

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
DEPARTAMENTO DE HIDRÁULICA E SANEAMENTO**

**SIMULAÇÃO UNIDIMENSIONAL DO ESCOAMENTO
SUPERFICIAL EM BACIAS HIDROGRÁFICAS DESCRITAS
POR MODELO NUMÉRICO DE TERRENO.**

DEDALUS - Acervo - EESC



31100006931

JORGE LUIZ STEFFEN

Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutor em Hidráulica e Saneamento.

ORIENTADOR: Prof. Dr. FAZAL HUSSAIN CHAUDHRY

São Carlos

1997



Classe	TE SG - EGSC
Curr.	5869
Tombo	T 002178

31100006931

S/S 943082

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento
da Informação do Serviço de Biblioteca - EESC-USP

S817s Steffen, Jorge Luiz
Simulação unidimensional do escoamento superficial em bacias hidrográficas descritas por modelo numérico de terreno / Jorge Luiz Steffen. -- São Carlos, 1997.

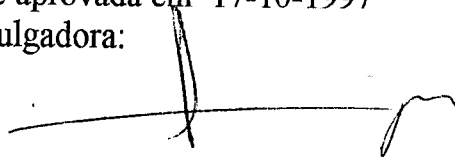
Tese (Doutorado). -- Escola de Engenharia de São Carlos-Universidade de São Paulo, 1997.
Área: Hidráulica e Saneamento
Orientador: Prof. Dr. Fazal Hussain Chaudhry

1. Simulação hidrológica. 2. Escoamento unidimensional. 3. Modelo numérico de terreno.
I. Título

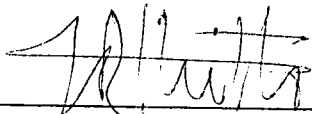
FOLHA DE APROVAÇÃO

Candidato: Engenheiro **JORGE LUIZ STEFFEN**

Tese defendida e aprovada em 17-10-1997
pela Comissão Julgadora:



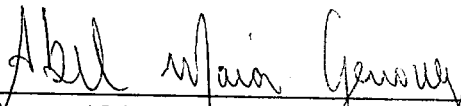
Prof. Titular **FAZAL HUSSAIN CHAUDHRY (Orientador)**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)



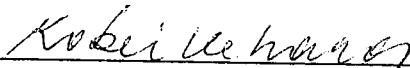
Prof. Associado **ANTÔNIO MAROZZI RIGHETTO**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)



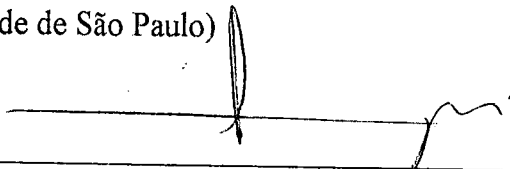
Prof. Doutor **RODRIGO DE MELO PORTO**
(Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo)



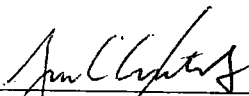
Prof. Adjunto **ABEL MAIA GENOVEZ**
(Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP)



Prof. Titular **KOKEI UEHARA**
(Escola Politécnica - Universidade de São Paulo)



Prof. Titular **FAZAL HUSSAIN CHAUDHRY**
Coordenador da Área de Hidráulica e Saneamento



JOSÉ CARLOS A CINTRA
Presidente da Comissão de Pós-Graduação

DEDICATÓRIA

Aos meus queridos companheiros de jornada, Ana Maria, Nathalia e Bruno,
como forma de retribuição à menor atenção dispensada, de minha parte,
durante o período de desenvolvimento deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

A Deus pela oportunidade de progresso.

À Universidade Federal de Mato Grosso do Sul pela concessão de afastamento e apoio.

À Escola de Engenharia de São Carlos - USP pela recepção e atendimento oferecidos.

Ao Prof. Dr. Fazal Hussain Chaudhry pela compreensão e competência dispensadas na orientação do desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores do Departamento de Hidráulica e Saneamento da EESC-USP, pelos ensinamentos e conselhos fornecidos nas disciplinas cursadas e pelo tratamento amigável recebido.

Aos Professores do Departamento de Hidráulica e Transportes da UFMS pelo apoio e solidariedade demonstrados durante o afastamento, assumindo as tarefas docentes.

Aos meus familiares, pelo espírito solidário com que acompanharam o transcorrer deste período, em especial aos meus sogros, José Antônio e Magdalena, que propiciaram a chance do meu afastamento temporário da cidade de Campo Grande.

Aos meus filhos Bruno e Nathalia pelo afeto e compreensão, demonstrados neste período de menor atenção.

À Ana Maria, esposa e companheira, que através do carinho e dedicação, me incentivou ao afastamento e que pela compreensão, soube assimilar os momentos mais difíceis.

A todos os que de maneira indireta, tenham contribuído para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	x
RESUMO	xv
<i>ABSTRACT</i>	xvi
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1 - Apresentação	3
2.2 - Estrutura dos modelos matemáticos	3
2.2.1 - Definições e classificações	4
2.2.2 - Formas de discretização do terreno	8
2.2.3 - Modelos distribuídos de bases físicas	16
2.2.4 - Formação dos escoamentos	23
2.2.5 - Definição numérica da superfície	35
2.2.6 - Sistemas de coordenadas generalizadas	51
3. OBJETIVO	54
3.1 - Idealização do problema de previsão de hidrogramas.....	54
3.2 - Representação proposta e objetivos do estudo.....	57

4. METODOLOGIA	61
4.1 - Aspectos gerais	61
4.2 - Ajuste funcional à superfície do terreno	63
4.2.1 - Membrana elástica fina	64
4.2.2 - Funções polinomiais	66
4.2.3 - Superfície polinomial combinada com “splines”	68
4.3 - Determinação dos divisores da bacia hidrográfica	70
4.4 - Definição da malha ortogonal de fluxo	73
4.5 - Obtenção das equações de fluxo	76
5. RESULTADOS	91
5.1 - Introdução	91
5.2 - Ajuste de funções à malha de elevações	91
5.3 - Verificação das equações de fluxo	97
5.3.1 - Testes em superfície plana retangular.....	97
5.3.2 - Testes em superfície plana convergente.....	117
5.3.3 - Testes em superfícies com declividades longitudinalmente variáveis.....	126
5.4 - Determinação da malha ortogonal e obtenção dos hidrogramas.....	130
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	153
ANEXO A - Ajustes funcionais e modelo de fluxo.....	159
A.1 - Dedução das equações do escoamento superf. unidimensional.....	159
A.2 - Procedimento Runge-Kutta de quarta ordem.....	162
A.3 - Splines cúbicas.....	164
A.4 - Solução adimensional do escoam. em superf. convergente.....	167
ANEXO B - Fluxogramas dos modelos computacionais.....	170
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	179

APÊNDICE I - Análise dos ajustes de superfíciesI - 1

APÊNDICE II - Testes e simulações com o modelo de fluxoII - 1

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Discretização da bacia em zonas e planos	9
Figura 2.2 - Representação de bacia por meio de células	10
Figura 2.3 - Esquema de fluxo bidimensional do modelo DRENG	11
Figura 2.4 - Subdivisão da malha tipo para o modelo SIMMQE	13
Figura 2.5 - Aplicação de malhas-bacia e malhas-rio	14
Figura 2.6 - Transformação de coordenadas	15
Figura 2.7 - Planos de fluxo em cascata	16
Figura 2.8 - Representação esquemática do modelo TOPMODEL	19
Figura 2.9 - Representação do modelo SHE	23
Figura 2.10 - Tanque conceitual equivalente ao armazenamento superficial.....	33
Figura 2.11 - Curva de decaimento da capacidade de infiltração do solo.....	34
Figura 2.12 - Tratamento da precipitação média como evento independente.....	34
Figura 2.13 - Determinação de trajetória mais íngreme	36
Figura 2.14 - Subdivisão de uma faceta triangular em elementos	38
Figura 2.15 - Discretização da superfície da bacia	45
Figura 2.16 - Definição dos elementos e esquema de cálculo	48
Figura 2.17 - Representação de um domínio físico	52
Figura 2.18 - Representação de um domínio de cálculo	53
Figura 2.19 - Subdivisão de um domínio complexo	53
Figura 3.1 - Representação idealizada da bacia hidrográfica	57
Figura 3.2 - Volume de controle no escoamento superficial	58
Figura 4.1 - Malha regular de elevações contendo uma sub-matriz 3x3	63
Figura 4.2 - Sistemas local e global de coordenadas	67

Figura 4.3 - Vetor gradiente e seus componentes em um ponto da superfície	77
Figura 4.4 - Perfil da superfície ao longo de uma linha de maior declive	78
Figura 4.5 - Volume de controle elementar do escoamento superficial	80
Figura 4.6 - Linhas características para o escoamento superficial	83
Figura 4.7 - Linhas características para múltiplos eventos de precipitação	85
Figura 5.1 - Superfície plana e conjunto de pontos para ajuste e verificação	93
Figura 5.2 - Parabolóide e conjuntos de pontos usados no ajuste e verificação	93
Figura 5.3 - Bacia hidrográfica hipotética	94
Figura 5.4 - Bacia hidrográfica real do exemplo numérico	94
Figura 5.5 - Curvas de nível em células adjacentes	96
Figura 5.6 - Representação da superfície plana para o exemplo 1	102
Figura 5.7 - Comparação de resultados teórico e numérico para o exemplo 1	102
Figura 5.8 - Comparação das soluções Runge-Kutta para as variáveis s e η	105
Figura 5.9 - Interrupção de linhas características e valores iniciais de vazão	108
Figura 5.10 - Hidrogramas para diversas durações de precipitação no plano	112
Figura 5.11 - Desdobramento de um evento em dois outros de menor duração	113
Figura 5.12 - Escoamento no plano para diferentes eventos - (P_1 e P_2).....	113
Figura 5.13 - Escoamento no plano para diferentes eventos - (P_1 e P_3).....	114
Figura 5.14 - Escoamento no plano para diferentes eventos - (P_1 e P_4).....	114
Figura 5.15 - Escoamento no plano para diferentes eventos - (P_1 e P_5).....	115
Figura 5.16 - Escoamento no plano para diferentes eventos - (P_1 e P_6).....	115
Figura 5.17 - Escoamento no plano para diferentes eventos - (P_1 e P_7).....	116
Figura 5.18 - Escoamento no plano para diferentes eventos - (P_2 e P_8).....	116
Figura 5.19 - Descrição geométrica de uma superfície plana e convergente	117
Figura 5.20 - Escoamento sobre superfície plana e convergente	121
Figura 5.21 - Comparação de soluções para a superfície plana e convergente	123
Figura 5.22 - Comparação da solução proposta com a solução adimensional	125
Figura 5.23 - Superfície de geratriz parabólica e linhas características	128
Figura 5.24 - Soluções analítica e com variação contínua da declividade	128
Figura 5.25 - Soluções analítica e com declividades médias por trecho	129
Figura 5.26 - Soluções com declividade média e de variação contínua	129

Figura 5.27 - Soluções com decliv. média e var.contínua na superf. parabólica	130
Figura 5.28 - Superfície plana de largura constante e conjunto de dados.....	131
Figura 5.29 - Comparação de resultados obtidos em superfície plana.....	131
Figura 5.30 - Resultados comparativos para eventos segmentados.....	132
Figura 5.31 - Bacia hidrográfica utilizada na solução adimensional.....	134
Figura 5.32 - Regiões de fluxo na bacia do exemplo numérico.....	135
Figura 5.33 - Comparação de resultados com a solução adimensional.....	136
Figura 5.34 - Localização da bacia RIMBAUD na França.....	137
Figura 5.35 - Reconstituição da superfície em RIMBAUD.....	139
Figura 5.36 - Regiões de contribuição e malha de fluxo em RIMBAUD.....	140
Figura 5.37 - Precipitações e hidrograma observado em RIMBAUD.....	141
Figura 5.38 - Hietogramas para diversos intervalos de tempo.....	141
Figura 5.39 - Hietogramas resultantes da utilização do índice ϕ	142
Figura 5.40 - Análise de sensibilidade dos índices de erro com $n_s = 0,15$	147
Figura 5.41 - Análise de sensibilidade dos índices de erro com $n_c = 0,025$	148
Figura 5.42 - Simulação do hidrograma com índice ϕ constante.....	149
Figura 5.43 - Simulação do hidrograma com separação arbitrária da infiltração.....	150
Figura 5.44 - Simulação de hidrograma com infiltração estimada por um modelo... 150	
Figura 5.45 - Simulação do hidrograma com índice ϕ variável.....	151
Figura A.1 - Escoamento sobre superfície plana e convergente.....	167
Figura A.2 - Hidrogramas adimensionais para superfície plana convergente.....	169
Figura B.1 - Fluxograma geral do programa MOCIRK.....	170
Figura B.2 - Fluxograma do programa AJUSUP1.....	171
Figura B.3 - Fluxograma do programa AJUSUP2.....	173
Figura B.4 - Fluxograma do programa AJUSUP3.....	174
Figura B.5 - Fluxograma do programa RKETAFIN.....	176

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Erro quadrático médio e erro porcentual médio na fase de verificação..	95
Tabela 5.2 - Ascensão do hidrograma no plano entre 0 e 600 s.....	107
Tabela 5.3 - Valores iniciais de vazão para um novo evento em $t = 600$ s.....	108
Tabela 5.4 - Valores do hidrograma para o plano entre 600 e 900 s.....	110
Tabela 5.5 - Valores iniciais de vazão para novo evento em $t = 900$ s.....	111
Tabela 5.6 - Volumes calculados para diversas durações de precipitação.....	111
Tabela 5.7 - Valores de vazão no exutório da superfície plana e convergente.....	124
Tabela 5.8 - Intensidades de precipitação em Rimbaud em intervalos de 15 min.....	138
Tabela 5.9 - Intensidades de precipitação em Rimbaud em intervalos de 30 min.....	142
Tabela 5.10 - Hietograma de precipitação efetiva resultante do índice ϕ constante..	144
Tabela 5.11 - Hietograma de precipitação efetiva resultante do índice ϕ variável....	144
Tabela 5.12 - Hietograma de precip. efetiva resultante da separação arbitrária.....	144
Tabela 5.13 - Hietograma de precip. efetiva resultante do mod. Lee & Musiake.....	145
Tabela 5.14 - Índices de erro para análise de sensibilidade adotando $n_s = 0,15$	147
Tabela 5.15 - Índices de erro para análise de sensibilidade adotando $n_c = 0,025$	148
Tabela 5.16 - Índices de erro nas simulações utilizando os diferentes hietogramas...	151
Tabela I.1 - Fase de ajuste na superfície: Plano - Função 01.....	I - 2
Tabela I.2 - Fase de verificação na superfície: Plano - Função 01.....	I - 3
Tabela I.3 - Fase de ajuste na superfície: Parabolóide - Função 01.....	I - 4
Tabela I.4 - Fase de verificação na superfície: Parabolóide - Função 01.....	I - 5

Tabela I.5 - Fase de ajuste na superfície: Bacia hipotética - Função 01.....	I - 5
Tabela I.6 - Fase de verificação na superfície: Bacia hipotética - Função 01.....	I - 7
Tabela I.7 - Fase de ajuste na superfície: Bacia real - Função 01.....	I - 8
Tabela I.8 - Fase de verificação na superfície: Bacia real - Função 01.....	I -15
Tabela I.9 - Fase de ajuste na superfície: Plano - Função 02.....	I -16
Tabela I.10 - Fase de verificação na superfície: Plano - Função 02.....	I -17
Tabela I.11 - Fase de ajuste na superfície: Parabolóide - Função 02.....	I -19
Tabela I.12 - Fase de verificação na superfície: Parabolóide - Função 02.....	I -19
Tabela I.13 - Fase de ajuste na superfície: Bacia hipotética - Função 02.....	I -20
Tabela I.14 - Fase de verificação na superfície: Bacia hipotética - Função 02.....	I -22
Tabela I.15 - Fase de ajuste na superfície: Bacia real - Função 02.....	I -23
Tabela I.16 - Fase de verificação na superfície: Bacia real - Função 02.....	I -30
Tabela I.17 - Fase de ajuste na superfície: Plano - Função 03.....	I -31
Tabela I.18 - Fase de verificação na superfície: Plano - Função 03.....	I -32
Tabela I.19 - Fase de ajuste na superfície: Parabolóide - Função 03.....	I -34
Tabela I.20 - Fase de verificação na superfície: Parabolóide - Função 03.....	I -34
Tabela I.21 - Fase de ajuste na superfície: Bacia hipotética - Função 03.....	I -35
Tabela I.22 - Fase de verificação na superfície: Bacia hipotética - Função 03.....	I -37
Tabela I.23 - Fase de ajuste na superfície: Bacia real - Função 03.....	I -38
Tabela I.24 - Fase de verificação na superfície: Bacia real - Função 03.....	I -45
Tabela II.1 - Soluções analítica e R.K. com as variáveis s e η para o plano.....	II - 1
Tabela II.2 - Hidrogramas no plano com uma precipitação de diferentes durações.....	II -2
Tabela II.3 - escoamento resultante do desdobramento de um evento de chuva.....	II - 3
Tabela II.4 - Eventos de precipitação com diferentes durações para o plano.....	II - 4
Tabela II.5 - Eventos de precipitação com diferentes durações para o plano.....	II - 5
Tabela II.6 - Eventos de precipitação com diferentes durações para o plano.....	II - 6
Tabela II.7 - Eventos de precipitação com diferentes durações para o plano.....	II - 7
Tabela II.8 - Solução R.K. para variáveis s e η em superfície plana convergente.....	II - 8
Tabela II.9 - Sol. analítica e R.K. para variação contínua e discreta da decliv.	II - 9
Tabela II.10 - Sol. adimensional e R.K. para a superfície plana convergente.....	II -11
Tabela II.11 - Variação contínua e discreta da decliv. em superf. parabólica.....	II -12

Tabela II.12 - Sol. analítica e do desdobramento de um evento de precipitação...II	-13
Tabela II.13 - Soluções adimensional e com MOCIRK para bacia exemplo.....II	- 13
Tabela II.14 - Alturas precipitadas sobre Rimbaud em intervalos de 6 min.....II	-15
Tabela II.15 - Vazões observadas e separação dos escoamentos para Rimbaud...II	-16
Tabela II.16 - Teste de sensibilidade da rugosidade em canais com $n_s = 0,15$II	-17
Tabela II.17 - Teste de sensibilidade da rugosidade superficial com $n_c = 0,025$...II	-18
Tabela II.18 - Simulações com os hietog. resultantes dos diferentes métodos.....II	-19

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

- a_i - área de drenagem por metro de largura de curva de nível;
- b - largura da faixa ou do elemento de fluxo;
- d_i - distância entre dois pontos de uma superfície;
- $f(Q)$ - função da vazão Q ;
- $f'(Q)$ - derivada primeira da função $f(Q)$;
- g - aceleração gravitacional;
- h - profundidade do escoamento superficial; altura de lâmina d'água;
- h_0 - profundidade do fluxo sobre uma superfície cônica convergente;
- i - infiltração; intensidade de precipitação; índice iterativo de variáveis;
- i_0 - declividade de uma superfície;
- m - constante de recessão; expoente na relação vazão/área da secção transversal;
- m - fração volumétrica de umidade do solo;
- n - coeficiente de rugosidade da equação de Manning;
- p - precipitação efetiva sobre a superfície;
- p_0 - precipitação bruta sobre a superfície;
- q - vazão por metro de largura; entrada lateral por comprimento unitário de canal;
- q_b - escoamento sub-superficial;
- q_s - fluxo saturado em encostas;
- q_{v_i} - fluxo vertical no interior do solo;
- r - raio de setor circular; coordenada polar de um ponto;
- s - direção genérica de fluxo;
- s_i - déficit local de umidade do solo;
- t - tempo;
- t_0 - início de um evento de precipitação ou de escoamento superficial;

- t_c - tempo de concentração do escoamento sobre uma superfície;
- t_d - tempo de duração da precipitação;
- u - componente da velocidade do escoamento na direção X;
- v - componente da velocidade do escoamento na direção Y;
- w - velocidade do fluxo em uma direção genérica s ou η ;
- w_0 - comprimento de um arco sobre uma superfície cônica convergente;
- x - abcissa de um ponto em coordenadas cartesianas; posição de um partícula em um sistema genérico de coordenadas;
- z - cota altimétrica de um ponto; elevação de um ponto da superfície;
- A - área da secção transversal; área de uma superfície; coeficiente polinomial;
- B - coeficiente polinomial;
- C - coeficiente de rugosidade de Chezy; coeficiente polinomial;
- D - difusividade hidráulica do solo; coeficiente polinomial;
- DEM - modelo digital de elevações;
- DTM - modelo numérico de terreno;
- DX, DY - espaçamento regular entre pontos da malha nas direções X e Y;
- $D_v(\%)$ - desvio percentual em volume;
- E - coeficiente polinomial;
- EPM - erro percentual médio;
- EQM - erro quadrático médio;
- F - coeficiente polinomial;
- $F(x;y)$, $f(x;y)$ - funções das variáveis x e y ;
- F_p - forças de pressão atuantes sobre o volume de contrôle;
- G - coeficiente polinomial;
- H - coeficiente polinomial;
- H_G - altura de água que percola;
- H_s - altura do tanque conceitual disponível para armazenamento;
- H_{TS} - altura de água abaixo da capacidade de campo;
- H_v - altura relativa ao estado de umidade do solo;
- I - intensidade da precipitação; coeficiente polinomial;
- J - coeficiente polinomial;

- K - condutividade hidráulica; coeficiente polinomial;
 K_1, K_2 - coeficientes numéricos nas equações diferenciais do escoamento;
 K_0 - condutividade vertical do solo;
 K_x - condutividade hidráulica na direção X;
 K_y - condutividade hidráulica na direção Y;
 KS - condutividade hidráulica saturada;
 L - comprimento da superfície ou do trecho de canal; coeficiente polinomial;
 L_0 - raio que define a extensão de uma superfície cônica convergente;
 LFF - largura mínima das faixas de fluxo;
 LFFC - largura das faixas de fluxo convergentes determinando a largura do canal;
 M - taxa de decaimento da transmissividade; nº e linhas de declive na superfície; coeficiente polinomial;
 MD - ponto de máximo atingido seguindo o divisor à direita do exutório;
 ME - ponto de máximo atingido seguindo o divisor à esquerda do exutório;
 ME1, MD1 - pontos de máximo auxiliares à esquerda e à direita;
 N - nº de linhas de mesma elevação na superfície; coeficiente polinomial;
 NC - número de colunas;
 NL - número de linhas;
 NP - número de pontos em consideração;
 O - coeficiente polinomial;
 P - peso de água contida no volume de controle; coeficiente polinomial;
 PI, PF - pontos inicial e final das linhas de declive;
 Q - vetor de descargas por unidade de seção transversal;
 Q_i - vazão sobre cada linha característica ao término da precipitação;
 Q_0 - valores iniciais de vazão para um novo evento;
 Q_{max} - vazão máxima do escoamento superficial;
 $Q_t, Q(t)$ - vazão ou descarga em função do tempo;
 RAIN - intensidade média da precipitação;
 S - declividade superficial; déficit de armazenamento; linha superficial de declive;
 S_0 - declividade da superfície onde ocorre o escoamento;
 S_c - nível máximo de armazenamento para a infiltração;

- S_D - nível máximo de armazenamento para a intercepção;
 S_f - delividade da linha de energia ou de fricção;
 $S(t)$ - armazenamento de água variando em função do tempo;
 S_1, S_2, S_3, \dots - armazenamento em vários tanques que simulam o balanço hídrico;
 SQR - soma dos quadrados dos resíduos;
 ST - espessura da camada superficial de solo;
 T - forças de atrito atuantes sobre o volume elementar de fluxo;
 TIN - rede triangular irregular;
 T_0 - transmissividade lateral do solo;
 T_P - tempo de alagamento da superfície;
 T_R - intervalo de tempo da simulação;
 X, Y, Z - eixos do sistema cartesiano de coordenadas;
 ZC - elevação calculada para um ponto;
 ZP - elevação real do terreno em um ponto;
 α - coef. de ajuste funcional; coef. linear de percolação; coef. relação área/vazão;
 β - ângulo de declive local; coeficiente de ajuste funcional;
 γ - coeficiente de ajuste funcional;
 $\Delta \ell$ - projeção horizontal de um acréscimo na direção s ;
 Δs - deslocamento sobre uma linha de declive na superfície;
 Δz - decréscimo em elevação devido ao deslocamento Δs ;
 ∇F - gradiente da função $F(x,y)$;
 ϕ - potencial de campo; índice de infiltração; ângulo entre duas direções; declive;
 η - proj. das curvas de nível no plano horizontal; coord. curvilínea na dir. do fluxo;
 η_I - posição na primeira linha característica ao término da precipitação;
 η_0 - posição inicial das linhas características;
 η_{0I} - pos. inicial da característica que atinge o exutório ao término da precipitação;
 ξ - proj. das linhas de declive sobre o plano horizontal; coordenada curvilínea;
 $\phi(x,y), \sigma(x,y)$ - funções das variáveis x e y que representam alguma propriedade;
 ζ_i - coeficientes de ajuste funcional, com i variando desde 1 até NP;
 ρ - massa específica da água;

- θ - ângulo de um setor circular; ângulo entre duas direções; coordenada polar;
- θ_i, θ_f - ângulos inicial e final definindo posições de linhas de declive numa superfície plana convergente;
- ψ - potencial hidráulico;

RESUMO

É objetivo deste trabalho, formular uma metodologia que visa determinar hidrogramas de escoamento superficial em pontos de interesse de uma bacia hidrográfica, cuja superfície seja definida a partir de dados digitais de elevação do terreno. Na primeira fase do método desenvolvido, ajusta-se a superfície através de funções matemáticas. Na segunda, escolhe-se uma seção exutória e determina-se para a região de afluência, uma malha ortogonal definida por curvas de nível e linhas de declive. Ao conjunto de células estabelecido, aplica-se um modelo unidimensional que transforma as precipitações em hidrogramas de escoamento superficial na seção estudada. O relevo do terreno é fundamental na dedução das equações do modelo, devido à sua importância na formação do escoamento superficial. O método das características, aplicado ao modelo cinemático, transforma as equações e viabiliza sua integração por um procedimento Runge-Kutta. A solução através deste método, não apresenta as limitações inerentes aos procedimentos numéricos usuais, tais como difusão numérica, instabilidade e não convergência. Os cálculos permitem considerar, além da variação espacial na precipitação e nas características físicas da bacia, intervalos consecutivos de precipitação de diferentes durações e intensidades. Testes de ajuste do relevo, determinação da malha e desempenho do modelo de escoamento, foram feitos em superfícies simples, impermeáveis e planas, em bacia hidrográfica hipotética e na simulação de uma bacia hidrográfica real. Os resultados oriundos desta metodologia, em todas as fases, são considerados de excelente qualidade.

ABSTRACT

It is the purpose of this study to present a methodology for determining surface runoff hydrograph at points of interest in a hydrographic basin whose surface is defined in terms of digital data. In the first phase of this method, the surface is expressed by mathematical functions. Then a basin outflow section is chosen and an orthogonal grid composed of constant level contours and downslope lines is determined in the basin drainage area. Finally, a one-dimensional hydrodynamic model is applied to transform rainfall into runoff in all downslope flow surfaces to compose the basin outflow. A suitable description of the surface is fundamental for the application of the model equation, basin terrain being the main factor for flow convergence. Method of Characteristics is used to integrate the one-dimensional kinematic wave model through Runge-Kutta method. This method of solution of flow equations does not present the limitations of other numerical integration schemes for partial differential equations such as numerical diffusion, instability and nonconvergence. The calculation procedures developed in this study allow consideration of consecutive pulses of rainfall of variable intensity besides the possibility of taking into account spatial variation of precipitation and of the physical characteristics of a hydrographic basin. Various tests were conducted to verify the precision of the terrain models, level contours and the performance of the flow model with surfaces ranging from rectangular inclined plane to variable slope and with surfaces to real basin. The numerical predictions of the one-dimensional model were compared to analytical solutions or observed data to obtain very good agreement.

1. INTRODUÇÃO

Essenciais para a satisfação das necessidades humanas imediatas, os recursos hídricos apresentam também, elevada influência na dinâmica biológica dos ecossistemas. Além de componente essencial à vida na Terra, a água é o agente transportador de solos, poluentes e dos mais importantes ciclos biogeoquímicos. Apesar de sua importância nesses processos, não se tem quantificado com exatidão a magnitude e a distribuição espacial dos escoamentos.

Não existem estudos suficientemente detalhados sobre as trajetórias do escoamento e do tempo de permanência dentro da bacia hidrográfica, de forma a quantificar os ciclos biogeoquímicos. As metodologias tradicionais apresentam limitações e não proporcionam detalhes suficientes sobre os processos intervenientes, ignorando-se a forma de extrapolação das informações localizadas para áreas mais extensas.

A procura por novos métodos de modelação hidrológica, visando otimizar o planejamento de projetos na área de recursos hídricos, deve-se à preocupação com os efeitos resultantes da utilização inadequada desses recursos e aos custos associados.

Devido à inadequacidade dos modelos hidrológicos convencionais na avaliação da dinâmica ambiental, relativa às práticas agrícolas e de deflorestamento, assim como ao agravamento da poluição e disposição de efluentes tóxicos, busca-se o desenvolvimento de uma nova geração de modelos hidrológicos para tal fim.

As atenções voltam-se para os modelos distribuídos de bases físicas, com suficiente potencial para a solução de parte das deficiências acima citadas. Devido à sua complexidade, no entanto, tais modelos exigirão consideráveis recursos de conhecimento dos processos, de informação e capacidade computacional. A sua implementação prática requer, portanto, procedimentos diferentes daqueles associados aos modelos convencionais, com relação às exigências especiais de dados que permitam a avaliação dos parâmetros do modelo.

A utilização apropriada de recursos, tais como o sensoriamento remoto para o fornecimento dos dados indicadores do estado do sistema hidrológico, da capacidade de cálculo dos computadores atuais, aliadas a uma representação eficiente dos processos físicos intervenientes, pode proporcionar meios eficientes para a análise e solução dos problemas ambientais que preocupam a humanidade.

