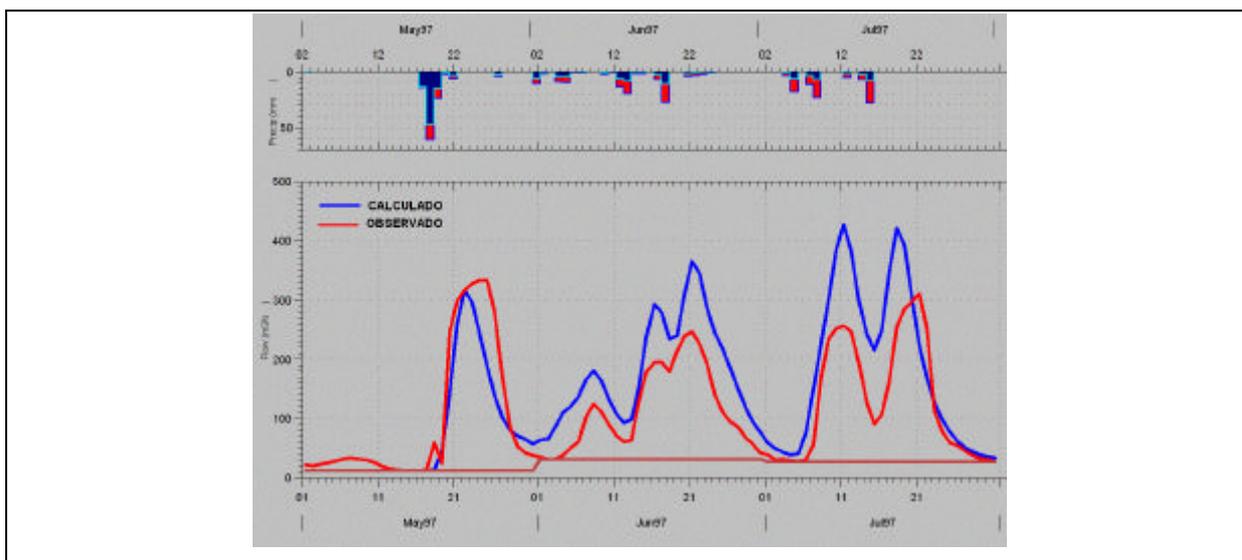


Figura 4.4 - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Período Mai/Jun/Jul - 1997). Sem efeito de fraturas.

Parâmetros hidrológicos: $T_c = 84\text{h}$, $R = 71,4\text{ h}$, $CN_C = 43,981012$, $I_a = 2,125\text{ mm}$.

Avaliação dos resultados: $R^2 = 0,489$, $MAE = 0,32$.

No período de análise de três meses (Mai/Jun/Jul de 1997), observaram-se melhorias na capacidade de representação do modelo, expresso através de $R^2 = 0,489$, $MAE = 0,32$, conforme ilustrado na figura 4.4, correspondendo à influência da litologia (Figura 3.54). Tal comportamento se deve ao fato de que, durante o mês de maio, não ocorreram precipitações na bacia do Rio Ibirapuitã, configurando uma situação de bacia seca que configura condições antecedentes bem diferentes do episódio El-Niño.

Na figura 4.5 são apresentados os resultados decorrentes da incorporação da frequência de lineamentos (Figura 3.61) aos tipos de solo, realizado através da ponderação das classes de frequência de lineamentos conforme a tabela 3.15, o que gerou a nova distribuição das classes de solo. Observa-se uma melhoria geral da eficiência do modelo ($R^2 = 0,569$, $MAE = 0,25$), apesar de R^2 continuar com valor baixo.

Tal constatação decorre da influência das fraturas associadas aos lineamentos tectônicos, com aumento da permeabilidade e porosidade efetiva, que por consequência explicitam maiores capacidades de infiltração e armazenamento de água no solo, bem como ampliação do potencial de recarga de aquífero.

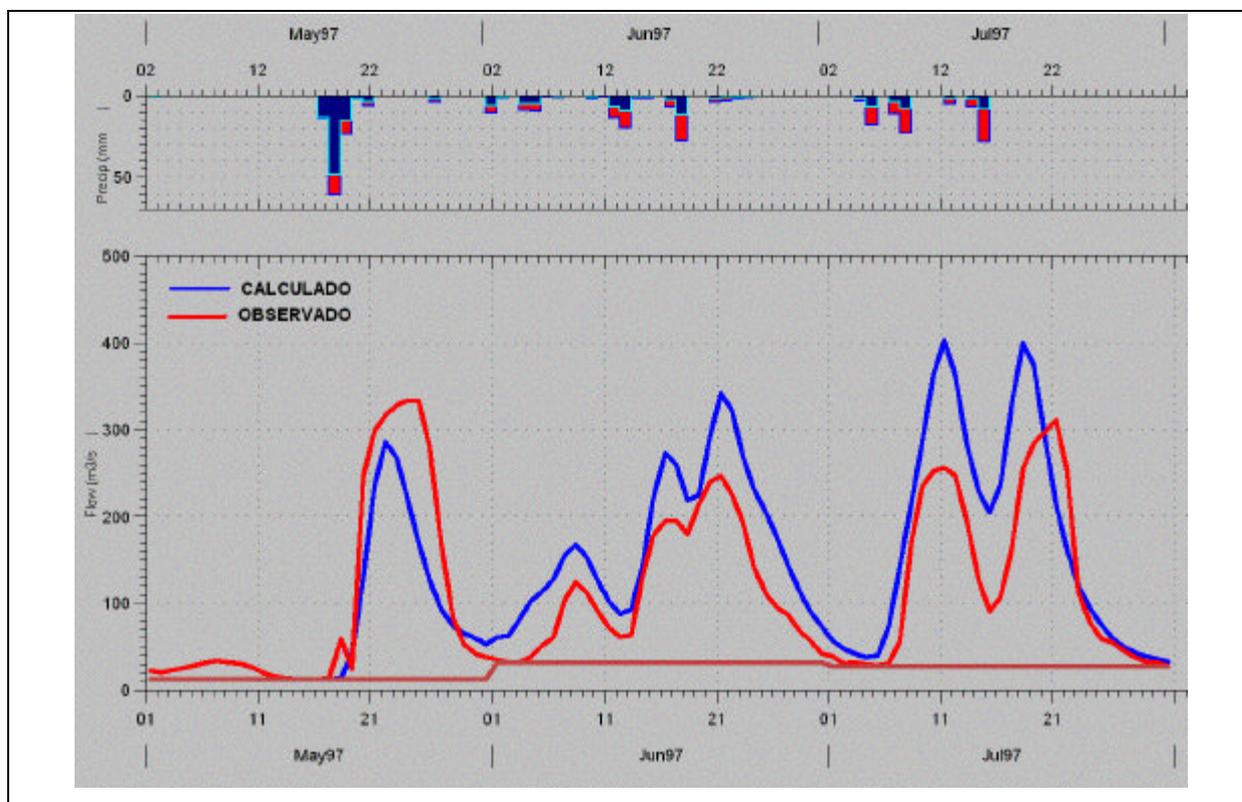


Figura 4.5 - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Período Mai/Jun/Jul - 1997). Com efeitos de fraturas.

Parâmetros hidrológicos: $T_c = 84\text{h}$, $R = 71,4\text{ h}$, $CN_C = 40,377584$, $I_a = 2,125\text{ mm}$.

Avaliação dos resultados: $R^2 = 0,569$, $MAE = 0,25$.

Verifica-se que a incorporação dos efeitos de fraturas de origem tectônica, resultantes do mapeamento dos lineamentos tectônicos, exerce efeitos na resposta hidrológica das bacias hidrográficas, representando a movimentação da água ao longo do solo e subsolo, com valor maior de R^2 , porém ainda baixo.

Segundo a presente abordagem fica explicitada a procedência no sentido de incorporar tais feições geológicas na definição de parâmetros do tipo CN, o que não havia sido ainda constatado na literatura hidrológica disponível. Como consequência, nas simulações subsequentes, é incorporado, sempre, o mapa de solos com as ponderações das frequências de lineamentos tectônicos.

Enfatize-se, mais uma vez, que o objetivo desta tese é analisar os efeitos da variabilidade espacial de características da bacia hidrográfica, comparando-se as descargas simuladas e observadas, através de um esquema de modelagem que vai desagregando os dados em unidades espaciais cada vez menores. Neste contexto, o primeiro critério de desagregação espacial de dados será o das características hidrogeológicas da bacia.

O mapa de grupo de solos hidrológicos, que resulta da incorporação das classes litologia e lineamentos tectônicos (Figura 3.61) indica claramente uma predominância do solo tipo “A” na porção leste da bacia (Sub-bacia do Arroio Caverá).

A figura 4.6 mostra a localização e as áreas influentes das estações fluviométricas 76750000 (Alegrete) e 76742000 (Passo do Osório) e a tabela 4.2 apresenta os dados de vazões médias mensais com base nas vazões mínimas diárias. A relação entre as áreas de contribuição das duas bacias é: $A_{Passo\ do\ Osório} / A_{Alegrete} = 0,196$.

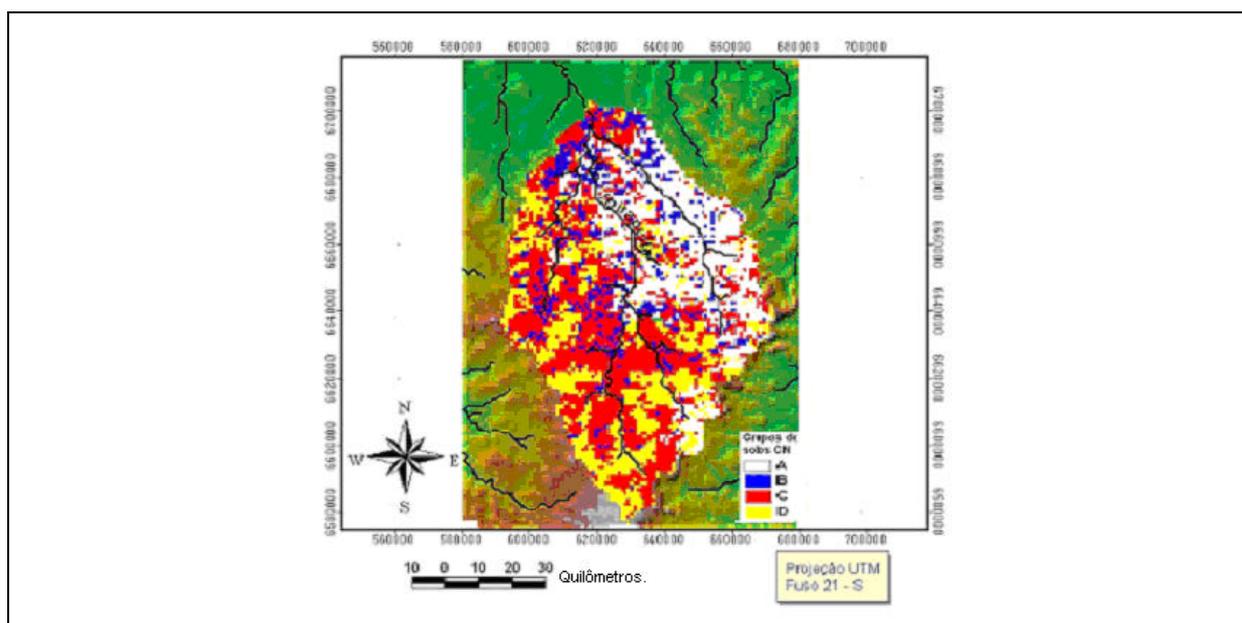


Figura 4.6 - Localização de duas estações fluviométricas e as bacias influentes.

O valor médio das relações entre as vazões mínimas (Tabela 4.2) é de 0,335. Em outras palavras, a área da sub-bacia do Caverá é de apenas 20 % (1/5) da Bacia do Ibirapuitã. Mas esta pequena área de 20% contribui com cerca de 1/3 da vazão de base da Bacia do Ibirapuitã.

Tabela 4.2 - Relação entre as vazões mínimas observadas.

	Mai 97	Jun 97	Jul 97	Ago 97	Set 97	Out 97	Nov 97	Dez 97	Jan 98	Fev 98	Mar 98	Abr 98
Alegrete (76750000)	12,7	31,3	27,7	21	12,7	27,1	28,3	11,3	21,2	36,7	34,8	24,2
Caverá (76742000)	3,25	10,3	9,51	5,31	2,89	7,43	12,4	3,25	8,84			12,7
Relação entre as vazões mínimas	0,356	0,329	0,343	0,253	0,228	0,274	0,438	0,288	0,417			0,525

Existem evidências de que ocorre uma contribuição expressiva da água subterrânea na descarga do Arroio Caverá em relação à bacia do Rio Ibirapuitã, que decorre de uma situação geológica diferenciada entre as duas situações, com ocorrência da quase totalidade das litologias sedimentares na sub - bacia do Arroio Caverá, enquanto que o restante da bacia do Rio Ibirapuitã é caracterizado pela quase exclusiva incidência de rochas vulcânicas.

O mapa de litologia mostra (Figura 3.41) que a quase totalidade das litologias 3, 4 e 6 ocorre na bacia do Arroio Caverá. As litologia 3 e 6 correspondem aos arenitos da Formação Botucatu, estratigraficamente sobreposto aos folhelhos e siltitos da Formação Rosário do Sul (unidade 4 do mapa litologia), que ocorre no fundo dos vales (Figura 3.42) Tal situação estratigráfica configura uma barreira hidrogeológica por parte da unidade 4 em relação ao aquífero, representado pelos arenitos da Formação Botucatu (unidades 3 e 6).

A situação geomorfológica caracteriza uma topografia em que ocorrem nas partes mais elevadas as rochas basálticas, os arenitos na meia encosta e no fundo dos vales os folhelhos, o que provoca a descarga de água subterrânea, sob a forma de surgências (Ver Figura 3.44).

No restante da bacia investigada, o condicionamento geológico estrutural e as condições geomorfológicas (Ver Figuras 3.45, 3.46 e 3.47) caracterizam-se essencialmente como áreas de recarga de aquíferos.

Para fins de modelagem, a desagregação adotada é apresentada na figura 4.7 e os parâmetros utilizados na tabela 4.3.

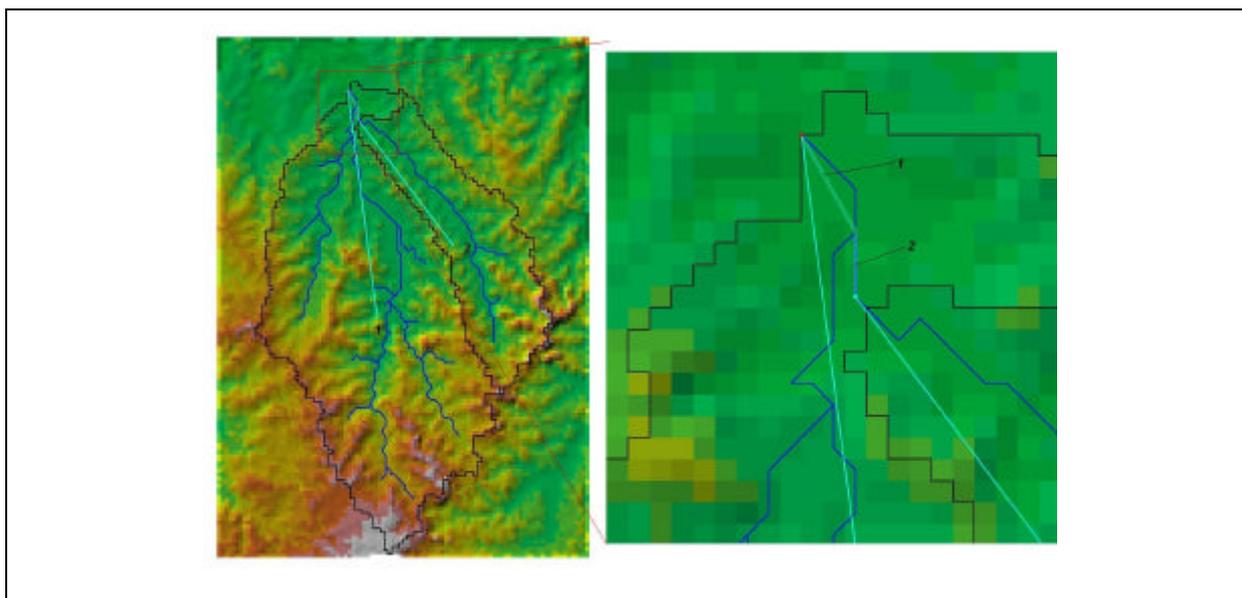


Figura 4.7 - Esquema simbólico adotado para a modelagem (2 bacias e 2 trechos de rio).

Tabela 4.3 - Parâmetros de bacia e trechos de rio utilizados no arranjo da figura 4.7.

Bacias	Área (km ²)	Área(%)	CN-SCS	I _a (mm)	% Impermeável
1	4441	75	44,2256	1,28	1,521
2	1510	25	29,0603	4,62	0,435
Soma	5951				
Trechos	L (m)	V _m (m/s)	K (h)	X	
1	5535,5	0,5	3,08	0,05	
2	3000,0	0,5	1,67	0,05	

Conforme observada na Figura 4.7, a representação da bacia do Ibirapuitã, nesta etapa da modelagem, é realizada através de duas sub-bacias e dois trechos de rios. O hidrograma da Bacia 2 (Arroio Caverá) contribui para a seção de montante do trecho 2, que transfere para o trecho e finalmente ao exutório da bacia. A sub-bacia 1 contribui direto ao exutório. Apesar da bacia 2 ser de menor dimensão, esta apresenta condições de maior permeabilidade e de porosidade efetiva, o que reduz o potencial de escoamento superficial, pois os valores de CN na Tabela. 4.3 demonstram tal situação. A consequência é que na bacia 2 ocorre um efeito tampão nas velocidades de escoamento superficial, tornando-a mais lenta em relação à bacia 1. Para os trechos de rio, o comprimento foi calculado conforme já explicado pela equação

(3.12). Para a velocidade de cada trecho, assumiu-se o valor médio da estação 76750000 no exutório da bacia ($V_m = 0,5$ m/s).