O trabalho aqui apresentado propõe o desenvolvimento de uma metodologia, com base nos trabalhos recentemente divulgados na literatura, procurando descrever o processo de transformação da precipitação em escoamento superficial de modo distribuído sobre a bacia hidrográfica. O modelo concebido deverá ser capaz de fornecer características do fluxo, tais como velocidade e profundidade em qualquer ponto do domínio físico, permitindo avaliar a capacidade de transporte dos escoamentos, recomendando a sua utilização em estudos de avaliação da dinâmica ambiental ou de transporte de poluentes.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Apresentação

A presente revisão bibliográfica consiste das consultas efetuadas, em revistas, livros e periódicos, a respeito do processo de transformação da precipitação em vazão no âmbito das bacias hidrográficas. Objetiva-se a descrição, classificação e avaliação dos modelos hidrológicos destinados a essa finalidade, bem como a busca de informações que possibilitem o desenvolvimento de uma metodologia afim.

2.2 - Estrutura dos modelos

Buscando maior clareza e entendimento dos assuntos revisados, optou-se pela seguinte ordenação, conforme o conteúdo dos artigos:

- 2.2.1 - Definições e classificações
- 2.2.2 - Formas de discretização do terreno
- 2.2.3 - Modelos distribuídos de bases físicas
- 2.2.4 - Formação dos escoamentos
- 2.2.5 - Definição numérica da superfície
- 2.2.6 - Sistemas de coordenadas generalizadas

2.2.1 - Definições e classificações

As bacias hidrográficas são sistemas onde interagem de forma complexa os diversos componentes do ciclo hidrológico. Frequentemente, são necessárias as determinações de vazões em pontos de interêsse, com propósitos de planejamento, projeto ou gerenciamento dos recursos hídricos. Existindo postos de observação no local, estudos estatísticos da série histórica de vazões e o ajuste de distribuições de frequências, viabilizarão esses propósitos. A maioria das vêzes, no entanto, há que se estimar as séries de vazões a partir das precipitações sobre as bacias, criando-se para tanto, técnicas de modelagem que podem variar em complexidade. Iniciando por métodos empíricos, relacionando precipitação com área da bacia, tal como no método racional, as técnicas evoluíram, passando pelo hidrograma unitário e chegando aos modelos matemáticos.

Análises e comparações de modelos hidrológicos (CLARK,1973; DOOGE,1973) propõem diferentes formas de classificação. Para TODINI(1988), um modelo matemático, genericamente, combina dois componentes básicos: um físico, que expressa todo o conhecimento que se tem a respeito do fenômeno a ser representado e um aleatório, expresso em termos estatísticos, que se refere à parcela não explicada pelo componente físico. Os modelos destituídos de componentes físicos, significando a total ignorância a respeito do processo, são chamados puramente estocásticos. Conforme a crescente importância do nível de informação do processo, três classes de modelos podem ser adotadas:

- a) concentrados;
- b) distribuídos;
- c) diferenciais distribuídos.

Em modelos concentrados a dinâmica do sistema é representada de forma integral, considerando o comportamento global da bacia. Os parâmetros, geralmente estimados por técnicas de ajuste, são desprovidos de significado físico. Os modelos distribuídos dividem a bacia em subsistemas, tratando de forma integral os fenômenos para cada um deles e agrupando-os através da igualdade de condições de contorno,

procurando dar significado físico aos seus parâmetros. Os modelos diferenciais distribuídos representam o comportamento da bacia em termos de equações diferenciais, discretizadas no tempo e no espaço, que expressam o balanço de massa e a quantidade de movimento para cada subsistema. Os subsistemas são então interligados, a cada intervalo de tempo, igualando suas mútuas condições de contorno.

As equações de Saint-Venant são representações matemáticas do fenômeno do escoamento superficial e se referem às equações da continuidade e da quantidade de movimento. São expressas, no caso unidimensional, por

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (u \cdot h)}{\partial x} = q \quad (2.1)$$

$$S_f = S_0 - \frac{\partial h}{\partial x} - \left(\frac{u}{g}\right) \frac{\partial u}{\partial x} - \left(\frac{1}{g}\right) \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{(u \cdot q)}{(g \cdot h)} \quad (2.2)$$

com solução analítica somente para casos especiais. Simplificações na equação da quantidade de movimento, desprezando os termos inerciais (acelerações), conduzem ao modelo dinâmico ou de inércia zero(nula)

$$S_f = S_0 - \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.3)$$

e desprezando-se o gradiente de profundidades, obtém-se o modelo da onda cinemática

$$S_f = S_0 \quad (2.4)$$

Sendo a profundidade h , a velocidade do escoamento u e a entrada lateral q , funções das coordenadas x e t ; g a aceleração da gravidade e S_0 e S_f , as respectivas declividades de fundo e da linha de energia.

WOOLHISER & LIGGETT (1967) demonstraram a aplicabilidade da teoria da onda cinemática em importantes problemas hidrológicos. Desde então, esta teoria tem sido amplamente utilizada para estudar escoamentos sobre superfícies planas de largura constante, em superfícies convergentes, na combinação de ambas e também em cascata de planos, como apresentado por SINGH (1975).

Algumas definições importantes sobre as partes componentes do escoamento superficial, apresentadas por FREEZE (1972), são descritas a seguir:

A descarga (runoff) refere-se à vazão que, coletada na bacia de drenagem atinge seu exutório, sendo proveniente de uma parcela da precipitação e que de forma perene ou intermitente, aparece como escoamento fluvial. Compõem-se de escoamento superficial (surface runoff) que se desloca sobre a superfície do solo e escoamento subsuperficial (subsurface runoff) que escoam no interior do solo, ambos atingindo o canal fluvial e através deste, chegando ao exutório da bacia.

A vazão na extremidade de jusante de qualquer trecho de canal (streamflow) é igual à soma do escoamento de entrada para o trecho (channel inflow) com a entrada lateral (lateral inflow) e a precipitação sobre o canal (channel precipitation) ao longo do trecho.

A entrada lateral, conforme a fonte da qual provenha, pode consistir de: escoamento superficial (overland flow), que escoam sobre a superfície em direção ao canal fluvial, e escoamento subsuperficial (subsurface storm flow) proveniente da água infiltrada na superfície do solo e que se move lateralmente através das camadas superiores em direção ao canal, como fluxo saturado ou não saturado, acima do nível subterrâneo principal.

O fluxo de base (base flow), provém da percolação profunda da água infiltrada, que adentra ao sistema subterrâneo permanente e descarrega no canal fluvial. A contribuição subterrânea é a soma do fluxo de base com o subsuperficial e é igual, ao fluxo total de água que chega ao rio como fluxo saturado dentro do próprio leito e como percolação desde as superfícies de filtração nas margens.

O escoamento subsuperficial (subsurface storm flow), que descarrega em regiões transientes saturadas, localizadas próximas ao canal e que surgem durante períodos de cheia, é considerado como parcela da contribuição subterrânea total.

Quando tais descargas ocorrem a uma certa distância do canal principal, geralmente acontecem em pontos fixos de filtração, em baixios topográficos. Algumas vezes, esta vazão deve ser considerada como uma contribuição ao fluxo superficial, mas geralmente ela alimenta seu próprio canal tributário intermitente, para o qual se aplicam todas as definições dadas acima.

Segundo BOND et al. (1979) os modelos de sistemas hidrológicos podem ser divididos em modelos de bases físicas que tentam simular os processos físicos dentro da bacia e modelos paramétricos ou concentrados, de entrada/saída, que através de uma função relacionam precipitação e vazão independentemente dos processos intermediários ocorridos. Os modelos de bases físicas utilizam soluções numéricas das equações diferenciais que descrevem o escoamento superficial e o fluxo em canais (equações de Saint-Venant). Os paramétricos, são adaptados empiricamente a um sistema em particular e calibrados com dados conhecidos de entrada e saída para aquele sistema.

Para DUNNE (1983) a transformação em descarga, da precipitação sobre a bacia, tem sido feita a partir de suficientes registros hidrológicos e com adequado sucesso, utilizando-se de métodos empíricos, tais como análise de frequência de cheias, hidrograma unitário e funções de perda acopladas à propagação de cheias. Alguns métodos incorporaram parâmetros que se identificam com infiltração, armazenamento, resistência ao escoamento e outros aspectos inerentes, para expressar a física do processo. No entanto, os parâmetros são calibrados a partir de hietogramas e hidrogramas observados, e a ocorrência de mudanças no estado físico do sistema, tais como deflorestamento, uso de fertilizantes, utilização diversificada do solo, alterando a geomorfologia do terreno e a qualidade do escoamento, tornam seu emprego inadequado.

Algumas soluções analíticas para as formas simplificadas e casos especiais de aplicações das equações de Saint-Venant são relatadas por GOVINDARAJU et al. (1990), bem como da utilização de eficientes métodos numéricos de diferenças finitas ou de elementos finitos, que tem conduzido a resultados significativos.

KITE & KOUWEN (1992) afirma que um modelo concentrado, aplicado a uma bacia, pode produzir resultados razoáveis, mas devido à natureza distribuída da precipitação e a não homogeneidade de muitas bacias, não se pode esperar que ele represente precisamente as condições locais. Os modelos distribuídos, por outro lado, dividem a bacia em muitas malhas quadriculadas e modelam cada uma separadamente, propagando as vazões que delas resultam, ao longo de trechos pré-definidos de canal. Embora seja flexível, este modelo necessita de mais dados, muitos parâmetros e maior esforço na aplicação. Alerta ainda, que muitos dos modelos descritos como distribuídos, tem parâmetros invariantes através da bacia, usando o termo "distribuídos" pela capacidade de subdividir a bacia para a entrada de dados meteorológicos, muitas vezes com técnicas arbitrárias.

2.2.2 - Formas de discretização do terreno

Na tentativa de bem representar a transformação da precipitação em descarga, muitas metodologias tem sido apresentadas, desde a divisão da bacia em subsistemas, aos quais se aplicam modelos concentrados, até desenvolvimentos mais recentes, onde os parâmetros buscam descrever a variabilidade espacial dos processos físicos envolvidos.

Considerando o domínio da bacia composto de duas partes, uma de escoamento superficial e outra de canais, DESAI (1979) apresenta uma descrição de solução para o escoamento superficial unidimensional da onda cinemática através de elementos finitos. A parcela da bacia geradora do escoamento superficial, é dividida em um certo número de zonas, e estas em planos, de acordo com as características físicas tais como declividade e topografia, como mostra a Figura 2.1. A precipitação efetiva sobre cada plano é transformada em escoamento superficial, e este serve de entrada para os elementos de canal. As vazões, são então propagadas dentro dos canais até a seção de interesse.

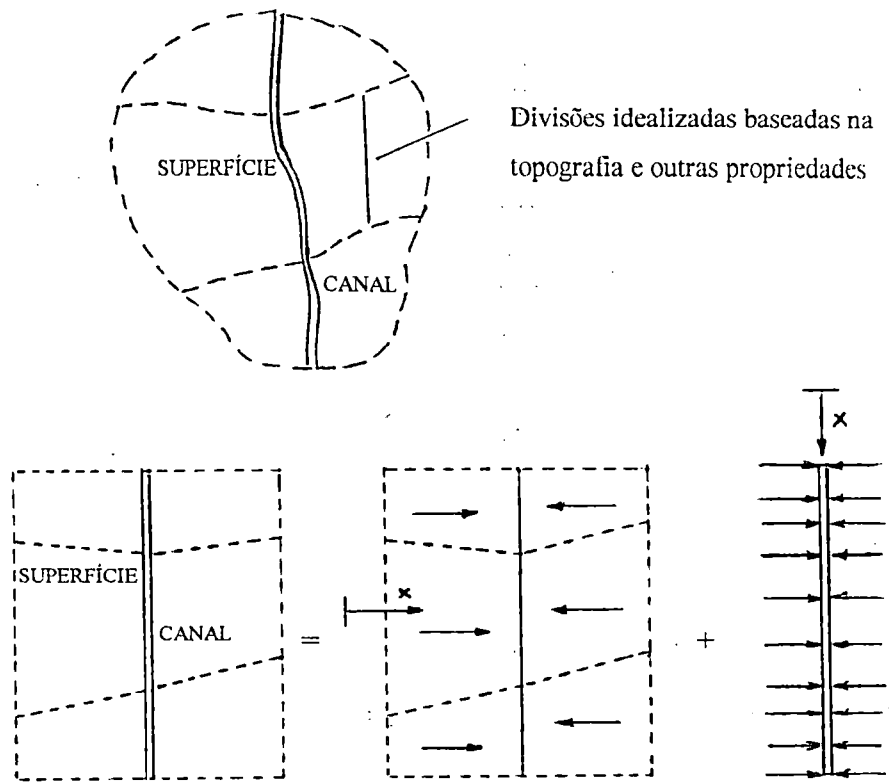


Figura 2.1 - Discretização da bacia em zonas e planos - DESAI (1979).

A idealização dos planos para cálculo do escoamento superficial leva à adoção de características geométricas, como comprimento e largura média e de características físicas, como declividade e rugosidade médias. Critérios de convergência e estabilidade do método, necessitam especial atenção em casos mais complexos, na consideração de efeitos multidimensionais e de propriedades físicas do domínio de fluxo.

DISKIN & SIMPSON (1978) apresentaram um modelo espacialmente distribuído, consistindo de células interligadas de formato semelhante à rede de drenagem da bacia hidrográfica, tal como na figura 2.2.

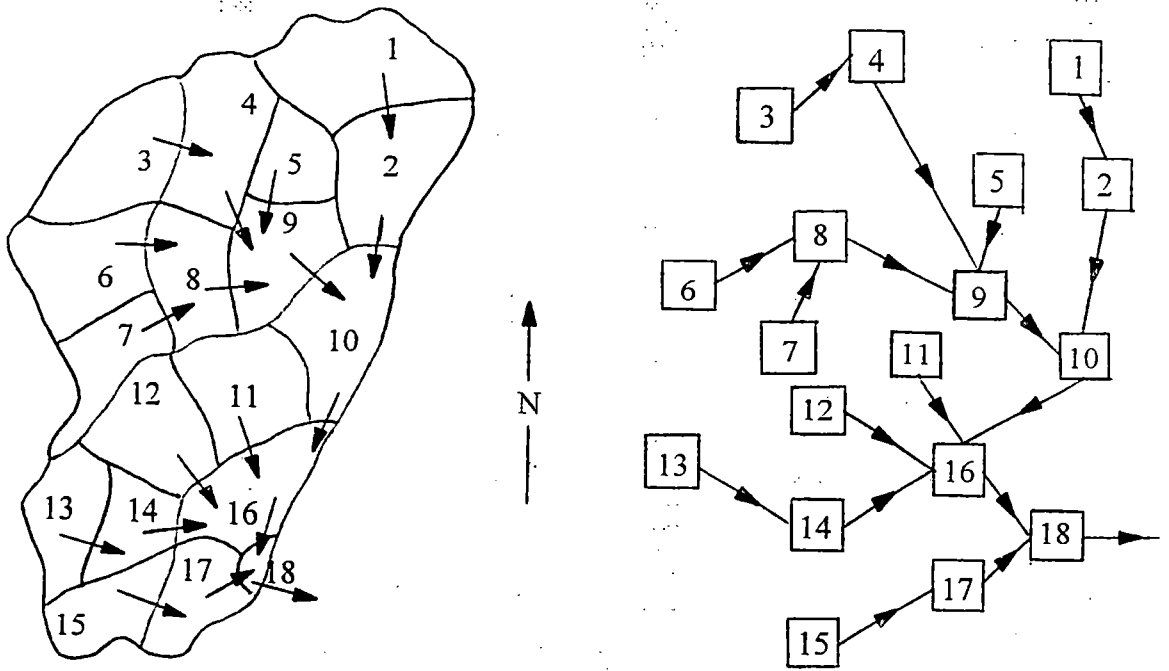


Figura 2.2 - Representação da bacia por meio de células - DISKIN & SIMPSON (1978).

Cada célula tem como entrada a precipitação efetiva sobre a área por ela representada, adicionada às vazões provenientes de outras células à montante. Supondo a célula como um reservatório linear, a sua vazão de saída é determinada fazendo-se a propagação da entrada total, através de célula. O modelo é descrito como quase-linear, uma vez que um de seus parâmetros (a constante de tempo k em $h(t) = 1/k \cdot \exp(-t/k)$) varia para cada evento de chuva. Testado com dados de precipitação efetiva e escoamento superficial direto em uma bacia de tamanho médio, o modelo apresentou, segundo os autores, resultados satisfatórios. O conceito de associação de células foi anteriormente usado em sistemas de águas subterrâneas.

HERMANN et al. (1979) apresentaram o modelo DRENG-P21A, destinado à simulação do escoamento superficial bidimensional, levando em conta os processos físicos intervenientes na transformação hietograma/hidrograma, para pequenas bacias urbanas ou rurais. Utilizando um método numérico explícito de diferenças finitas, na discretização e solução das equações da continuidade e formas simplificadas da

equação da quantidade de movimento (difusão), o modelo admite que a vazão em uma direção qualquer, função da topografia, seja decomposta em duas direções ortogonais, como mostra a figura 2.3. Na simulação da parte superficial, concebe-se o escoamento formado de elementos quadrados ($\Delta x = \Delta y$), considerando-se os fluxos entre um elemento e seus vizinhos nas direções ortogonais X e Y. No que se refere aos cursos d'água, a rede de drenagem é destorcida de forma a se estender por entre os elementos em trechos lineares (drenos) e formando nós. Em cada nó admite-se no máximo dois afluentes e um efluente, sendo a contribuição lateral para o dreno, formada pelos escoamentos provenientes dos elementos de superfície adjacentes a ele.

Aplicado inicialmente a dados experimentais de laboratório, para validação do método numérico, o modelo foi posteriormente usado em bacias reais. Concluiu-se que o modelo pode ser enquadrado na classe dos modelos distribuídos, por levar em consideração a variabilidade espacial das características físicas da bacia e das chuvas, acompanhando assim a onda de cheia na bacia.

- z_i cota altimétrica média do elemento i
- n_i coeficiente de rugosidade do elemento i
- $h_{i,t}$ altura da lâmina d'água do elemento i no instante t .

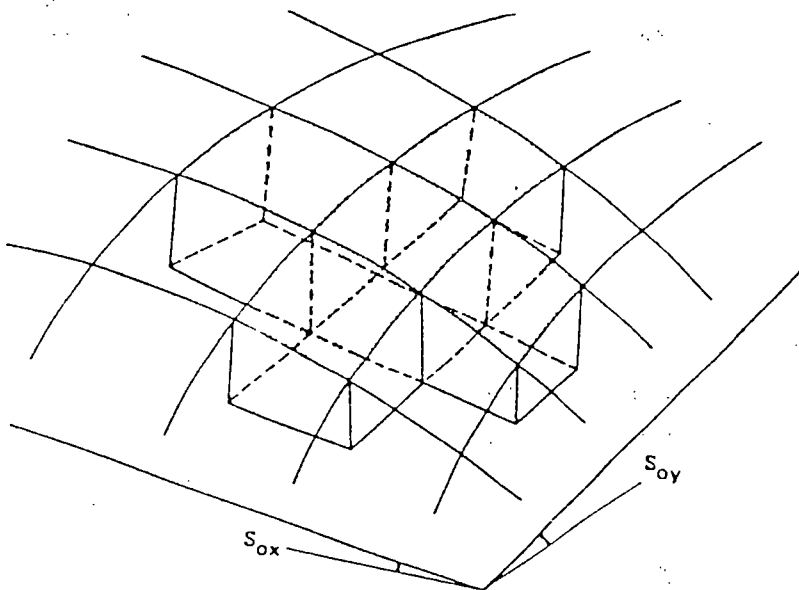
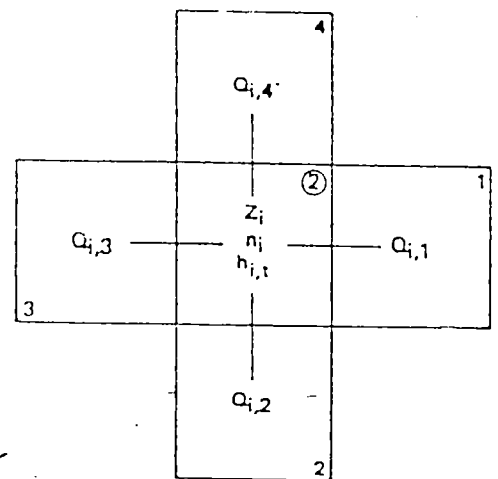


Figura 2.3 - Modelo de fluxo bidimensional do modelo DRENG - HERMANN et al. (1979).

ROSS et al. (1979) desenvolveram um modelo para predição de hidrogramas, utilizando um esquema unidimensional de elementos finitos, que simula o escoamento superficial e em canais, incorporando um método para determinação do impacto hidrológico devido às mudanças no uso da terra. Foi proposto o conceito de isolar áreas que respondam diferentemente a uma dada entrada de precipitação, que foram definidas como unidades de resposta hidrológica (HRU) e categorizadas pelo tipo e cobertura do solo. Para um dado elemento, consistindo de mais que uma HRU, médias ponderadas para os valores de precipitação efetiva e do coeficiente de resistência (Manning) n , devem ser calculadas. A natureza do modelo permitiu a incorporação de critérios indicativos de mudanças no uso da terra.

ROSS et al. (1980) desenvolveram um modelo numérico de elementos finitos para propagação do escoamento superficial e fluxos em canais utilizando a variabilidade espacial da precipitação, dados topográficos dos solos e relativos à sua utilização. No contexto do modelo estão contidos os diversos processos, como infiltração, interceptação, crescimento da vegetação e armazenamento em depressões, que aliados aos detalhes e sensibilidades espaciais do modelo, permitem sua pronta adaptação às estimativas de produção e transporte de sedimentos.

O modelo SIMMQE (GIRARD, 1983) permite simular, no espaço e no tempo, as vazões de um conjunto de bacias hidrográficas, a partir de dados pluviométricos e climatológicos observados, das características fisiográficas da área e regras de operação de aproveitamentos hidráulicos nelas existentes. Dados de precipitação, evapotranspiração e de descargas observadas, em pelo menos um ponto de bacia, são utilizados para calibração. Nesta fase são determinados, o intervalo de tempo mínimo para cálculo das vazões e a área mínima de uma sub-bacia para a simulação do regime hidrológico. A discretização da área da bacia hidrográfica, é feita utilizando-se de malhas quadradas, denominadas malhas tipo (de lado 8A) e numeradas de maneira contínua. A malha tipo é dividida sucessivamente em malhas menores de tamanhos 4A, 2A e A, como mostra a figura 2.4, de modo a melhor representar a forma e os contornos da bacia e sub-bacias, a associar postos fluviométricos ou aproveitamentos

hidráulicos e a utilizar as informações existentes sobre fisiografia, vegetação e uso do solo. Com vistas a enquadrar a rede de drenagem, as malhas são denominadas de malhas-rio, quando contenham postos fluviométricos, reservatórios ou aproveitamentos hidráulicos ou que conduzam seu fluxo ao exutório da bacia; em caso contrário, são denominadas malhas-bacia. A figura 2.5 exemplifica esta diferenciação.

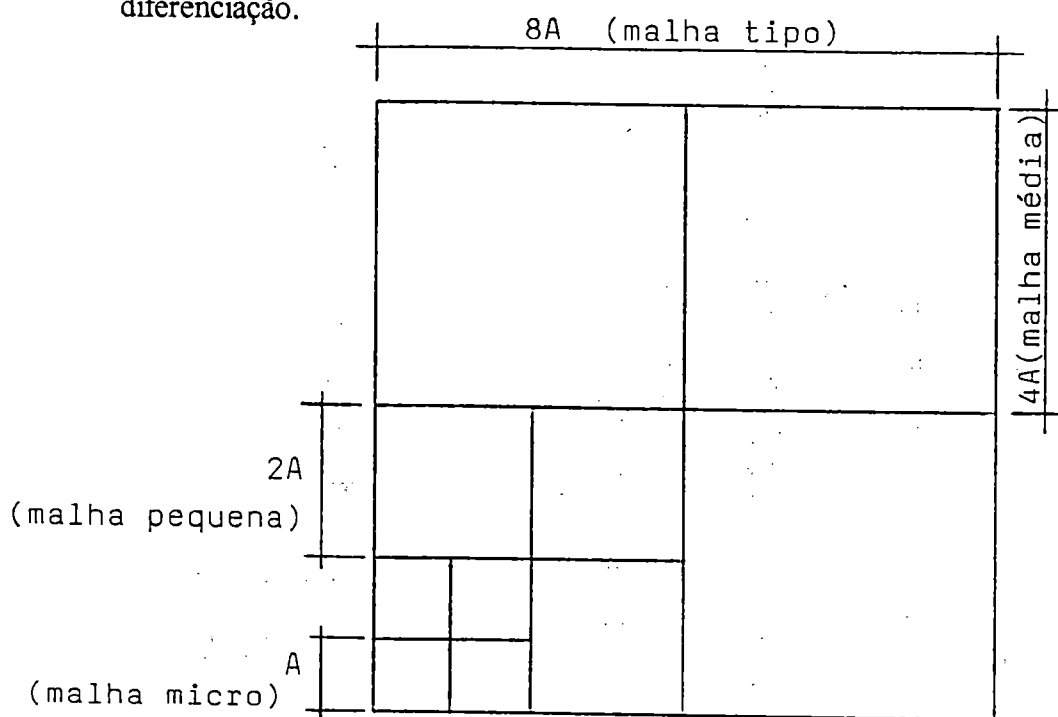


Figura 2.4 - Subdivisão da malha tipo para o modelo SIMMQE - GIRARD (1983).

A representação matemática do ciclo hidrológico com vistas à obtenção de vazão no exutório da bacia, se faz em três etapas:

- uma função de entrada, permitindo a entrada de dados pluviométricos e de evapotranspiração potencial para processamento;
- uma função de produção com o objetivo de repartir as precipitações entre infiltração, escoamento superficial, evapotranspiração e armazenamento no solo. O balanço hídrico global é efetuado em uma sucessão de "reservatórios", para definir os volumes de água disponível, dividi-los em parcelas de escoamento superficial e de infiltração, e retardar os escoamentos;

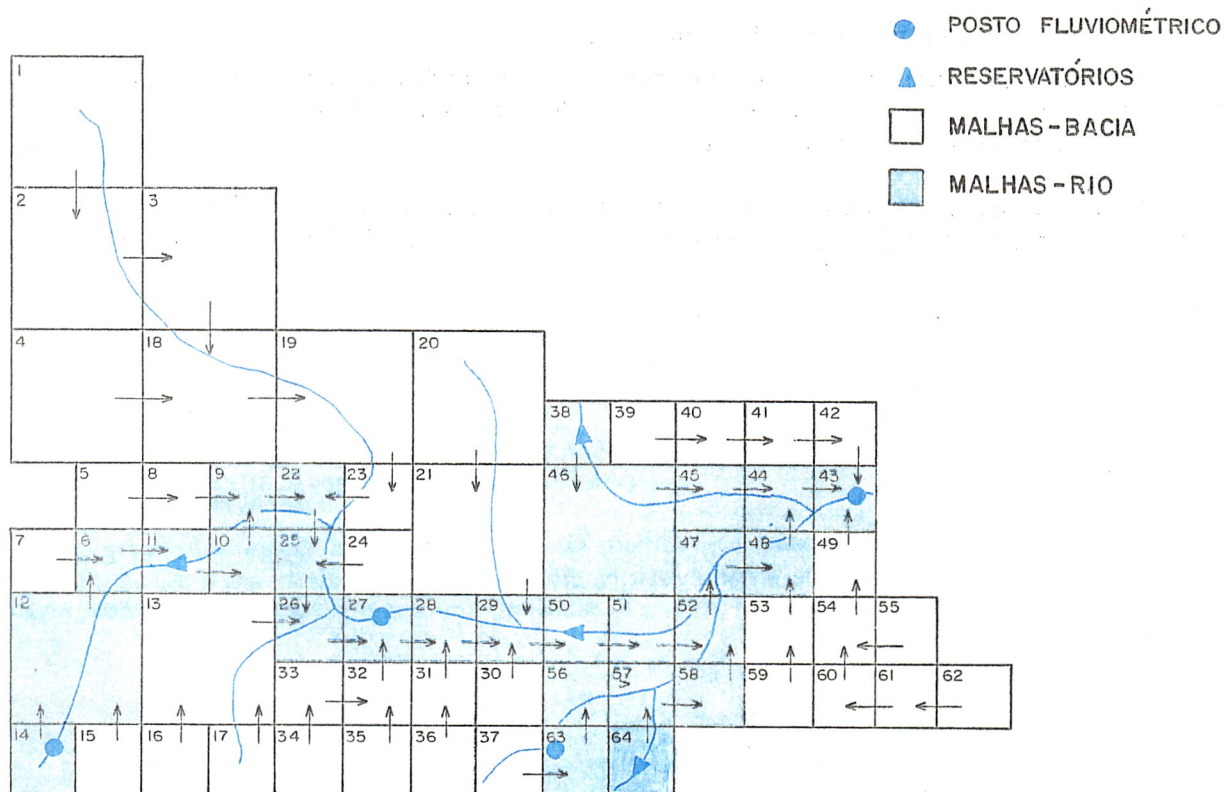


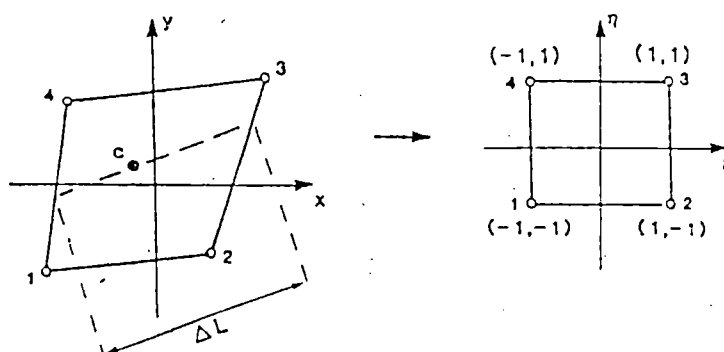
Figura 2.5 - Aplicação das malhas-bacia e malhas-rio - GIRARD (1983).

c) uma função de transferência, que determina o escoamento global a partir dos valores calculados em cada malha e define a transferência isócrona de montante para jusante. O tempo de concentração da bacia, um dos parâmetros de calibração, é avaliado a partir dos dados observados;

O modelo foi aplicado à bacia do rio Paraíba do Sul, com resultados considerados excelentes.

AKANBI & KATOPODES (1988) apresentaram um modelo bidimensional de simulação do escoamento superficial, especificamente para a propagação de ondas de cheia sobre leito seco. Transformando as equações da continuidade e de quantidade de movimento em um sistema deformável de coordenadas (figura 2.6), estas foram resolvidas por uma técnica dissipativa de elementos finitos, na qual a função de ponderação difere do método clássico de Galerkin, ao incorporar termos à função de forma, contendo coeficientes que são parâmetros de dissipação da onda. Aplicado a

um problema hipotético, o modelo foi considerado extremamente confiável e de precisão satisfatória, além de facilitar a manipulação nas condições de contorno durante o avanço da onda. Permite ainda, um cálculo realístico das condições de fluxo em planícies de cheias e áreas de avanço de marés, que estão fora da região de aplicabilidade de modelos convencionais. Possui potencial para a extensão do método a simulações hidrológicas de precipitação-vazão e de deposição de sedimentos em planícies de cheia. Inovações devem ser adicionadas para aplicações com informações topográficas reais.



Transformação isoparamétrica e escala de dissipação.

Figura 2.6 - Transformação de coordenadas - AKANBI & KATOPODES (1988).

Um modelo conceitual determinístico, simulando o escoamento superficial sobre áreas impermeáveis, foi apresentado por BLANDFORD & MEADOWS (1990) e é baseado em aproximação unidimensional da onda cinemática, em superfícies com largura variável. Utiliza uma equação generalizada de resistência do fluxo, incluindo formas laminar, turbulenta ou de transição do fluxo, ou alternativamente, uma aproximação de resistência para escoamento uniforme. Formulações de elementos finitos são apresentadas para a discretização espacial das equações não lineares do escoamento cinemático. A discretização temporal permite a escolha de um parâmetro de ponderação que torna o método implícito ou explícito. Um sistema de equações não lineares resulta do método implícito, a serem resolvidas por substituições sucessivas. As simulações efetuadas em planos únicos e em planos em cascata (figura 2.7), ajustaram-se favoravelmente a dados experimentais observados e a resultados previamente publicados.

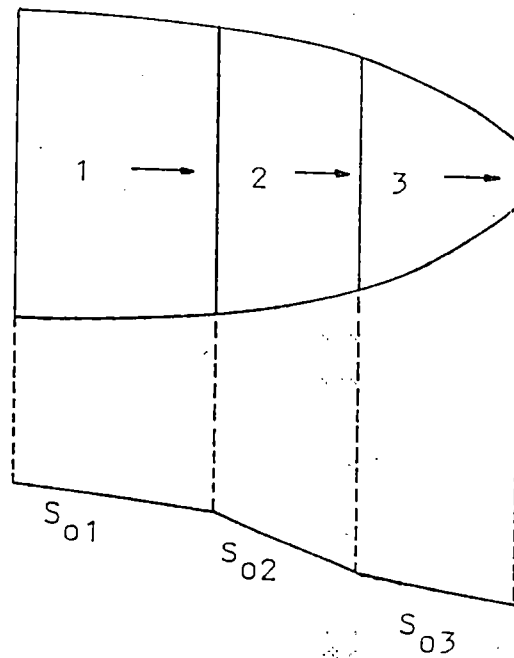


Figura 2.7 - Planos de fluxo em cascata - BLANDFORD & MEADOWS (1990).

2.2.3 - Modelos distribuídos de bases físicas

Se a exigência sobre os modelos hidrológicos, até recentemente, limitava-se às determinações de descargas no exutório das bacias, na atualidade, torna-se necessário estimar as características dos escoamentos superficial e subsuperficial, distribuídas espacialmente, tais como velocidade e profundidade. Por serem os mecanismos geradores do transporte de nutrientes e de sedimentos, as características do fluxo, uma vez determinadas com razoável precisão, simularão adequadamente esses processos de transporte. Nessa determinação, torna-se fundamental o controle exercido pela topografia sobre o movimento da água no terreno, daí a necessidade do desenvolvimento de métodos que representem o terreno de forma digital e sejam usados nos modelos hidrológicos.

Embora os modelos distribuídos baseados fisicamente não requeiram em princípio, extensos registros hidrometeorológicos para sua calibração, necessitam a avaliação de um grande número de parâmetros na descrição espacial das características físicas da bacia. A avaliação destes parâmetros pode ser feita com medições de campo, mas o custo de tais determinações torna proibitiva a sua implementação. Assim, algumas avaliações indiretas devem ser empregadas em substituição às muitas medidas diretas de campo. Os procedimentos devem envolver algumas medições, em locais representativos na bacia, dos parâmetros que provavelmente exerçam maior influência na resposta, dando informações sobre propriedades do solo e de resistência ao escoamento nos canais. De acordo com a natureza física, estas medições possibilitam sua extensão a outras áreas da bacia, avaliando-se parâmetros a partir dos tipos de vegetação e de solo. Técnicas de sensoriamento remoto podem ser utilizadas para o fornecimento de dados distribuídos espacialmente. Traçadores podem ser usados para fornecer informação sobre as características integradas do escoamento superficial e fluxo em canal para certos trechos.

Para BINLEY et al. (1991), as respostas hidrológicas de bacias desprovidas de postos fluviométricos ou que tenham, a curto prazo, suas características alteradas em decorrência da ocupação antrópica, teoricamente, podem ser quantificadas através do emprego de modelos distribuídos de bases físicas e levantamentos de campo. Na prática, entretanto, muitos dos atuais modelos utilizam-se de métodos numéricos aproximados para a solução das equações diferenciais parciais que descrevem o escoamento, como diferenças finitas ou elementos finitos. Para a convergência e estabilidade de tais métodos, um grande número de pontos deve ser avaliado, exigindo o conhecimento das características físicas para cada um deles. Isto implica em excessivo número de observações experimentais e elevado custo. Diante desta impossibilidade de tratamento, os modelos distribuídos de bases físicas passam a ser formulados de maneira semelhante a modelos conceituais concentrados, utilizando-se procedimentos de calibração com eventos observados.

Em função do número de parâmetros envolvidos e das exigências computacionais (pelas múltiplas tentativas), o processo de calibração não se torna uma tarefa simples. Para uma estrutura particular do modelo, é provável que o conjunto de parâmetros assim ajustado não seja único, dependendo ainda do esquema de solução utilizado. Ainda que os parâmetros representem as mesmas características físicas, este conjunto não produzirá bons resultados em diferentes estruturas de modelo.

Uma versão do modelo distribuído do Wallingford Institute of Hydrology, o IHDM4, é apresentada por BINLEY et al.(1991), onde as equações do fluxo são empregadas de maneira articulada e espacialmente distribuída, cobrindo o domínio de escoamento superficial sobre a bacia, sendo esta representada como diversos planos de encostas e trechos de canais. O escoamento superficial nas encostas e as vazões em canais são modelados unidimensionalmente pela equação da onda cinemática, resolvida por um esquema de diferenças finitas. A equação de Richards, incorporando a lei de Darcy e considerações de conservação de massa, modela o fluxo subsuperficial, tanto saturado como não saturado, sendo resolvida por um esquema bidimensional de Galerkin de elementos finitos. Os diferentes tipos de fluxo são associados, podendo o escoamento superficial nas encostas surgir do excesso de saturação e/ou excesso da infiltração no material do solo e de zonas saturadas no interior do solo, nas encostas mais baixas, fornecendo contribuições de fluxo lateral ao sistema fluvial.

TOPMODEL é um modelo hidrológico baseado na topografia e derivado da teoria da área de contribuição variável. Para BEVEN et al. (1984), a suposição fundamental deste modelo é que a bacia estudada pode ser subdividida em diversas sub-bacias de relativa homogeneidade para sua resposta hidrológica e que portanto, devem ser modeladas separadamente. A subdivisão é feita com base na rede de canais, por ser conveniente, e também devido à significativa influência que a propagação dos fluxos provenientes das sub-bacias, através da rede, apresenta sobre a distribuição final da descarga da bacia. A estrutura do modelo reflete as características

hidrológicas de importância na formação dos hidrogramas. O modelo de sub-bacia compreende:

- um armazenamento de intercepção S_1 , limitado a um valor máximo S_D , a ser completado antes de que qualquer infiltração aconteça para outros reservatórios inferiores. Permite-se a evaporação desde S_1 , em taxa potencial, até seu esvaziamento;
- um reservatório de infiltração S_2 próximo à superfície, recebendo água do reservatório S_1 , quando este estiver cheio, em taxa i igual à precipitação excedente, a menos que a capacidade de infiltração seja excedida. O nível máximo S_C do reservatório de infiltração, quando excedido, produzirá fluxo superficial de saturação;
- a área de contribuição variável é a maior fonte de escoamento superficial e varia com o nível médio do armazenamento subsuperficial S_3 . Qualquer chuva sobre a área contribuinte, se transforma em escoamento superficial;

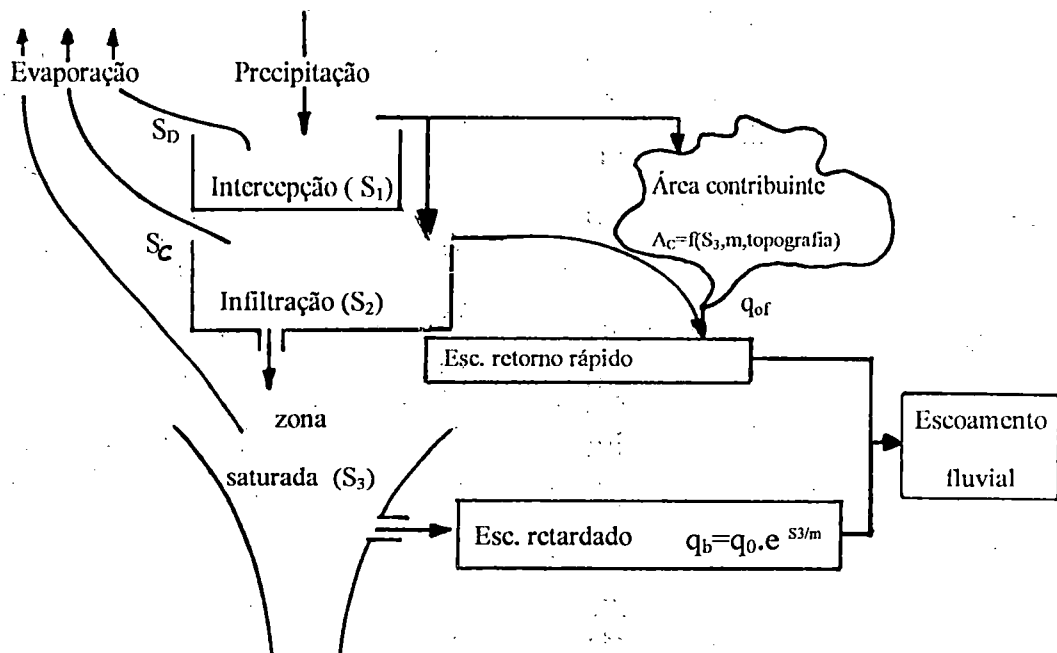


Figura 2.8 - Representação esquemática do modelo TOPMODEL - BEVEN et al. (1984).

d) O escoamento subsuperficial retardado, proveniente de um armazenamento saturado não linear é dado por

$$q_b = q_0 \cdot \exp\left(\frac{S_3}{m}\right) \quad (2.5)$$

onde q_b é o fluxo sub-superficial, cujo valor é q_0 quando há saturação completa ($S_3=0$) e m é uma constante que controla a recessão do hidrograma;

e) O escoamento superficial dentro da área de contribuição é propagado a uma velocidade proporcional ao gradiente local;

f) Um algoritmo simples de propagação por convolução não linear, relacionando a descarga $Q(t)$ para toda a bacia, com a velocidade média da onda cinemática para a rede de canais, $C(t)$, suposta espacialmente constante, leva em conta a distribuição das vazões de entrada previstas desde as sub-bacias com a distância, ao longo da rede de canais.

A estimativa dos parâmetros é feita em dois estágios. No primeiro a bacia é dividida em diversos elementos com base em curvas de nível e principais linhas de fluxo, a partir de fotografias aéreas e mapas. A posição e a declividade de cada elemento servem para calcular o índice topográfico, sua distribuição dentro da área e histograma de defasagem de tempo para diferentes valores desse índice. No segundo estágio, envolvendo trabalho de campo, são determinados os níveis máximos de armazenamento para infiltração S_c e interceptação S_d , a declividade i_0 , e medições de descarga e umidade do solo, permitindo a obtenção de m e q_0 .

ROBSON et al. (1993) apresentam aplicações do TOPMODEL, com objetivo de: (1) comparar as respostas hidrológicas de duas bacias; (2) relacionar estas respostas aos mecanismos de geração de fluxo operantes nas bacias e (3) considerar os efeitos que mudanças no uso da terra possam ter causado.

TOPMODEL, segundo DURAND et al. (1992), é um modelo hidrológico baseado na topografia e derivado da teoria da área de contribuição variável. O fluxo é

separado em escoamento superficial, gerado pela precipitação sobre áreas contribuintes saturadas e em fluxo subsuperficial. O fluxo saturado, em cada ponto da encosta (qs_i) é

$$qs_i = T_0 \cdot \text{tg}(\beta) \cdot \exp\left(\frac{-s_i}{M}\right) \quad (2.6)$$

onde T_0 é a transmissividade lateral na saturação da superfície do solo, M é a taxa de decaimento exponencial da transmissividade com a profundidade, s_i é o déficit de umidade local do solo abaixo da saturação e β é o ângulo de declive local. São estabelecidas as suposições de que há uma relação exponencial entre qs_i e s_i , e de que a direção do gradiente hidráulico é paralela ao declive local ou seja, o nível freático é paralelo à superfície. Os pontos onde $s_i = 0$ formam a área contribuinte saturada e a precipitação chegando a esta área, produz escoamento superficial que pode ser retardado antes de atingir a corrente. O déficit local de armazenamento (s_i) está ligado ao déficit de armazenamento médio através do índice topográfico $\ln(a_i / \text{tg} \beta)$, onde a_i é a área drenando através do ponto i por unidade de comprimento de contorno (curva de nível):

$$s_i = S + [\lambda - \ln(a_i / \text{tg} \beta)] \cdot M \quad (2.7)$$

onde S é o déficit de armazenamento médio da bacia e λ é a média espacial de $\ln(a_i / \text{tg} \beta)$. O índice topográfico é determinado de um mapa digital de terreno (DTM) da bacia. A suposição de que o comportamento hidrológico de cada parte da bacia é descrito pelo índice topográfico, induz a que todos os pontos com mesmo valor de índice sejam modelados como tendo idênticos déficits de armazenamento em cada tempo. Assim, é possível resumir os aspectos topográficos da bacia pela distribuição do índice. A variabilidade espacial das propriedades do solo, pode ser levada em conta, subdividindo a bacia em áreas homogêneas ou incorporar T_0 ao índice topográfico. Em cada intervalo de tempo t , o armazenamento $S(t)$ é calculado a partir do armazenamento anterior $S(t-1)$ e dos movimentos de água nas zonas de raízes, não

saturada e saturada. A precipitação efetiva, subtraída a evapotranspiração, completa inicialmente a zona de raízes, cuja capacidade máxima corresponde à capacidade de campo do solo, e sendo suficiente escoará para a zona não saturada. A partir daí, o fluxo se dá verticalmente para a zona saturada, sendo modelado pela relação exponencial,

$$qv_i = K_0 \cdot \exp\left(\frac{-s_i}{M}\right) \quad (2.8)$$

onde K_0 é a condutividade vertical do solo à superfície.

O SHE é um sistema generalizado de modelagem matemática capaz de descrever toda a fase terrestre do ciclo hidrológico em uma bacia, dentro de qualquer área geográfica, segundo REFSGAARD et al. (1992). A bacia é discretizada horizontalmente por duas malhas quadriculadas idênticas (figura 2.9), uma para fluxo superficial e outra para fluxo subterrâneo, ligadas em cada ponto de malha por uma coluna vertical nos nós, que representa a zona não saturada. As distribuições espaciais das propriedades da bacia e entradas meteorológicas são representadas atribuindo-se parâmetros e valores dos dados em cada célula da malha e ponto nodal na rede. Movimentos de água na bacia são modelados por uma solução numérica (diferenças finitas) das equações diferenciais parciais que descrevem os processos de escoamento superficial e de fluxo em canais, escoamento subsuperficial saturado e não saturado (incluindo a interação rio-aquífero), intercepção, evapotranspiração e fusão de gelo.

Esse modelo foi criado na década de 70 pela associação de três instituições europeias de pesquisa, ante a percepção de que os modelos convencionais precipitação-vazão tornavam-se inapropriados à solução de alguns problemas hidrológicos, especialmente aqueles referentes ao impacto ambiental das atividades humanas, como descrito por ABBOTT et al. (1986a). Em anos recentes o modelo sofreu alterações, permitindo melhor descrição dos processos físicos e incorporação de programas de processamento de dados.

Aplicações práticas do modelo são apresentadas por BATHURST (1986), REFSGAARD et al. (1992) e JAIN et al. (1992), estas duas últimas em bacias da Índia e que incluem as modificações na estrutura do modelo.

Novas versões deste modelo tem sido apresentadas, mais recentemente, incluindo componentes que possibilitam avaliar processos erosivos e de sedimentação como o SHESED, apresentado por WICKS & BATHURST (1996) e o SHETRAN, um sistema distribuído de modelagem de bacias, capaz de simular o fluxo de água, transporte de sedimentos e migração de contaminantes, tal como descrito por PARKIN et al. (1996).

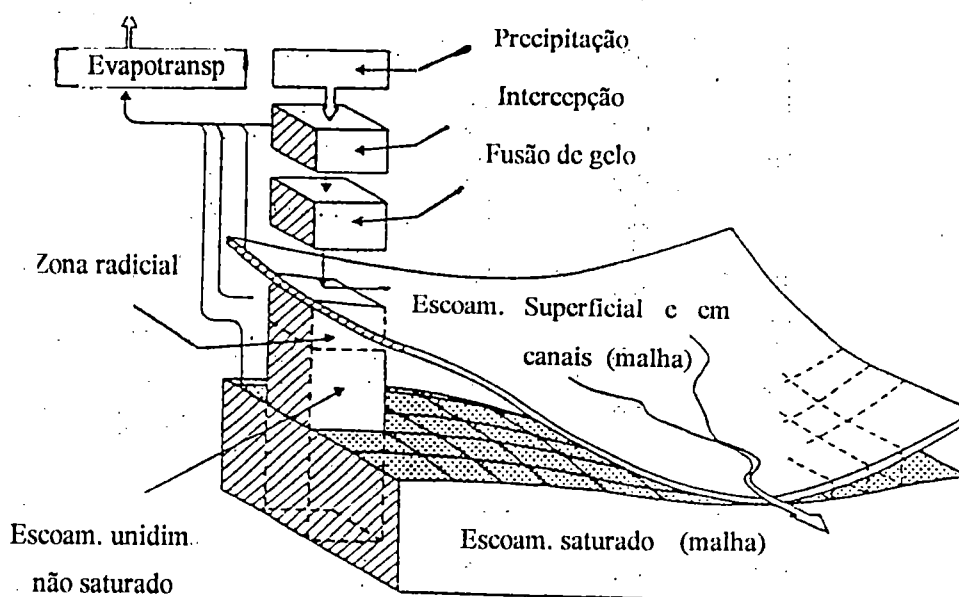


Figura 2.9 - Representação do modelo SHE - REFSGAARD et al. (1992).

2.2.4 - Formação dos escoamentos

Os processos hidrológicos estão diretamente relacionados à morfologia da bacia através de processos geomórficos de modificação, erosão e deposição do solo. Desempenhando seu papel de agente transportador de solutos e sedimentos e através da sua influência nos processos de intemperismo, desagregação do solo e movimento

de massas, a água é o elemento responsável pelas alterações morfológicas na bacia. Entretanto, as trajetórias seguidas pela água dependem fundamentalmente da morfologia das encostas, principalmente para os escoamentos nas superfícies ou próximos a elas, através das quais a água atinge o canal fluvial. A longo prazo o desenvolvimento histórico das bacias decorre desta interdependência, sendo refletido nos índices utilizados para descrever a morfologia, tais como densidade de drenagem, ângulos de declive e curva hipsométrica, segundo BEVEN et al. (1988). Os efeitos geomorfológicos, prosseguem os autores, cumulativos das sequências de eventos hidrológicos sobre a bacia, tornam-se assunto de considerável debate, reconhecendo-se no entanto, que os efeitos de um único evento individual sobre sistemas sensíveis à ação externa, podem ser catastróficos. Para muitas bacias, a morfologia que apresentam, pode significar o reflexo de regimes hidrológicos em passado distante, mais que o resultado da interdependência com os escoamentos no presente. Com finalidades práticas, tal como a predição hidrológica, a morfologia da bacia pode ser considerada fixa (imutável), apesar do reconhecimento de que cada evento resulta em alguma produção e remessa de partículas de sedimentos e substâncias dissolvidas a partir da bacia.

DUNNE (1983) entende que a aplicação da hidrologia à predição de perda de sedimentos, qualidade da água e evolução da forma do terreno em encostas ou bacias de drenagem inteiras, tem aumentado a necessidade de entendimento das várias características do escoamento superficial dentro da bacia, tais como a variabilidade espacial na geração dos escoamentos, a profundidade e a velocidade do fluxo e o potencial de arraste ou transporte, de partículas químicas ou de sedimentos. Um quadro realístico e detalhado, das características do escoamento dentro de uma bacia de drenagem, pode ser obtido para áreas amostrais através de intensivos estudos de campo e por modelação matemática, baseada em rigorosas definições físicas do escoamento. Estas atividades devem preferencialmente, ser conduzidas em conjunto, mas como um reflexo da natureza atual da pesquisa hidrológica, elas não são assim conduzidas.

Segundo o autor, os estudos de campo envolvem a medição de vazões e características do fluxo, a concentração e a pressão exercida pela água nos trechos das encostas, em áreas de extensão variável, amostrando eventos naturais e controlando simulações de chuvas intensas. Quanto aos modelos matemáticos, estes possuem um componente para descrever o regime transiente não saturado/saturado da infiltração e fluxo subsuperficial, e um outro componente para propagar o escoamento superficial nas encostas e ao longo dos canais por meio da aproximação cinemática das equações de fluxo superficial. As exigências de dados e capacidade de cálculo para os modelos são extremamente altas, inviabilizando sua utilização em problemas rotineiros. Entretanto, são valiosos como ferramentas hidrológicas nos seguintes aspectos:

- 1) fornecem rigorosas explicações físicas para os resultados aparentemente destoantes das medições de campo em regiões diversas e permitem que elas sejam agrupadas em uma teoria compreensiva de geração do escoamento;
- 2) aumentam a eficiência no uso de dados, desde estudos de campo apropriadamente projetados, ao permitirem interpolação e extrapolação de parâmetros a partir dos estudos de campo;
- 3) sugerem o tipo e o rigor das medições, necessários para tornar definitivos os experimentos de campo e completar falhas no intervalo de condições que necessitem ser documentadas no campo;
- 4) dão explicações teóricas para a forma geral de relações empíricas, de amplo reconhecimento em hidrologia;
- 5) permitem estimar os efeitos da variação espacial/temporal de fatores que controlam a variabilidade do escoamento;
- 6) explicam e predizem a heterogeneidade espacial da geração do escoamento, que é importante não somente no cálculo dos hidrogramas de cheia, mas também no entendimento de processos, tais como a produção de sedimentos e a emissão de poluentes desde uma superfície, sob condições naturais ou perturbadas;
- 7) permitem a antecipação dos efeitos de variação nos fatores controladores do escoamento, antes que tais mudanças ocorram e portanto, antes que seus efeitos possam ser documentados empiricamente;

8) predizem outras características do escoamento além de suas taxas de descarga e distribuição no tempo, que incluem a profundidade e a velocidade da lâmina d'água (que são úteis nos modelos de transporte de sedimentos), pressão nos poros (útil no entendimento da estabilidade de encostas) e o tempo de permanência da água nos solos e canais.

Em áreas onde o escoamento superficial não é predominante na formação do hidrograma, o fluxo lateral da água do solo a partir de áreas fonte, adjacentes ao rio, é aceito como o principal fator de geração do escoamento. Estas áreas fonte podem estar muito próximas, respondendo rapidamente após a precipitação, enquanto que os picos secundários, elevados e defasados no hidrograma, podem ser resultantes de fluxos oriundos de grandes áreas-fonte em acentuados declives.

O modelo hortoniano, cuja interpretação clássica é de que a maior parcela do hidrograma provém do escoamento superficial produzido sobre toda a bacia pelas sobras da infiltração, continua sendo utilizado em recentes trabalhos nas formulações hidrológicas de bases físicas. Entretanto, não é um modelo adequado para explicar a produção dos escoamentos, mesmo em pequenas áreas, pois negligencia por suposição, a heterogeneidade das características da bacia e das precipitações. Diversos autores, citados por BEVEN et al. (1988), concluíram que o escoamento superficial pode ser produzido somente em partes da bacia e originado por um mecanismo de excesso de água na saturação do solo, além das sobras de infiltração. Estudos demonstraram que muitas bacias, normalmente não produzem qualquer escoamento superficial sobre as encostas, predominando os escoamentos subsuperficiais originados em áreas de contribuição variável com solo saturado, na base das encostas. A morfologia da bacia torna-se importante no controle das trajetórias de fluxo durante e entre as chuvas. A complexidade da relação entre morfologia e produção de descargas pode ser simulada usando modelos hidrológicos distribuídos de bases físicas, nos quais equações diferenciais parciais descrevem os escoamentos superficial e subsuperficial. A estrutura conceitual baseia-se em representações de escoamento subsuperficial variavelmente saturado, suposições de

fluxo laminar para o escoamento superficial e equações unidimensionais para fluxo em canais. Esses modelos podem utilizar informações a respeito da topografia, características do solo e uso da terra, refletindo a heterogeneidade da bacia. Além da dificuldade de aplicação deste modelos por razões econômicas, razões científicas podem indicar que os resultados por eles fornecidos, não sejam melhores que as previsões de modelos mais simples. Existem duas grandes linhas de teoria a respeito da geração do "storm runoff". Na primeira delas, decorrente dos estudos de Horton, o escoamento direto ocorre como fluxo superficial quando a capacidade de infiltração é excedida. Na teoria de área fonte reconhece-se que, ao menos em pequenas bacias em zona temperada, o fluxo é gerado em camadas de solo e vegetação próximas à superfície, sobre uma camada subsuperficial menos permeável. Enquanto na teoria de Horton julga-se que o runoff se forma uniformemente sobre a bacia inteira, na teoria de áreas fonte reconhece-se a evidência de locais hidrológicamente mais ativos dentro da bacia, onde estão incluídos, além dos canais e suas zonas ribeirinhas, áreas contribuintes que são freqüentemente de extensão variável e que expandem-se com a continuidade da precipitação. Sendo a forma do terreno um fator determinante na disposição temporal e espacial das descargas, sua análise favorece a introdução do conceito de áreas fonte.

ANDERSON & KNEALE (1982) relatam que significantes mudanças espaciais podem ocorrer na convergência da água do solo em baixas declividades e apresentando vales e espigões topográficos. Conseqüentemente, tem sido mostrado que embora, índices simples de identificação de áreas parciais sejam convenientes para declives íngremes, no caso de declividades suaves, eles não necessitam ajustar-se bem com modelos de saturação conhecidos. Este desacôrdo relativo é em grande parte atribuído aos processos de mudança de convergência da água do solo. Além disso, segundo os autores, já se reconhece que para grandes eventos de precipitação, sub-bacias com declives retilíneos contínuos, fornecem hidrogramas unitários relativamente estáveis, ao contrário de sub-bacias dominadas por vales e espigões. Foi sugerido que a variação neste último caso, pode ser atribuída às condições antecedentes que controlam locais de convergência da água do solo e em

consequência, as zonas de saturação e fluxo superficial. Desta forma, o tempo de deslocamento da água do solo até o rio pode ser modificado, resultando na variação do hidrograma unitário que foi observada.

Ao isolar alguns dos processos dominantes envolvidos, ANDERSON & KNEALE (1982) mostraram a necessidade de determinar métodos não instrumentados, mais precisos, para a identificação de áreas parciais onde as encostas sejam suaves e especialmente, onde haja topografia contendo vales e espigões.

A teoria de áreas-fonte preocupa-se com aqueles locais hidrológicamente ativos, responsáveis pela rápida resposta dos escoamentos de cheia. HEERDEGEN & BERAN (1982) descrevem uma técnica para identificar tais locais, através da análise em mapas, como áreas de trajetória de fluxo convergente e encostas retardadoras de escoamento superficial. Medidas de curvatura e declividade são executadas e usadas em análise de regressão, com as quantidades de resposta como variáveis dependentes. Foram encontradas poucas melhorias na capacidade preditiva com relação às características convencionais da bacia. Apesar da importância relativa das variáveis, os mapas de curvatura determinados e as técnicas empregadas são considerados de interesse para modeladores.

Para FREEZE (1972), a geração do runoff pode ter como causa:

a) o fluxo superficial devido à saturação da parte superior de superfície. Pelo critério de Horton, o fluxo superficial é gerado sempre que a intensidade da precipitação exceda a capacidade de infiltração do solo. A taxa de infiltração decresce com o tempo durante uma chuva, até atingir um valor de capacidade que é uma propriedade da superfície do solo.

A teoria de Horton infere que muitos eventos de precipitação excedem a capacidade de infiltração e que o fluxo superficial é comum e espacialmente generalizado. Este conceito é bastante aceito em grandes áreas do semi-árido Oeste dos Estados Unidos, segundo o autor, mas não nas bacias vegetadas e úmidas do

Este. A esmagadora conclusão de todos os recentes estudos de campo, é que o escoamento superficial é uma rara ocorrência no tempo e no espaço neste último tipo de ambiente (bacias do Este). Contrariamente, os hidrogramas originam-se em pequenas, mas consistentes, porções de áreas fonte à montante que constituem não mais que 10%, e em geral só de 1 a 3%, da área da bacia, e mesmo nestas áreas restritas, só 10 a 30% das precipitações causam escoamento superficial.