A experiência tem demonstrado que, para canais com declives suaves e fluxos em planícies de inundação, o parâmetro x (do método de Muskigun) se aproxima do valor 0,0. Para cursos d'água em situações de maior declividade, com canais bem definidos, que impedem o fluxo marginal ao leito, o valor de x se aproxima de 0,5. A maioria dos canais naturais situa-se entre estes dois limites, dando margem a avaliações flexíveis. Neste contexto, devido à baixíssima declividade destes trechos de rios, próximos ao exutório da bacia, assumiu-se o valor de $x = 0,05$.

A figura 4.8 apresenta os resultados desta simulação, onde se expressa uma pequena melhoria se comparado aos resultados anteriores, expresso através dos índices $R^2 = 0,582$, $MAE = 0,24$. Essa melhoria se deve ao fato de ter sido incorporado o parâmetro x (Muskigun) de armazenamento, que contempla também velocidade de fluxo, assumida como baixa.

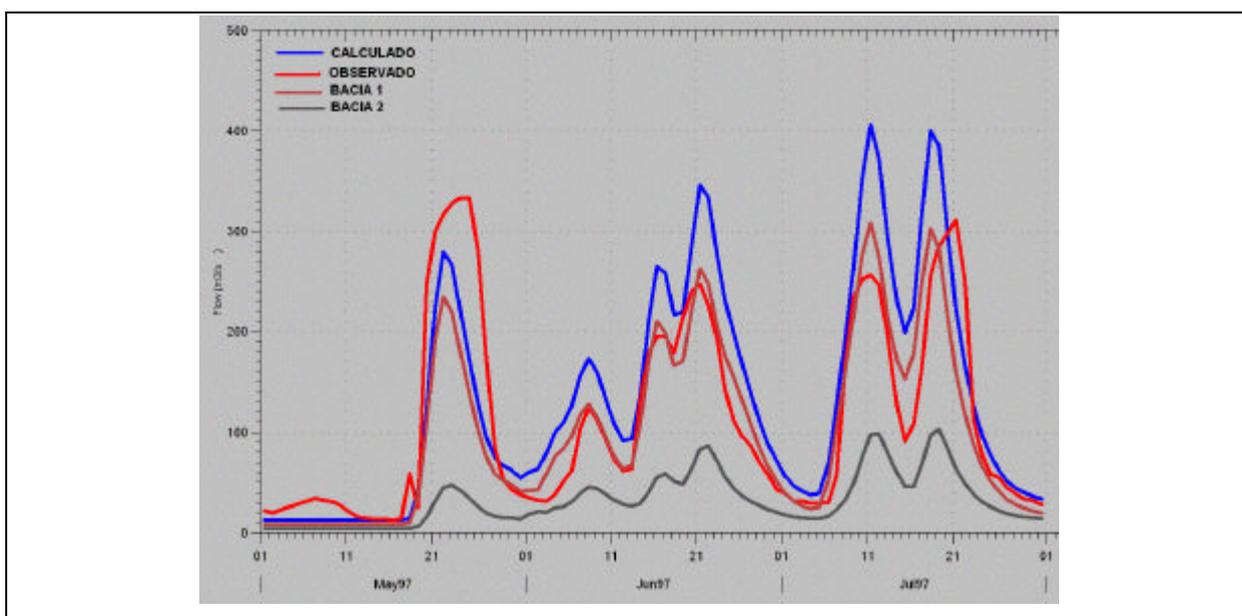


Figura 4.8 - $Q_{\text{observadas}}$ versus $Q_{\text{calculadas}}$ (Período Mai/Jun/Jul - 1997). Esquema com duas bacias. Avaliação dos resultados: $R^2 = 0,582$, $MAE = 0,24$.

O próximo critério de desagregação espacial de dados será o do relevo da bacia. O relevo da bacia hidrográfica é aqui definido como a perda de altitude medida ao longo da maior trajetória de fluxo.

A figura 3.13 ilustra o Perfil topográfico do Rio Ibirapuitã, onde se observa uma parte bastante inclinada e outra plana tendo como limiar destas classes o valor da cota de 110 m. As

condições de relevo mais acidentado aumentam a velocidade de fluxo, diminuem as taxas de infiltração e o armazenamento de água no solo, enquanto que as condições de relevo plano favorecem a infiltração, diminuem o potencial de escoamento superficial e aumentam o tempo de armazenamento.

Adotando-se esta cota de 110 m como critério para classificar o relevo em plano e ondulado determinaram-se os pontos na rede de drenagem com este valor e obteve-se a bacia de contribuição a estes pontos. Adicione-se a este procedimento a sobreposição das duas bacias da etapa anterior, relativas a solos profundos e rasos. O resultado destes procedimentos é apresentado na Figura 4.9 e Tabela 4.4.

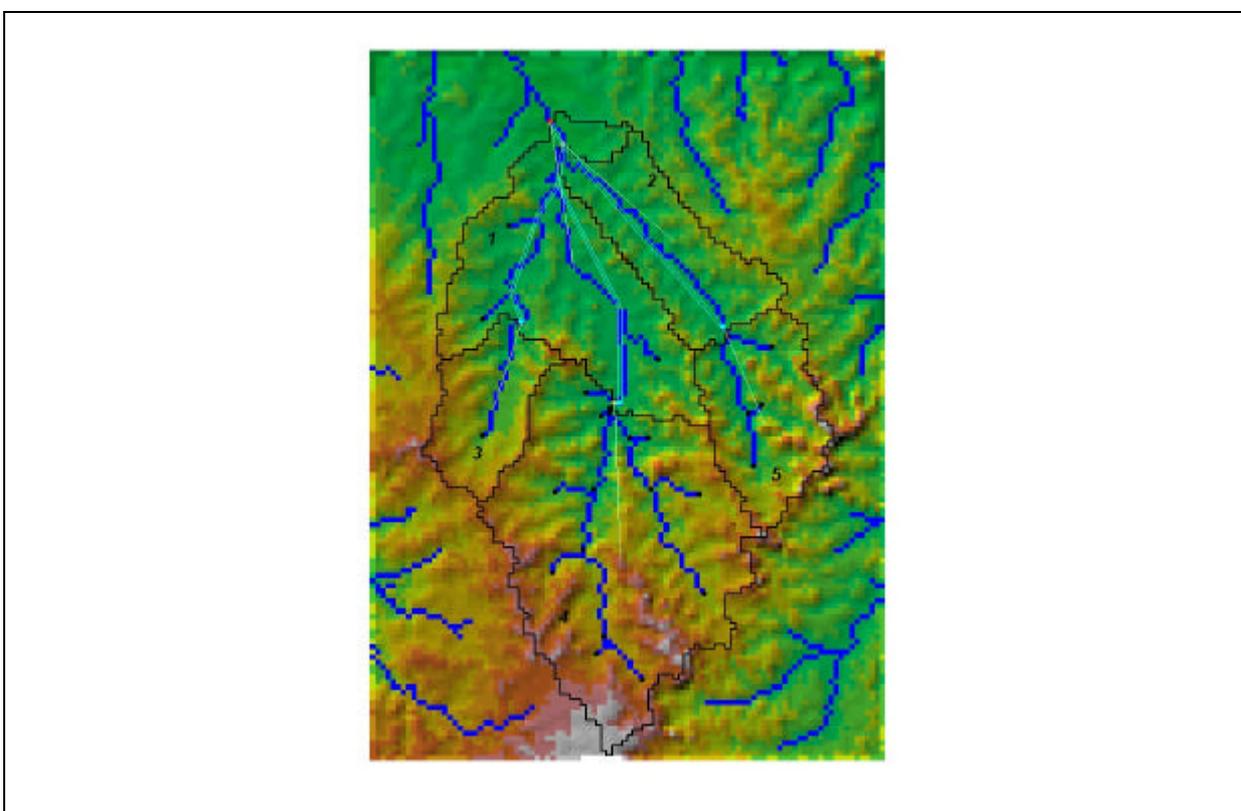


Figura 4.9 - Classificação de sub-bacias segundo critérios litológicos e relevo (cinco sub-bacias).

Constata-se que campos e pastagens constituem a classe predominante para a combinação de solos rasos e profundos com terrenos planos e inclinados, com os seguintes percentuais plano/raso (53,11 %), plano/profundo (52,62 %), inclinado/raso (64,98 %), inclinado/profundo (53,45 %), caracterizando pouca variabilidade de uso do solo para efeitos da modelagem na combinação balizada pela Tabela 4.5.

Tabela 4.4 - Principais propriedades das cinco sub-bacias da Figura 4.9

ID	Características	Área (km ²)	Área (%)	Declividade	CN _{médio}
1	Plano e solo raso	1480	24,9	0,0008	38,4520
2	Plano e solo profundo	764	12,8	0,0007	27,5432
3	Inclinado e solo raso	541	9,1	0,0026	47,4233
4	Inclinado e solo raso	2412	40,5	0,0027	47,0717
5	Inclinado e solo profundo	754	12,7	0,0027	30,6923

Constata-se que campos e pastagens constituem a classe predominante para a combinação de solos rasos e profundos com terrenos planos e inclinados, com os seguintes percentuais plano/raso (53,11 %), plano/profundo (52,62 %), inclinado/raso (64,98 %), inclinado/profundo (53,45 %), caracterizando pouca variabilidade de uso do solo para efeitos da modelagem na combinação balizada pela Tabela 4.5.

Tabela 4.5 - Percentual de área da bacia em função da combinação Solo / Relevo

SOLO / RELEVO	Terreno Plano	Terreno Inclinado
Solo raso	0,249	0,496
Solo profundo	0,128	0,127

A Figura 4.10 indica para a bacia 1 a situação de terreno plano e solo raso. A Figura 4.11 ilustra o comportamento da bacia 2 considerando a combinação solo profundo e terreno plano, indicando que o fluxo da base é bem mais expressivo em relação à Figura 4.10. A Figura 4.12 indica o comportamento da bacia 3 para solo raso e terreno inclinado, caracterizando uma situação similar a da Figura 4.10. A Figura 4.13 ilustra a bacia 4 com a situação de solo raso e terreno inclinado cujo comportamento é similar ao da Figura 4.12.

A Figura 4.14 mostra o comportamento da bacia 5 com situação de solo profundo e terreno inclinado, indicando uma situação intermediária entre a Figura 4.13 e a Figura 4.12.

Os resultados obtidos e indicados na Figura 4.13 demonstram que houve uma significativa melhoria pelo fato de ser incorporado o efeito da declividade e o maior número de bacias hidrográficas, captando de forma mais detalhada a rede de drenagem.

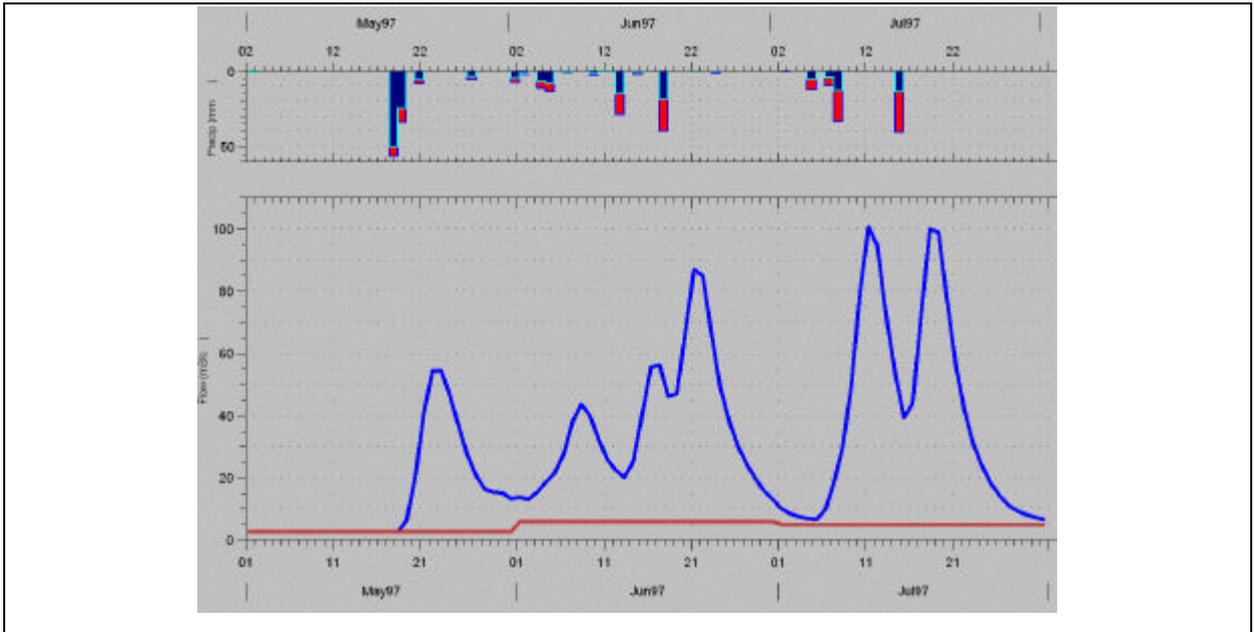


Figura 4.10 - Bacia 1: Plano e solo raso.

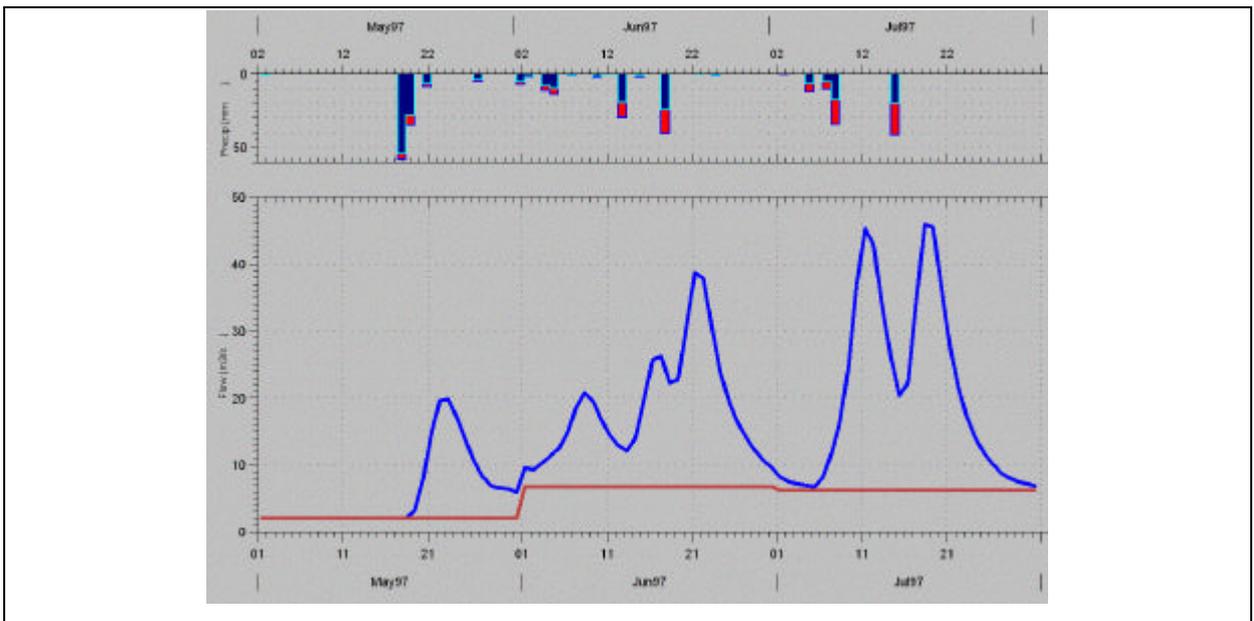


Figura 4.11 - Bacia 2: Plano e solo profundo.

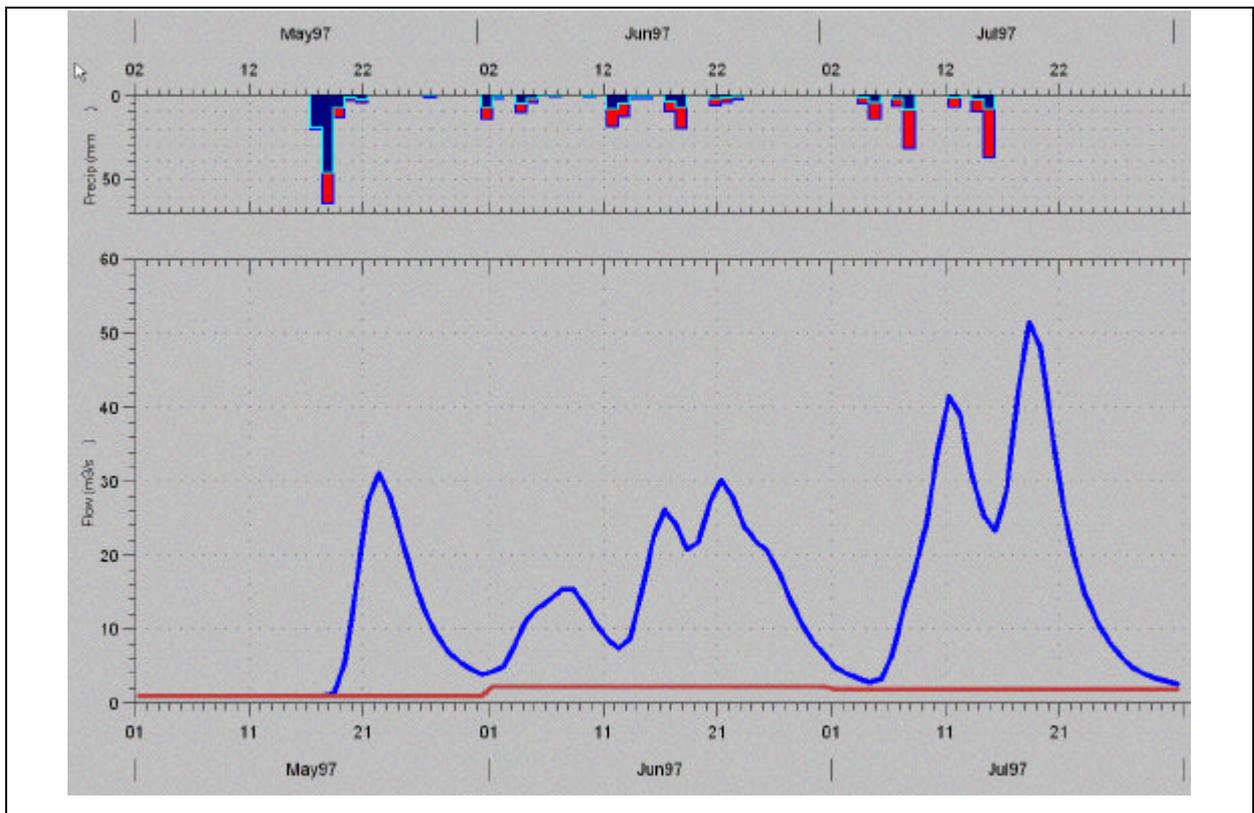


Figura 4.12 - Bacia 3: Inclinado e solo raso.

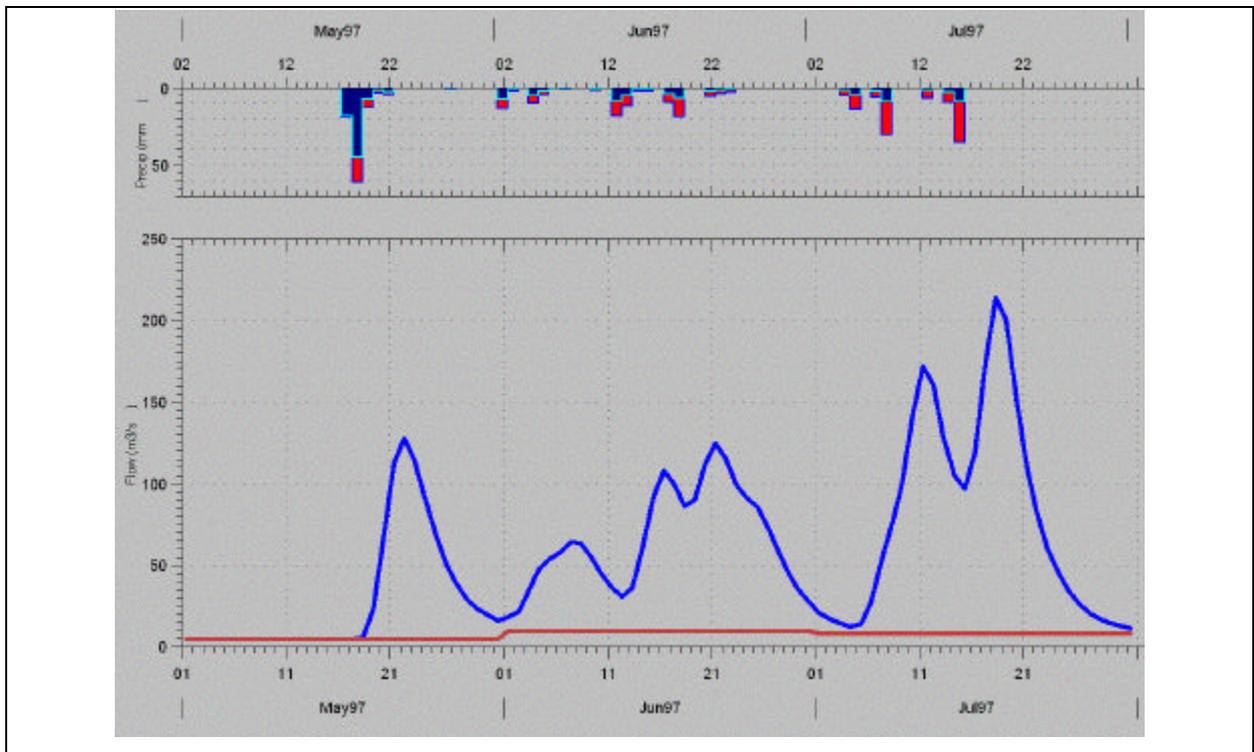


Figura 4.13 - Bacia 4: Inclinado e solo raso.

O efeito sobre os volumes (porção abaixo das curvas) foi pouco significativo, mas de qualquer forma foram captados os efeitos da variabilidade das combinações feitas. Reafirmam-se afirmações que já foram feitas, ou seja:

- Combinação de solo raso e terreno inclinado (Figura 4.13) geram maiores picos de escoamento superficial, com reduzida contribuição da água subterrânea.
- Combinação de solo profundo e terreno plano (Figura 4.11) evidenciam maior contribuição da água subterrânea (áreas de descarga), com escoamento superficial, cujos picos atingem valores bem inferiores.

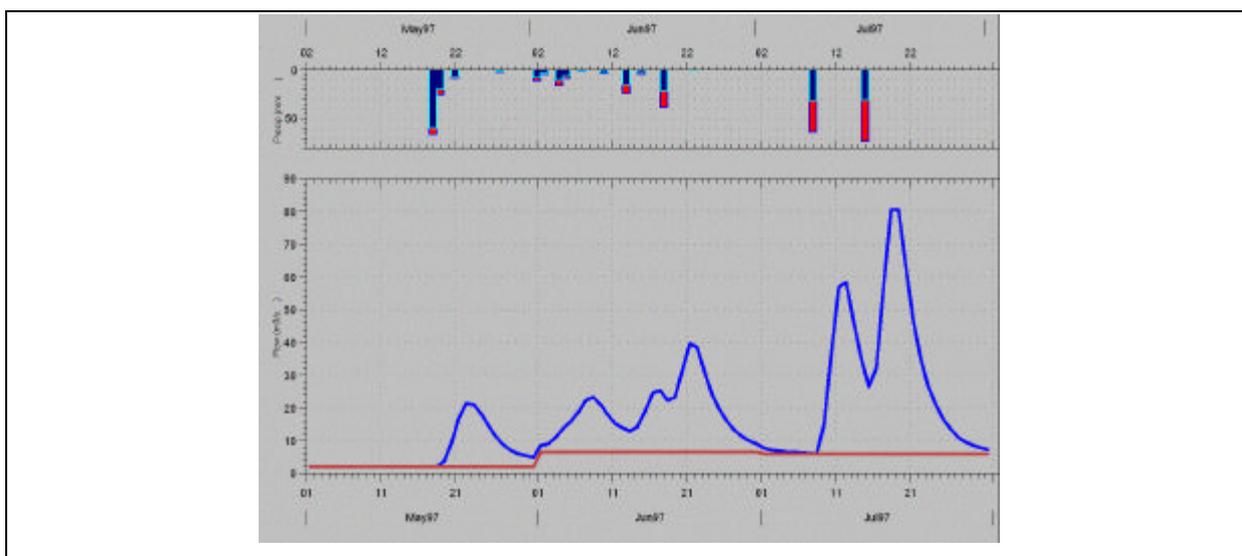


Figura 4.14 - Bacia 5: Inclinado e solo profundo.

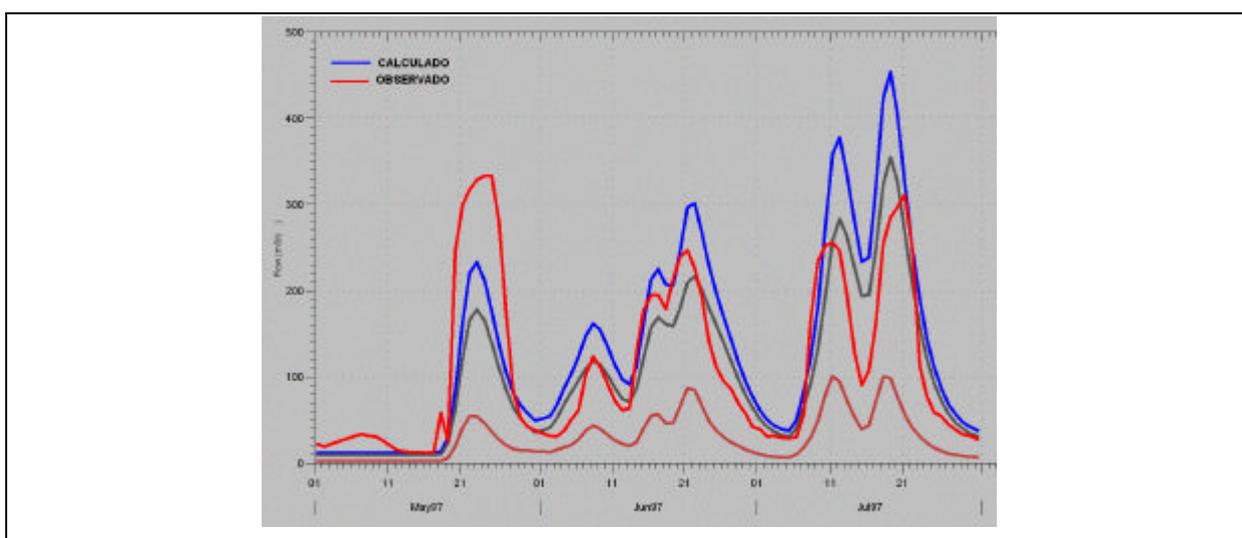


Figura 4.15 - Resultado final no exutório da bacia (Alegrete)

Avaliação dos resultados: $R^2 = 0,725$, $MAE = 0,24$.

Os resultados obtidos com as simulações realizadas envolvendo crescentes desagregações da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, explicitados na Tabela 4.6, indicam a maior influência do fator litologia, seguido das fraturas associadas aos lineamentos tectônicos. Efeitos da topografia combinados com profundidade de solos em cinco sub-bacias representam a terceira maior variabilidade e o efeito de duas bacias e dois trechos de rio a de menor importância.

Tabela 4.6 – Comportamento de R^2 e MAE em função da crescente desagregação.

VARIÁVEIS	R^2	MELHORIA R^2	MAE	MELHORIA MAE
Litologia	0,489		0,32	
Fraturas	0,569	0,080	0,25	0,07
Duas bacias	0,582	0,013	0,24	0,01
Cinco bacias	0,725	0,143	0,24	0,00

Observa-se uma diferença significativa de resultados do coeficiente de *eficiência* R^2 de Nash e Sutcliffe (1970), que determinar a eficiência global do modelo, em relação ao erro médio absoluto (*Mean Absolute Error – MAE*) definido por Donnelly-Makowecki, e Moore, (1999), para determinar o grau de ajuste e a precisão dos picos de fluxo e volumes simulados, com relação às influências de fratura da desagregação em cinco bacias. A influência das fraturas indica uma melhoria sete vezes mais significativa com relação ao grau de ajuste e a precisão dos picos de fluxo e volumes simulados, enquanto que a eficiência global da simulação que foi quase duas vezes maior para o efeito das cinco bacias.

Becker e Braun (1999), consideraram desagregação de uma bacia hidrográfica de 1,157 km² em duas classes de relevo (plano e inclinado), com dois tipos de uso do solo (agricultura e floresta) e três classes de profundidade de níveis d' água subterrânea e áreas urbanizadas, não considerando a variabilidade litológica de depósitos glaciais da área pesquisada e atingiram com o maior grau de desagregação um valor de 0,82 o coeficiente R^2 , que diminuiu para 0,68 com a agregação do efeito da agricultura e do relevo e diminuiu para 0,58 pela agregação de áreas urbanizadas.

A comparação dos resultados auferidos na bacia do Rio Ibirapuitã (5.942 km²) utilizando informações básicas derivadas de sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica cuja dimensão do pixel (1 km²) corresponde quase à totalidade da bacia investigada por

Becker e Braun (1999), cujo trabalho foi embasado em detalhadas investigações de campo, permite afirmar que os resultados obtidos são bons e representativos da maior parcela da influência da variabilidade espacial nas repostas hidrológicas.

É pertinente enfatizar que a sub-bacia do Arroio Caverá, pelas suas características hidrogeológicas evidencia um comportamento de área de descarga do aquífero Botucatu, que se reflete de uma contribuição ao fluxo de base muito maior do que o restante da bacia do Rio Ibirapuitã, que se caracteriza como área de recarga para o aquífero acima referido.

4.1.2 . Modelagem do fluxo lateral

Na medida que a movimentação da água passa do domínio de fluxo vertical para o domínio de fluxo lateral resulta uma nova complexidade da dimensão espacial nos processos hidrológicos das bacias hidrográficas. Os fluxos laterais, representados pelo escoamento superficial, interfluxo e fluxos de base (contribuição da água subterrânea) são gerados e supridos pelo excesso de água superficial ou subsuperficial, resultante de processos verticais e sua variação espacial e temporal conforme já discutido e ilustrado pela Figura 3.2.

Os fluxos laterais evidenciam dinâmicas próprias controladas pelas leis da hidráulica, inicialmente pela topográfica / geomorfologia (especialmente os fluxos superficiais) e pela hidrogeologia que estabelece a conexão entre o armazenamento e fluxo subsuperficiais, conforme premissas estabelecidas no Capítulo 2, itens 2.1.2, 2.3.1 e 2.4.

Reconhece-se que os fluxos laterais podem reverter para o domínio de processos verticais, especificamente através:

- da geração de escoamento superficial, particularmente pela água armazenada junto ou na superfície do terreno, à medida que ocorre o fluxo superficial (fluxo a partir das áreas saturadas);
- do processo de geração do interfluxo pelo armazenamento temporário no subsolo pela incidência de horizontes menos permeáveis;
- da evapotranspiração, com a troca de energia e água com a atmosfera, especialmente pela ascensão capilar e armazenamentos de água até as zonas radiculares das da vegetação para possibilitar acesso à disponibilidade de água subterrânea, quando em

períodos de seca a disponibilidade de água na zona não saturada se torna muito limitada.

Para caso do Ibirapuitã assumindo-se como de 100 km² as bacias de ordem 0, (ou seja, os locais onde as drenagens se iniciam) tem-se o resultado indicado na Figura 4.16 e nas Tabelas 4.7., 4.8, 4.9 e 4.10 que indicam uma bacia de ordem 3.

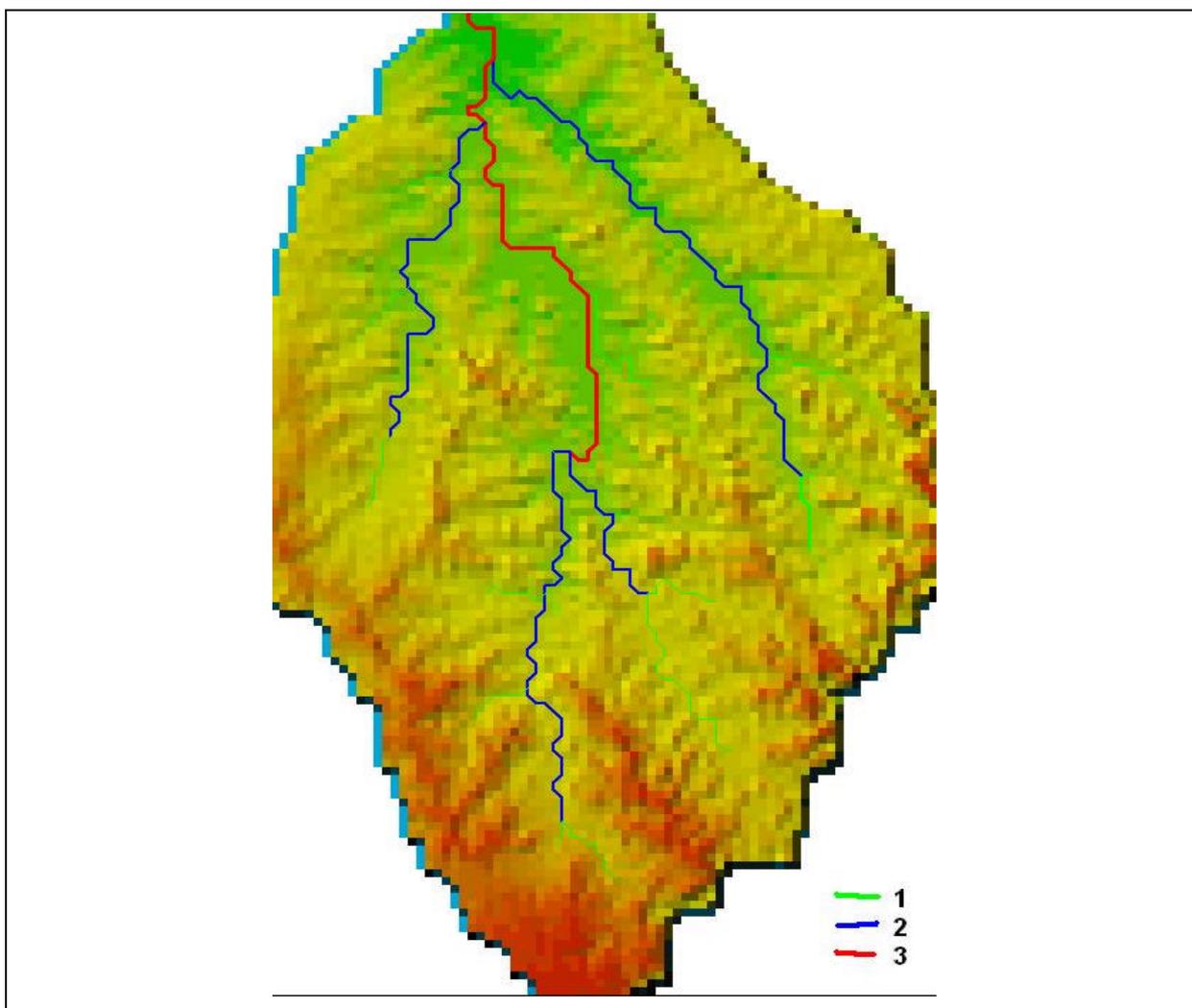


Figura 4.16 – Desagregação das drenagens até a ordem 3.