A exigüidade da ocorrência de escoamento superficial, pode ser explicada com auxílio da teoria de fluxo não saturado. Estudos realizados mostram que as condições necessárias para alagamento, são uma taxa de precipitação maior que a condutividade hidráulica saturada da superfície do solo e uma duração de precipitação maior que o tempo requerido para o solo se tornar saturado na superfície.

b) Escoamento subsuperficial, que é o segundo conceito amplamente aceito de geração do escoamento superficial e como fonte primária das descargas em canais. A primeira exigência para sua ocorrência é uma camada de solo superficial de alta permeabilidade na superfície. O que se coloca em dúvida, é se ela pode fornecer água suficiente para que as contribuições ao escoamento direto sejam significativas.

c) Escoamento superficial a partir de áreas parciais próximas ao canal, devido à saturação da parte superior de superfície. O mecanismo mais completamente apoiado pela evidência de campo, é aquele do escoamento superficial gerado da precipitação caindo em áreas parciais muito pequenas, que se tornam rapidamente saturadas durante os eventos de precipitação. Originalmente se supôs que o mecanismo de Horton causava a saturação. Estudos mais recentes, tornam claro que as áreas parciais são geralmente terras úmidas (charcos), cuja localização é controlada pela configuração topográfica e hidrogeológica da bacia. Os charcos (wetlands) ocorrem invariavelmente em baixios topográficos, adjacentes aos canais de rio ou nascentes próximas, que alimentam tributários intermitentes e muito pequenos. A saturação ocorre desde baixo devido ao nível freático elevado, alimentado pela infiltração desde cima e possivelmente pelo fluxo subsuperficial entrando lateralmente.

Sendo pequenas as defasagens de tempo para o escoamento superficial, a partir das áreas úmidas, o efeito desse mecanismo sobre os hidrogramas não é diferente daquele da precipitação sobre canais, exceto pela ocorrência de entradas ao longo de toda a extensão da região úmida. Sendo esta largura transiente, o mecanismo Dunne-Ragan, apresenta pontos em comum com o conceito de áreas-fonte de bacia dinâmica.

Segundo KIRKBY (1988), mais de 95% do escoamento fluvial passa sobre as encostas ou através de seus solos antes de atingir a rede de canais. A hidrologia de encostas preocupa-se portanto, com a transformação da precipitação durante sua passagem através da vegetação e das camadas do solo. Há perdas por transpiração e evaporação dos volumes interceptados e retidos no solo, além da quantidade que percola em profundidade através do mesmo, contribuindo para o lençol subterrâneo. A precipitação efetiva, após descontadas as perdas, atingindo a superfície, divide-se entre os escoamentos superficial (overland flow) e sub-superficial (subsurface flow).

O escoamento superficial pode ser classificado como Hortoniano, se produzido pela precipitação que excede a capacidade de infiltração do solo. É dito de saturação, quando proveniente do esgotamento da capacidade de armazenamento do solo, tal que adições subsequentes de água na superfície, independentemente da taxa de aplicação, forçosamente escoarão sobre ela. O fluxo de retorno, por sua vez, ocorre quando o fluxo subsuperficial é obrigado a escoar fora do solo, sobre a superfície, em áreas de perfil côncavo e/ou de convergência de fluxo em planta, em locais onde a espessura do solo e/ou a permeabilidade estejam decrescendo para jusante. Esses tipos de fluxo, seguem rotas que atenuam e atrasam o escoamento em diferentes extensões, e de acordo com o autor, um importante passo para o entendimento da hidrologia de encostas, no contexto da bacia, é o conhecimento dos mecanismos de relevância.

Cita ainda KIRKBY (1988) que em muitos casos, o movimento da água no solo pode ser descrito pela lei de Darcy, com modesta dispersão nas interfaces entre solos úmido e seco, ou entre sucessivas lâminas d'água. Entretanto, na presença de macro-poros e tubulações, provenientes da interligação de grandes vazios, originando

desvios significativos do fluxo principal, que pode ser turbulento, a lei de Darcy torna-se inválida. Afirma também, que vazios não capilares podem comportar-se como uma rede dendrítica, conduzindo alta proporção do fluxo total na encosta em direção a discretas linhas de filtração, que podem não ser visivelmente reconhecidas, influenciando no grau de resposta da encosta.

Em qualquer ponto sobre a superfície de uma encosta, ou dentro do solo, a água se move sob gradientes potenciais devidos à gravidade e à pressão. Para propósitos práticos, trata-se a água como incompressível e mantém-se a continuidade de massa ou volume, considerando-se as entradas e saídas, incluindo as transferências de vapor. A resistência ao escoamento nos poros finos do solo, se dá principalmente pelas tensões viscosas e onde os poros se interconectam aleatoriamente, o fluxo agregado pode ser descrito satisfatoriamente pela lei de Darcy. Tratando-se de fluxo em grandes vazios e sobre o solo, números de Reynolds críticos, indicativos de turbulência podem ser excedidos, havendo a predominância das resistências inerciais e assim, o fluxo desviado se tornar importante. Para casos em que se aplica a lei de Darcy, o fluxo bidimensional ajusta-se à equação da continuidade

$$\mathbf{Q} + \frac{\partial \mathbf{m}}{\partial t} = \mathbf{a} \quad (2.9)$$

onde \mathbf{Q} é o vetor de descargas por unidade de secção transversal; \mathbf{m} é a fração volumétrica de umidade; t é o tempo decorrido e \mathbf{a} é a taxa de adição de água (normalmente nula). Para um solo não isotrópico, a descarga devido ao potencial de campo total ϕ é:

$$\mathbf{Q} = -\left(K_x \cdot \frac{\partial \phi}{\partial x}\right) \mathbf{i} - \left(K_y \cdot \frac{\partial \phi}{\partial y}\right) \mathbf{j} \quad (2.10)$$

onde K_x e K_y são as condutividades hidráulicas que dependem do conteúdo de umidade; \mathbf{i} e \mathbf{j} são vetores unitários nas direções X (horizontal) e Y (vertical).

Estas equações podem ser resolvidas utilizando-se métodos numéricos e expressões convenientes ou tabelas de valores para a condutividade hidráulica em termos de umidade do solo. Para o caso isotrópico ($K_x = K_y = K$)

$$Q = -K \cdot (\nabla \cdot \phi) = K i - m \cdot \left(\frac{\partial \psi}{\partial m} \right) = K i - D \cdot (\nabla \cdot \phi) \quad (2.11)$$

onde $\psi = (\phi + z)$ é o potencial hidráulico e $D = K \cdot d\psi/dm$ é a difusividade hidráulica, tratada como uma segunda função empírica do conteúdo de umidade.

LEE & MUSIAKE (1994) apresentam um modelo hortoniano de infiltração, desenvolvido especificamente para intensidades variáveis de precipitação em intervalos constantes de tempo, como ocorre geralmente nos hietogramas. A estrutura do modelo é hipotetizada com base na apreciação física do processo hortoniano de infiltração e tem como parâmetro mais importante a condutividade hidráulica saturada (K_S) da camada superior do solo.

Para trabalhar de forma contínua o modelo deve acompanhar o estado de umidade da camada superficial do solo durante o tempo de simulação. A variação do nível de água em um tanque é utilizada como equivalente conceitual do estado de umidade superficial do solo. O tanque conceitual apresentado na figura 2.10 representa o espaço vazio normalizado H_S (referente ao volume por unidade de área da superfície), disponível para armazenar água e correspondente à espessura definida (ST) da camada superficial de solo. A parcela de água armazenada nesta camada e que pode percolar ou drenar por ação gravitacional é representada por H_G enquanto H_{TS} representa a parte abaixo da capacidade de campo, que devido à atração molecular, só será removida por evaporação. Sendo o propósito do modelo simular a variação das taxas de infiltração devido à variação nas intensidades da precipitação dentro de um evento, apenas a altura H_G é adotada como parâmetro do modelo.

O parâmetro H_V é uma medida do estado de umidade do tanque entre intervalos de tempo e um coeficiente linear α é utilizado para representar a parcela de água que percola para as camadas inferiores em um dado intervalo de tempo.

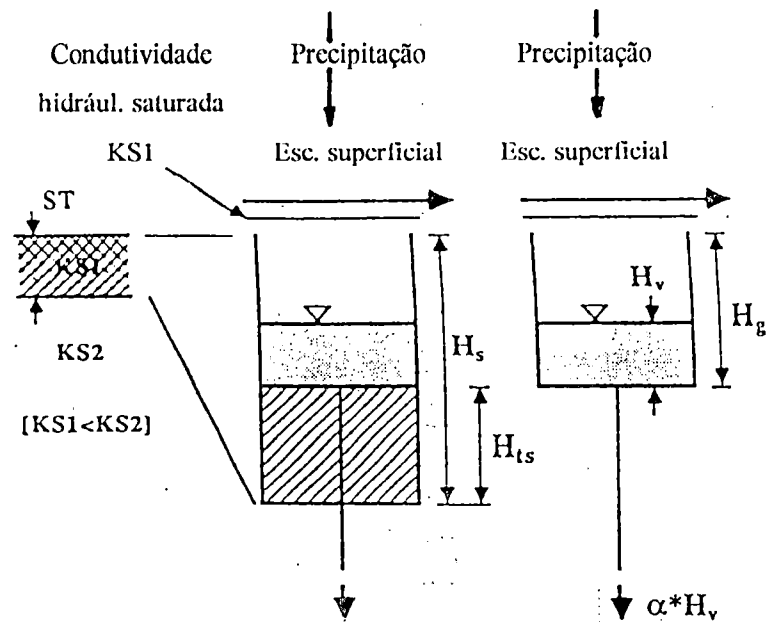


Figura 2.10- Tanque conceitual equivalente ao armazenamento superficial-LEE & MUSIAKE (1994).

Os cálculos deste modelo são desenvolvidos tratando-se a intensidade média da precipitação em cada intervalo de tempo, RAIN, como um evento independente e o parâmetro H_v definido pelo procedimento de atualização de umidade do solo para o intervalo anterior. Se RAIN em um dado intervalo é menor que KS não é gerado escoamento superficial e todo volume é infiltrado, atualizando-se o estado de umidade para o próximo intervalo. Sendo RAIN maior que KS, calcula-se o tempo de alagamento da superfície através de $T_P = (H_G - H_v)/RAIN$. Caso T_P seja maior que o intervalo de tempo da simulação T_R não há escoamento superficial e toda água é infiltrada. Sendo menor, no entanto, o escoamento superficial ocorre e o volume infiltrado no intervalo é estimado pela soma das áreas A, B e C representadas na figura 2.11, enquanto o volume escoado superficialmente é representado pela área mostrada na figura 2.12.

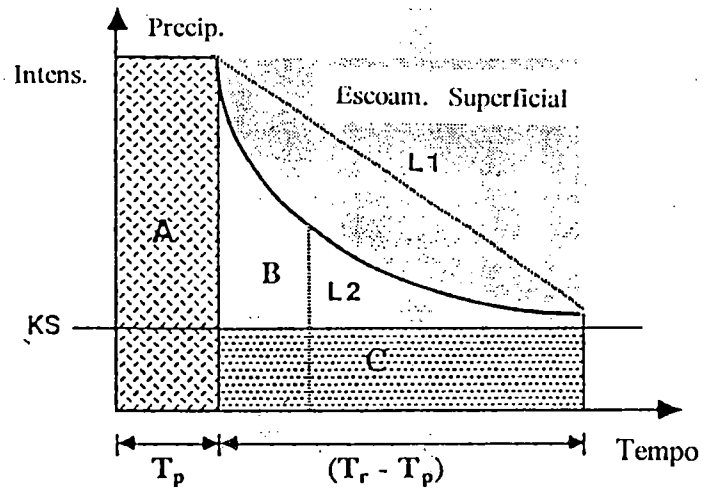


Figura 2.11 - Curva de decaimento da capacidade de infiltração - LEE & MUSIAKE (1994).

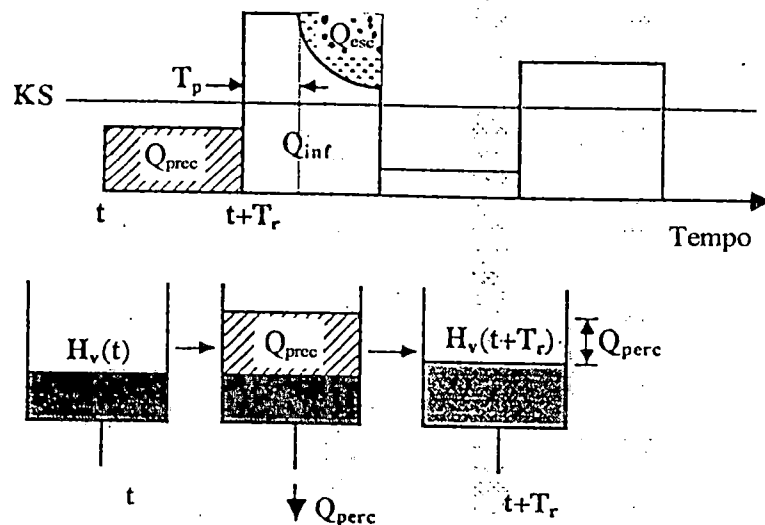


Figura 2.12 - Tratamento da precipitação média como evento independente - LEE & MUSIAKE (1994).

2.2.5- Definição numérica da superfície

A representação da superfície da bacia é sem dúvida, um importante passo no sentido de sua modelação espacialmente distribuída. As primeiras fontes de informação foram os mapas topográficos, que exigiam árduo trabalho na transferência de suas informações para o formato de elementos geométricos, de modo a representar o processo precipitação-vazão. O surgimento dos modelos digitais de elevação (DEM) possibilitou a extração automática dos elementos geométricos necessários para simular a propagação do fluxo.

MOORE et al. (1991) definem um DEM como um arranjo ordenado de números que representa a distribuição espacial das elevações do terreno, relativas a uma referência arbitrária na bacia hidrográfica. Pode consistir de elevações amostrais em pontos discretos ou da elevação média sobre um trecho específico do terreno. Os dados oriundos de um DEM podem estar dispostos em malhas regulares, redes triangulares irregulares (TIN) ou vetores de curvas de níveis, apresentando cada um, vantagens e desvantagens no que se refere à propagação de escoamentos. Os dados de malha regular apresentam fraca definição das trajetórias de fluxo através das células da rede, incapacidade de uma divisão objetiva do fluxo de saída de uma célula e a redundância de dados digitais em regiões suaves, apesar de sua conveniência computacional e facilidade de conexão às variadas formas de rastreamento e sensoriamento remoto de dados. A principal desvantagem dos dados baseados em curvas de nível é a grande exigência para seu armazenamento, propiciando em contrapartida, uma pronta definição de faixas de fluxo, que facilitam a propagação do escoamento na utilização de equações unidimensionais (da continuidade e quantidade de movimento) acopladas.

Os dados de redes triangulares irregulares (TIN) exigem muito menos pontos para a representação de superfícies, quando comparados as outras formas de rede e podem ser gerados a partir dos modelos de malhas regulares. Devido à sua orientação

arbitrária com respeito ao gradiente da superfície, as facetas TIN requerem uma formulação bidimensional das equações de propagação.

PALACIOS-VELEZ & CUEVAS-RENAUD (1986) desenvolveram um algoritmo que possibilita a descoberta da trajetória de declive mais íngreme à jusante (ou à montante) a partir de qualquer ponto sobre a superfície topográfica, utilizando um modelo de elevação digital formado por uma rede de facetas triangulares irregulares. A análise mostra que se em tal trajetória, como na figura 2.13, iniciando em um ponto P e descendo-se a jusante (ou subindo-se à montante) em direção a um outro ponto M e daí dirigindo-se à montante (ou à jusante), retorna-se ao ponto P, então este trecho PM corresponde a uma linha de corrente "pura", tratando-se, em caso contrário, de um rio (ou divisor). O delineamento da rede de rios e divisores, facilitado por esta propriedade e o uso repetitivo desse algoritmo, possibilitam a definição de bacias e sub-bacias, ou seja das áreas contribuintes em qualquer ponto do curso d'água. Tratando de uma malha DEM regular como um caso particular do TIN-DEM, os autores dão generalidade ao procedimento apresentado.

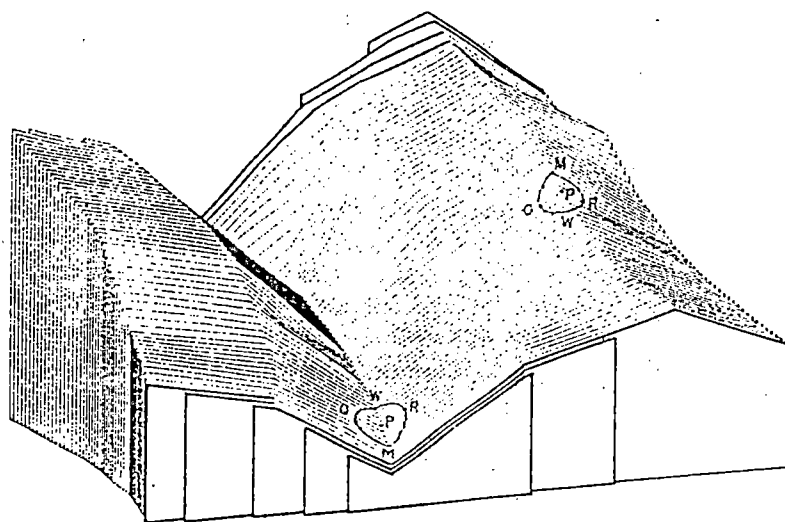


Figura 2.13 - Determinação da declividade - PALACIOS-VELEZ & CUEVAS-RENAUD (1986).

Tendo em mente conciliar a economia na estrutura de dados com o aumento na complexidade computacional, exigido pela formulação bidimensional dos TIN-DEM, GOODRICH et al. (1991) desenvolveram uma metodologia que visa também a propagação automática diretamente das fontes de mapeamento, evitando a manipulação, às vezes subjetiva, dos dados DEM. Procuraram então: (1) utilizar as equações bidimensionais da onda cinemática aproximadas por elementos finitos sobre facetas topográficas triangulares (TIN) obtidas das fontes de mapeamento. (2) comparar o método com as soluções analíticas para casos especiais e propagar o fluxo através dos contornos de facetas TIN via transformação de condições de contorno; (3) melhorar a capacidade do método em tratar do choque cinemático; (4) unir o método de propagação de elementos finitos do escoamento superficial a um esquema de diferenças finitas de propagação em canal, para demonstrar o potencial da metodologia como um modelo de propagação da precipitação efetiva sobre a bacia. Substituindo as relações de onda cinemática na equação bidimensional da continuidade, a expressão obtida foi resolvida usando elementos finitos para aproximar as derivadas espaciais, e as equações diferenciais ordinárias resultantes, foram resolvidas no tempo, via diferenças finitas. Observa-se que a propagação em cavidades e onde os efeitos de remanso são significativos, não pode ser tratada desse modo.

Para realizar a propagação sobre uma faceta TIN individual, como na figura 2.14, esta é dividida formando 16 elementos finitos triangulares, mantendo a sua declividade uniforme. Funções lineares são utilizadas sobre os 16 elementos para aproximar a profundidade h do escoamento sobre a faceta, que neste procedimento, formam os contornos do domínio da solução global. Os cálculos de propagação são completados a cada faceta, iniciando na faceta próxima ao divisor, onde uma profundidade conhecida ($h = 0$) serve de condição de contorno de montante. Os hidrogramas efluentes, armazenados nos nós das facetas, permitem a determinação de condições de contorno de montante para o cálculo de propagação nas facetas seguintes. Quando atinge um canal, a vazão efluente de uma faceta se torna entrada lateral para a propagação em canal. Através da rotação do sistema global de coordenadas para um sistema local, em que um eixo principal se torna paralelo ao

gradiente da superfície, consegue-se uma simplificação, resultando em um sistema unidimensional e evitando incompatibilidades no sistema numérico.

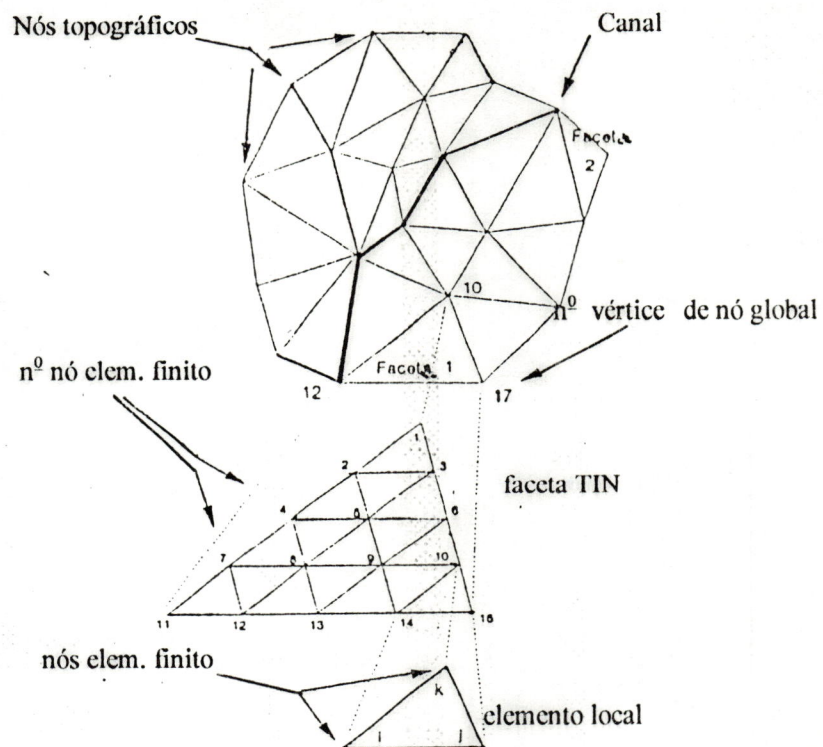


Figura 2.14 - Subdivisão da faceta triangular em elementos - GOODRICH et al. (1991).

A solução faceta a faceta, segundo os autores, oferece diversas vantagens sobre a solução global da bacia, entre as quais, o sistema de equações obtido é pequeno e de fácil solução, além de permitir pronta informação dos hidrogramas espacialmente distribuídos através da bacia. O fluxo concentrado em um trecho de canal, é propagado unidimensionalmente a jusante, em uma geometria trapezoidal, por um método implícito de diferenças finitas. Diversos exemplos simples foram escolhidos para testar a metodologia descrita, incluindo casos unidimensionais e coplanares, permitindo que resultados numéricos fossem comparados diretamente às soluções analíticas.

As exigências computacionais para o método de elementos finitos de propagação, são mais intensas que para o esquema unidimensional de diferenças finitas, com equivalentes geometrias de bacia e mesmos hidrogramas. No entanto, considerável tempo de interpretação é utilizado na determinação da geometria dos

planos de fluxo para o esquema de diferenças finitas e a opinião dos autores é que, as vantagens da determinação automática da geometria diretamente dos produtos de mapeamentos TIN e a subsequente propagação por elementos finitos, excede o ônus computacional adicionado.

SHIFT (Sistema Hidrológico de Facetas Triangulares) é um modelo hidrológico integrado de parâmetros distribuídos, apresentado por PALACIOS-VELEZ & CUEVAS-RENAUD (1992), que inclui as seguintes operações: (1) criação e edição interativa de um modelo topográfico de bacia; (2) entrada e interpolação de dados relativos a solo, leito de rios e precipitação; e (3) cálculo do efluxo em todos os elementos constituintes do modelo da bacia. O modelo topográfico é criado com base em um conjunto de pontos onde a declividade topográfica varia abruptamente. O domínio topográfico é dividido em uma rede de triângulos Delaunay (formado pela junção dos centróides de três polígonos de Thiessen vizinhos) não superpostos, através de um algoritmo que permite a eliminação de pontos sem a reconstrução total da rede. A rede de drenagem ou de cursos d'água é identificada então, como composta pelos lados de triângulos com declives convergentes, apresentando em muitos casos, descontinuidades artificiais, que podem ser eliminadas pela substituição de alguns pontos, operação esta , facilitada pelo editor interativo.

A definição de uma ordem específica de elementos de cálculo ou cascata de trechos e de uma cascata de facetas triangulares é utilizada para a propagação dos efluxos (runoff), através da bacia, por meio da onda cinemática. Utiliza-se para isso, um procedimento recursivo que tem início nos elementos mais elevados, descendo, até finalmente atingir o exutório da bacia. A sequência de cálculo para os elementos do modelo é válida, mediante a condição de que na análise de um dado elemento, seja trecho ou faceta, todos os elementos vizinhos à montante já tenham sido analisados. Definida a cascata de trechos, as facetas triangulares que contribuem para cada trecho são identificadas, definindo-se para elas uma cascata específica. No algoritmo utilizado para desenvolver simultaneamente estas operações, segundo os autores, empregam-se listas sequenciais, que asseguram o término dos cálculos nas facetas

iniciais, apesar das ramificações e junções geralmente apresentadas pelo escoamento superficial.

Na segunda operação, os cálculos de infiltração são desenvolvidos utilizando a equação de Smith-Parlange, que requer o conhecimento da condutividade hidráulica do solo saturado, do coeficiente efetivo de transmissão capilar, e dos conteúdos de água inicial e de saturação. Obtidos de medições de campo, estes dados podem ser atribuídos ou interpolados para todos os elementos do modelo com base em superfícies "spline". O mesmo procedimento é utilizado para interpolar um hietograma no ponto central de cada faceta triangular, exigindo-se a disponibilidade de no mínimo três estações pluviométricas na bacia ou próximo a ela, com os intervalos de tempo, início e término da simulação, fixados pelo usuário. O modelo exige também, o conhecimento do coeficiente de rugosidade, parâmetro este que reflete o uso do solo. A largura do leito do rio, que deve ser conhecida em todos os trechos, é determinada, supondo-se uma relação linear entre ela e a área contribuinte, com o modelo interpolando valores medidos em alguns locais.

Finalmente, quanto à produção do fluxo superficial (runoff), o modelo supõe o mecanismo hortoniano, adaptando-se portanto, a regiões onde o fluxo subsuperficial não é significativo. As equações de Saint-Venant, que segundo os autores, provavelmente sejam o método mais rigoroso de propagação para o fluxo resultante nas redes de drenagem, tem sua solução obtida separadamente e de forma alternada. São resolvidas primeiro para o curso d'água principal, considerando-se as confluências como fontes pontuais de descargas conhecidas em intervalos de tempo anteriores. A seguir, para cada tributário, considerando-se a desembocadura para o rio principal como um contôrno de profundidade conhecida em tempos anteriores. Este método altamente complicado e demorado, mesmo para redes de drenagem simples, é aplicado recursivamente para ramificações de ordens mais elevadas. Procedimento semelhante pode ser utilizado para o escoamento superficial. A complexidade dos cálculos é reduzida à solução recursiva para um único elemento (faceta ou trecho de canal), no caso da onda cinemática, com as condições de que as entradas provenientes de elementos vizinhos sejam conhecidas e da ausência de efeitos de remanso. Este método é empregado pelo modelo SHIFT.

YUAN & VANDERPOOL (1986) afirmam que no passado haviam duas formas padrão de simular uma rede de drenagem em uma bacia hipotética. Em uma delas, o caminho aleatório, cada unidade de área tem uma direção a jusante determinada aleatoriamente, conectando-se as direções assim obtidas para formar a rede de drenagem, não se permitindo anéis na rede e nem a oposição de duas direções a jusante para unidades vizinhas. A outra forma, crescimento e ramificações das cabeceiras de vales, a geração da rede inicia na extremidade final e aumenta rumo às cabeceiras, determinando-se aleatoriamente, dentro de parâmetros de probabilidade e considerações de posicionamento do rio dentro da rede, os casos de ramificação, continuidade ou término de cada ramo da rede. Nesse artigo, os autores propõem um modelo onde o esquema de drenagem é gerado em uma superfície produzida por um procedimento estocástico. De forma a facilitar uma análise hortoniana dos modelos de drenagem gerados, a ordem dos cursos d'água, seus comprimentos, áreas de drenagem e o número de rios para cada ordem são também determinados.

A superfície do terreno é representada por uma malha bidimensional de pontos, correspondendo o valor em cada ponto à sua elevação ou à elevação média da área do elemento que o enquadra. Permite-se o escoamento da água a partir de um elemento em oito possíveis direções, escolhendo-se a direção mais íngreme a jusante. O programa também incorpora um algoritmo para o tratamento de depressões, supondo a formação de lagos nesses locais.

ZEVENBERGEN & THORNE (1987) discorrem sobre a importância do estudo das superfícies do terreno e os efeitos da topografia sobre os processos hidrológicos e sedimentares, tecendo considerações com relação aos atributos do terreno. A declividade, medida topográfica de mais amplo uso, influencia as descargas hidrológicas e sedimentares, dirigindo o fluxo através do controle da taxa de consumo de energia. A direção do declive e portanto da direção de fluxo, é definida pelo aspecto. O conhecimento da variação do aspecto através da bacia, fornece a informação necessária para a determinação da área à montante, que contribui para o fluxo em qualquer de seus pontos. A curvatura do perfil, que traduz a taxa de variação da declividade, afeta a aceleração do fluxo e influencia portanto, nos

processos de desagregação dos solos e no assoreamento. A convergência e a divergência do fluxo são determinadas pela curvatura da superfície, transversalmente à direção do declive. Os autores desenvolveram um programa computacional, que além desses quatro índices, analisa também a área de drenagem a montante e a distância da máxima trajetória de drenagem, com base em uma matriz de elevações. Modificando trabalhos anteriores, escolheram uma superfície que se ajusta de forma exata aos pontos de uma sub-matriz 3x3 que se desloca dentro da matriz de elevações.

JENSON & DOMINGUE (1988) apresentam um trabalho no qual, uma fase inicial de condicionamento produz três conjuntos de dados que são de utilidade geral em fase subsequente. O primeiro deles, trata-se de um DEM com as depressões preenchidas, o segundo conjunto indica a direção de fluxo de cada célula e o último é um conjunto de dados de acúmulo de fluxo, no qual cada célula recebe um valor igual ao número total de células que para ela contribuem. Aplicações específicas, tais como delimitação automática de bacias, de sub-bacias e suas interligações, bem como de trajetórias de fluxo superficial e de redes de drenagem, são feitas após o processamento dos conjuntos de dados determinados na fase inicial.

FAIRFIELD & LEYMARIE (1991) focalizam a determinação da estrutura da bacia e de rios a partir de modelos digitais de elevação (DEM) calculados através de imagens de satélites. Para os autores, os algoritmos atuais que definem a rede de drenagem a partir dos DEMs compartilham uma falha, a de que, a menos que o terreno seja acidentado, os cursos d'água determinados tendem a escoar paralelamente ao longo de direções preferenciais engendradas pela orientação amostral da malha. Além disso, depressões artificiais podem ser criadas pela presença de ruídos. O método de YUAN & VANDERPOOL (1986) acima descrito, é chamado pelos autores de método D8 (determinístico com oito elementos vizinhos), apontando que sua utilização conduz ao paralelismo das linhas de drenagem. Comparações são feitas do método D8 com os métodos Rho4 e Rho8 que são estocásticos (de quatro e oito direções vizinhas de fluxo), determinando probabilisticamente a direção do fluxo à jusante.

↓ MOORE et al. (1988) descrevem um modelo digital para discretização do terreno em pequenos polígonos ou elementos de formato irregular, com base nas curvas de nível e suas linhas ortogonais. Diversos atributos topográficos, incluindo declividade, aspecto, área do elemento e área contribuinte de montante, são estimados para cada elemento a partir dessa subdivisão. Numerosas vantagens são apresentadas pelo modelo com relação a outros existentes, devidas a esta forma de discretização, particularmente quando aplicado a problemas de movimento da água através do terreno. No modelo, as curvas de nível são aproximadas por curtos segmentos de reta e as trajetórias entre curvas de nível adjacentes, como linhas retas. Os erros causados pelas aproximações são pequenos para casos de curvas de nível próximas, mas podem ser substanciais quando afastadas. Dois programas desenvolvem os cálculos no modelo. Um deles, faz o pré-processamento das informações digitalizadas para as curvas de nível, permitindo que seja desenvolvida a análise topográfica. O outro calcula as trajetórias e atributos topográficos. Como aplicações do modelo para uma bacia, são citadas: a predição de zonas de saturação; predição da radiação solar recebida; predição de zonas de erosão e deposição.

Os atributos topográficos, segundo MOORE et al. (1991), podem ser divididos em primários e secundários, sendo que os primários são calculados diretamente dos dados de elevação e incluem variáveis tais como elevação e declividade. Os atributos compostos ou secundários, envolvem combinações dos primários e são índices que descrevem ou caracterizam a variabilidade espacial de processos específicos que ocorrem no terreno, tais como a distribuição do conteúdo de água no solo ou o potencial de erosão laminar. Estes últimos, podem ser determinados empiricamente, mas é preferível desenvolvê-los através da aplicação das leis físicas que delineiam os processos. O método mais comum de estimar os atributos topográficos, envolve o ajuste de superfícies aos dados de elevação, usando interpolação linear ou não linear. Os métodos não lineares de ajuste de superfícies, podem ser classificados de duas formas: esquemas locais ou globais e em malhas ou pontuais. Os globais utilizam muitos ou todos os dados de elevação para caracterizar a superfície em um ponto, com a vantagem de preservar a continuidade, ao contrário

dos métodos locais, onde a superfície ajustada em um ponto depende somente de dados próximos, exigindo menor custo computacional. As superfícies em malha consistem de pequenas malhas curvadas, unidas de forma suave, enquanto que os métodos pontuais constroem a superfície usando somente as informações fornecidas em pontos discretos.

Dentre uma ampla variedade de métodos disponíveis para ajuste de superfícies aos dados pontuais de elevação, que incluem interpolação local, kriging e splines, cita-se o método iterativo de interpolação por diferenças finitas, usado em dados irregularmente distribuídos, apresentando a eficiência dos métodos locais e mantendo as vantagens dos globais, calculando malhas DEM em sucessivas resoluções mais refinadas. Como os métodos de análise de terreno são baseados em estruturas de dados em malhas, os procedimentos de interpolação local são mais simples e fáceis de implementar. Dentre estes, o deslocamento de polinômios é um método onde a função ajustada e suas derivadas primeira e segunda são contínuas entre malhas adjacentes.

Uma vez ajustada uma função a um modelo digital de elevação, podem ser determinados os atributos topográficos de interesse em qualquer ponto da superfície e as trajetórias de fluxo. Em áreas planas ou que contenham depressões, a definição das trajetórias de fluxo fica prejudicada.

BINLEY et al. (1991) examinam alguns dos problemas surgidos na determinação das trajetórias de fluxo a partir de dados digitais do terreno em malhas quadriculadas, usando o TOPMODEL para predições hidrológicas. A especificação apropriada das trajetórias de fluxo exerce grande influência sobre as respostas do modelo e para o TOPMODEL em particular, o estado de umidade espacialmente distribuído é determinado por um índice que depende destas trajetórias. Os autores examinam a sensibilidade deste índice e o tamanho da malha a ser adotado nos casos em que a topografia da superfície é um bom indicador dos gradientes hidráulicos locais. Descrevem também, uma estratégia para os casos em que as trajetórias do fluxo superficial a jusante podem sofrer desvios em relação àquelas indicadas pela topografia da superfície.

MOORE & GRAYSON (1991) apresentam um método de discretização da superfície natural do terreno em uma série de elementos interconectados, que permite às equações hidráulicas bidimensionais representando o escoamento, serem simplificadas para equações unidimensionais acopladas. TAPES é um conjunto de programas computacionais que divide automaticamente a bacia em elementos interligados, de formato irregular, com base na análise de terreno a partir de curvas de nível. Os elementos irregulares (figura 2.15) são formados pelas curvas de nível, consideradas como linhas equipotenciais e pares de linhas de fluxo, ortogonais a elas, que formam "faixas de fluxo" e são supostas fronteiras impermeáveis. Assim, o escoamento superficial entra e sai unidimensionalmente de um elemento de forma perpendicular às curvas de nível, sendo propagado a jusante através de sucessivos elementos. A solução das equações é obtida usando esquemas unidimensionais de diferenças finitas ou de elementos finitos.

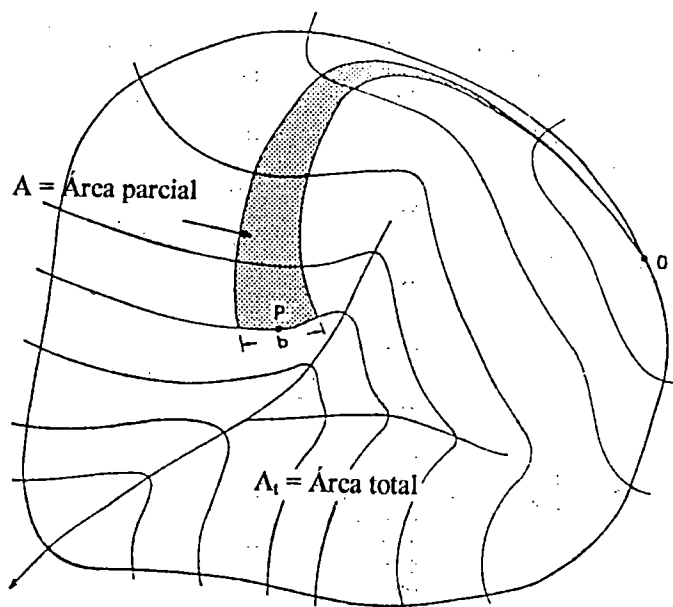


Figura 2.15 - Discretização da superfície da bacia - MOORE & GRAYSON (1991).

O TAPES (Topographic Analysis Programs for the Environmental Sciences) consiste de quatro programas: (1) DIGITIZ, através do qual as curvas de nível são digitalizadas criando um vetor DEM; (2) PREPROC, um programa de pré-processamento que transforma o vetor DEM em um sistema de coordenadas de orientação norte-sul; (3) TAPES-C, que subdivide a bacia em elementos usando o método de "faixas de fluxo" e calcula diversos atributos topográficos para cada elemento; e (4) TAPES-G, que é um método de análise de terreno baseado em malha.

No programa TAPES-C é utilizado o método aproximado de MOORE et al. (1988) para determinar as "faixas de fluxo". Estas faixas entre curvas de nível, são aproximadas por segmentos de reta e determinadas usando-se dois critérios: (1) a distância mínima entre curvas de nível adjacentes; e (2) ortogonais à curva de nível de jusante. O primeiro deles é utilizado em áreas de divisores e o segundo em regiões de vales, sendo sua aplicação definida pela curvatura das curvas de nível. A divisão da bacia inicia em curvas de nível de menor elevação e termina nas mais elevadas, determinando sucessivamente os elementos para cada par adjacente de curvas de nível.

Segundo os autores, como somente as coordenadas que definem duas curvas de nível devem ser armazenadas na memória a cada intervalo de tempo e sendo, além disso, cada elemento definido por apenas quatro pontos, há uma grande redução nas exigências computacionais. Para controlar o espaçamento entre linhas de corrente adjacentes, ou largura das faixas de fluxo, definiu-se um parâmetro de entrada, que indica a necessidade de inserção de linhas intermediárias, quando o afastamento entre elas exceder limites pré-estabelecidos.

O TAPES-C permite ainda, a entrada de uma amostragem mais densa de curvas de nível em regiões de topografia plana, possibilitando a definição das linhas de fluxo através de segmentos de reta, para essas regiões. Através do TAPES-C são determinados para cada elemento, os seguintes atributos: (1) área do elemento; (2) área contribuinte total a montante; (3) a conectividade de elementos a montante e a jusante; (4) as coordenadas de seu centróide; (5) coordenadas do ponto médio da curva de nível a jusante; (6) a declividade média na direção ortogonal à curva de nível;

(7) as larguras do elemento sobre as curvas de nível limitrofes; (8) o comprimento da trajetória de fluxo através do elemento; e (9) o aspecto ou azimute. As redes de canais, que interceptam as curvas de nível em pontos de máxima curvatura, são definidas usando como base o critério da área contribuinte a montante. Segundo esse critério, um canal passa por um elemento se a área contribuinte total a montante do elemento é maior que um valor crítico.

MOORE & GRAYSON (1991) descrevem dois modelos hidrológicos simplificados, que utilizam a estrutura do TAPES-C para simular os efeitos do terreno tridimensional sobre a geração do escoamento. Um deles é baseado no mecanismo hortoniano de produção do escoamento superficial e o outro, nos conceitos de escoamento superficial por saturação e fluxo sub-superficial. A figura 2.16(a) mostra a maneira como se deve dividir a bacia em elementos usando o TAPES-C. A rede unidimensional acoplada equivalente, à qual podem ser aplicados os métodos de diferenças finitas ou de elementos finitos para a solução das equações de fluxo, é mostrada na figura 2.16(b). Os pontos nodais da malha, correspondem a pontos médios sobre as curvas de nível que contornam cada elemento e são utilizados para a solução das equações. Cada elemento recebe um número único, sendo o de maior elevação o de número 1, com a numeração prosseguindo ao longo de cada curva de nível e terminando com o elemento situado na curva de nível de menor elevação. A um elemento pode ser conectado qualquer número de elementos a montante, mas apenas um deles a jusante. Os fluxos de montante são combinados e usados como entrada para o elemento.

Na opinião dos autores, a maneira como os elementos são conectados para a propagação do fluxo é muito importante. Elementos adjacentes em áreas de depressões, com linhas de fluxo convergentes, podem ter áreas contribuintes a montante amplamente variáveis, tal que a distribuição das áreas transversais de fluxo e das descargas através da face montante pode ser altamente variável. Três métodos para determinação da área da seção transversal do fluxo de entrada para um elemento com múltiplas contribuições, são examinados e discutidos.

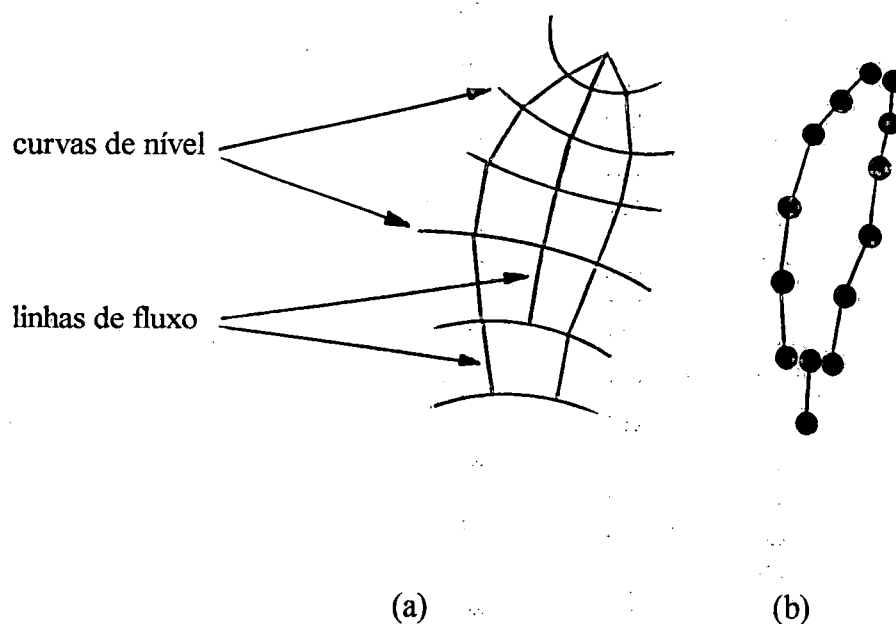


Figura 2.16 - Definição dos elementos de fluxo e esquema de cálculo - MOORE & GRAYSON (1991).

GRAYSON et al. (1992a) apresentam um modelo hidrológico simples de parâmetros distribuídos, denominado THALES em homenagem a Thales de Mileto, o filósofo grego que reconheceu a influência da topografia na geração do escoamento. O modelo, que incorpora o método TAPES-C de análise de terreno, simula o escoamento superficial hortoniano e o escoamento direto provenientes de áreas-fonte saturadas, sendo utilizado na identificação de algumas das barreiras existentes à modelagem hidrológica de pequenas bacias. São apresentadas as aplicações do modelo a duas pequenas bacias, onde predominam diferentes mecanismos de geração do escoamento.

Para os autores, os resultados obtidos são altamente dependentes dos valores dos parâmetros, que são de pobre definição, tornando clara a falta de medições de campo e de uma metodologia para a coleta de dados em escala apropriada aos

modelos. A influência em simular o fluxo superficial como uma lâmina ou em canais de fluxo ou através de uma série de ravinas intermitentes, bem como a escolha do parâmetro de rugosidade da superfície e das condições antecedentes de umidade do solo, apresenta um profundo efeito nas predições distribuídas de profundidade e velocidade do escoamento.

Concluem os autores que, o THALES produz uma enorme quantidade de informação e tem potencial teórico para fornecer uma ferramenta universal na representação da resposta hidrológica. Entretanto, são evidentes os problemas de verificação e validação desta classe de modelos, relacionados à dificuldade da prévia medição e determinação dos parâmetros, quantificação detalhada da resposta da bacia para testes e à validade das suposições fundamentais e dos algoritmos usados no desenvolvimento do modelo.

GRAYSON et al. (1992b), a partir das conclusões obtidas com as aplicações do modelo THALES e das descrições bibliográficas de outros autores, questionam o realismo do conceito de modelação hidrológica de bases físicas. Discutem também os futuros direcionamentos na utilização e interpretação do modelo, bem como o papel dos dados de campo para testes. Para os autores, o uso destes modelos pressupõe que os processos físicos possam ser representados de forma determinística, que a resposta global da bacia resulte da ação combinada das simulações dos processos constituintes e que a variabilidade espacial de uma bacia possa ser estimada pelos valores distribuídos dos parâmetros do modelo em uma escala conveniente.

Argumentam também que, os modelos atuais tais como o THALES, com aparência conceitualmente sofisticada, são baseados em suposições que muitas vezes são inválidas ou questionáveis, com algoritmos que são representações grosseiras da realidade e geralmente determinados em escalas diferentes daquelas em que devem ser aplicados, com dados de campo insuficientes para estimar a variabilidade espacial dos parâmetros e validar completamente o modelo. A atração sedutiva de um modelo mais complexo é devida à sua capacidade em fornecer informações a respeito de pontos no interior da bacia, mas conclui-se que as representações usadas nos atuais modelos baseados em processos físicos, são muitas vezes grosseiras, não permitindo

aplicações precisas a problemas preditivos. Assim, o verdadeiro uso destes modelos é auxiliar na análise de dados, testar hipóteses em conjunto com estudos de campo, melhorar o entendimento dos processos e suas interações e identificar áreas onde os processos sejam de descrição incompleta.

A utilidade dos modelos deve portanto, ser visualizada de acordo com o contexto no qual são desenvolvidos e utilizados. A percepção errônea de que a complexidade do modelo se correlaciona com a confiança nos resultados é exacerbada pela ausência de uma discussão franca e completa sobre as capacidades e limitações do modelos e a reticência em publicar resultados deficientes.

MARTZ & GARBRECHT (1992) apresentam um conjunto de dez algoritmos para automatizar a determinação da rede de drenagem e das áreas de sub-bacias a partir de modelos digitais de elevação. Tendo como propósito principal parametrizar rapidamente as propriedades da sub-bacia e da rede de drenagem, a partir da disponibilidade do DEMs, para subsequente uso em modelos hidrológicos de escoamento, discretizações de bacias ou para avaliação estatística e topológica das redes de drenagem, os algoritmos desempenham tarefas tais como: agregação de DEMs; identificação e tratamento de depressões; incrementação do relevo em áreas planas; determinação do vetor de fluxo; delineamento de contornos (fronteiras) das bacias; definição e indexação sistemática da rede de drenagem e área de sub-bacias; tabulação das propriedades de canais e áreas de sub-bacias; e avaliação da composição da rede de drenagem.



2.2.6 - Sistemas de coordenadas generalizadas.

A solução de equações diferenciais parciais utilizando-se de métodos numéricos, requer a discretização do espaço físico em um conjunto de pontos ou de células. As equações diferenciais são então aproximadas, nestes pontos ou células, por um sistema de equações algébricas, cuja solução sobre o espaço físico, aproxima-se daquela obtida para as equações diferenciais.

Segundo THOMPSON et al. (1985), para que a solução seja eficiente é necessário que a discretização possibilite a pronta identificação dos pontos ou células próximas ao local de cálculo e seja adequada, de forma a representar precisamente as condições de contorno da região. A necessidade de organizar a discretização do domínio para regiões de forma genérica, desperta o interesse por sistemas de coordenadas gerados numericamente e adaptáveis às fronteiras. O sistema de coordenadas curvilíneas cobre o domínio e tem linhas coordenadas (ou superfícies) coincidentes com todos os contornos. A distribuição de linhas deve ser suave, com maior concentração em regiões de forte variação na solução, e finalmente, o sistema deve ser capaz de sentir essas variações e ajustar-se dinamicamente para resolvê-las.

Neste contexto, entende-se por uma malha numericamente gerada, como sendo o conjunto organizado de pontos, formado pelas intersecções das linhas de um sistema coordenado curvilíneo e ajustável aos contornos. O uso de intersecções das linhas coordenadas para definir pontos da malha, fornece uma estrutura organizacional que permite a execução de todos os cálculos em uma malha quadriculada fixa e resulta da substituição das coordenadas cartesianas, que são as variáveis independentes, pelas coordenadas curvilíneas nas equações diferenciais parciais.

ROMULO (1987) descreve a geração de coordenadas curvilíneas generalizadas, como um procedimento capaz de determinar, em pontos interiores do domínio, as suas coordenadas cartesianas, a partir de valores especificados nas

fronteiras, que podem ser as coordenadas (condições de Dirichlet) ou ângulos de intersecções das linhas coordenadas curvilíneas (condições de Neumann). A figura 2.17 representa uma região, cujo espaço físico está referenciado a um sistema cartesiano de coordenadas. As curvas fechadas A e B são as fronteiras do domínio físico, sobre as quais, uma das coordenadas curvilíneas é considerada constante enquanto a outra varia monotonicamente.

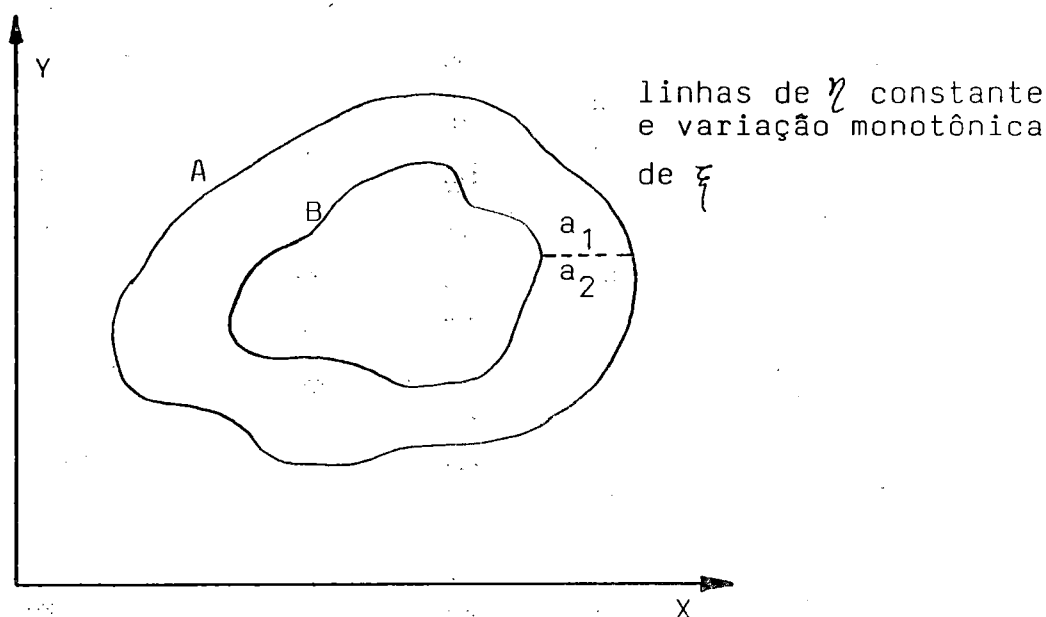


Figura 2.17 - Representação de um domínio físico.

As linhas coordenadas curvilíneas são funções das coordenadas cartesianas, ou seja, $\eta = \eta(x;y)$ e $\xi = \xi(x;y)$. O domínio físico é transformado em um domínio de cálculo, referenciado ao novo sistema de coordenadas, como mostra a figura 2.18, cujas fronteiras são segmentos de reta horizontais e verticais, correspondendo às fronteiras do antigo domínio, nas quais uma das coordenadas curvilíneas foi considerada constante. Os segmentos coincidentes a_1 e a_2 , nas figuras 2.17 e 2.18, são considerados contornos reentrantes, onde os pontos fora de um deles, são considerados dentro do outro a uma mesma distância.

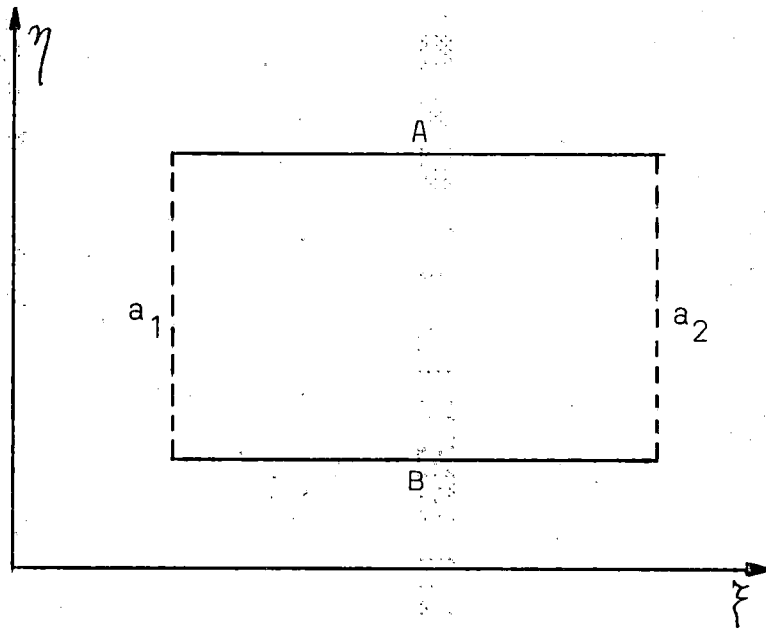


Figura 2.18 - Representação de um domínio de cálculo.

Os domínios transformados são geralmente retangulares e em casos mais complexos (figura 2.19), compostos de sub-regiões retangulares, onde os sistemas de coordenadas são gerados separadamente e posteriormente unidos para representação do domínio físico completo.

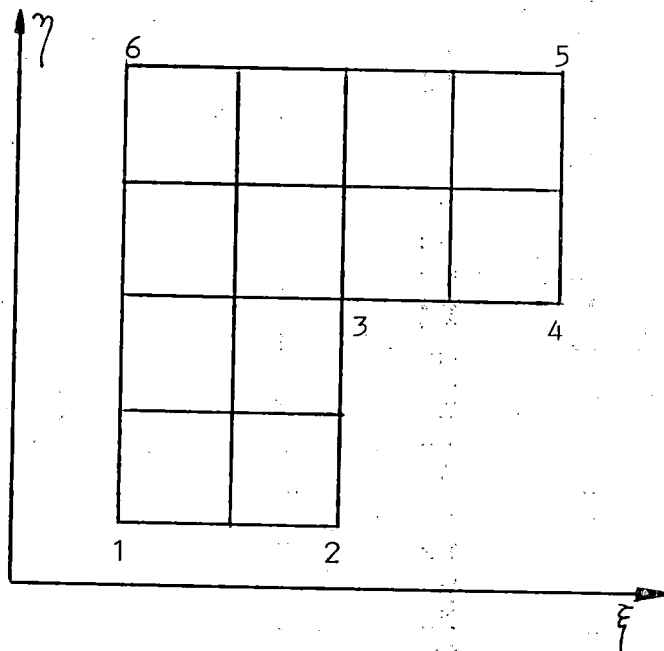


Figura 2.19 - Representação de um domínio complexo.

3. OBJETIVO

3.1 - Idealização do problema de previsão de hidrogramas.

Se antes, o desafio para o estudo hidrológico das bacias hidrográficas restringia-se à obtenção de cotas ou vazões para análises de abastecimento ou atenuação de cheias em locais específicos, no presente, volta-se para a modelação dos fluxos superficial e subsuperficial e do transporte de sedimentos e poluentes.

O escoamento da água na bacia, proveniente das precipitações sobre ela ocorridas, é o mecanismo principal para o transporte de solutos e sedimentos. A resposta à precipitação depende da forma geomorfológica da bacia, bem como dos processos erosivos atuantes durante o desenrolar do escoamento superficial em áreas sensíveis a esforços externos. A forma e a extensão da rede de canais refletem as características dos processos predominantes nas encostas e nos canais. Considerando fixa a forma da superfície do terreno, ou seja, oriunda predominantemente de mudanças ocorridas na escala temporal geológica em relação a eventos individuais, procura-se modelá-la tridimensionalmente a partir de dados geométricos pontuais.

As técnicas de análise de terreno são de fundamental importância no emprego dos modelos hidrológicos de parâmetros distribuídos, os quais buscam simular a variabilidade espacial dos processos de fluxo dentro das bacias. Por isso, a estrutura dos modelos necessita ser compatível com os métodos de análise de terreno, devendo ter como base um método que possibilite uma representação física realista dos processos envolvidos.

Os modelos digitais de elevação (DEM) são os métodos mais comumente usados para extração automática das variáveis topográficas requeridas para representar os fenômenos de fluxo na bacia, a partir de dados de elevação.

Os modelos atualmente existentes tratam bidimensionalmente o escoamento superficial através de aproximações de diferenças finitas, ou de elementos finitos das equações determinantes do fluxo (Saint-Venant). O tratamento unidimensional, quando utilizado, discretiza a bacia em uma série de elementos geométricos de características aproximadas que podem levar a erro.

Sendo a bacia hidrográfica um sistema onde se interrelacionam de forma complexa os componentes do ciclo hidrológico, a obtenção das características do fluxo proveniente da precipitação sobre sua superfície é um problema de difícil solução. No entanto, as exigências atuais por modelos hidrológicos de bases físicas que expressem a variabilidade espacial dos processos de transporte de solutos e de sedimentos, requerem a criação de metodologias mais flexíveis. É evidente que tais modelos empregam maior número de parâmetros e muito mais dados que os seus antecessores, tornando o processo de calibração mais oneroso pela demanda computacional e de trabalhos de campo.

O aspecto computacional, na atualidade, deixa de ser preocupante, devido ao excepcional desempenho na velocidade de processamento dos computadores e da capacidade de memória que apresentam. Os dados de campo, quando racionalmente planejada a sua extração, no tocante à natureza e distribuições espacial e temporal, poderão ser estimados através de funções para toda a bacia. Outra alternativa é a utilização de imagens de satélites, que com a devida calibração, podem indicar diferentes tipos de solos, sua utilização, umidade e cobertura vegetal.

Sabe-se que o relevo da superfície é o principal fator determinante das trajetórias de fluxo em conjunto com outras características associadas aos tipos de solo e vegetação. Admite-se ainda, que o escoamento da água sobre a superfície do

terreno, em um dado ponto, ocorra conforme a direção de maior declividade, sendo esta direção perpendicular à curva de nível passando por esse ponto.

↙ A partir dos modelos digitais de elevação (DEM), que são arranjos numéricos representativos da distribuição espacial das elevações do terreno com relação a uma referência arbitrária, é possível recompor a superfície da bacia hidrográfica em termos geométricos. Este procedimento viabiliza a determinação de curvas de nível (contornos) e de suas perpendiculares (linhas de maior declividade).

O reconhecimento automático do relevo através do uso de DEMs, além de mais rápido que o executado manualmente, pode diminuir erros de omissão ou detectar aspectos que possam ser perdidos pela interpretação humana, além de permitir comparações quantitativas e a reprodução de resultados.

As fronteiras ou divisores e as linhas de drenagem ou vales, que são casos particulares das linhas de maior declividade, bem como as curvas de nível ou linhas de contorno, são genéricas e formam uma superfície geométrica complexa, onde se torna necessária a discretização do domínio físico para a solução numérica das equações diferenciais parciais que representam o escoamento sobre tal superfície. Obtem-se esta discretização, aproximando-se o domínio por uma nuvem de pontos ou por conjuntos de células, e em consequência, transformando as equações diferenciais parciais em um sistema de equações algébricas, cuja solução fornece um conjunto de valores discretos como aproximação da solução do sistema de equações diferenciais.