A Tabela 4.7 estabelece relações entre o número de ordem, o número de bacias por ordem e as variações de áreas correspondentes, indicando um comportamento relativamente mais homogêneo para a ordem 1 em relação à ordem 2, o que possivelmente esteja relacionado ao fato de que a ordem 1 ocorre totalmente sobre as rochas vulcânicas basálticas, enquanto que a ordem 2 ocorre tanto em rochas basálticas como em arenitos.

Tabela 4.7 – Quantificação das bacias por ordem, número por ordem e área (km²).

Ordem	Número	Mínima	Máxima	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	15	110	574	464	137,58	216,733
2	4	913	1517	604	206,880	1241,500
3	1	5976	5976	0,00	0,00	5976

A Tabela 4.8 caracteriza a variabilidade do comprimento do maior canal segundo a ordem, o número por ordem, os valores máximos e mínimos por ordem, o desvio padrão e a média, revelando que este parâmetro é aparentemente sensível á influência das litologias envolvidas.

Tabela 4.8 – Variabilidade do maior comprimento (km).

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	15	2	35,142	33,142	9,151	11,047
2	4	52,799	87,012	34,213	12,382	68,448
3	1	145,326	145,236	0,00	0,00	145,326

A Tabela 4.9 estabelece o número de conexões por ordem de segmento de rio, os valores máximos, mínimos, amplitude, desvio padrão e média, o número de conexões para segmentos de rios de ordem é muito maior, em relação aos de ordem 2, refletindo as condições de relevo mais acidentado da bacia, onde ocorre o domínio de rochas vulcânicas basálticas da bacia hidrográfica. Tais conexões sofrem também a influência de lineamentos tectônicos o que é parcialmente ilustrado na Figura 3.55.

Tabela 4.9 - Conexões.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	15	1	1	0,00	0,00	1,00
2	4	2	4	2,00	0,866	2,50
3	1	4	4	0,00	0,00	4,00

A Tabela 4.10 explicita as declividades ao longo do canal, que são muito baixas e como era de esperar são maiores para a ordem 1, onde se manifesta a influência de maior energia de relevo, associada á presença de rochas basálticas.

Tabela 4.10 – Declividades ao longo do canal.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	15	0,000	0,003	0,003	0,001	0,001
2	4	0,00	0,002	0,002	0,001	0,001
3	1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

A Figura 4.17 explicita a estruturação da rede de drenagem com desagregação a partir de área de 50 km², o que permitiu atingir a ordem 4.

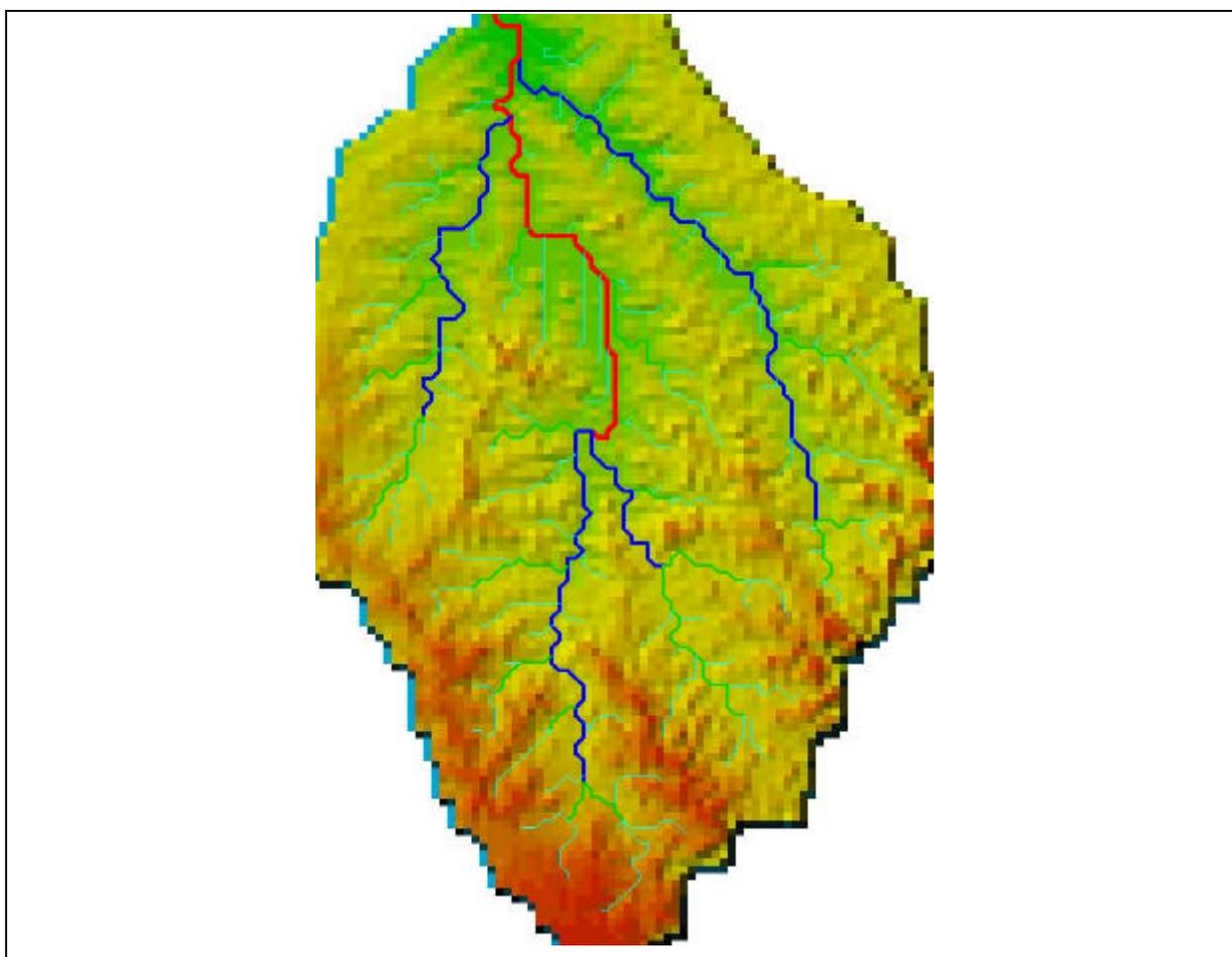


Figura 4.17 – Desagregação a partir de áreas de 50 km², atingindo a ordem 4.

A Tabela 4.11 estabelece relações entre o número de ordem, o número de bacias por ordem e as variações de áreas correspondentes, com base em desagregação a partir de 50 km²,

revelando com maior clareza o comportamento explicitado na Tabela 4.7, pois as ordens 2 e 3 reforçam a hipótese de estarem sob influência tanto de rochas basálticas como de arenitos.

Tabela 4.11 – Quantificação das bacias por ordem, número e área (km²).

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	34	50	238	188	48,44	99,353
2	6	137	1517	1380	476,826	713,500
3	2	1040	3208	2168	1084,000	2124,000
4	1	5976	5976	0,00	0,00	5976

A Tabela 4.12 caracteriza a variabilidade do comprimento do maior canal segundo a ordem, o número por ordem, os valores máximos e mínimos por ordem, o desvio padrão e a média, com base em áreas de 50 km², que ressaltam a maior sensibilidade à litologia, explicitada na Tabela 4.8.

Tabela 4.12 – Variabilidade do maior comprimento (km).

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	34	1,000	26,071	25,071	5,440	7,394
2	6	9,071	92,841	83,770	27,420	44,673
3	2	66,284	134,912	68,627	34,314	100,598
4	1	154,569	154,569	0,00	0,00	5976

A Tabela 4.13 estabelece o número de conexões por ordem de segmento de rio, os valores máximos, mínimos, amplitude, desvio padrão e média refletindo as condições de relevo mais acidentado da bacia, onde ocorre o domínio de rochas vulcânicas basálticas da bacia hidrográfica, enquanto que o aumento do desvio padrão da ordem 2 e relação a Tabela 4.9 reforça a hipótese de haver influência de rochas basáltica e de arenitos.

O maior desvio padrão da ordem 3, que agora é mais sensível pela ocorrência da ordem 4, também indica a influência das duas litologias mencionadas.

Tabela 4.13 – Conexões.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	34	1	1	0	0,000	1
2	6	1	5	40	1,675	3,167
3	2	3	8	5	2,500	5,500
4	1	3	3	0	0,000	3,000

A Tabela 4.14 indica as declividades ao longo dos canais, havendo um sensível aumento das declividades da ordem 1 em relação ao que foi indicado na Tabela 4.10.

Tabela 4.14 – Declividades.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	34	0,000	0,006	0,006	0,002	0,002
2	6	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001
3	2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4	1	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001

A Figura 4.18 corresponde a explicitação do resultado da desagregação com o início da drenagem a partir de área de 10 km², atingindo a ordem 5, configurando um detalhamento que representa melhor a rede de drenagem, captando dessa forma detalhes do relevo que se refletem nos valores dos parâmetros considerados.

As Tabelas 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 e 4.22 indicam claramente que as hipóteses aventadas nas tabelas anteriores que se referem a desagregações com áreas maiores são reforçadas por números mais contrastantes.

As ordens 4 e 5 já refletem condições de arenitos e siltitos, sem influência das rochas basálticas, a ordem 1 na desagregação em áreas de 1 km² caracteriza declividades mais representativas da realidade superando 13 %.

Nas Tabelas 4.19 e 4.20 o desvio padrão que cresce com o número de ordem até a ordem 5 parecem indicar que na ordem 1 existe a influência de apenas uma litologia (rocha basáltica),

para ordens 2 e 3 duas litológicas (rocha basáltica e arenito) e três litologias para as ordens 3 e 4 (rocha basáltica, arenito e siltito).

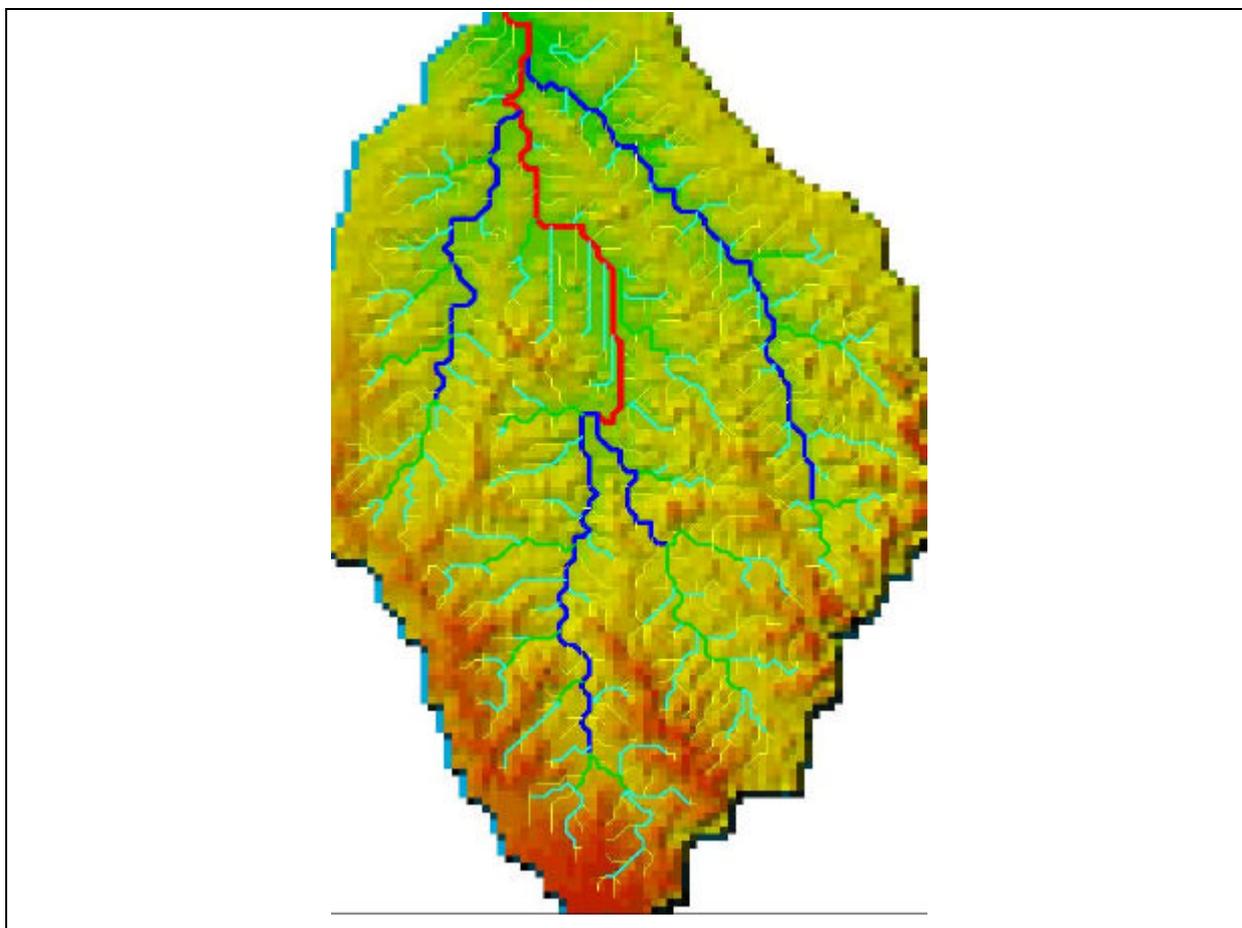


Figura 4.18 – Desagregação a partir de área de 10 km² atingindo a bacia d ordem 5.

A Tabela 4.15 estabelece relações entre o número de ordem, o número de bacias por ordem e as variações de áreas correspondentes, com base em desagregação a partir de 10 km².

Tabela 4.15 – Quantificação das bacias por ordem, número por ordem e área (km²).

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	168	10	110	100	15,438	23,036
2	37	29	282	253	55,926	92,541
3	6	151	1040	889	332,651	577,833
4	2	1517	4308	2791	1395,500	2912,500
5	1	5976	5976	0,00	0,000	50976,00

A Tabela 4.16 caracteriza a variabilidade do comprimento do maior canal segundo a ordem, o número por ordem, os valores máximos e mínimos por ordem, o desvio padrão e a média, com base em áreas de 10 km².

Tabela 4.16 – Variabilidade do maior comprimento (km).

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	168	1,000	15,314	14,314	3,320	4,364
2	37	4,414	32,314	27,899	5,923	13,168
3	6	20,314	76,355	56,042	20,178	44,811
4	2	99,083	151,397	52,314	26,157	125,240
5	1	159,811	159,811	0,000	0,000	159,811

A Tabela 4.17 estabelece o número de conexões por ordem de segmento de rio, os valores máximos, mínimos, amplitude, desvio padrão e média.

Tabela 4.17 – Conexões.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	168	1	1	0	0,000	1,000
2	37	1	6	5	1,151	1,838
3	6	2	11	9	3,416	7,000
4	2	18	25	7	3,500	21,500
5	1	4	4	0	0,000	4,000

A Tabela 4.18 indica as declividades ao longo dos canais, indicando valores de amplitude decrescentes a medida que aumenta o número de ordem, todavia com média mais do que o dobro para a ordem 1 em relação as ordens 2 e 3, que evidenciam os mesmos valores.

Observa-se que para as ordens 4 e 5, os valores de declividade são muito baixos, atingindo o valor zero para a ordem 5, que provavelmente se relacionam com a presença de arenito e siltito, sendo os maiores valores indicativos da ocorrência predominante de rocha basáltica e os valores intermediários, sob influência de rocha basáltica e arenito.

Tabela 4.18 – Declividades.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	168	0,000	0,029	0,029	0,004	0,005
2	37	0,000	0,008	0,008	0,002	0,002
3	6	0,000	0,004	0,003	0,001	0,002
4	2	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
5	1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

A Figura 4.19 ilustra os efeitos da desagregação a partir de área de 1 km², o que permite atingir bacia de ordem 6, oferecendo o melhor grau de discernimento da rede de drenagem

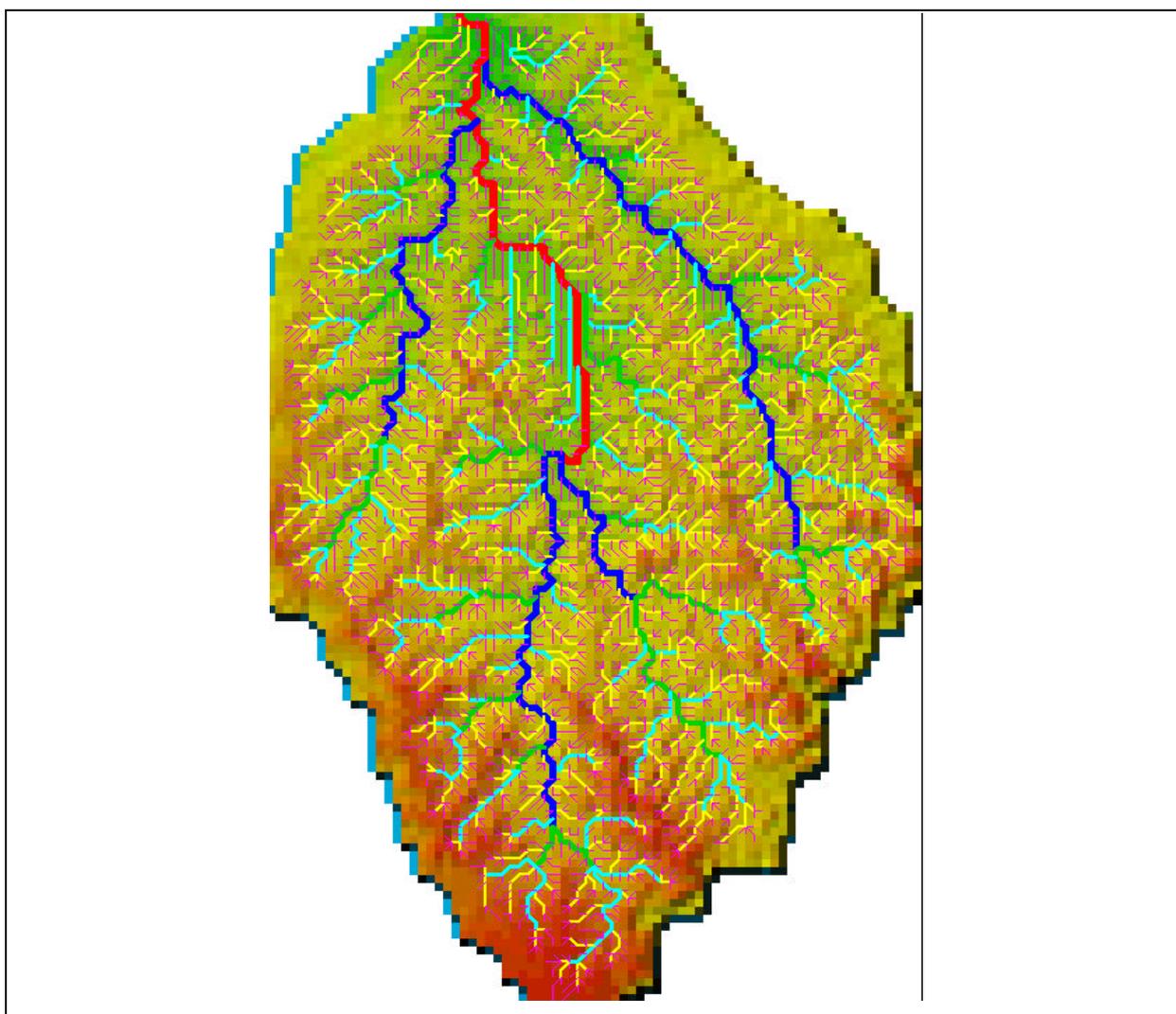


Figura 4.19 – Efeitos da desagregação a partir de área de 1 km², atingindo bacia de ordem 6.

A Tabela 4.19 estabelece relações entre o número de ordem, o número de bacias por ordem e as variações de áreas correspondentes, com base em desagregação a partir de 1 km², indicando marcantes diferenciações para as ordens 1 e 2.

Os valores explicitados são sintomáticos a incidências de rochas vulcânicas basáltica que dominam em tais condições de drenagem.

Tabela 4.19 – Quantificação das bacias por ordem, número e área (km²).

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	3182	1	7	6	0,530	1,246
2	498	3	30	27	4,613	6,924
3	107	8	110	102	22,061	34,879
4	23	42	514	472	101,771	145,522
5	4	913	1517	604	268,880	1241,50
6	1	5976	5976	0	0	5976

A Tabela 4.20 caracteriza a variabilidade do comprimento do maior canal segundo a ordem, o número por ordem, os valores máximos e mínimos por ordem, o desvio padrão e a média, com base em áreas de 1 km².

Tabela 4.20– Variabilidade do maior comprimento (km).

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	3182	1,000	7,414	6,414	0,596	1,387
2	498	2,000	14,485	12,485	1,896	4,160
3	107	3,828	24,142	20,314	4,192	10,462
4	23	11,243	43,799	32,556	7,731	22,062
5	4	69,284	103,497	34,313	12,638	85,848
6	1	165,640	165,640	0,000	0,000	165,640

A Tabela 4.21 estabelece o número de conexões por ordem de segmento de rio, os valores máximos, mínimos, amplitude, desvio padrão e média, em que o maior número de conexões para a ordem 1 poderia estar relacionado a influência da tectônica e rocha basálticas.

Tabela 4.21 – Conexões.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	3182	1	1	0	0,000	1,000
2	498	1	9	8	1,261	1,825
3	107	1	12	11	2,860	4,028
4	23	1	20	19	4,142	7,130
5	4	21	73	52	18,431	46,250
6	1	51	51	0	0,000	51,00

A Tabela 4.22 indica as declividades ao longo dos canais, no contexto de uma rede de drenagem que partiu de área de 1 km², evidenciando o maior detalhamento em relação possível com os dados disponíveis para esta tese, pois toda a base cartográfica está alicerçada em pixels de 1 km.

Tabela 4.22 – Declividades.

Ordem	Número	Mínimo	Máximo	Amplitude	Desvio Padrão	Média
1	3182	0,000	0,133	0,133	0,014	0,024
2	498	0,000	0,042	0,042	0,006	0,008
3	107	0,000	0,014	0,014	0,003	0,003
4	23	0,000	0,014	0,014	0,001	0,002
5	4	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001
6	1	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000

A Figura 4.20 corresponde ao detalhamento de drenagem a partir da interpretação de fotografia aérea, escala aproximada 1:110.000, em forma transparências, que foram georreferenciadas de modo a serem inseridas no mesmo referencial de pixels de 1km. Todos os segmentos de drenagem com envergadura superior a 0,5 km foram mapeados, o que permite verificar que houve uma maior definição, o que foi utilizado para melhorar a qualidade do modelo numérico do terreno. Houve a superposição da delimitação das cinco sub-bacias que foram objeto da última modelagem combinada com relevo e profundidades de solo.

Uma observação mais atenta da Figura 4.20 revela ocorrências de menor frequência e densidade de drenagem em parcelas das duas sub-bacias que formam a sub-bacia do Arroio Caverá (as duas de leste), que refletem a incidência de arenitos, o que contrasta com as cabeceiras, onde a densidade e a frequência de drenagens de ordem 1, segundo a desagregação baseada em área de 1 km², o subsolo é caracterizado pela presença de rochas vulcânicas basálticas.

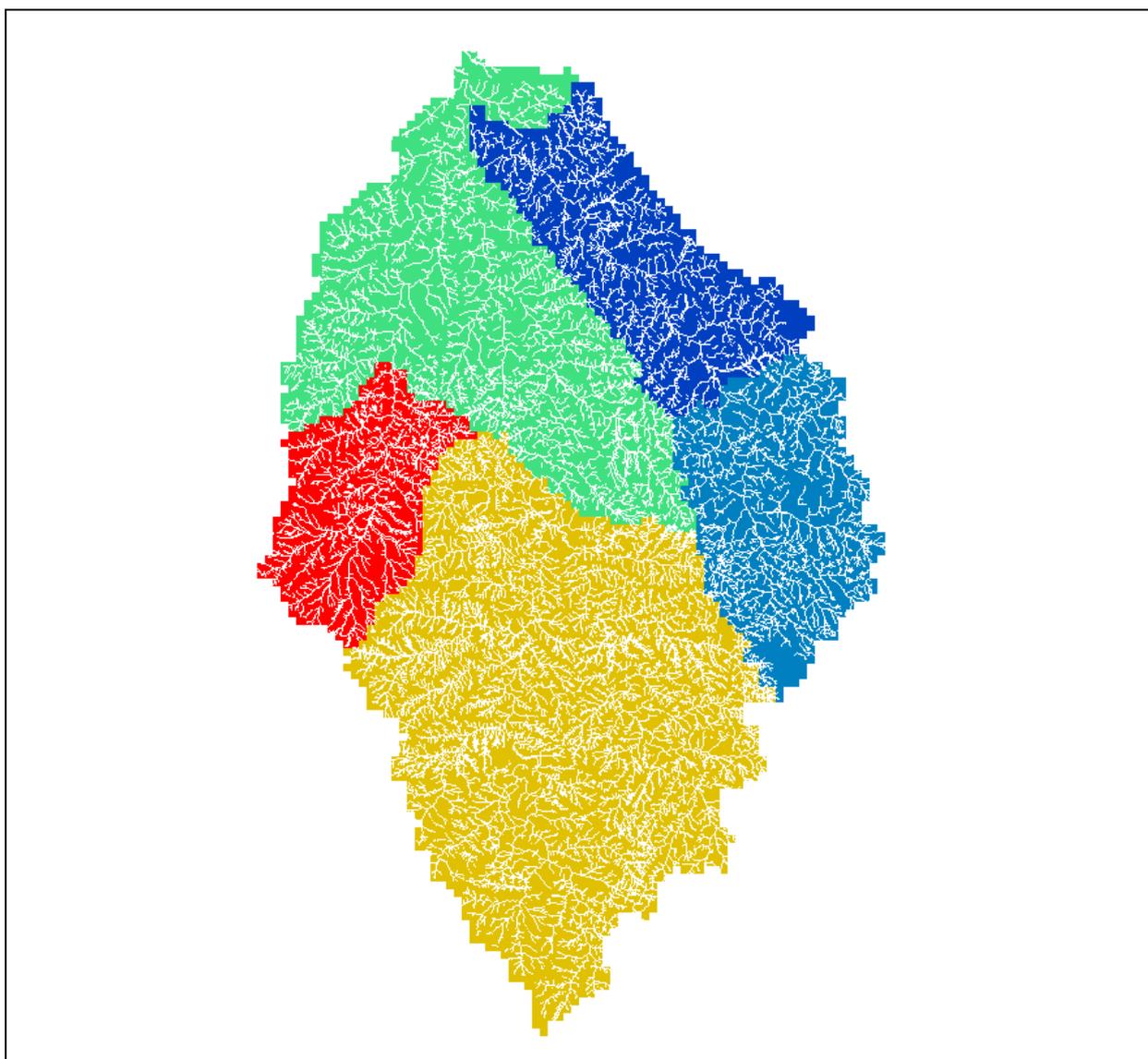


Figura 4.20 – Rede de drenagem gerada a partir de fotointerpretação.

A Figura 4.21 indica áreas de baixa densidade de drenagem associadas a incidências de arenitos, no entanto os padrões retilíneos da drenagem sofrem a influência de lineamentos tectônicos, conforme exemplificado na Figura 3.55.

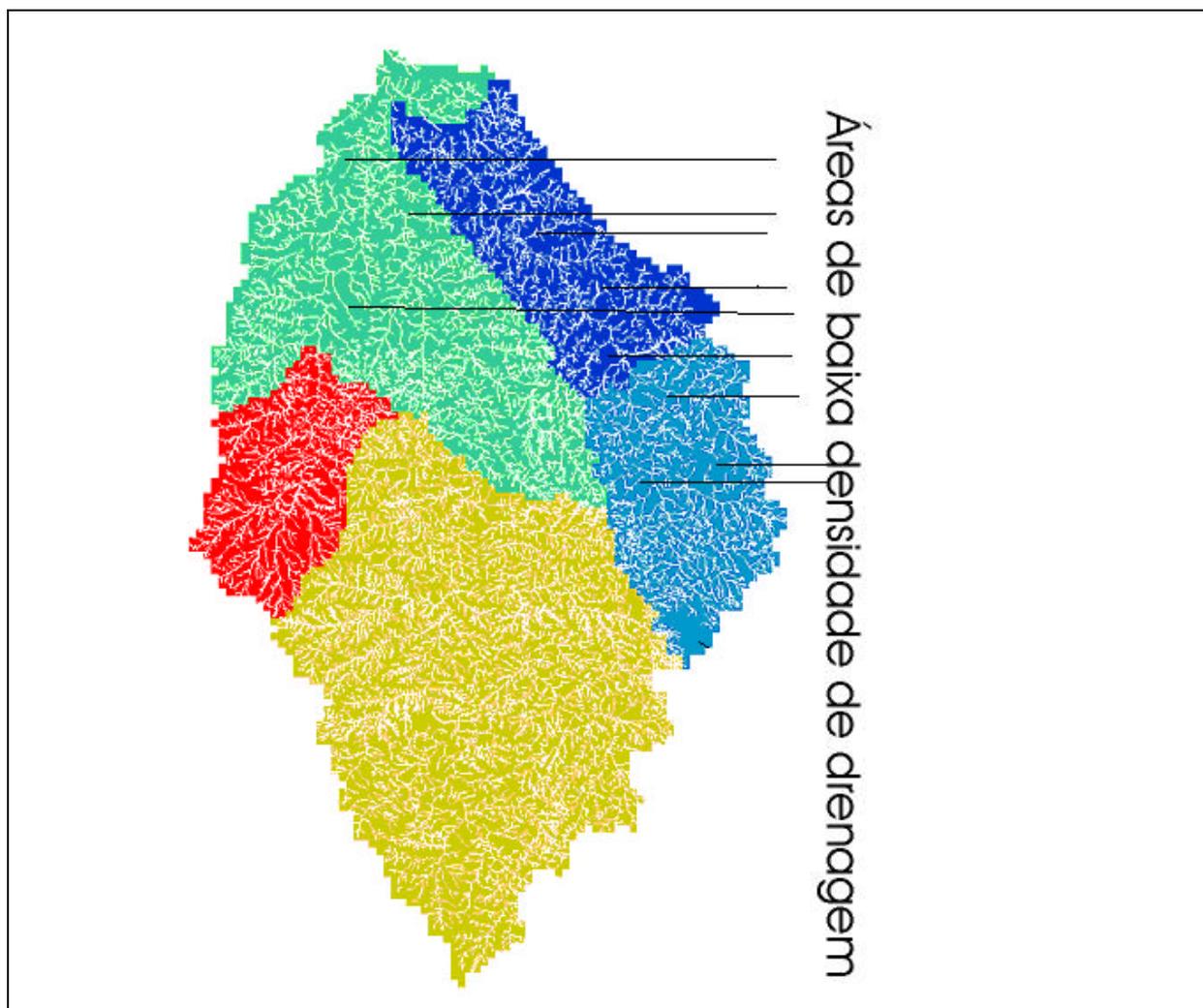


Figura 4.21 – Indicações de áreas de baixa densidade de drenagem.

Com base nos parâmetros morfométricos, explicitados em detalhe no Capítulo 2, item 2.1.2, foram calculados os valores da razão de bifurcação R_B e a razão de comprimentos R_L para todas as desagregações, indicando o comportamento dos valores plotados em gráficos das Figuras 4.22, 4.23 e 4.24.

As figuras explicitam, respectivamente, os comportamentos do número de segmentos, de comprimentos de cursos d'água e da área das bacias segundo a ordem de Strahler, configurando bons ajustes lineares, o que constitui indicativo de serem fractais.

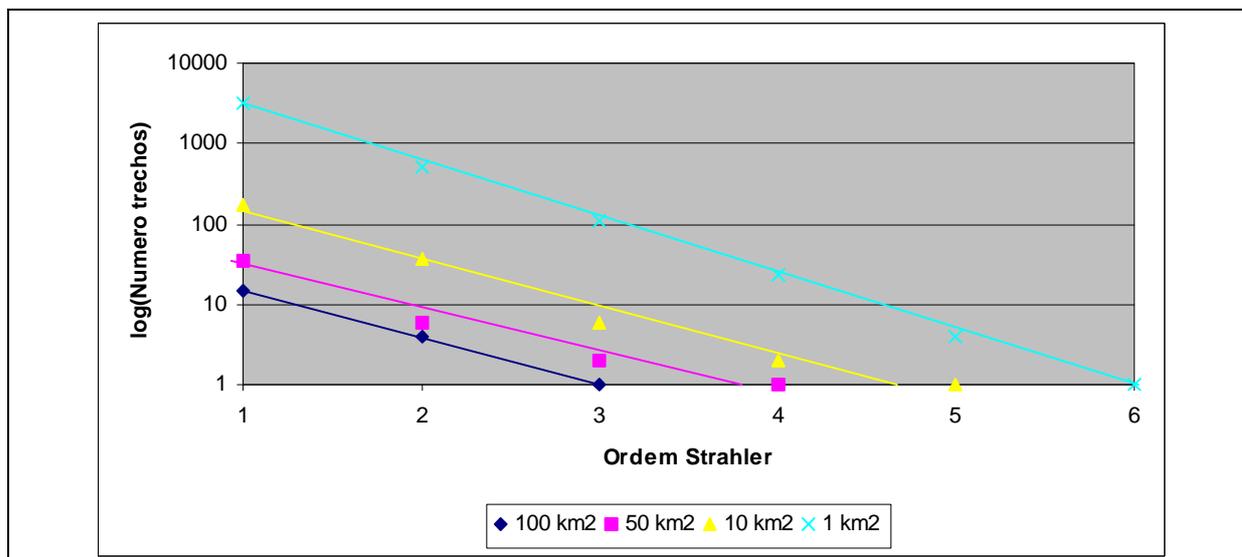


Figura 4.22 – Comportamento do número de trechos de cursos d'água segundo a ordem de Strahler.