A geração de uma malha que não seja adequada ao problema pode conduzir a resultados não satisfatórios. Além disso, as condições de fronteiras devem ser representadas de forma precisa e um posicionamento incorreto dos pontos pode gerar problemas de instabilidade ou de não convergência. O sistema de coordenadas empregado para a identificação de pontos ou células sobre o domínio discretizado, representará de forma mais eficaz as condições de fronteiras se a elas for adaptável.

3.2 - Representação proposta e objetivos do estudo.

Propõe-se que uma bacia hidrográfica, apresentada esquematicamente na Fig. 3.1, tenha sua superfície topográfica representada pelo conjunto de curvas de nível (coordenada curvilínea η) e pelo conjunto ortogonal de linhas de maior declividade (coordenada curvilínea ξ), associadas a um sistema cartesiano de coordenadas, ou seja, $\eta = \eta(x,y)$ e $\xi = \xi(x,y)$. Como o domínio físico (bacia hidrográfica) apresenta forma bastante genérica e sua discretização para o estudo das equações diferenciais que regem o escoamento superficial no sistema cartesiano pode levar a erros, a adoção de um sistema de coordenadas que se adapte às linhas acima definidas, torna-se a solução adequada para o problema. O espaço entre as linhas ortogonais oferece a possibilidade de propagar unidimensionalmente o escoamento superficial que se concentra no canal principal.

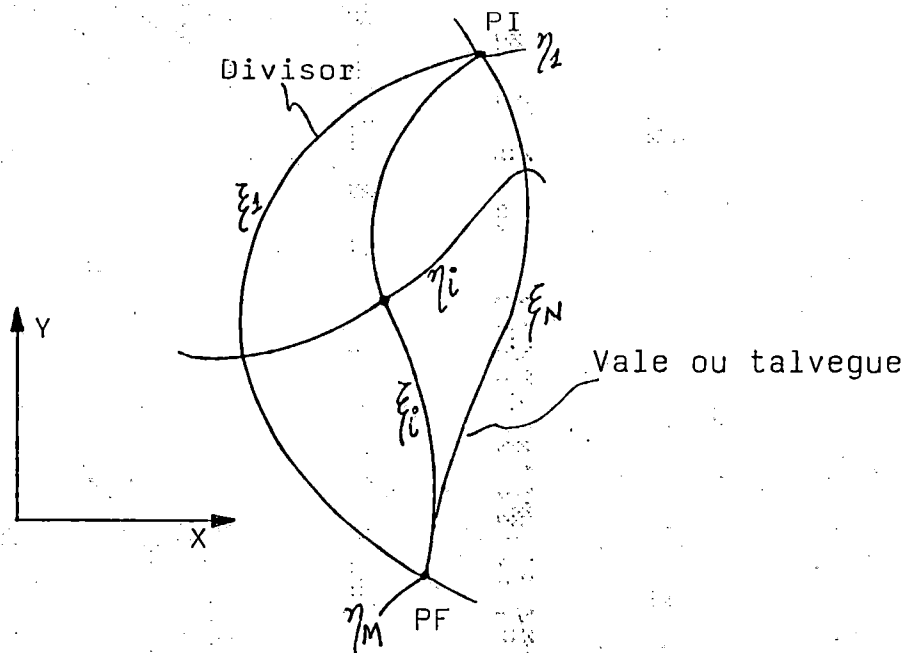


Figura 3.1 - Representação esquemática da bacia hidrográfica.

Esta representação, ao mesmo tempo em que simplifica o tratamento matemático numérico, reflete de forma mais realista a geração do escoamento ao longo da superfície da bacia hidrográfica. As linhas ξ representam as diversas trajetórias possíveis (cobrindo a bacia) a partir do ponto mais alto (PI) e chegando ao exutório da bacia (PF), sendo sempre normais às curvas de nível η .

Assim, considerando que o conjunto de linhas de declive concebido como constituinte da superfície do terreno, forma faixas de fluxo com elementos ou células superficiais dispostos sequencialmente, pode-se estabelecer um sistema de coordenadas adaptável e determinar de forma unidimensional as equações do escoamento superficial. As equações determinantes do fluxo sobre a superfície da bacia podem ser obtidas considerando-se um volume de controle elementar formado pelas linhas de fluxo e suas vizinhas infinitesimalmente próximas (Figura 3.2).

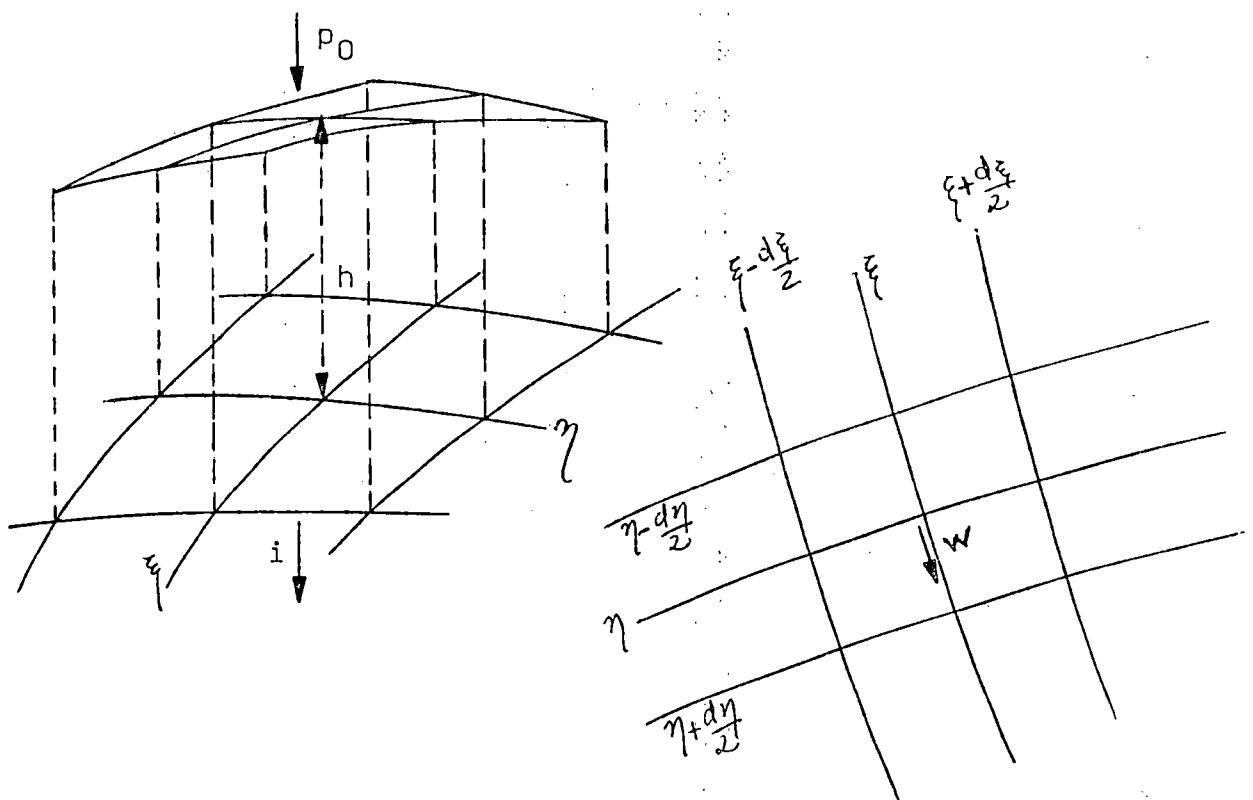


Figura 3.2 - Volume de controle elementar sobre a superfície.

O presente trabalho, objetiva desenvolver uma metodologia capaz de determinar as variáveis características do escoamento superficial, em qualquer ponto de uma bacia de drenagem, proveniente de áreas-fonte ou de precipitações que sobre ela ocorram.

É necessário para tanto, ajustar funções que representem de forma bastante precisa o relevo do terreno, possibilitando obter conjuntos de curvas de nível e linhas de declive, discretizando a superfície em células, sobre as quais aplica-se um modelo unidimensional de escoamento, apropriadamente deduzido.

Muito embora se tenha em mente utilizar os dados de elevação do terreno provenientes diretamente dos arquivos de um DEM, seja de malha regular ou de vetores de contorno digitalizados (referente às curvas de nível), cujos espaçamentos entre pontos determinam elementos de pequenas áreas, no transcorrer deste trabalho, busca-se empregar métodos manuais de discretização de bacias a partir de mapas, com malhas de maiores espaçamentos e efetuando-se a leitura das suas elevações.

Aos pontos em malha regular ou sobre as curvas de nível, ajustar-se-ão equações de superfícies que melhor representem a bacia. Das equações destas superfícies, serão determinados, mediante refinamento da malha, os atributos topográficos do terreno, as curvas de nível e as linhas de maior declive.

Com as características do terreno, assim definidas, é possível incluir na formulação do escoamento superficial, de uma forma sequencial, as informações relativas à declividade e à largura variável dos elementos de fluxo.

Objetiva-se ainda, ao aplicar as equações de fluxo acima citadas, ou suas simplificações para os modelos dinâmico ou cinemático, com as respectivas condições de contorno, determinar os hidrogramas em uma seção de interesse da bacia. A solução do sistema de equações resultante da aplicação do modelo de fluxo ao conjunto de células superficiais, será obtida por um método numérico de integração,

que evita instabilidade e a não convergência dos cálculos, bem como difusão numérica.

Os testes com o método proposto constam da utilização de mapas topográficos idealizados para pequenas bacias, impermeáveis ou não, e de bacias exemplo, para simulação e comparação de resultados.

4. METODOLOGIA

4.1 - Aspectos Gerais

Os modelos convencionais de simulação que transformam a precipitação sobre a bacia hidrográfica em vazão, permitindo a obtenção de hidrogramas em pontos pré-estabelecidos, utilizam valores médios de seus parâmetros para toda a bacia, não apresentando por isso, significado físico real. Desconhece-se também, a variação espacial das variáveis intervenientes no escoamento, o que impede determinar a profundidade e a velocidade do escoamento em qualquer ponto da bacia e consequentemente a sua capacidade de transporte e o seu potencial erosivo.

O recente desenvolvimento de modelos de natureza "quase física", busca sanar as dificuldades inerentes aos modelos tradicionais, viabilizados pela presença de novos algoritmos de cálculo e pela ampliação da capacidade de armazenamento e da velocidade de processamento dos atuais computadores. No entanto, os dados de campo necessários para alimentar tais modelos, ainda são escassos ou inexistentes, obrigando a que se restrinjam os estudos a modelos físicos ou se adotem simplificações que pouco os diferenciam dos modelos tradicionais. As técnicas de sensoriamento remoto, provavelmente possibilitarão avaliar futuramente esta variação espacial nos parâmetros requeridos, consolidando e consagrando o emprego destes promissores modelos distribuídos.

Acreditando que o formato da superfície do terreno, além de sua natureza, cobertura e outros fatores intervenientes, seja preponderante na formação e

distribuição do escoamento superficial, resultante de precipitações sobre a bacia ou de fontes sub-superficiais e subterrâneas, busca-se apresentar uma metodologia para o desenvolvimento de um modelo unidimensional de fluxo, com base nas informações digitalizadas de elevações do terreno, oriundas de levantamentos topográficos, mapas, fotografias aéreas ou de sensoriamento remoto.

Para a consecução desse objetivo, serão necessárias as seguintes etapas:

- a) Ajustar uma função matemática aos pontos nodais de uma malha retangular regular, que represente a superfície do terreno onde se situa a bacia de drenagem.
- b) Definição dos divisores formadores da bacia de drenagem e a separação desta em sub-bacias, relativamente a pontos de interesse (exutório).
- c) Obtenção da malha de drenagem, formada pelo conjunto de curvas de nível e pelo conjunto de curvas ortogonais a elas, que são as curvas de acentuado declive, também denominadas linhas de fluxo, constituindo os elementos de fluxo que compõem a superfície da bacia.
- d) Dedução das equações determinantes do escoamento através dos elementos de fluxo.
- e) Estimativa da precipitação excedente sobre a área da bacia.
- f) Aplicação das equações deduzidas sobre a malha obtida para uma determinada superfície de características conhecidas, avaliando-se a distribuição espacial da precipitação e obtenção do hidrograma no ponto desejado.

As fases relativas aos itens a) até e) serão tratadas no presente capítulo, enquanto que o item f), relativo às aplicações e verificação dos resultados será objeto do capítulo seguinte.

Das várias formas de ajuste funcional citadas na literatura, três delas foram utilizadas experimentalmente para representar a superfície do terreno, a seguir apresentadas.

4.2.1 - Membrana elástica fina

Inicialmente utilizou-se uma superfície “spline” que minimiza uma certa quantidade que é, em primeira aproximação, igual à energia de deformação de uma “membrana elástica fina” forçada a passar através dos dados amostrais, que evita os problemas de oscilações descontroladas, surgidos na utilização da interpolação polinomial, conforme citado por PALACIOS-VELEZ & CUEVAS-RENAUD (1992). A quantidade a ser minimizada é

$$J(\sigma) = \iint \left[\left(\frac{\partial^2 \sigma}{\partial x^2} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 \sigma}{\partial x \partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 \sigma}{\partial y^2} \right)^2 \right] dx dy \quad (4.1)$$

sendo a função que minimiza este funcional, dada por

$$\sigma(x,y) = \alpha + \beta \cdot x + \gamma \cdot y + \sum_{i=1}^n \zeta_i \cdot \Phi(x,y,x_i,y_i) \quad (4.2)$$

onde $\Phi(x,y,x_i,y_i) = d_i^2 \cdot \ln(d_i)$

$$d_i^2 = (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2$$

cujos coeficientes α, β, γ e ζ_i ($i=1, \dots, n$ sendo n o número de dados pontuais), são determinados pela seguinte equação matricial

$$\begin{vmatrix}
 \phi(1,1) & \phi(1,2) & \dots & \phi(1,n) & 1 & x_1 & y_1 & \zeta_1 \\
 \phi(2,1) & \phi(2,2) & \dots & \phi(2,n) & 1 & x_2 & y_2 & \zeta_2 \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \phi(n,1) & \phi(n,2) & \dots & \phi(n,n) & 1 & x_n & y_n & \zeta_n \\
 1 & 1 & \dots & 1 & 0 & 0 & 0 & \alpha \\
 x_1 & x_2 & \dots & x_n & 0 & 0 & 0 & \beta \\
 y_1 & y_2 & \dots & y_n & 0 & 0 & 0 & \gamma
 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix}
 \sigma_1 \\
 \sigma_2 \\
 \dots \\
 \sigma_n \\
 0 \\
 0 \\
 0
 \end{vmatrix} \quad (4.3)$$

Os elementos $\phi(i,j)$ da matriz acima, são subentendidos como $\phi(x_i, y_i, x_j, y_j)$, representando o índice i um ponto em particular e o índice j um outro ponto do conjunto de n valores, implicando desta forma que $\phi(i,i)=0$. Assim, as coordenadas (x_i, y_i) correspondem aos dados pontuais e $\sigma_i = \sigma(x_i, y_i)$ aos valores conhecidos da variável que se deseja interpolar. No caso de modelagem de uma superfície, x e y representam as coordenadas da projeção de um de seus pontos sobre o plano horizontal XY e σ corresponde à variável z , representativa de sua elevação acima do citado plano. O programa AJUSUP1, cujo fluxograma é apresentado na Figura B.2 do Anexo B, foi desenvolvido de forma a reproduzir diversas superfícies a partir de um conjunto de pontos que representem estas superfícies.

Quanto maior for a discretização da bacia, maior será o número de pontos na malha e maior o número de elementos na matriz e nos vetores da equação (4.3), aumentando o esforço computacional na solução do problema. Mesmo utilizando uma malha aproximada e pouco refinada, as elevações calculadas são satisfatórias quando confrontadas com valores fornecidos de elevações reais da bacia.

Uma vez ajustados os $n+3$ coeficientes da equação (4.2), pode-se avaliar o valor da variável σ_i para qualquer ponto de coordenadas (x,y) , exigindo que tal ponto seja confrontado com todos os outros n pontos do conjunto utilizado para o ajuste. Desta forma, ainda que a expressão (4.2) represente de forma fidedigna as elevações da superfície, sua utilização em cálculos iterativos, tal como a procura de pontos de máximo através do método do gradiente acaba ficando limitada pela demora nos cálculos que aumenta com a discretização da superfície.

4.2.2 - Funções polinomiais

Uma função polinomial com nove coeficientes, utilizada por ZEVENBERG & THORN (1987), que ajusta-se exatamente aos nove pontos de uma malha 3x3 pontos (figura 4.1) pertencente ao conjunto global de pontos, é dada por

$$z = A_o \cdot x_o^2 y_o^2 + B_o \cdot x_o^2 y_o + C_o \cdot x_o^2 + D_o \cdot x_o y_o^2 + E_o \cdot x_o y_o + F_o \cdot x_o + G_o \cdot y_o^2 + H_o \cdot y_o + I_o \quad (4.4)$$

Deslocando-se esta sub-matriz 3x3 ao longo do domínio, determina-se de forma repetitiva, os nove coeficientes da função através das seguintes relações:

$$A_o = [(z_1 + z_3 + z_7 + z_9) / 4 - (z_2 + z_4 + z_6 + z_8) / 2 + z_5] / [(\Delta x)^2 \cdot (\Delta y)^2]$$

$$B_o = [(z_1 + z_3 - z_7 - z_9) / 4 - (z_2 - z_8) / 2] / [(\Delta x)^2 \cdot (\Delta y)^2]$$

$$C_o = [(-z_1 + z_3 - z_7 + z_9) / 4 + (z_4 - z_6) / 2] / [(\Delta x)^2 \cdot (\Delta y)^2]$$

$$D_o = [(z_4 + z_6) / 2 - z_5] / \Delta x^2$$

$$E_o = [(z_2 + z_8) / 2 - z_5] / \Delta y^2$$

$$F_o = [(-z_1 + z_3 + z_7 - z_9) / 4] / [(\Delta x) \cdot (\Delta y)]$$

$$G_o = (-z_4 + z_6) / (2 \cdot \Delta x)$$

$$H_o = (z_2 - z_8) / (2 \cdot \Delta y)$$

$$I_o = z_5$$

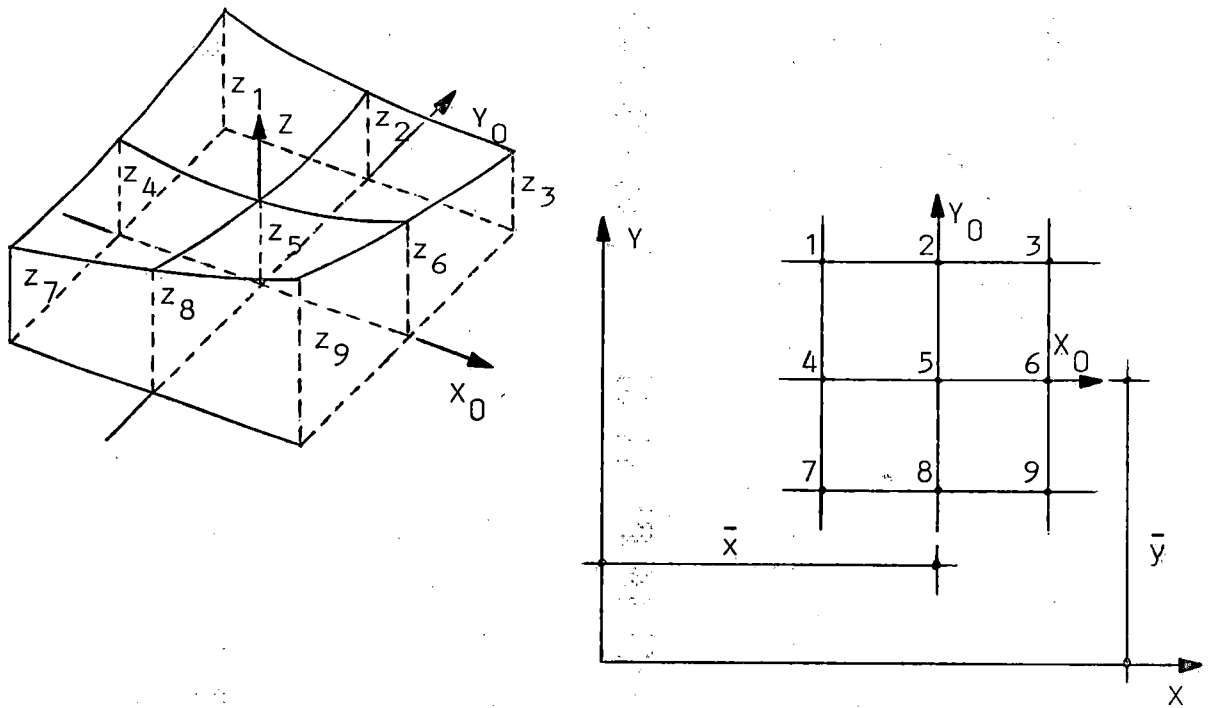


Figura 4.2 - Sistemas local e global de coordenadas.

As elevações representadas por z_1 a z_9 são numeradas de forma sistemática, como representadas na Figura 4.2, onde o ponto central é a origem do sistema local de coordenadas que valida a equação (4.4) dentro da região delimitada pela matriz de nove pontos. Ao se considerar toda a malha retangular da área modelada, necessita-se transformar o sistema local em um sistema global de coordenadas. Sendo x_0 e y_0 as coordenadas de um ponto da superfície relativamente à origem do sistema local e x' e y' as suas coordenadas em relação ao sistema global XY . Substituindo-se as expressões $x_0 = x - x'$ e $y_0 = y - y'$ na equação (4.4) e fazendo-se as simplificações requeridas, resulta uma equação de forma semelhante nas coordenadas x e y

$$z = A.x^2y^2 + B.x^2y + C.x^2 + D.xy^2 + E.xy + F.x + G.y^2 + H.y + I \quad (4.5)$$

O deslocamento da sub-matriz 3x3 linha a linha e coluna a coluna, faz com que o conjunto de nove coeficientes, a cada vez calculado, tenha validade na área de influência de apenas um ponto (uma célula), exceção feita aos três últimos de cada linha ou coluna e aos nove da última sub-matriz calculada.

A Figura B.3 no Anexo B, apresenta o fluxograma do programa AJUSUP2 com o qual foram analisadas as diversas superfícies, as quais utilizaram conjuntos de pontos dispostos em malhas quadradas para ajuste dos coeficientes, assim como para verificação dos resultados.

4.2.3 - Superfície polinomial combinada com ajuste por "splines"

Sabe-se que a utilização de métodos de interpolação por "splines" aos pontos de uma malha garante a continuidade da função em todo o domínio e que o ajuste assim feito, permite que se determine a elevação em qualquer ponto da superfície, possibilitando a obtenção das curvas de nível de forma contínua. A partir daí podem ser obtidas as linhas de declive ou de fluxo, definindo a malha de fluxo. Admitindo-se uma função polinomial com dezesseis coeficientes, do tipo

$$z = Ax^3y^3 + Bx^3y^2 + Cx^3y + Dx^3 + Ex^2y^3 + Fx^2y^2 + Gx^2y + Hx^2 + Ixy^3 + Jxy^2 + Kxy + Lx + My^3 + Ny^2 + Oy + P \quad (4.6)$$

pode-se colocar em evidência uma das variáveis independentes, tal como

$$z = (Ay^3 + By^2 + Cy + D).x^3 + (Ey^3 + Fy^2 + Gy + H).x^2 + (Iy^3 + Jy^2 + Ky + L).x + (My^3 + Ny^2 + Oy + P) \quad (4.7)$$

ou

$$z = (Ax^3+Ex^2+Ix+M).y^3 + (Bx^3+Fx^2+Jx+N).y^2 + (Cx^3+Gx^2+Kx+O).y + (Dx^3+Hx^2+Lx+P) \quad (4.8)$$

sendo que esta última torna-se $z = f(y)$ para valores constantes de x , ou seja

$$z = a_i \cdot y^3 + b_i \cdot y^2 + c_i \cdot y + d_i \quad (4.9)$$

que é a equação de uma cúbica, cujos coeficientes a_i , b_i , c_i e d_i podem ser ajustados mediante interpolação “spline”, empregando-se os valores conhecidos das variáveis y e z . Para um dado valor de x , em cada um dos $NL-1$ intervalos Δy , ajustam-se os quatro coeficientes indicados na equação (4.9), implicando em $1 < i < NL-1$. Assim, os coeficientes a_i, b_i, c_i e d_i , ajustados para um intervalo Δy , serão determinados para os NC valores de x , formando sistemas de equações, tal como em (4.10), que permitem a interpolação “spline” na direção X e a obtenção dos coeficientes A, B, C, \dots, O, P da equação (4.6) em cada célula formada pelos $NC-1$ e $NL-1$ intervalos consituíntes do domínio físico.

$$a_i = Ax^3+Ex^2+Ix+M$$

$$b_i = Bx^3+Fx^2+Jx+N$$

$$c_i = Cx^3+Gx^2+Kx+O$$

$$d_i = Dx^3+Hx^2+Lx+P$$

(4.10)

O procedimento de cálculo exige o fornecimento dos valores das derivadas segundas nos nós extremos da malha e dentre algumas opções de estimativa para estes valores, duas delas podem ser adotadas pela simplicidade. Na primeira, impõe-se a nulidade das derivadas segundas nos extremos do domínio, resultando nas “splines naturais” e na segunda, sugere-se a extrapolação linear dos valores da derivada segunda em dois pontos adjacentes, ou seja, impõe-se que a terceira derivada seja contínua nos pontos vizinhos aos extremos (segundo e penúltimo). Diferentes escolhas para o valor destas derivadas influenciarão o ajuste, especialmente próximo às fronteiras do domínio físico.

O programa AJUSUP3 que simula este procedimento, tem seu fluxograma apresentado na Figura B.4 e utiliza dados de malha regular nas fases de ajuste e de verificação.

4.3 - Determinação dos divisores da bacia hidrográfica.

Uma vez ajustada a função matemática representativa da superfície do terreno, é necessário fornecer as coordenadas do ponto onde se deseja obter o hidrograma (exutório), de forma a delimitar a área de contribuição de fluxo. Como a função ajustada não reproduz fielmente a superfície do terreno, as coordenadas fornecidas podem não corresponder à secção exutória para o modelo matemático, devendo por isso, sofrer algum tipo de correção.

Para que esta secção seja definida, é necessário informar as componentes da direção do escoamento no exutório. Admite-se então, que as coordenadas fornecidas sirvam de estimativa inicial e sobre a direção normal à direção do fluxo, procura-se à esquerda e à direita um ponto de mínima elevação que corresponde ao exutório para o modelo.

A secção exutória fica completamente definida ao se determinar as intersecções da reta que a representa, com a primeira curva de nível da malha de drenagem, obtida a partir da elevação no exutório, acima definida, e da diferença de elevação admitida entre curvas de nível.

Partindo das intersecções, acima citadas, situadas à esquerda e à direita da secção exutória, inicia-se o processo de delimitação automática da área de drenagem, mediante o cálculo, através do método do gradiente, das coordenadas de pontos pertencentes aos respectivos divisores externos, até que estes atinjam os pontos de máxima elevação, designados por **ME** e **MD**. Comparando-se os pontos de máximo, assim obtidos, verifica-se se estes coincidem ou não. Havendo coincidência, trata-se de um único ponto de máximo e em consequência uma única região de contribuição, o que simplifica a obtenção da malha de fluxo. Sendo distintos os pontos **ME** e **MD**, o que configura mais de uma região de contribuição, podem existir pontos de máximo intermediários que exigem o estabelecimento de métodos para sua descoberta, bem como dos trechos de divisores que entre eles se situam.

O procedimento utilizado para tal finalidade, baseia-se na formação de um vetor cuja origem é o ponto **ME** e cuja extremidade é o ponto **MD**. Pelo ponto médio sobre a linha reta que une estes extremos e na direção normal, determina-se um ponto de máximo auxiliar, designado por **MA**, a partir do qual, pelo método do gradiente, busca-se a máxima elevação, que convergirá para **ME** ou para **MD** ou para um outro ponto de máximo intermediário. Convergindo para a direita (**MD**), o ponto auxiliar **MA** passa a ser denominado **MD1**, refazendo-se o vetor com origem em **ME** e extremidade em **MD1**, repetindo o procedimento e achando um novo **MA**. Caso o máximo atingido coincida com o ponto **ME**, o ponto **MA** passa a ser **ME1** e o vetor terá origem em **ME1** e extremidade em **MD1** (ou inicialmente, **MD**), assim procedendo repetidas vezes até que a distância entre os pontos **ME1** e **MD1** seja inferior a um valor estabelecido. Nos casos de pontos de máximo intermediários, implicando em tantas regiões de contribuição de fluxo quantos forem os pontos de máximo, estes são identificados e o procedimento acima descrito será efetuado

sequencialmente a partir do ponto **ME**, formando-se vetores cuja origem é o ponto de máximo à esquerda e cuja extremidade o máximo à direita, até que a extremidade do último vetor coincida com o ponto **MD**.

Ao final do processo, existem entre dois pontos de máximo consecutivos, um ponto **ME1** que concorre para o ponto de máximo à esquerda e nas vizinhanças deste, um ponto **MD1** que concorre para o ponto de máximo à sua direita, ambos situados sobre o divisor.

A definição da linha divisória entre duas regiões de contribuição adjacentes é feita com base no vetor de origem em **ME1** e extremidade em **MD1**, a partir do ponto médio entre estes extremos, na direção normal a aquela por eles definida e sentido interno à bacia hidrográfica. Nestas condições, por um processo de minimização que utiliza o método do gradiente, determinam-se as intersecções com as sucessivas curvas de nível até atingir o valor de elevação estipulado para a secção exutória. Este trecho da linha divisória é comum para ambas as regiões limítrofes.