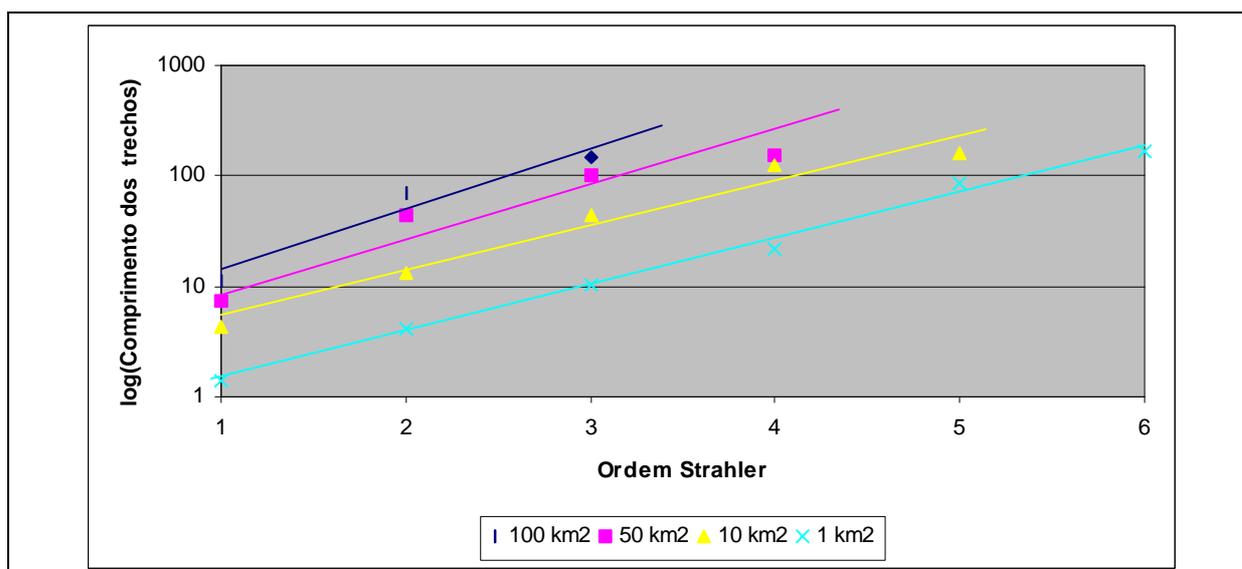


Figura 4.23 – Comportamento do comprimento de trechos de cursos d'água segundo a ordem de Strahler.

A Tabela 4.23 sintetiza os resultados das Figuras 4.22, 4.23 e 4.24 sob a forma de valores de R_b , R_L , e R_a . Segundo Smart (1972), examinando-se redes de drenagem, sem controles geológicos incomuns, os valores de R_B variam entre 3 a 5; R_L entre 1,5 a 3,5 e R_A entre 3 e 6. Os valores indicados com asterisco (*) correspondem a valores situados fora dos limites estabelecidos por Smart e possivelmente possam estar relacionados com as influências da tectônica sobre a rede de drenagem.

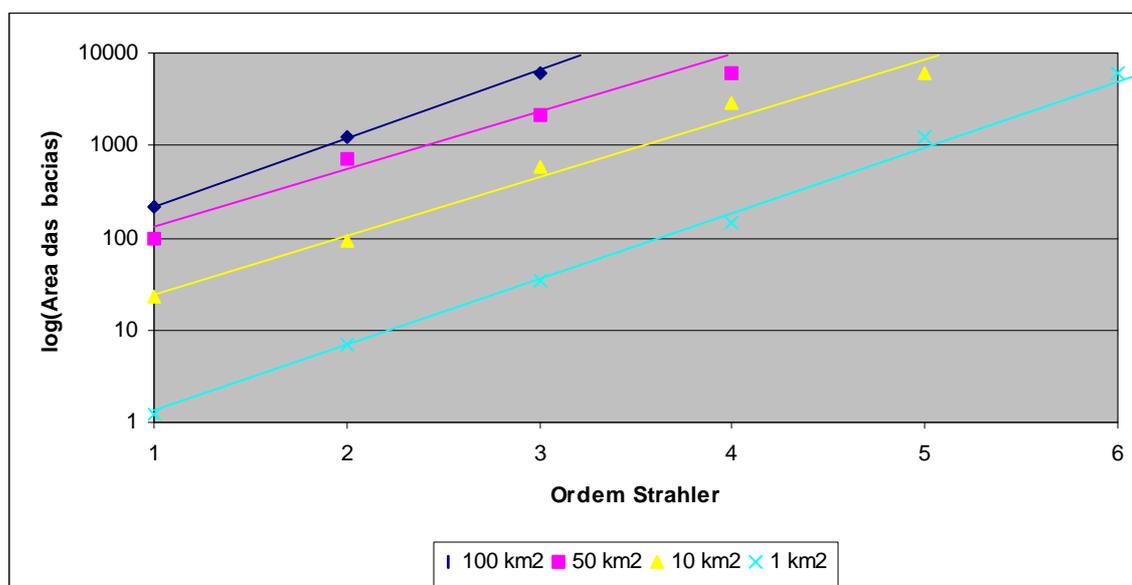


Figura 4.24 – Comportamento da área das bacias segundo a ordem de Strahler.

Tabela 4.23 – Valores de R_b , R_L , e R_a .

	R_b	R_L	R_a
100 km ²	3,875	4,160*	5,271
50 km ²	3,556	3,277	4,324
10 km ²	3,927	2,623	4,338
1 km ²	5,089*	2,689	5,622

Todos os índices apresentados nas Figuras 4.22, 4.23, e 4.24 e na Tabela 4.23 estão condicionados pelo tamanho da área considerada, todavia uma análise mais detalhada indica um padrão regular. Comportamento similar foi também observado para a densidade de drenagem e frequência de drenagem (Tarboton et al., 1991; Helmlinger et al., 1993).

Constata-se que os índices de Horton sofrem modificações descontínuas com a variação do tamanho das áreas e alterações sistemáticas de outros índices permitem determinar os valores de outras áreas, a partir de uma área conhecida. Entretanto tais resultados são insuficientes para determinar o valor mais correto da área ou para saber até que ponto tal relação é constante na prática e naturalmente isto se reflete na resposta hidrológica da bacia. Utilizando os conceitos do Hidrograma Unitário Geomorfológico de Rodriguez-Iturbe and Valdes, (1979), onde é estabelecida a função de probabilidade do tempo de percurso de uma gota

d'água em qualquer posição da bacia até o exutório pode-se avaliar esta situação, conforme ilustrado na Figura 4.25.

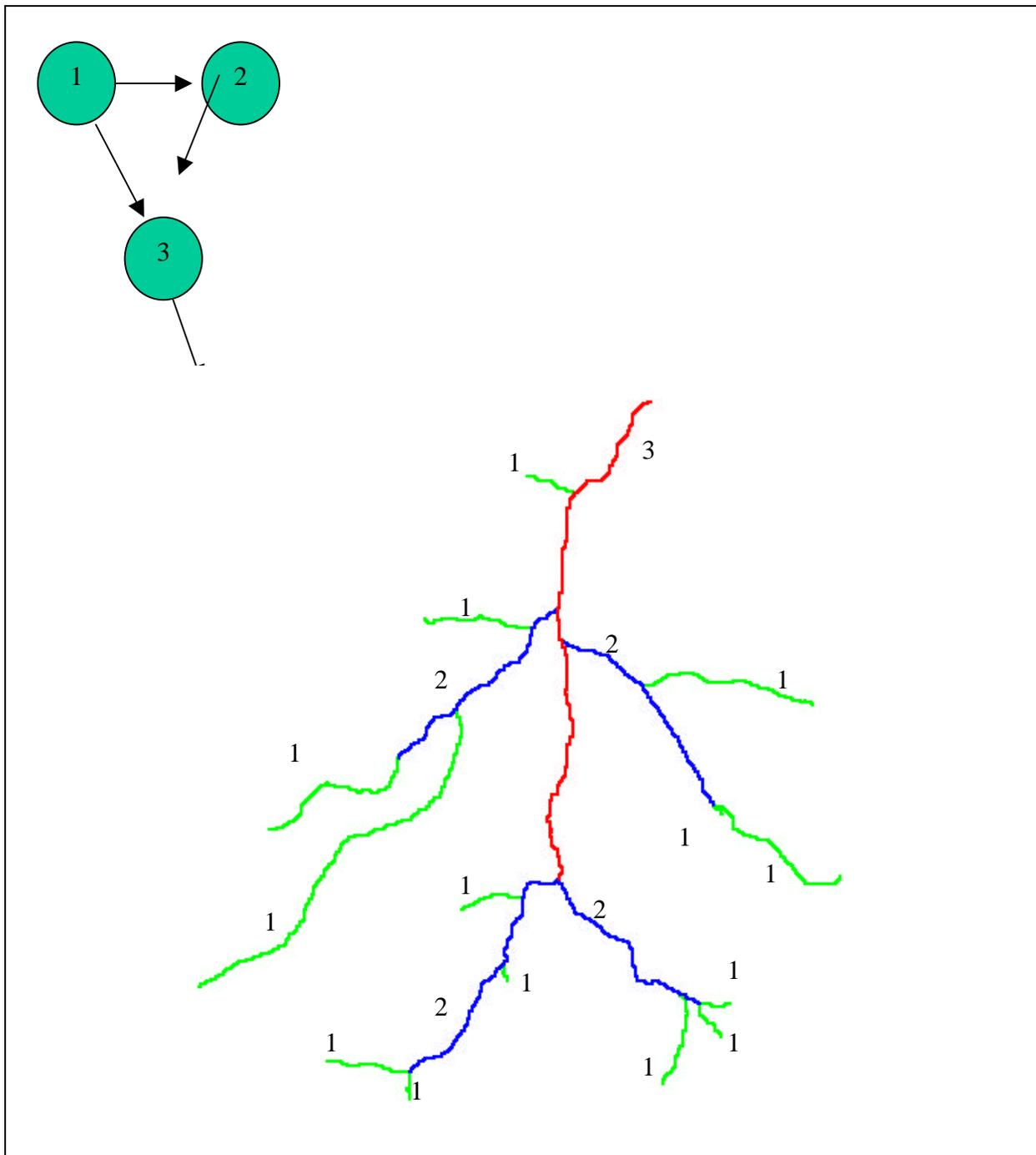


Figura 4. 25 – Ilustração das trajetórias de percurso da água em relação a ordem de segmentos de drenagem.

Observa-se na Figura 4. 25 que a estrutura de drenagem, através de sua topologia controla o tempo de escoamento, de um pingo de chuva, até o exutório através da topologia da drenagem, neste exemplo a drenagem de 1ª ordem pode contribuir para os trechos de 2ª e 3ª

ordem. Neste contexto são assumidas como exponencialmente distribuídas as probabilidades de transição entre segmentos de drenagem, através de R_b e R_a , o retardo relacionado ao comprimento do rio principal e R_L , bem como a velocidade média v de escoamento no canal.

Assumindo-se que a bacia é um sistema linear, estacionário e concentrado, a vazão no exutório da bacia é dada pela equação (2.21) conforme explicado exhaustivamente no Capítulo 2, item 2.3.1.

Rodriguez-Iturbe and Valdes, (1979) definiram uma função de resposta unitária ($u(t)$) com base em parâmetros geomorfológicos de bacias, definido por:

$$u(t) = \frac{\left(\frac{t}{k}\right)^{a-1} \cdot e^{-t/k}}{k \cdot \Gamma(a)} \quad (4.6)$$

Onde: $\Gamma(\)$ Função de distribuição de probabilidade do tipo Gama.

a e k : Parâmetros de forma e escala, respectivamente, da distribuição de probabilidade.

Rosso (1984) mostra que os parâmetros anteriores podem ser estimados empiricamente de estruturas geomorfológicas de bacias como os índices R_A , R_B e R_L , através de:

$$a = 3.29 \cdot \left(\frac{R_B}{R_A}\right)^{0.78} \cdot R_L^{0.07} \quad (4.7)$$

e

$$k = 0.7 \left[\frac{R_A}{(R_B \cdot R_L)} \right]^{0.48} \cdot \left(\frac{L}{v} \right) \quad (4.8)$$

onde: L : comprimento médio dos trechos de rio

v : velocidade média do escoamento no canal.

A concepção básica do método é derivar um hidrograma unitário instantâneo (HUI) a partir das leis de Horton, que descreve o arranjo da rede de drenagem da bacia hidrográfica. A função resposta resultante é denominada hidrograma geomorfológico unitário instantâneo (HGUI), cujos parâmetros geomorfológicos são a razão de bifurcação R_B , a razão de comprimentos R_L e a razão entre áreas R_A . Foram ainda necessários parâmetros adicionais

representados pelos comprimentos de rios L e a velocidade média v de fluxo nos canais de bacia.

A Tabela 4.24 apresenta os parâmetros a e k com base nos dados indicados na Tabela 4.23 e adotando-se um $v = 0,5$ m/s.

Tabela 4.24 - Parâmetros a e k

	a	K
100 km ²	2,860	0,710
50 km ²	3,069	0,773
10 km ²	3,256	0,743
1 km ²	3,262	0,510

Os resultados são indicados na Figura 4. 26.

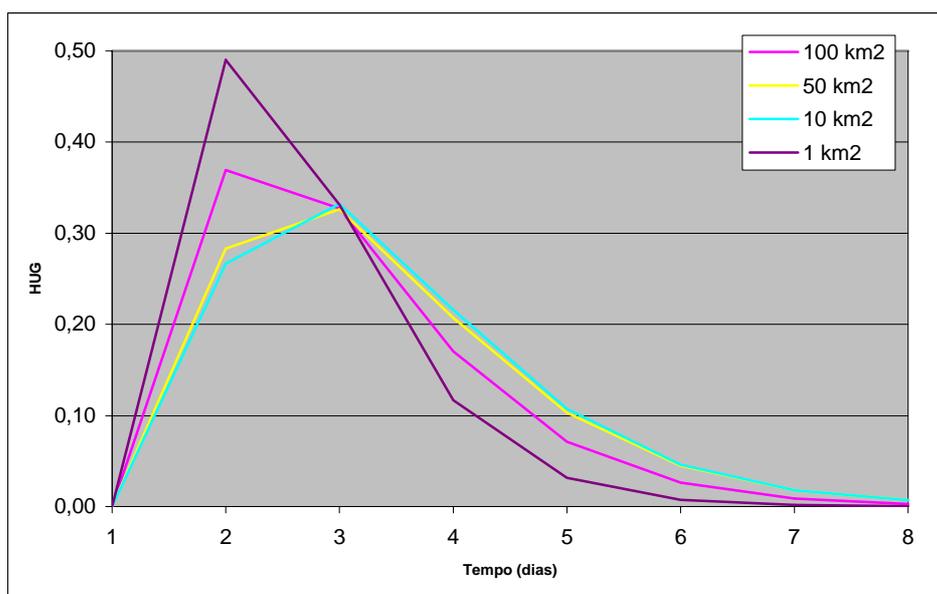


Figura 4.26 – Hidrogramas unitários geomorfológicos para diferentes áreas de desagregação de bacias.

Os hidrogramas unitários geomorfológicos explicitados na Figura 4.26 indicam que a maior vazão de pico é obtida com a desagregação com bacias de 1 km² sendo a segunda maior vazão de pico representada pela desagregação de dimensões de 100 km², enquanto que para 10 e 50 km² as vazões de pico são menores e praticamente iguais. Os tempos de pico menores

correspondem as situações de 1 km² e 100 km² e são idênticos, enquanto que os maiores tempos de pico correspondem a 10 e 50 km² com valores muito semelhantes.

Os resultados explicitados na Tabela 4.6 indicam que foram atingidos os objetivos desta tese, pois foram confirmados os efeitos da variabilidade espacial do uso do solo, da topografia, da litologia e da tectônica nas respostas hidrológicas da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã. A maior influência se deve à litologia, seguida pela tectônica e em terceiro lugar a topografia. Em função do predomínio expressivo e mais homogêneo dos campos e pastagens, o uso do solo não foi simulado, mas exerceu influência decisiva nos valores de CN estabelecidos na Tabela 3.4, item 3.4 do Capítulo 3.

É importante enfatizar ainda que a constatação que a sub-bacia do Arroio Caverá caracteriza-se como área de descarga do aquífero Botucatu, que foi corroborada pela contribuição muito maior em termos percentuais nas vazões mínimas na estação considerada como exutório do Rio Ibirapuitã. Tal comportamento decorre da influência da variabilidade espacial das classes de litologia e da tectônica que são bem diferenciadas, pois no restante da bacia do Rio Ibirapuitã, pelo fato da Formação Botucatu aflorar de modo pouco expressivo, pode-se considerar que funciona como área de recarga dos arenitos sotopostos, essencialmente pelas fraturas associadas aos lineamentos tectônicos.

Pode-se afirmar que foi justificado o trabalho de contemplar a avaliação dos efeitos da variabilidade espacial de propriedades físicas da bacia para um melhor entendimento das respostas hidrológicas.

CAPITULO 5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 – SUMÁRIO DA TESE

A bacia do Rio Ibirapuitã foi utilizada para testar os efeitos da espacialização de propriedades físicas de bacias hidrográficas na resposta hidrológica, através da utilização do conceito de hidrotopos.

Foi utilizado o conceito de unidade de resposta hidrológica (hidrotopo) que contemplou a desagregação do uso do solo, da topografia, da litologia e da tectônica em classes de mapeamento, a partir a interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélite e do uso de cartas topográficas, que alicerçaram a elaboração do modelo numérico do terreno e produtos derivados.

Os dados de estações pluviométricas e fluviométricas embasaram os resultados observados que foram cotejados com os resultados simulados em ambiente de geoprocessamento.

A bacia hidrográfica foi desagregada em unidades de resposta hidrológica através de uma estrutura vetorial, com uso de técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informação geográfica, que facilitaram a modelagem, contemplando os processos hidrológicos verticais e laterais envolvidos.

A partir de diferentes níveis de agregação e desagregação espacial, foi aplicado o hidrograma de Clark para a transformação de chuva em vazão com base nos valores da precipitação efetiva, alicerçadas no método CN.

A geração de parâmetros morfométricos envolvendo a desagregação da bacia hidrográfica em diferentes dimensões de sub-bacias possibilitou a definição de hidrogramas unitários geomorfológicos para quatro graus de detalhamento, respectivamente 100 km², 50 km², 10 km² e 10 km².