Existem casos, porém, de mínimos localizados, denominados “pits” ou “depressões”, devidos à formação natural do terreno ou a oscilações resultantes do ajuste funcional empregado, nas quais o processo de minimização não chega ao exutório. Ao se detectar tal fato, providências devem ser adotadas para que sejam feitas correções nos rumos de cálculo e então atendido o objetivo inicial de minimização. O método aqui utilizado na solução deste tipo de problema, sugere formar um vetor na direção entre o ponto situado sobre a última curva de nível interceptada e o ponto de mínimo calculado, marcando sobre esta direção, a uma certa distância do ponto de mínimo, um outro ponto auxiliar que formará nova direção com o exutório da bacia e sobre o qual busca-se, em processo de minimização, interceptar a curva de elevação subsequente. Se o valor assim determinado para o mínimo, persistir superior ao almejado, repete-se o procedimento, aumentando a distância a partir do primeiro mínimo encontrado e na direção inicialmente adotada, até que se obtenha sucesso. Apesar de interceptar a curva desejada, algumas vezes, o ponto

obtido na solução afasta-se da situação ideal e exige um novo tipo de correção. É estabelecida a direção entre o ponto “solução” e o ponto de mínimo inicial e sobre ela, a partir do mínimo, procura-se um ponto de máximo, que sofrerá na mesma direção, um pequeno acréscimo em suas coordenadas, buscando-se por minimização, a elevação desejada e outro ponto “solução” mais próximo do ideal. Este tipo de correção pode ser feito um número pré-fixado de vezes ou até que o distanciamento entre dois pontos “solução” seja inferior a um valor pré-estabelecido.

A complementação da linha divisória nos trechos não comuns às regiões adjacentes é feita mediante maximização pelo método do gradiente, a partir dos pontos ME1 e MD1, respectivamente, delimitando as regiões à esquerda e à direita da referida linha.

4.4 - Definição da malha ortogonal de fluxo

A malha ortogonal de fluxo que possibilita a aplicação de um modelo unidimensional de escoamento é formada por um conjunto pré-definido de curvas de nível e pelo conjunto de linhas ortogonais às primeiras, denominadas linhas de maior declive ou linhas de fluxo.

Escolhida uma função matemática $z = f(x,y)$ para modelar a superfície do terreno e ajustado o conjunto de seus coeficientes, é teóricamente fácil a determinação das curvas de nível, pois estas representam valores constantes de elevação, propiciando uma relação entre as variáveis x e y . No entanto, sendo esta relação quase sempre implícita, para um dado valor de uma destas variáveis, deve-se recorrer a métodos iterativos afim de se obter o valor da outra variável, a partir de estimativas iniciais. Assim é possível o acompanhamento de uma curva de nível, utilizando as direções das retas tangentes a ela e um determinado passo de cálculo que influi na

precisão e na demora do processo. Além disso, algumas curvas de nível internas, fechadas, relativas à depressões ou elevações localizadas, passam despercebidas.

Um procedimento simples foi utilizado para o traçado das curvas de nível. A malha regular de elevações inicialmente fornecida para o ajuste da função é subdividida para um maior refinamento no traçado. Os valores de elevação são calculados para os quatro vértices de cada elemento da malha refinada e comparados ao valor de elevação da curva de nível considerada. Sendo todos os quatro valores superiores ou inferiores ao valor da curva de nível, passe-se ao elemento subsequente da mesma linha ou ao primeiro elemento da próxima linha. Havendo valores superiores e inferiores ao nível considerado, determinam-se as intersecções da curva de nível com as retas de coordenadas constantes que formam as linhas laterais do elemento e mediante uma análise lógica, os pontos assim encontrados são unidos por segmentos de reta para compor a curva de nível.

Concebeu-se em princípio, a possibilidade de obter-se analiticamente uma equação para a família de linhas de fluxo a partir da função $z = f(x,y)$ e mediante a condição de ortogonalidade dos dois conjuntos. Sendo $\eta(x,y)$ uma variável obtida por uma transformação linear da elevação $z(x,y)$, tem-se

$$d\eta = \frac{\partial \eta}{\partial x} dx + \frac{\partial \eta}{\partial y} dy = 0 \quad (4.11)$$

para um valor constante de η , cujo coeficiente angular da reta tangente à uma curva nestas condições é dado por

$$\frac{dy}{dx} = - \frac{\partial \eta / \partial x}{\partial \eta / \partial y} \quad (4.12)$$

A curva ξ ortogonal à curva η , tem como tangente, no mesmo ponto, uma reta cujo coeficiente angular é o inverso e com sinal contrário ao apresentado na equação (4.12), conduzindo a

$$\partial \xi / \partial y = - \partial \eta / \partial x$$

e

$$\partial \xi / \partial x = \partial \eta / \partial y$$

Bastaria portanto, derivar $\eta(x,y)$ em relação a x e y , integrar as derivadas obtidas em relação às variáveis invertidas e chegar a uma expressão para ξ como função de x e y . O fato de as funções propostas neste trabalho conduzirem a derivadas não integráveis quando trocadas as variáveis, inviabiliza a obtenção do conjunto de linhas de fluxo desta maneira, obrigando a que sua definição seja feita numericamente.

A partir da definição dos pontos de máximo, dos trechos de divisores que circundam a bacia de drenagem e das linhas que delimitam cada uma das regiões influenciadas pelos máximos, é possível estabelecer numericamente a malha de fluxo. Considerando, para cada região, o trecho de curva de nível de elevação inferior e mais próxima a aquela de seu ponto de máximo, situado entre as linhas que a delimitam, deve-se compará-lo a um comprimento pré-determinado e em sendo maior, dividí-lo em número apropriado de segmentos de tamanho inferior ao fornecido. Cada ponto que desta forma for identificado sobre a curva de nível será propagado, mediante o método do gradiente, em direção às curvas de nível com elevações superiores ou inferiores a aquela em consideração. Passa-se então para a curva de elevação imediatamente inferior e cada uma das sub-divisões nela existentes, é analisada de forma análoga, até chegar à elevação da curva de nível imediatamente superior ao exutório e que serviu de base para a definição dos divisores externos. As depressões que porventura sejam identificadas durante o estabelecimento da malha, são tratadas de forma idêntica ao descrito no processo de delimitação das regiões de contribuição.

O número de linhas η , que identifica o conjunto de curvas de nível consideradas é definido pelo acréscimo em elevação, fornecido inicialmente enquanto que o número de linhas ξ , identificando o conjunto de linhas de fluxo, resulta do espaçamento admitido entre elas e do relêvo do terreno que se traduz pela convergência das linhas em regiões de vales e que se estendem até o exutório. Na propagação das linhas de fluxo em direções de acréscimo de elevação, a convergência destas linhas acontece junto aos divisores e seguem até o ponto de máximo que influencia a região considerada. Os pontos de intersecção destes dois conjuntos de linhas formam os vértices dos elementos de superfície, sobre os quais se aplica o modelo unidimensional de escoamento, possibilitando a obtenção de um hidrograma na secção exutória.

4.5 - Obtenção das equações de fluxo

As elevações de uma superfície genérica de terreno, podem ser representadas de forma explícita por uma função $z = f(x,y)$ ou implicitamente na forma $F(x,y,z) = f(x,y) - z = 0$, cujo gradiente ∇F , ortogonal à superfície em cada ponto é dado por

$$\nabla F = \frac{\partial F}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial F}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial F}{\partial z} \vec{k} \quad (4.13)$$

Um trecho de tal superfície, composto de linhas de mesma elevação (N) e do conjunto de linhas ortogonais a elas, denominadas linhas de maior declive (S), bem como as respectivas projeções η e ξ de ambos os conjuntos sobre o plano horizontal, são representados na figura 4.3. Também são representados, o vetor gradiente, seus componentes e outros elementos geométricos que possibilitam avaliar a declividade da superfície em um dado ponto.

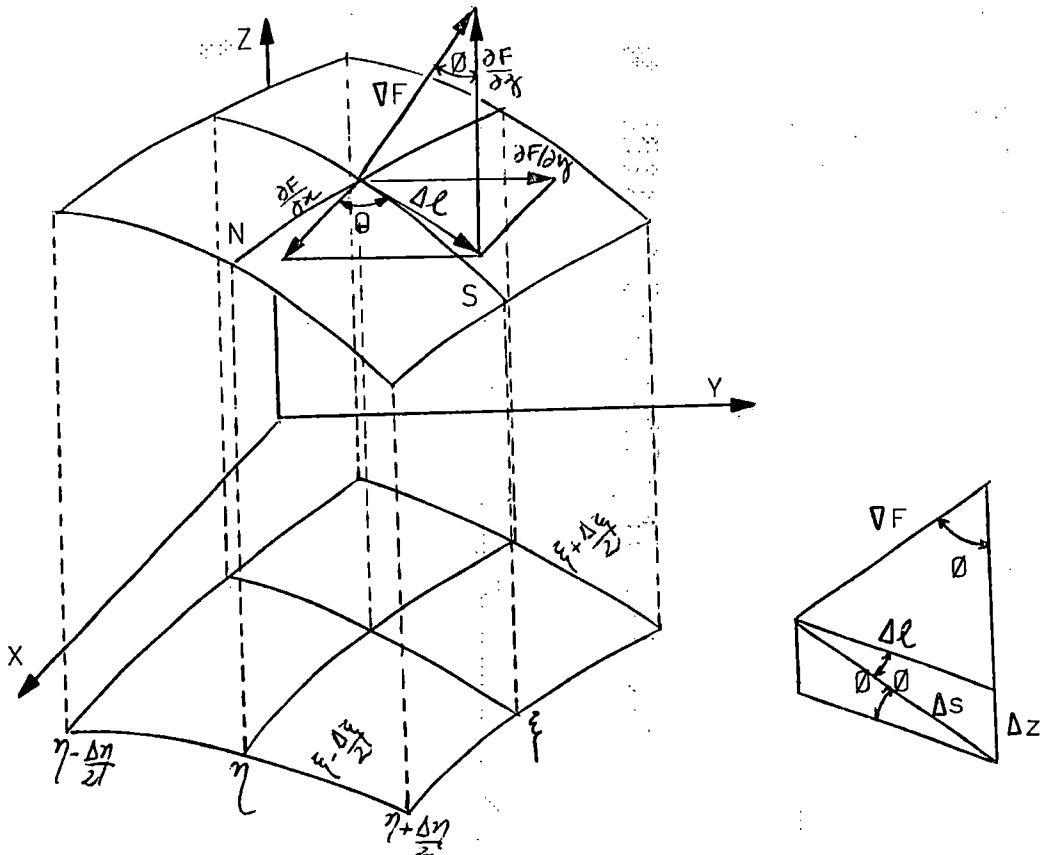


Figura 4.3 - Vetor gradiente e seus componentes em um ponto da superfície

Com base nos elementos geométricos, determina-se

$$\Delta l = \sqrt{(\partial F/\partial x)^2 + (\partial F/\partial y)^2} \quad (4.14)$$

e

$$\operatorname{tg} \phi = \left| \frac{\Delta l}{(\partial F/\partial z)} \right| = \left| \frac{\sqrt{(\partial F/\partial x)^2 + (\partial F/\partial y)^2}}{(\partial F/\partial z)} \right| \quad (4.15)$$

Observa-se ainda que, ao comprimento Δl correspondem uma variação Δs na direção de maior declive s e uma variação Δz em elevação. Como o escoamento se dá na direção descendente, a um deslocamento infinitesimal ds corresponderá um decréscimo em elevação ($-dz$), cuja relação de semelhança, fornece

$$\frac{\Delta z}{\Delta s} = - \frac{dz}{ds} = \text{sen } \phi \quad (4.16)$$

A variável η corresponde à projeção da variável s sobre um plano horizontal e permite utilizar acréscimos unitários, ao invés das diferenças de curvas de nível, simplificando cálculos e rotinas computacionais. Assim, admitindo z_1 e z_2 como os valores mínimo e máximo de elevação da superfície e fixando um número N de linhas de mesma elevação, estabelece-se uma relação linear

$$z = z_2 - \frac{(z_2 - z_1) \times (\eta - 1)}{(N - 1)} \quad (4.17)$$

ou

$$\eta = 1 + \frac{(N - 1) \times (z_2 - z)}{(z_2 - z_1)} \quad (4.18)$$

A figura 4.4 a seguir, representa um perfil da superfície ao longo de uma linha de maior declive ou linha de fluxo, indicando as linhas de mesma elevação e as respectivas projeções.

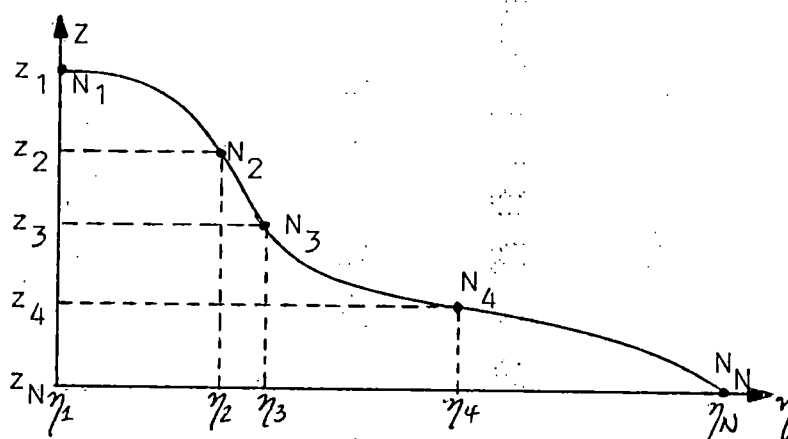


Figura 4.4 - Perfil da superfície ao longo de uma linha de maior declive.

Derivando a expressão (4.18), resulta

$$\frac{d\eta}{ds} = - \frac{(N-1)}{(z_2 - z_1)} \times \frac{dz}{ds}$$

ou

$$\frac{d\eta}{ds} = \frac{(N-1)}{(z_2 - z_1)} \times \text{sen } \phi = \frac{(N-1)}{(z_2 - z_1)} \times \frac{\text{tg } \phi}{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \phi}} \quad (4.19)$$

Supondo haver escoamento sobre a superfície, adota-se um volume de controle formado pelas linhas S, N e suas vizinhas infinitesimais, tal como esquematizado na figura 4.5, para o fluxo unidirecional em s e com velocidade w, conforme apresentado no ítem A.3 do Anexo A, determinando-se:

- a equação da continuidade: $\frac{\partial}{\partial t} \int_{vc} \rho \cdot d\text{vol} + \int_{sc} \rho \cdot (\vec{v} \cdot d\vec{A}) = 0$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = p_0 \cdot \cos \phi \cdot b \quad (4.20)$$

ou

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial s} = p_0 \cdot \cos \phi \cdot \frac{q}{b} \cdot \frac{\partial b}{\partial s} \quad (4.21)$$

nas quais, h representa a profundidade do escoamento no ponto considerado, q a vazão por unidade de largura da superfície, b a largura da secção transversal, A a área desta secção e Q a vazão total que a atravessa a cada instante, proveniente da precipitação efetiva p_0 .

Devido à presença da largura b em ambas as expressões acima, adotar-se-á a equação (4.20) na sequência do estudo, por parecer mais simples e por fornecer a vazão total na secção de saída do elemento de superfície.

Fazendo a transformação da variável independente s pela variável η , tem-se

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \eta} \cdot \frac{d\eta}{ds} = p_0 \cdot \cos \phi \cdot b$$

que em conjunto com a expressão (4.19), resulta

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \left[\frac{(N-1)}{(z_2 - z_1)} \cdot \frac{\text{tg } \phi}{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \phi}} \right] \cdot \frac{\partial Q}{\partial \eta} = p_0 \cdot \frac{b}{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \phi}} \quad (4.22)$$

- a equação da quantidade de movimento: $\sum F_s = \frac{\partial}{\partial t} \int_{vc} \rho v_s d\text{vol} + \int_{sc} \rho v_s (\vec{v} \cdot d\vec{A})$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + w \cdot \frac{\partial w}{\partial s} + \frac{g}{b \cdot \cos \phi} \cdot \frac{\partial A}{\partial s} = g \cdot (\text{sen } \phi - S_f) \quad (4.23)$$

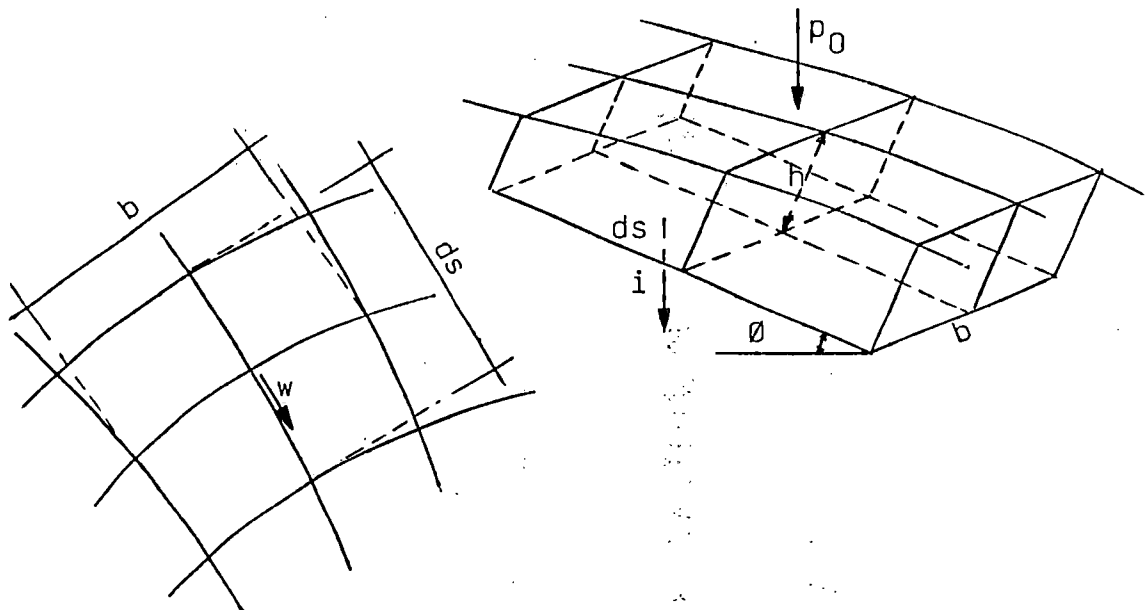


Figura 4.5 - Volume de controle elementar do escoamento superficial.

Desprezando na equação (4.23) os termos inerciais e o gradiente de pressões, conforme o modelo cinemático, tem-se

$$S_f = \text{sen } \phi = \cos \phi \cdot \text{tg } \phi = \frac{\text{tg } \phi}{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \phi}} \quad (4.24)$$

possibilitando a utilização de equações empíricas, tais como as Manning e Chezy, no estabelecimento de relações entre a área e a vazão e desta forma auxiliar na solução da equação da continuidade (4.22). Seja a relação

$$A = \alpha \cdot Q^m \quad (4.25)$$

sendo na equação de Chezy: $\alpha = \frac{b^{1-m}}{C^m \cdot (\text{sen } \phi)^{m/2}} \quad ; \quad m = 2/3$

e na equação de Manning: $\alpha = \frac{n_0^m \cdot b^{1-m}}{(\text{sen } \phi)^{m/2}} \quad ; \quad m = 3/5$

Derivando a expressão (4.25) com respeito a t e substituindo na equação (4.22), resulta

$$\alpha \cdot m \cdot Q^{m-1} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \left[\frac{(N-1)}{(z_2 - z_1)} \cdot \frac{\text{tg } \phi}{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \phi}} \right] \cdot \frac{\partial Q}{\partial \eta} = p_0 \cdot \frac{b}{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \phi}} \quad (4.26)$$

que multiplicada pelo inverso do termo entre colchetes, passa a ser

$$\left[\alpha \cdot m \cdot \frac{(z_2 - z_1) \cdot \sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \phi}}{(N-1) \operatorname{tg} \phi} \cdot Q^{m-1} \right] \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \eta} = \frac{(z_2 - z_1) \cdot p_0 \cdot b}{(N-1) \operatorname{tg} \phi} \quad (4.27)$$

A derivada de $Q = f(\eta, t)$ em relação a η é

$$\frac{dQ}{d\eta} = \frac{\partial Q}{\partial \eta} + \frac{\partial Q}{\partial t} \cdot \frac{dt}{d\eta} \quad (4.28)$$

que ao ser comparada à equação (4.27), propicia o estabelecimento de um conjunto de duas equações diferenciais totais, dado por

$$\frac{dQ}{d\eta} = \frac{(z_2 - z_1) \cdot p_0 \cdot b}{(N-1) \operatorname{tg} \phi} \quad (4.29)$$

e

$$\frac{dt}{d\eta} = \alpha \cdot m \cdot Q^{m-1} \cdot \frac{(z_2 - z_1) \cdot \sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \phi}}{(N-1) \operatorname{tg} \phi} \quad (4.30)$$

cuja solução simultânea, fornece o valor para a vazão a partir dos valores das variáveis independentes η e t . Em casos particulares, onde a precipitação p_0 , a largura b e a declividade representada por $\operatorname{tg} \phi$ (incluindo α) são constantes, ou seja, independem de η , a equação (4.29) pode ser integrada analiticamente, o que viabiliza a integração da equação (4.30) para obtenção do hidrograma. De outra forma, deve-se estabelecer as relações funcionais que permitam a integração através de procedimentos numéricos.

Diferentes representações gráficas da solução do conjunto de equações diferenciais (4.29) e (4.30) podem ser obtidas, conforme a combinação utilizada das variáveis envolvidas. Quando Q e η são consideradas, as curvas obtidas representam a variação do escoamento ao longo das posições relativas à variável η , enquanto Q e t definem o hidrograma para um determinado valor de η . Se as variáveis η e t forem utilizadas, definirão linhas, denominadas linhas características, que representam trajetórias do escoamento e que são definidas por posições iniciais η_0 , como mostra a figura 4.6. Quando a duração da precipitação for tal, que a linha característica iniciada no extremo de montante ($\eta_0=1$) atinja a extremidade de jusante da superfície, caracteriza-se o tempo de concentração da superfície, definindo um perfil de equilíbrio para o escoamento que perdurará enquanto se mantiver a precipitação constante.

Sobre cada linha característica, ao par coordenado (η, t) corresponde um valor de vazão, permitindo assim, que sejam determinados os valores de tempo e vazão, na posição definida por $\eta=N$, obtendo-se a curva de ascensão de um hidrograma. Para duração menor que o tempo de concentração, algumas das linhas características são interrompidas ao terminar o evento, devendo-se determinar as vazões atuais sobre estas linhas e então, calcular por interpolação, as vazões nas posições correspondentes às posições iniciais η_0 , propiciando condições iniciais para um novo evento de precipitação ou para o efluxo do volume armazenado sobre a superfície, caso cesse a precipitação.

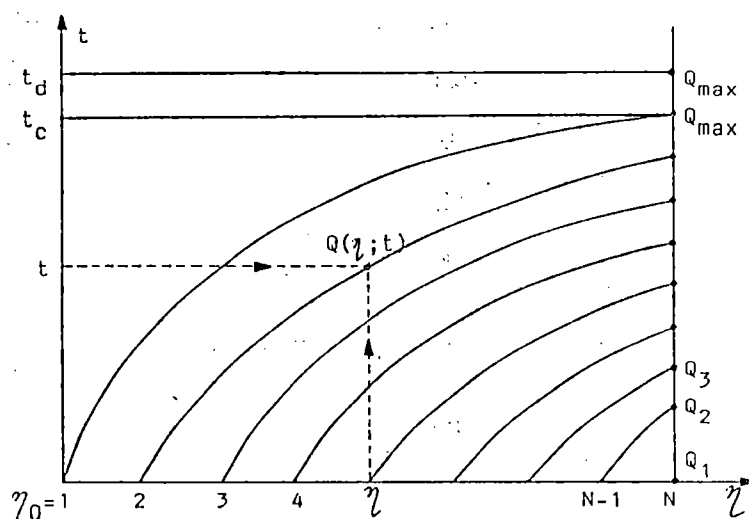


Figura 4.6 - Linhas características para o escoamento sobre uma superfície.

Buscando melhor compreender esta proposição, considere-se a Figura 4.7 que representa um caso de dois eventos de precipitação não nula, separados por um período sem precipitação. O primeiro de intensidade p_1 , inicia em $t = 0$ e apresenta duração t_{d1} , quando são interrompidas as linhas características relativas ao escoamento superficial. Nota-se que as linhas iniciadas em posições superiores a $\eta_0 = 3$, atingem a secção $\eta = N$ e definem pontos do hidrograma. Observa-se também que a linha iniciada em $\eta_0 = 1$ é interrompida em um valor η superior a 5, implicando em que os valores de vazão no tempo t_{d1} , para as posições η variando de 1 a 4, sejam determinados sobre a primeira característica, devido ao perfil de fluxo já estabelecido. Para as linhas características iniciadas em $\eta_0 = 1$ até $\eta_0 = 3$, devem ser determinadas as vazões no tempo t_{d1} e com base nestes valores calcular, por interpolação, as vazões para as posições η variando de 5 a N . Estão portanto determinadas as condições iniciais para o novo evento $p_2 = 0$, a partir do tempo t_{d1} e com duração t_{d2} .

O fato de não haver precipitação, torna nulo o termo à direita da equação (4.29), implicando na constância do valor da vazão e que por sua vez, influencia na tangente à curva característica que é representada pela equação (4.30). Assim, as linhas características se tornam linhas retas, ao longo das quais a vazão é constante e cuja declividade depende dos valores iniciais de posição e de vazão. A extensão deste conjunto de linhas dependerá do tempo de ausência de precipitação. As que atingem a secção $\eta = N$ determinam valores de tempo e vazão que caracterizam a descida do hidrograma e as que forem interrompidas no tempo $t_{d1} + t_{d2}$, a exemplo do evento anterior, auxiliam no cálculo das condições iniciais para o evento p_3 que então se inicia.

Assim sendo, as equações (4.29) e (4.30) podem ser resolvidas continuamente para vários eventos de precipitação, incluindo períodos sem precipitação, desde que sejam atualizadas as condições iniciais para cada evento. Conhecidas estas condições, há ainda a possibilidade de segmentação da superfície, favorecendo cálculos sobre superfícies com as mais variadas características.

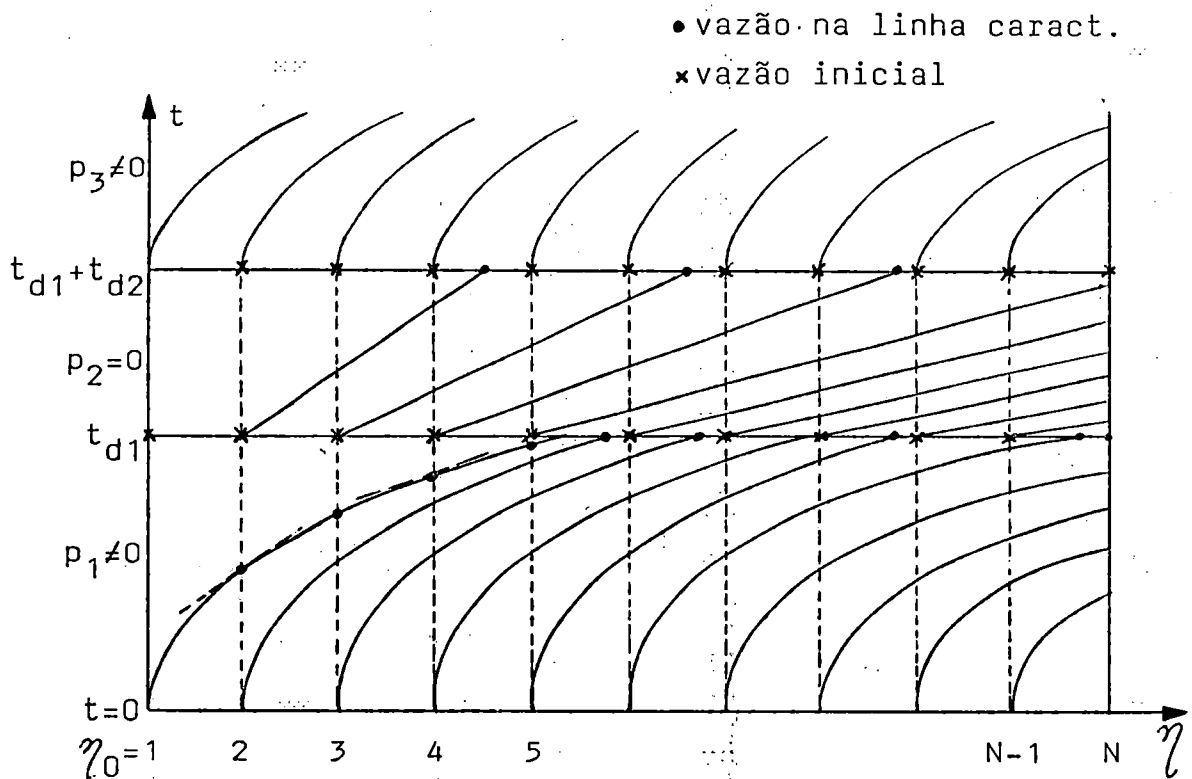


Figura 4.7 - Linhas características de múltiplos eventos de precipitação.

A malha formada pelas curvas de nível e linhas de declive, discretiza a superfície da bacia em elementos planos irregulares. Cada faixa de fluxo entre duas linhas de declive se torna uma cascata de planos com larguras variáveis. A adoção de um incremento de cálculo para a variável η , representativa da direção do escoamento, divide cada plano em elementos menores, cuja largura média é utilizada nos cálculos.

Os efeitos da variação na largura dos planos, bem como na declividade e também na variação da precipitação com a variável η , são considerados no procedimento sequencial e simultâneo de cálculo das equações (4.31) e (4.32).