5.2 – Conclusões

A espacialização dos elementos topografia, uso do solo, litologia e tectônica da bacia hidrográfica do Rio Ibirapuitã, com base em técnicas de sensoriamento e sistemas de informação geográfica revelaram a identificação de classes consideradas como unidades de resposta hidrológica diferenciada. A topografia, representada pelo modelo numérico do terreno e produtos derivados, possibilitou a identificação da variabilidade da declividade, o traçado de rede de drenagem, a caracterização de sub-bacias, num relevo em que as cotas topográficas evidenciaram valores entre 70 e 230 m. O uso do solo é caracterizado por seis classes, com destaque para campos e pastagens que cobrem cerca de 60% da área, seguindo-se a cultura de arroz irrigado (27%) e matas (11%). O zoneamento litológico evidenciou oito classes pedohidrogeológicas, num contexto geológico em que as rochas vulcânicas basálticas atingem uma incidência de 72%, arenitos (24%) e siltitos / folhelhos (4%). A tectônica, representada pela frequência de lineamentos e fraturas associadas, caracterizou quatro classes em função do número de feições por km^2 , com ocorrência de 47% para a classe forte, 35% para a classe média, 12% para a classe muito forte e o restante para a classe fraca.

A reclassificação do mapa litologia em termos das quatro classes de solo hidrológico segundo o método CN estabeleceu 54% para o tipo D, 23% para o tipo A, 19% para o tipo C e 4% para o tipo B. Com a incorporação do zoneamento da tectônica resultou uma redistribuição das classes CN, 40% para C, 26% para A, 22% para D e 12% para B.

A determinação de vazões observadas no exutório da bacia revelou que os valores mensais correspondem à variação entre 180 e 420 m^3 / s para as máximas, entre 60 e 160 m^3 / s para as médias e entre 10 e 35 m^3 / s , definindo que vazões iguais ou superiores 128 m^3/s ocorrem em apenas 50% do tempo.

O uso do hidrograma de Clark para a transformação de chuva em vazão com base nos valores da precipitação efetiva alicerçadas no método CN gerou vazões muito superiores às observadas durante a ocorrência do efeito do El-Niño. As possíveis hipóteses para tal distorção podem estar relacionadas com o fato de que foi utilizado um valor de CN médio não sendo descartada a possibilidade de efeitos de recarga indireta e recarga localizada não captadas pelo método.

A geração de vazões no período de três meses, sem a incidência do El-Niño revelou a maior importância da variabilidade espacial da litologia, cujos resultados foram melhorados com a incorporação dos efeitos das fraturas, que constituiu o segundo efeito mais importante.

O valor médio do fluxo de base para a sub-bacia do Arroio Caverá corresponde a uma terça parte da bacia do Rio Ibirapuitã, com uma área de contribuição de apenas 20%, o que caracteriza efeitos de descarga de água subterrânea dos arenitos da Formação Botucatu na referida sub-bacia. O restante da bacia do Rio Ibirapuitã se comporta como área de recarga para o aquífero da Formação Botucatu.

A incorporação da declividade desagregada em duas classes (plano e inclinado), combinadas com duas classes de profundidade de solo (raso e profundo), com desagregação em cinco sub-bacias indicou alteração significativa, similar ao efeito das fraturas.

A utilização dos parâmetros morfométricos de Horton revelou correlação linear que pode incluir comportamento fractal e forneceu importantes subsídios para a geração de hidrogramas geomorfológicos unitários.

Os resultados das simulações hidrológicas comparadas com os resultados observados revelaram que a partir dos efeitos da litologia, com incorporação sucessiva dos efeitos de fraturas, da desagregação em duas bacias e desagregação em cinco sub-bacias, ocorreu uma melhoria: $R^2 =$ litologia 0,489, fraturas 0,569, duas sub - bacias 0,582 e cinco sub-bacias 0,725. Deve ser enfatizado que os valores, relativamente baixos, não foram submetidos a qualquer procedimento de otimização, pois o objetivo era avaliar os efeitos de cada componente sem preocupação de melhorar os resultados por calibragem.

A espacialização do comportamento da topografia, do uso do solo, da litologia e da tectônica, cujas classes mapeadas, através de sensoriamento remoto e geoprocessamento em grade com pixel de 1 km, foram concebidas de modo a representarem hidrotopos (unidades de resposta hidrológica), demonstrou que tal abordagem contribuiu para um melhor entendimento dos processos verticais e laterais que ocorrem em bacias hidrográficas.

5.3 – Sugestões

Recomenda-se investigação futura relacionada à obtenção de dados de infiltração em cada classe litológica e nas zonas fraturadas no contexto da bacia do Rio Ibirapuitã e regiões

similares, que poderia substituir os dados utilizados a partir de referências bibliográficas de cunho mais genérico.

Investigações com pixel de maior resolução, na faixa de 0,5 km a 0,1 km, deverão captar de modo mais adequado às variabilidades espaciais do meio físico, constituindo um tema para investigações futuras.

Outra recomendação pertinente é a incorporação de parâmetros litológicos e de fraturamento tectônico nas avaliações de respostas hidrológicas de bacias hidrográficas, pois os resultados auferidos indicam potencialidade para melhorar resultados de modelagem.

A utilização do enfoque pedohidrogeológico revelou sua utilidade e deveria merecer aprofundamentos que com certeza constituiriam importante aporte de informações básicas para abordagens hidrológicas.

CAPÍTULO 6

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, J. R., Hardy, E. E., Roach, J. T. and Witmer, R. E. (1976). A Land Use and Land Cover Classification System for Use with Remote Sensor Data. U. S. Geological Survey, Professional Paper 961, 28 p.
- Band, L.E., Peterson, D.L., Running, S.W., Coughlan, J., Lammers, R., Dungan, J., Nemani, R., (1991). Forest ecosystem processes at the watershed scale: basis for distributed simulation. *Ecol. Mod.* 56, 171–196.
- Bathurst, J.C., O’Connell, P.E., (1992). Future of distributed modeling: the system hydrologique European. *Hydra. Proc.* 6, 265–277.
- Becker, A. (1995). Problems and progress in macro scale hydrologic modeling. In: Feddes, R. A. (Ed.) *Space and Time Scale Variability and Interdependencies in Hydrological Processes*, Cambridge University Press, pp. 135
- Becker, A., Braun, P. (1999). Disaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modeling. *Journal of Hydrology* 217: 239-252.
- Becker, A., Nemeč, J. (1987). Macro scale hydrologic models in support to climate research. In: Solomon, S. I., Beran, M., Hoog, W. (Eds). *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources*, IAHS, Publication N° 168, pp 431.
- Becker, A., Pfützer, B. (1986). Identification and modeling of river flow reduction caused by evapotranspiration losses from shallow groundwater areas. *IAHS Publication* N° 156.
- Belobrov, V. P. (1976). Variation in some chemical and morphological properties of sod-podzolic soils within the boundaries of elementary soil areals and taxonomic groups. In: V. M. Fridman (Editor), *Soil Combinations and their Genesis*. Amerind, New Delhi, pp. 147-158.

- Beven, K. J., Kirby, M.J., Schofield, N. and Tagg, A. F. (1984). Testing a Physically – Based Flood Forecasting (Topmodel) for Three U. K. Catchments. *Journal of Hydrology* 69: 119 – 143.
- Beven, K.J. and Quinn, P.F. (1994) Similarity and scale effects in the water balance of heterogeneous areas. In: Keane, T. & Daly, E. (Eds.) *The balance of water - present and future*, pp. 69-86, AGMET, Dublin.
- Bresler, E., Dagan, G., (1988). Variability of yield of an irrigated crop and its causes 1. Statement of the problem and methodology. *Water Resour. Res.* 24, 381–387.
- Brewer, R. (1976). *Fabric and Mineral Analyses of Soils*. Krieger, Huntington, New York, 482p.
- Briggs, I. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, V. 39, N^o 1, p. 39-48.
- Browne, F. X. (1990). Stormwater Management. In: *Standard Handbook of Environmental Engineering*, ed. By R. A. Corbitt, McGraw-Hill Inc., New York, pp. 7.1-7.135.
- Burrough, P. A. (1986). Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assesment. Clarendon Press (Soil and Resourdes Survey, N^o 12), Oxford, 194 p.
- Burrough, P. A. (1991). Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assesment. 2nd. Edition, Oxford University Press, 333 p.
- Burrough, P. A. (1993). Soil variability: a late 20th century view. *Soils Fert.* 56: 529-562.
- Calver, A. (1993). The time – area runoff formulation revised. *Proc. Inst. Civ. Engrs. Wat. Marit. Energy*, 101: 31-36.
- Cardenas, J. F. O. (1996). Spatially Distributed Modeling of Storm Runoff and Non-Point Source Pollution Using Geographic Information Systems. Dissertation Doctor of Philosophy, The University of Texas at Austin.

- Carrilo-Rivera, J.J. (2000). Application of the groundwater - balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi - arid drainage basins, Mexico. *Hydrogeology Journal* 8 (5): 503-520.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. and Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- Clark, C. O. (1945). Storage and the unit hydrograph. *Trans. Am. Soc. Civ. Engin.*, 110; 1419-1446.
- Clevers, J. G. P. W. (1989). The application of a weighted infrared vegetation index for estimating Leaf Area Index by correcting for soil-moisture. *Remote Sens. Environ.*, 29: 25-37.
- Collischonn, W. e Tucci, C. E. M. (2001). Simulação Hidrológica de Grandes Bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Porto Alegre, RS. V. 6, n ° 1, p. 95-118.
- Dainelli, P. (1990). Land - Resources Appraisal Using Aerial Photointerpretation. In: Remote Sensing Applications to Land Resources. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, pp 107-112.
- Dainelli, P. (1990a) Land - Resources Appraisal Using Aerial Photo interpretation. In: Remote Sensing Applications to Land Resources. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, pp 19-40.
- Dikau, R. (1989). The application of digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: RAPER, J (ed.): *Three-dimensional applications in Geographical Information System*, p. 51-77.
- Dingman, S. L. (1994). *Physical Hydrology*, Macmillan, 575 p.
- Donnelly-Makowecki, L.M., and R.D. Moore (1999) Hierarchical testing of three rainfall-runoff models in small forested catchments, *Journal of Hydrology*, 219, 136-152.
- Dubrulle, O. (1984). Comparing splines and kriging. *Computers and Geosci.* 10: 327-338.

- Duchon, J. (1976). Interpolation des fonctions de deux variables suivant le principe de la flexion des plaques milices: R. A. I. R. O. Anal. Num., V. 10: 5-12.
- Edet, A. E., Okereke, C. S., Teme, S. C. and Seu, E. O. (1998). Application of remote-sensing data to groundwater exploration: A case study of the Cross River State, southeastern Nigeria. *Hydrogeology Journal* 6 (3): 394-404.
- Ewen, J., Sloan, W.T., Kilsby, C.G., O'Connell, P.E. (1999). UP modelling system for large-scale hydrology: deriving large-scale physically based parameters for the Arkansas-Red River Basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3 (125-136).
- Gomasasca, M. A. and Lechi, G. M. (1990). Fundamentals of Remote Sensing. In: Remote Sensing Applications to Land Resources. Remote Sensing Center, Research and Technology Development Division, Agriculture Department, Food and Agriculture Organization of the United Nations, pp 41-62.
- Gonzales, R. C. And Woods, R. E. (1992). Digital Image Processing. Reading, Massachusetts. Addison-Wesley Company.
- Gottschalk, L. and Motovilkov, Y. (2000). Macro-scale hydrological modelling - a scandinavian experience. *International Symposium on : 'Can science and society save the water crisis in the 21st century - Reports from the World'*. Japan Society of Hydrology and Water Resources. Tokyo. Pp. 38-45.
- Greenbaum, D. (1985). Review of remote sensing applications to groundwater exploration in basement and regolith. British Geological Survey Report OD 85/8, 36 p.
- Grehs, S. A. (1969) Aspectos Geológicos e Geomorfológicos do Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul. Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA, Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 265-272.
- Grehs, S.A . (1972). Projeto Sudoeste-1, Estudo de Viabilidade Técnico-Econômica para o Município de Alegrete, V.2, Cap. D. Geologia. Mecanografia da Sudesul 283 / 72, Porto Alegre, 50 p.

- Grehs, S. A. (1995) Mapeamento Agrogeológico, Manuel Viana. Relatório Final, Convênio UFRGS / FINEP 6591036400, PADCT - Metodologias Visando a Utilização de Técnicas de Sensoriamento Remoto para Aplicação ao Uso e Ocupação do Meio Físico, Porto Alegre, 33p.
- Hardcastle, K. C. (1995). Photolineament Factor: A New Computer - Aided Method for Remote Sensing the Degree to Which Bedrock is Fractured. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 61 (6): 739-747.
- Horn, B. K. P. (1981). Hill shading and the reflectance map. *Proc. IEEE*, V. 69, N° 1, p. 14-47.
- Horton, R. E. (1945). Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. *Bulletin of Geological Society of America*, Vol. 56: 275-370.
- Hutchinson, M. F. (1989). A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic renewal of spurious pits. *J. Hydrol.*, 106: 211-232.
- Jenny, H. (1941). Factors of Soil Formation – a System of Quantitative Pedology. Mc. Graw-Hill, New York, 281 pp.
- Jackson, T. J. (2002). Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 40-51.
- Jenson, S., Domingue, J. (1988). Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56 (11): 1593-1600.
- Kusumayudha, S. B., Zen, M. T., Notosiswoyo, S., Gautama, R. Sayoga (2000). Fractal analysis of the Oyo River, cave systems, and topography of the Gunungsewu karst area, central Java, Indonesia. *Hydrogeology Journal*, 8(1): 271-278.

- LaFleur, R.G. (1999). Geomorphic aspects of groundwater flow. *Hydrogeology Journal*, 7(1): 78-93.
- Lechhi, G. M. and Pollicini, P. (1992). Assessment of Soil Erosion by Remote Sensing Techniques. In: *Advances in Distributed Hydrology*, Water Resources Publications, pp.192-206.
- Lerner, D. N., Issat, A. S, Simmers, I. (1990). Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. *IAH Int. Contrib. Hydrogeol.* 8. Heiz Heise, Hanmover, 345 pp.
- Lubczynski, M. (1997). Application of numerical flow modeling combined with remote sensing and GIS techniques for the quantification of regional groundwater resources in hard rock terrains. *Hard Rock Hydro systems. Proceedings of Rabat Symposium S2*, May 1997, IAHS Publ. N° 241: 151-157.
- Maidment, D. R. (1993). Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS'. In Kovar, K and Nachtnebel, H. (Eds), *Applications of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management. IASH Publ.*, 211 : 181-192.
- Maidment, D. R., Olivera, F., Calver, A., Eatherall, A. and Fraczek, W. (1996). Unit Hydrograph Derived From A Spatially Distributed Velocity Field. *Hydrological Processes*, Vol. 10: 833-844.
- Maidment, D., Ximing, C. (1996). Hydrologic Response Unit – the Concept and Implementation. <http://www.ce.utexas.edu/stu/caix/hpj.html>.
- Mandelbrot, B. E. (1983). *The fractal nature*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 406 pp.
- Manning, J.C. (1997). *Applied principles of hydrology*. Prentice Hall. New Jersey. 276p.
- Matheron, G. (1965). *Lês variables regionalices et leur estimation; Une application de la rhéorie dès fonctions aléatoires aus sciences de la nature*. Masson, Paris.

- Mendes, C. A. B. (1994). Modelling of pollutant distribution in surface runoff in ungaged catchments using geographical information system. Ph. D. Thesis. University of Bristol. England.
- Mendes, C. A. B. (1995). Modelo Numérico do Terreno e suas aplicações nos Recursos Hídricos. Trabalho apresentado no *XI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e II Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa*. Recife.
- Mendes, C. A. B. (1996). Integração de Modelos Hidrológicos e Sistemas de Informação Geográfica: Fundamentos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **1** (1):48-66.
- Mendes, C. A. B. e Cirilo, J. A. (2001). Geoprocessamento em Recursos Hídricos: Princípios, Integração e Aplicação. ABRH - Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, 533p.
- Miller, F.P., Holowaychuk, N. and Wilding, L.P. (1971). Canfield silt loam, a Fragiudalf: II.Micromorphology, physical and chemical properties. *Soil Sci. Soc. A. Proc.*, **35**: 324-331.
- Montgomery and Dietrich, (1992) Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science*, vol. 255 p. 826-830.
- Muzik, I. (1996). Flood Modelling with GIS-Derived Distributed Unit Hydrograph. *Hydrological Processes*, Vol. 10: 1401-1409.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., (1970). River flow forecasting through conceptual models. 1: A discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**: 282-290.
- Pennock, D. J., Zebarth, B.J. and De Jong, E. (1987). Landform classification and soil distribution in Hummocky terrain, Saskatchewan, Canada. *Geoderma*, **40**:297-315.
- Pilgrim, D. H. and Cordery, I. (1993). Flood Runoff. In: *Handbook of Hydrology*, ed. By D. R. Maidment, McGraw-Hill Inc., New York, pp. 9.1-9.42.

- Ponce, V.M. and Hawkins, R.H. (1996) "Runoff curve number: Has it reached maturity?"
Journal of Hydrologic Engineering, ASCE, 1(1): 11-19.
- Purnell, M.F. (1990). The Land-System and Land-Resources Survey. . In: *Remote Sensing Applications to Land Resources*, Remote Sensing Center, Research and Technology Development Division, Agriculture Department, Food and Agriculture Organization of The United Nations, pp 113-120.
- Refsgaard, J.C. and Storm, B. (1995). MIKE SHE. In: *Singh, V. P. (editor). Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications. Highlands Ranch, p. 1130.
- Rosso, R. (1994). An Introduction to Spatially Distributed Modeling of Basin Response. In *Advances in Distributed Hydrology*, Edited by R. Rosso, A. Peano, I. Becchi and G. A. Bemporad, pp. 3 - 30.
- Schöniger, M.; Sohmerhäuser, M. and Hermann, A. (1997). Modelling flow and transport processes in fractured rock groundwater systems on small basin scale. *Hard Rock Hydro systems. Proceedings of Rabat Symposium S2, May 1997. IAHS Publ. N ° 241: 143 – 149.*
- Setzer, J. e Porto, R. L. L. (1979). Tentativa de avaliação de escoamento superficial de acordo com o solo e o seu recobrimento vegetal nas condições do Estado de São Paulo. *B. Téc. DAEE*, 2(2): 82-135.
- Shrestha, D.P. (1990). Use of Remote Sensing Techniques in Soil Mapping. In: *Remote Sensing Applications to Land Resources*, Remote Sensing Center, Research and Technology Development Division, Agriculture Department, Food and Agriculture Organization of The United Nations, pp 145-154
- Shrestha, D.P. (1990a). Soil Degradation: Recognition of its Processes and Mapping by Remote Sensing Techniques. In: *Remote Sensing Applications to Land Resources*, Remote Sensing Center, Research and Technology Development Division, Agriculture Department, Food and Agriculture Organization of The United Nations, pp 155-166.

- Shrestha, D.P. (1990b). Remote Sensing Techniques for Landcover and Land-Use Analysis In: Remote Sensing Applications to Land Resources, Remote Sensing Center, Research and Technology Development Division, Agriculture Department, Food and Agriculture Organization of The United Nations, pp 133-144.
- Silans, A. M. B. P., Almeida, C. N., Albuquerque, D. J. S. e Paiva, A. E. D. B. (2000). Aplicação do Modelo Hidrológico Distribuído ACUMOD á Bacia Hidrográfica do Rio do Peixe - Estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Vol. 5, N ° 3: 5-19.
- Silveira, A. L.L.(1996). Contribution a l'etude hydrologique d'un bassin semi-urbanisé dans le Brésil subtropical, bassin de l'Arroio Dilúvio á Porto Alegre. Thése p240., Académie de Montpellier, Université Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc,
- Silveira, A.L.L. e Desbordes, M. (1999). Modelo Hidrológico Distribuído Urbano Com Poucos Parâmetros. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Vol. 4, N ° 1 : 35-48
- Sircar, J. K., Ragan, R. M., Engman, E. T. and Fink, R.A. (1991). A GIS – cased geomorphic approach for digital computation of time – area curves. *Proc. ASCE Symp. Remote Sensing Applications in Water Resources Engineering*.
- Skaggs, R.W., and Khaleel, R. (1982) Infiltration. In: Hydrologic modeling of small watersheds. ASCE, St. Joseph, MI.
- Snyder, F.F. (1938). Synthetic unit graphs. *Transactions American Geophysical Union*, Washington, v. 19, pp 447-54.
- Soil Conservation Service. (1957). Engineering Handbook: section 4 Hydrology. Washington: U. S. Dept. Agr. Supplement A.
- Soil Conservation Service (1986). Urban hydrology for small watersheds. Technical Report 55. USDA, Springfield, VA.
- STE – Serviços Técnicos de Engenharia S. A. (1998)- Avaliação Quali-Quantitativa das Disponibilidades e Demandas de Água na Bacia Hidrográfica do Rio Ibicuí. Fundo de

Investimentos em Recursos Hídricos – FRH/RS, Departamento de Recursos Hídricos e Saneamento – DRHS, Secretaria das Obras Públicas, Saneamento e Habitação – SOPSH, Conselho de Recursos Hídricos – CRH/RS, Governo do Estado do Rio Grande do Sul.

Talmi, A. and Gilat, G. (1977). Method for Smooth Approximation of Data. *J. Computational Physics*, V. 23: 93-123.

Taylor, R. G. and Howard, K. W. F. (1999). The influence of tectonic setting on the hydrogeological characteristics of deeply weathered terrains: evidence from Uganda. *Journal of Hydrology* 218: 44-71.

Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7 (1): 1 –14.

Travaglia, C. (1990). Principles of Satellite Imagery Interpretation. In: Remote Sensing Applications to Land Resources, Remote Sensing Center, Research and Technology Development Division, Agriculture Department, Food and Agriculture Organization of The United Nations, pp 85-98.

Travaglia, C. (1990a). Drainage Analysis. In: Remote Sensing Applications to Land Resources, Remote Sensing Center, Research and Technology Development Division, Agriculture Department, Food and Agriculture Organization of The United Nations, pp 101-106.

Tucci, C. E. M. (1993). Escoamento Superficial. In: Hidrologia: Ciência e Aplicação, Coleção ABRH de Recursos Hídricos, Vol. 4: 391- 441.

Vries, J. J. and Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* **10** (10): 5-17.

Wanielista, M. (1990). Hydrology and Water Quantity Control. John Wiley & Sons, Inc. 565p.

Wilding, L.P. and Drees, L.R. (1983) Spatial Variability and Pedology In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy.I. Concepts and Interactions*, by L.P. Wilding, N. E Smeck and G.F. Hall (Editors), 83-116.

Wigmosta, M. S., Lettenmaier, D. P. and Vail, L. W. (1992). A Distributed Hydrology - Vegetation Model for Mountains Catchments. In: *Advances in Distributed Hydrology*, Water Resources Publications, pp. 359-378

Winter, T.C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7 (1): 28 – 45.

ANEXOS

Série Chuva

=====

Série: 02955013 (Importado, Bruto, 01/1986 - 12/1998)

Dia/Ano	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	1998	Jan	Feb	Mar	Apr
1997	-	-	-	-	-	-	-	-	1998	-	-	-	-
1	0	0	0	0	0	9.1	0	0	1	20.5	12.5	0	0
2	0	2.8	0	20	36.7	11.7	0	0	2	0	0	0	0
3	1.3	0	0.3	8.8	0.6	0	0	0	3	27.3	0	0	0
4	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	22.1	0	0
5	0	5.8	0	0	0.3	0	0	0	5	0	6	0	0
6	0	17.5	23.5	0	0	83.8	20.6	0	6	70	0	4.5	0
7	0	0	0	0	0	0	14.3	0	7	0	55.3	0	44.3
8	0	0.9	19.5	0	0	0	0	0	8	0	0	5	0
9	0	0	2.4	0	7.6	6.1	0	0	9	0	19.9	0	0
10	0	0	0	0	0	8.1	9.9	0	10	0	65.2	16.3	0
11	0	2	0	0	0	8.5	11.5	0	11	0	0	30.5	0
12	0	0.6	0	0	0	60.3	8.8	0	12	0	0	6.3	50.4
13	0	0.5	0	0	0.7	58.5	68.6	26.6	13	0	0	0	77.5
14	0	31.9	0	0	0	24.1	0	62.2	14	0	0	11.6	38.3
15	0	0	0	0	0	55.2	0	1.3	15	0	0	0	0
16	0	0	5.8	0	0	6.4	0	0	16	0	0	0	8.4
17	0	0	0	0	0	3	0	0	17	0	0	0	12.9
18	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0	0	99	50.1
19	44.6	38.9	0	3.8	0	0	0	0	19	0	0	1.5	0
20	40.7	0	0	0	8.1	0	0	0	20	0	0	0	0
21	0	0	0	0	0	0	2.6	0	21	0	0	0.5	0
22	7.7	0	0	0	0	0	0	99.6	22	0	0	0	0
23	0	0.5	0	0	0	2.5	0	0	23	33	0	0	33
24	0	0.2	0	0	0	9.3	0	0	24	0	43.1	0	19.4
25	0	2.3	0	0	0	0	0	0	25	0	0	0	0
26	0	0	0	0	0	0	5.3	0	26	6.2	14.7	0	0
27	0	0	0	0	0	0	4.7	15.5	27	52.4	3.9	0	0
28	8	0	0	0	2.7	12.4	0	24.6	28	46.3	0	5	20.6
29	0	0	0	0	11.3	74.5	0	0	29	15.3	-	0	0
30	0	0	0	0	0	0	0	48.7	30	60	-	0	0
31	0	-	0	0	-	0	-	0	31	0	-	0	-
Total	102.3	103.9	51.5	32.6	68	146.3	278.5	Total	331	242.7	180.2	354.9	
Máxima	44.6	38.9	23.5	20	36.7	68.6	99.6	Máxima	70	65.2	99	77.5	
Dia	19	19	6	2	2	13	22	Dia	6	10	18	13	
NDC	5	12	5	3	8	9	7	NDC	9	9	10	10	

Chuva

=====

Série: 03055003 (Importado, Bruto, 01/1976 - 12/1998)

Totais Diários

Dia/Ano	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	1998	Jan	Feb	Mar	Apr
1997	-	-	-	-	-	-	-	-	1998	-	-	-	-
1	0	0	0	26.5	14.3	25.2	0	0	1	52.7	0	0	0
2	0	16.2	0	0	13.1	0	0	0	2	0	0	0	0
3	0	0	0	9.2	0	0	0	0	3	0	35.9	0	0
4	0	0	0	0	0	39.5	0	0	4	0	0	0	0
5	0	4.1	10	0	0	0	10	0	5	56.7	0	17.9	23.2
6	0	0	28.1	0	0	0	0	0	6	37.1	18.4	0	0
7	0	1	0	0	0	0	0	0	7	0	0	29.3	0
8	0	0	12.5	0	0	6.2	0	0	8	0	27.4	0	0
9	0	0	0	0	0	0	25	0	9	0	63.1	0	0
10	0	0	0	0	0	6	0	0	10	0	0	8.5	0
11	0	0	0	0	0	0	40.2	0	11	0	0	0	30.5
12	0	0	0	0	0	40.7	20.2	15.6	12	0	0	9.3	78.5
13	0	37.4	13.6	0	0	0	4.7	16.8	13	0	0	26.8	5.6
14	0	0	0	0	0	33.5	0	5.9	14	5.5	0	0	0
15	0	3.9	19.7	4.8	0	0	0	0	15	0	0	0	17.2
16	0	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0	37.5
17	0	0	0	0	0	0	0	0	17	0	0	61.8	8.5
18	40.1	19	0	0	0	0	0	0	18	0	0	4.9	0
19	61.3	0	0	42.2	0	0	0	5.3	19	0	38	0	0
20	0	0	0	0	0	0	5.7	25.3	20	0	0	0	0
21	6.4	0	0	0	0	0	0	58.6	21	0	0	0	0
22	0	11.5	0	0	0	0	0	122.9	22	35.6	0	0	0
23	0	7.5	0	0	0	10.5	0	0	23	0	19.3	0	0
24	0	5.5	0	0	0	0	0	0	24	0	0	0	0
25	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0	27.7	0	0
26	0	0	0	0	0	0	21.6	0	26	37.9	0	0	0
27	0	0	0	0	0	0	0	179.5	27	51.7	0	2	9.7
28	0	0	0	0	0	69.9	0	17	28	12.7	0	0	0
29	0	0	0	0	0	0	0	0	29	0	-	0	0
30	0	0	0	0	0	0	0	9.5	30	49.2	-	0	3.2
31	0	-	0	0	-	0	-	0	31	0	-	0	-
Total	107.8	106.1	83.9	82.7	27.4	231.5	127.4	456.4	Total	339.1	229.8	160.5	213.9
Máxima	61.3	37.4	28.1	42.2	14.3	69.9	40.2	179.5	Máxima	56.7	63.1	61.8	78.5
Dia	19	13	6	19	1	28	11	27	Dia	5	9	17	12
NDC	3	9	5	4	2	8	7	10	NDC	9	7	8	9

Série Chuva

=====

Série: 03055007 (Importado, Bruto, 01/1986 - 12/1998)

Totais Diários

=====

Dia/Ano	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	1998	Jan	Fev	Mar	Apr
1997									1998				
1	0	0	0	2	0	4	0	0	1	0	0	0	0
2	0	11.5	0	13.5	17.5	24.5	0	0	2	41.2	0	1.5	0
3	0	4	0	11	0	0	1	0	3	1.3	0	0	0
4	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	65.3	0	0
5	0	16	0	0	12.5	95	33	0	5	0	1.2	0	0
6	0	9	0	0	0	0	0	0	6	51	0	26	0
7	0	0	0	0	0	0	9.7	0	7	0	114	0	51.5
8	0	2	0	0	0	0	0	0	8	0	0	12	0
9	0	0	63.5	0	0	27.5	32.8	0	9	0	5	18	0
10	0	0	0	0	0	1	5.5	0	10	0	82.5	41	0
11	0	3.5	0	0	0	0	7.5	8	11	0	0	5.4	136
12	0	0	0	0	10	0	72	0	12	0	0	9	96.5
13	0	0	0	0	0	63	8.3	42	13	0	0	0	58
14	0	24.5	0	0	0	43	0	10	14	0	0	26	23.7
15	0	0	0	0	0	61.5	0	0	15	2.5	0	0	0
16	0	4	73.5	3	0	0	0	0	16	0	0	0	1
17	0	0	0	0	0	12	0	0	17	0	0	0	13.5
18	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0	0	43	3
19	66.3	38.7	0	9.5	0	0	0	0	19	0	0	6.5	0
20	25.7	0	0	0	0	0	0	0	20	0	0	0	0
21	0	0	0	0	0.1	0	13	22	21	0	0	0	0
22	9	0	0	0	0	0	0	45	22	0	0	0	2.5
23	0	0.6	0	0	0	0	0	118	23	25	0	0	0
24	0	0	0	0	0	18.5	0	0	24	0	4.5	0	7
25	0	0	0	0	0	0	0	0	25	0	0	0	0
26	0	0	0	0	1	0	5.7	0	26	0	34	0	0
27	0	0	0	0	0	0	0	4	27	45	0	0	47
28	2.5	0	0	0	0	66	0	61.5	28	37	24	5.5	0
29	0	0	0	0	9	0	0	0	29	0	0	0	3
30	0	0	0	0	0	0	0	39	30	78	0	0	3.1
31	0	0	0	0	0	0	0	0	31	9.3	0	0	0
Total	103.5	113.8	137	39	50.1	416	188.5	349.5	Total	290.3		193.9	445.8
Máxima	66.3	38.7	73.5	13.5	17.5	95	72	118	Máxima	78		43	136
Dia	19	19	16	2	2	5	12	23	Dia	30		18	11
NDC	4	10	2	5	6	11	10	9	NDC	9		11	13

Dados p/ modelo Vazao
Estacao 7675000

Dia/Ano	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	1998	Jan	Fev	Mar	Abr
1997									1998				
1	21.8	34.5	39	28.3	19.9	27.1	270	25.7	1	808	625	83	33.2
2	19.6	31.9	31	37.7	27.7	30.1	242	22.6	2	814	637	66.9	30.1
3	22.9	31.3	31.6	70.2	48.8	38.7	150	19.6	3	812	620	57.4	28.6
4	25.4	37.7	29.5	103	46.7	50.6	99	17.6	4	790	613	47.7	26.5
5	28.6	51	28.9	108	43.8	183	74	16.1	5	756	615	41.8	24.5
6	31.3	61.3	30.1	100	40.7	289	104	14.5	6	717	570	38.4	24.2
7	33.8	103	57.4	80.4	37.7	329	230	14	7	724	564	41.8	46.7
8	31.9	124	169	64.5	35.8	307	232	13.5	8	707	557	53.6	79.5
9	30.7	112	234	51.4	30.7	317	158	13.1	9	687	555	78.7	83.9
10	26.2	91.1	252	39.7	28	284	137	12.4	10	691	631	163	81.7
11	20.4	71.9	256	37.7	25.4	162	220	11.8	11	687	688	306	85.2
12	15.4	61.3	247	33.5	22	166	347	11.3	12	656	711	317	433
13	14	63.3	196	30.4	20.2	346	469	22.9	13	615	697	296	783
14	13.1	130	128	27.7	17.1	419	525	44.2	14	488	687	351	884
15	12.9	178	90.6	25.1	16.1	593	538	47.4	15	352	650	323	891
16	12.7	195	108	28	15.2	726	553	40.7	16	171	537	294	871
17	13.3	195	164	31.9	15.4	784	578	35.8	17	74.4	315	257	842
18	58.6	179	255	33.5	14.9	775	540	27.1	18	50.6	95.2	315	813
19	24.8	214	285	31.6	14.5	738	443	21	19	37.4	49.9	340	776
20	246	240	297	29.8	14.2	672	230	69	20	25.7	40.7	343	715
21	299	247	311	43.1	13.8	550	60.9	63.7	21	22.3	40.7	345	621
22	317	226	251	99.9	13.5	346	44.2	219	22	22.3	45.2	293	516
23	328	193	113	112	13.3	129	49.5	457	23	22	37.1	219	400
24	333	141	77.4	80.8	13.1	74.4	47.4	595	24	21.8	46.3	129	289
25	333	111	58.6	46.7	12.9	65.7	43.5	714	25	21.2	41.8	90.2	180
26	280	95.2	54.4	36.4	12.7	66.1	39.7	755	26	24	49.5	64.5	122
27	172	86.1	44.9	31	12.9	55.9	37.1	782	27	107	60.1	50.3	109
28	83.5	69	38.4	28	13.1	51.4	31.3	780	28	297	88.8	42.4	174
29	52.5	57.4	33.2	26	14.9	232	29.5	753	29	383	-	39.7	251
30	42.4	42.4	31.9	22.3	19.6	262	28.3	731	30	482	-	37.1	173
31	37.7	-	27.7	21	-	262	-	767	31	585	-	35.1	-
Média	96.2	116	128	49.7	22.5	264	218	158	Média	346	388	166	286
Máxima	333	247	311	112	48.8	578	578	578	Máxima	716	716	372	372
Dia	24	21	21	23	3	17	17	17	Dia	12	12	14	14
Mínima	12.7	31.3	27.7	21	12.7	27.1	28.3	11.3	Mínima	21.2	36.7	34.8	24.2
Dia	16	3	31	31	26	1	30	12	Dia	25	23	31	6