O hidrograma resultante do escoamento superficial em uma seção, é composto de um ramo ascendente, relativo à convergência do fluxo proveniente da precipitação de intensidade constante, e de um trecho constante, característico do perfil de equilíbrio mantido por uma duração do evento maior que o tempo de concentração, ou então, pela translação dos diversos perfis de escoamento quando

cessada a precipitação. Há ainda o ramo de recessão, devido ao esvaziamento do líquido armazenado sobre a superfície. A seguir são apresentadas as considerações para que as equações abaixo possam representar qualquer uma dessas fases e permitam a obtenção do hidrograma.

$$\frac{dQ}{d\eta} = \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{p_0(\eta) \cdot b(\eta)}{\operatorname{tg} \phi(\eta)} = K_1(\eta) \cdot p_0(\eta) \quad (4.31)$$

e

$$\frac{dt}{d\eta} = \alpha(\eta) \cdot m \cdot Q^{m-1} \cdot \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \phi(\eta)}}{\operatorname{tg} \phi(\eta)} = K_2(\eta) \cdot m \cdot Q^{m-1} \quad (4.32)$$

sendo

$$K_1 = \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{b(\eta)}{\operatorname{tg} \phi(\eta)}$$

e

$$K_2 = \alpha(\eta) \cdot \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \phi(\eta)}}{\operatorname{tg} \phi(\eta)}$$

Os coeficientes $K_1(\eta)$ e $K_2(\eta)$, introduzem o efeito da declividade do terreno, bem como a convergência do fluxo, na formulação unidimensional do escoamento superficial, sendo constantes com relação a η para o caso de superfície plana e com largura constante, adotado a seguir.

a) Ramo ascendente do hidrograma: as equações são resolvidas para $p_0 > 0$

$$dQ = K_1 \cdot p_0 \cdot d\eta \quad \Rightarrow \quad d\eta = \frac{1}{K_1 \cdot p_0} \cdot dQ$$

$$\int_{Q_0}^Q dQ = K_1 \cdot p_0 \cdot \int_{\eta_0}^{\eta} d\eta \quad \Rightarrow \quad Q = Q_0 + K_1 \cdot p_0 \cdot (\eta - \eta_0) \quad (4.33)$$

$$dt = K_2 \cdot m \cdot Q^{m-1} \cdot d\eta \quad \Rightarrow \quad \int_{t_0}^t dt = \frac{K_2}{K_1 \cdot p_0} \cdot \int_{Q_0}^Q m \cdot Q^{m-1} \cdot dQ$$

$$t = t_0 + \frac{K_2}{K_1 \cdot p_0} \cdot (Q^m - Q_0^m) \quad (4.34)$$

Considerando a linha característica iniciada na extremidade de montante ($\eta_0=1$) e que se estende à extremidade de jusante ($\eta=N$), que configura o perfil de equilíbrio ($Q=Q_{\max}$) e o tempo de concentração da superfície ($t=t_c$), tem-se

$$t_c = t_0 + \frac{K_2}{K_1 \cdot p_0} \cdot (Q_{\max}^m - Q_0^m) \quad (4.35)$$

$$Q_{\max} = Q_0 + K_1 \cdot p_0 \cdot (N-1) \quad (4.36)$$

Sendo t_d a duração da precipitação de intensidade p_0 , estabelecem-se as condições a seguir:

$$\text{- se } t_d \geq t_c \quad \Rightarrow \quad Q = Q_0 + K_1 \cdot p_0 \cdot (N - \eta_0) \quad \text{para } 1 \leq \eta_0 \leq N$$

$$t = t_0 + \frac{K_2}{K_1 \cdot p_0} \cdot Q^m$$

que para uma superfície inicialmente seca ($t_0=0$ e $Q_0=0$), resulta

$$Q = K_1 \cdot p_0 \cdot (N - \eta_0) \quad \text{para } 1 \leq \eta_0 \leq N$$

$$t = \frac{K_2}{K_1 \cdot p_0} \cdot Q^m$$

Quando a duração da precipitação for inferior ao tempo de concentração ($t_d < t_c$), deve-se determinar uma vazão intermediária Q_I , utilizando a equação (4.34)

$$Q_I = \left[Q_0^m + \frac{K_1 \cdot p_0}{K_2} \cdot (t_d - t_0) \right]^{1/m} \quad (4.37)$$

e com este valor, utilizando a equação (4.33), determinar a posição inicial da característica que chega ao extremo de jusante em t_d

$$\eta_{0I} = N - \frac{(Q_I - Q_0)}{K_1 \cdot p_0} \quad (4.38)$$

tal que as equações (4.33) e (4.34) sejam válidas para o intervalo $\eta_{0I} < \eta_0 \leq N$.

Determina-se ainda, a intersecção da primeira linha característica ($\eta_0=1$) com a reta $t=t_d$ (Figura 4.7), que servirá para definir as condições iniciais para um novo evento de precipitação a partir do instante t_d

$$\eta_I = 1 - \frac{(Q_I - Q_0)}{K_1 \cdot p_0} \quad (4.39)$$

Assim

$$Q_1 = Q_0 + K_1 \cdot p_0 \cdot (\eta_0 - 1) \quad \text{para} \quad 1 < \eta_0 < \eta_I$$

$$Q_1 = Q_I \quad \text{para} \quad \eta_I < \eta_0 < N$$

b) Recessão do hidrograma: obtenção das equações para $p_0 = 0$

$$\frac{dQ}{d\eta} = 0 \quad \Rightarrow \quad Q = Q_1 \quad (4.40)$$

e

$$\frac{dt}{d\eta} = K_2 \cdot m \cdot Q^{m-1} \quad \Rightarrow \quad \int_{t_0}^t dt = K_2 \cdot m \cdot Q_1^{m-1} \cdot \int_{\eta_0}^{\eta} d\eta$$

$$t = t_0 + K_2 \cdot m \cdot Q_1^{m-1} \cdot (\eta - \eta_0) \quad (4.41)$$

sendo Q_1 um valor de vazão constante que corresponde à vazão sobre cada linha característica no instante t_0 em que cessa a precipitação e que serve de início de um novo período sem precipitação ou de um novo evento. Nestas condições, tem-se para a primeira característica ($\eta_0=1$) e na extremidade de jusante ($\eta=N$), uma expressão com a qual se estima o tempo de concentração com o novo evento

$$t_c = t_0 + K_2 \cdot m \cdot Q_1^{m-1} \cdot (N - 1) \quad (4.42)$$

Assim, torna-se possível comparar a duração do novo evento com o valor estimado pela equação (4.42) e dar continuidade aos cálculos de forma a se obter o hidrograma na secção desejada.

No que diz respeito à variação espacial da precipitação sobre a bacia, deve-se levar em conta o número de postos de medição, cuja área de influência esteja contida na área em estudo. Existindo um único posto pluviométrico ou pluviográfico nas proximidades da bacia hidrográfica, serão adotados os valores médios das intensidades para uma certa duração, com base nos valores aí observados. No caso da existência de dois postos, adotam-se os valores médios das intensidades observadas em ambos, para as correspondentes durações. Havendo três ou mais postos nas proximidades, utiliza-se algum procedimento de interpolação, ajustando-a para cada duração, de modo a avaliar a variação espacial da precipitação, viabilizando seu cálculo em cada ponto da superfície. Pode-se desta forma, calcular a precipitação em cada intervalo de tempo, no centro geométrico de cada elemento de fluxo.

5. RESULTADOS

5.1 - Introdução

O presente capítulo, objetiva comprovar, mediante testes práticos e a análise de seus resultados, as exposições teóricas e seus respectivos equacionamentos, que foram alvo do capítulo precedente. Inicia-se pelo ajuste matemático, de cada um dos três tipos de função descritos, a superfícies geométricas de fácil equacionamento analítico e em bacias hidrográficas, algumas idealizadas e de formato simplificado e outras reais e mais complexas, cujos dados verídicos possam ser confrontados com aqueles fornecidos pelas funções ajustadas.

A seguir, são feitos testes do modelo unidimensional de escoamento sobre superfícies simples, visando avaliar a sua capacidade de quantificação do fluxo, além de detectar possíveis erros nas formulações ou considerações teóricas e de programação. Comprovada sua eficácia, pode o modelo ser utilizado posteriormente na obtenção de hidrogramas para superfícies de variada complexidade.

Finalmente, utilizando superfícies diversas, obtém-se as respectivas malhas de fluxo, sobre as quais poder-se-á aplicar o modelo unidimensional de escoamento.

5.2 - Ajuste funcional à malha de elevações

Com o propósito de avaliar, para cada uma das funções matemáticas propostas, a fidelidade em reproduzir o relevo de cuja malha de elevações for ajustada, são utilizadas quatro superfícies distintas. Duas delas, de forma geométrica

simples e com equações conhecidas e outras duas, de forma genérica, representando bacias hidrográficas, uma idealizada e outra real e de maior complexidade.

Nas duas primeiras, com um plano de largura constante e um parabolóide centrado na origem do sistema cartesiano, utilizam-se suas equações, inicialmente para geração da malha retangular de elevações e em seguida, gerando um conjunto de pontos distintos da malha, com o qual se faz a verificação das funções ajustadas. No caso de uma bacia, estabelece-se uma malha regular de pontos abrangendo a sua área, para a fase de ajuste e um conjunto de pontos distintos com as respectivas elevações, serve para a verificação da função ajustada.

São considerados como critérios de análise para a verificação o erro quadrático médio e a média do erro porcentual das elevações calculadas (Z_C) em relação às elevações fornecidas (Z_P) levando em conta o número de pontos (NP) e são dados por

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum (Z_P - Z_C)^2}{NP}} \quad (5.1)$$

e

$$EPM(\%) = \frac{|Z_P - Z_C|}{Z_P} \cdot 100 \quad (5.2)$$

O plano de largura constante $z = -x + 5$ está esquematizado na Figura 5.1, onde são mostrados ainda, os conjuntos de pontos utilizados nas fases de ajuste e de verificação. De forma semelhante, a Figura 5.2 representa a superfície do parabolóide $z = (x^2 + y^2/9)^{1/2}$ e os respectivos conjuntos de pontos, enquanto as Figuras 5.3 e 5.4 mostram, respectivamente, as malhas utilizadas no ajuste e fase de verificação para as bacias hidrográficas idealizada e real.

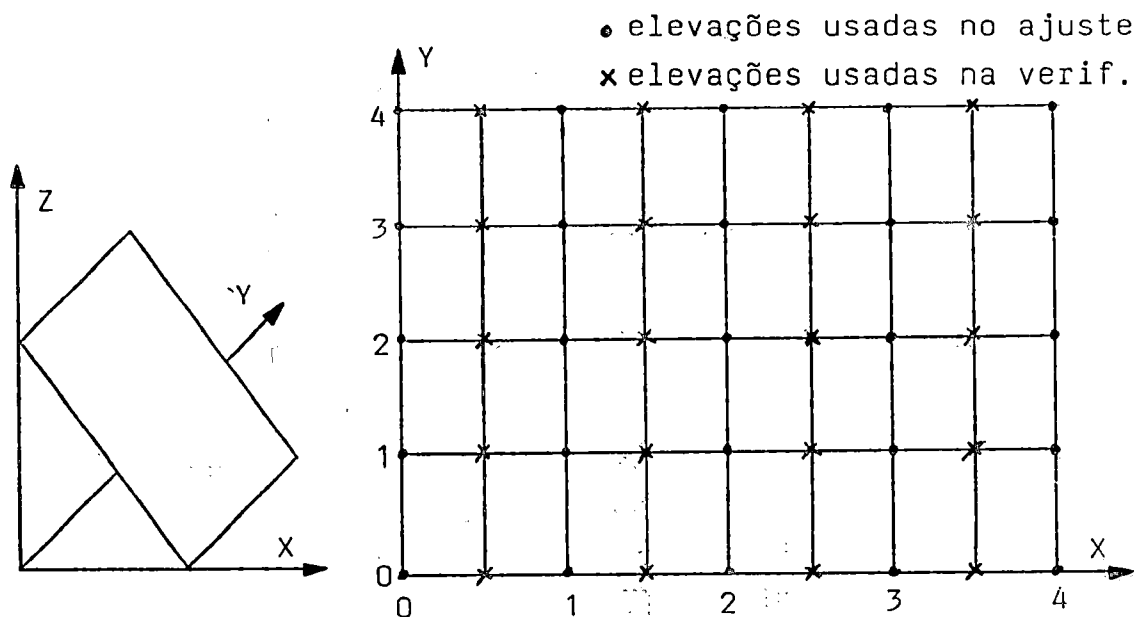


Figura 5.1 - Superfície plana e conjuntos de pontos para ajuste e verificação.

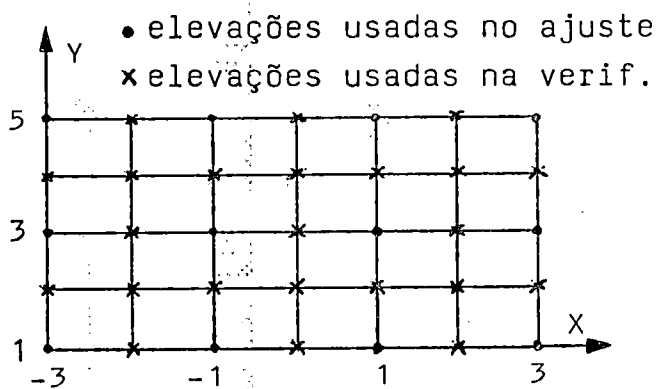
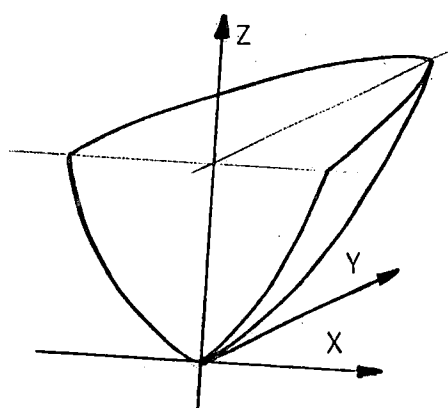


Figura 5.2 - Parabolóide e conjuntos de pontos usados no ajuste e verificação.

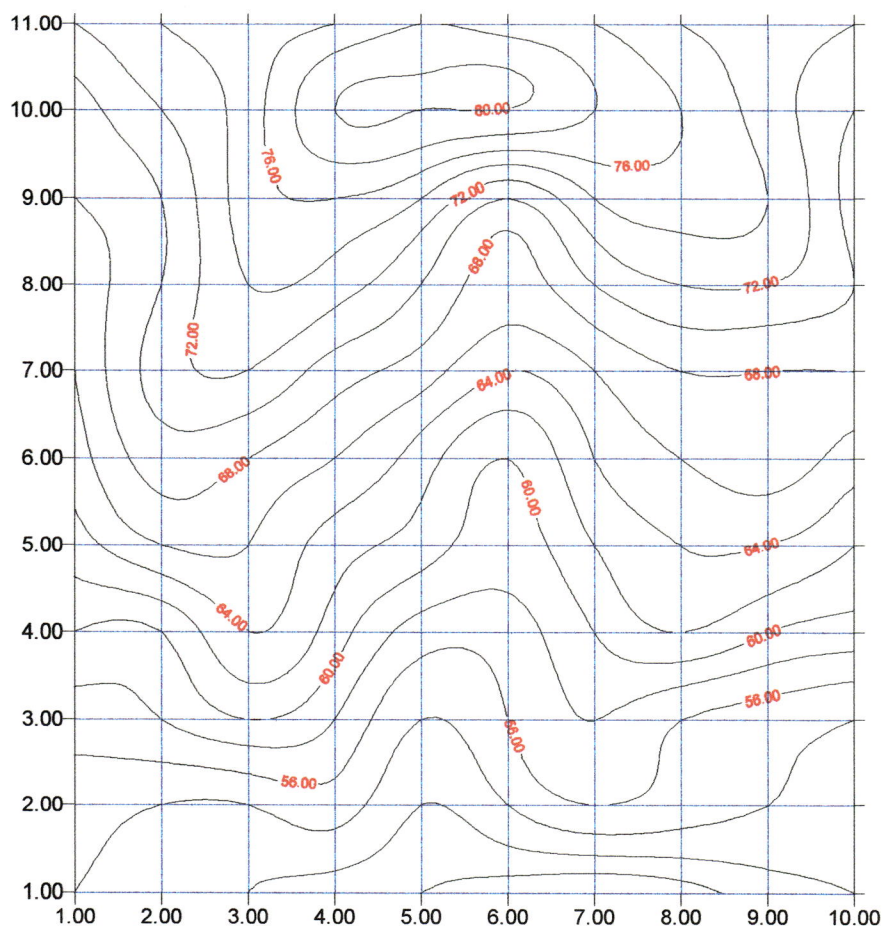


Figura 5.3 - Bacia hidrográfica hipotética.

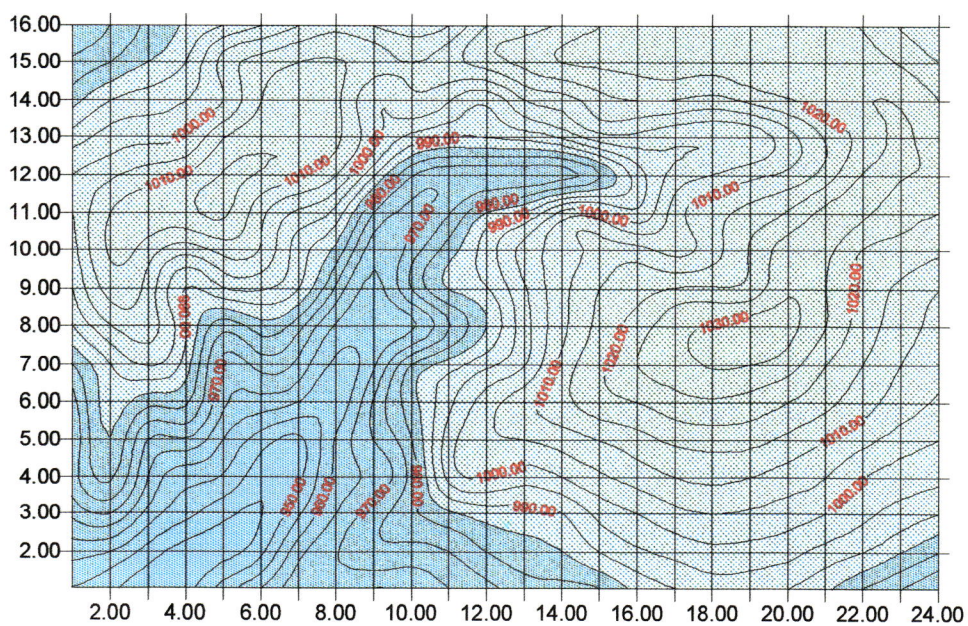


Figura 5.4 - Bacia hidrográfica real.

As Tabelas I.1 a I.24 contendo os valores de elevação, verdadeiros e calculados, nos pontos fornecidos para cada uma das superfícies, nas fases de ajuste e verificação, são apresentadas no Apêndice I, enquanto a Tabela 5.1 mostra os índices de avaliação encontrados na fase de verificação.

Tabela 5.1 - Erro quadrático médio e erro percentual médio, calculados na fase de verificação, para as diferentes superfícies consideradas no estudo.

SUPERFÍCIE FUNÇÃO	PLANO (01)	PARABOLÓIDE (02)	BACIA HIPOT. (03)	BACIA REAL (04)
MEMBR. ELAST. (01)	0.0000 (m) 0.0000 (%)	0.093 (m) 6.451 (%)	0.392 (m) 0.372 (%)	0.579 (m) 0.048 (%)
SUB-MAT. (02)	0.0000 (m) 0.0000 (%)	0.147 (m) 9.635 (%)	0.418 (m) 0.440 (%)	0.839 (m) 0.064 (%)
POLIN. / SPLINE (03)	0.0000 (m) 0.0000 (%)	0.106 (m) 7.206 (%)	0.340 (m) 0.293 (%)	0.663 (m) 0.053 (%)

Os valores apresentados na Tabela 5.1, indicam que as funções utilizadas, de uma forma geral, representam bem as superfícies às quais foram ajustadas. Vale lembrar que alguns valores do índice de erro percentual se tornam bastante elevados, às vezes em torno de 100%, quando os valores de elevação da superfície considerada estão próximos de zero ou são nulos, influenciando no resultado final deste índice. Por esta razão, esses casos não são incluídos no cálculo do índice geral.

Embora a função (01), designada como “membrana elástica fina”, apresente um único conjunto de coeficientes para todo o domínio físico, a mesma não se presta a processos iterativos de cálculo, tal como se deve empregar na obtenção das linhas de declive ou na determinação de divisores da bacia hidrográfica e conseqüentemente na definição da malha de fluxo sobre a superfície, nos moldes idealizados para o presente trabalho. A demora na obtenção de cada elevação, pela utilização de todos os pontos da malha em seu cálculo, o que se torna mais crítico à medida em que aumenta o tamanho da bacia e o número de pontos da malha, é fator determinante para essa conclusão.

A sub-matriz polinomial 3x3, sub-entendida como função (02), por se deslocar sobre a malha de pontos, define diferentes conjuntos de coeficientes para as células, levando a que um ponto sobre a linha divisória entre duas células possa apresentar diferentes valores em elevação se calculados por distintos conjuntos de coeficientes. Isto se traduz em descontinuidade da superfície nos limites das células, ou quando não, em descontinuidade nas derivadas da função, nestes locais. Não havendo garantia de continuidade da função ou de suas derivadas, inviabiliza-se a determinação das linhas de declive pelo método do gradiente ao longo das células. A Figura 5.5 mostra as curvas de nível determinadas em células adjacentes com diferentes coeficientes.

Admite-se então, que a função 03, uma conjugação entre polinômios e ajuste por "splines", seja ideal para o desenvolvimento do trabalho por garantir continuidade à função e suas derivadas. A facilidade e rapidez nos cálculos, além da boa qualidade dos resultados nas fases de ajuste e verificação, ratificam esta atitude.

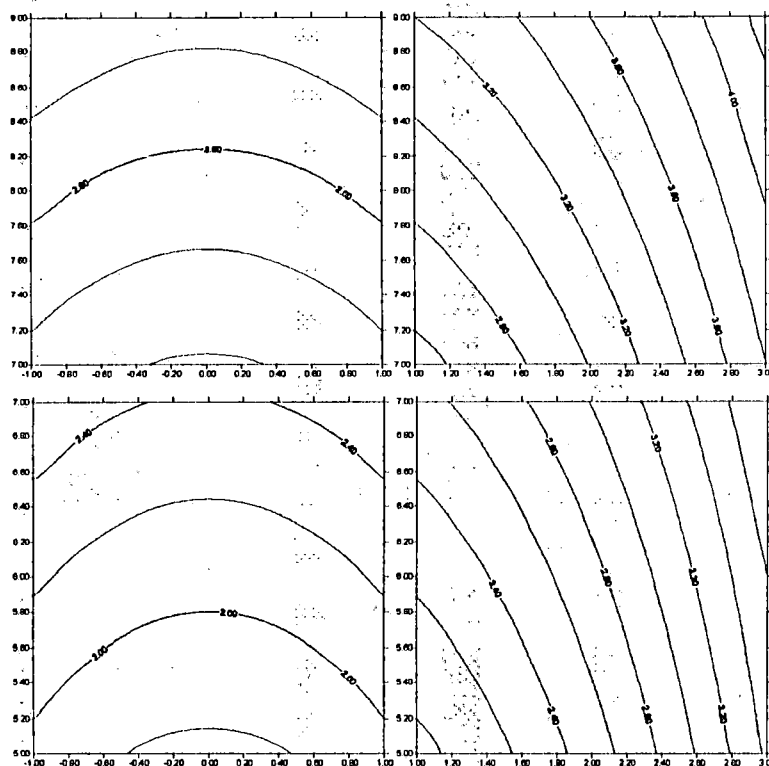


Figura 5.5 - Curvas de nível em células adjacentes.

5.3 - Verificação das equações de fluxo

Objetivando testar a validade da formulação do escoamento superficial apresentada no capítulo anterior e denominada MOCIRK (Método das características aplicado ao Modelo da Onda Cinemática com Integração pelo procedimento Runge-Kutta), são utilizadas superfícies simples, em problemas e exercícios citados na literatura, efetuando-se as análises e comparações dos respectivos resultados.

Inicia-se com uma superfície plana de largura constante (Figura 5.6), proposta por STREETER (1974) em exemplo didático, comparando-se a solução do autor e aquela obtida pelo modelo unidimensional idealizado e com os dados originais. A seguir, adotam-se parâmetros para uma superfície plana convergente (Figura 5.19) e comparam-se os resultados do modelo proposto com a solução numérica adimensional obtida pelo método apresentado por STEPHENSON & MEADOWS (1986).

Buscando analisar o comportamento na variação da declividade da superfície ao longo do escoamento, admitiu-se uma superfície de geratriz parabólica (Figura 5.23), de largura constante e com duas variantes de cálculo: uma com variação contínua da declividade e outra com segmentação da superfície, que adota em cada segmento a declividade média entre os seus extremos.

As análises acima descritas, podem ser desenvolvidas para vários eventos consecutivos de precipitação, com diferentes durações, incluindo intervalos sem precipitação, em trecho único ou em superfície segmentada.

5.3.1 - Testes com superfície plana retangular.

Exemplo 1 - Este é um exemplo didático apresentado por STREETER (1974) com a finalidade de determinar o hidrograma do escoamento em uma superfície plana retangular, utilizando o método das características. Refere-se a um pátio de estacionamento, quadrado e pavimentado, com 182,88 m de lado e declividade de $i_0 = 0,0016$ m/m. Apresenta resistência ao escoamento $C = 33$, correspondente ao coeficiente de Chézy e está sujeito a uma chuva de $p_0 = 5,1$ cm/h durante 30 minutos.

A possibilidade de se obter soluções analítica e numéricas com o desenvolvimento do autor e a partir da metodologia aqui proposta, o tornou bastante interessante para confirmação de resultados.

Dados:

$$i_0 = 0,0016 \text{ m/m} ; p_0 = 1,42 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} ; L(\text{comp.}) = 182,88 \text{ m} ; b(\text{larg.}) = 182,88 \text{ m}$$

$$m = 3/2 = 1,5 ; t_d = 1800 \text{ s}$$

$$\alpha = C \cdot \sqrt{i_0} = 33 \cdot \sqrt{0,0016} = 1,32$$

- solução analítica do autor:

Das equações

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = p_0 \quad \text{e} \quad q = \alpha \cdot h^m$$

resultam:

$$\frac{d h}{d t} = p_0 \quad \Rightarrow \quad \int_0^h d h = p_0 \cdot \int_0^t d t \quad \Rightarrow \quad h = p_0 \cdot t$$

e

$$\frac{d h}{d x} = \alpha \cdot m \cdot h^{m-1} \quad \Rightarrow \quad \int_0^h \frac{d h}{\alpha \cdot m \cdot h^{m-1}} = \int_{x_0}^x d x$$

conduzindo a uma expressão que permite avaliar o tempo de concentração:

$$t_c = \left(\frac{L}{\alpha \cdot p_0^{m-1}} \right)^{1/m} = \left(\frac{182,88}{1,32 \cdot (1,42 \cdot 10^{-5})^{0,5}} \right)^{2/3} = 1105,69 \text{ s}$$

para $t_d = 1800 > t_c = 1105,69$ resultam

$$q_{\max} = \alpha \cdot (p_0 \cdot t_c)^m = 1,32 \cdot (1,42 \cdot 10^{-5} \cdot 1105,69)^{1,5} = 2,5969 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s/m}$$

$$Q_{\max} = q_{\max} \cdot b = 2,5969 \cdot 10^{-3} \cdot 182,88 = 0,4749 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$Q = q \cdot b = b \cdot \alpha \cdot (p_0 \cdot t)^m = 182,88 \cdot 1,32 \cdot (1,42 \cdot 10^{-5})^{1,5} \cdot t^{1,5}$$

$$\text{Assim: } Q = 1,2917 \cdot 10^{-5} \cdot t^{1,5} \quad \text{para } 0 < t < t_c$$

$$Q = Q_{\max} \quad \text{para } t_c < t < t_d$$

Quando cessa a precipitação ($p_0=0$), as descargas são estimadas por

$$L = \frac{q}{p_0} + \alpha \cdot m \cdot \left(\frac{q}{\alpha}\right)^{\frac{m-1}{m}} \cdot t = \frac{Q}{b \cdot p_0} + \alpha \cdot m \cdot \left(\frac{Q}{b \cdot \alpha}\right)^{\frac{m-1}{m}} \cdot t$$

ou

$$f(Q) = \frac{Q}{b \cdot p_0} - L + \alpha \cdot m \cdot \left(\frac{Q}{b \cdot \alpha}\right)^{\frac{m-1}{m}} \cdot t = 0$$

a ser resolvida iterativamente por um método como o de Newton-Raphson:

$$Q_{i+1} = Q_i - \frac{f(Q)}{f'(Q)}$$

onde o índice i representa o passo do processo iterativo e

$$f'(Q) = \frac{1}{b \cdot p_0} + (m-1) \cdot \left(\frac{b \cdot \alpha}{Q}\right)^{\frac{1}{m}} \cdot t$$

Assim, para um instante t e uma estimativa inicial para a vazão pode-se determinar pelo processo iterativo a respectiva vazão Q . Definido um intervalo regular de tempo a partir do tempo de duração da precipitação, obtém-se todos os pontos relativos à recessão do hidrograma. Os valores calculados analiticamente para este exemplo reproduzem a solução do autor e constam da Tabela II.1.

- solução numérica pelo modelo proposto:

Com a finalidade de testar o equacionamento proposto baseado na propagação do fluxo na direção de maior declive, utilizou-se a equação (4.21), com largura $b =$ constante e a variável s indicativa da direção da linha de declive correspondendo à direção longitudinal do exemplo considerado, além de $\cos \phi \sim 1$. Nota-se semelhança das equações resultantes com as do exemplo anterior. As equações obtidas são resolvidas simultaneamente utilizando-se um procedimento Runge-Kutta de quarta ordem (item A.2, Anexo A), fornecendo um hidrograma para uma determinada posição s da superfície, sendo particularmente $s = L$ para a extremidade jusante da superfície.

$$\frac{d t}{d s} = \alpha \cdot m \cdot q^{m-1} = \frac{m \cdot q^{m-1}}{C^m \cdot (i_0)^{m/3}}$$

e

$$\frac{d q}{d s} = p_0$$

A solução simultânea deste conjunto de equações diferenciais ordinárias utilizando os dados originais do autor, considerando diversas linhas características iniciadas em posições s_0 e igualmente espaçadas entre $s = 0$ e $s = 182,88$ m e com um intervalo de cálculo da variável s correspondente à décima parte do espaçamento entre características, reproduziu fielmente o hidrograma obtido pela solução analítica. Estes



resultados confirmam que a solução numérica empregada é confiável, convergindo para a solução sem apresentar amortecimentos numéricos. A comparação de resultados com a solução analítica consta da Tabela II.1 do Apêndice II e na Figura 5.7, ratificando o emprego do procedimento numérico.

Alternativamente, pode-se utilizar a equação da superfície para transformação de variáveis e empregar-se as equações (4.29) e (4.30) para a solução. Este é um passo importante no desenvolvimento dos testes, devido à pretensão em se utilizar as equações ajustadas para as superfícies de bacias hidrográficas na obtenção de seus hidrogramas.

A equação de um plano, nas condições representadas na Figura 5.6, é dada por $z = a \cdot x + b = -0,0016 \cdot x + 0,29261$. Assim,

$$F(x; y; z) = -0,0016 \cdot x + 0,29261 - z = 0$$

$$\nabla F = -0,0016 \vec{i} - 1 \vec{k}$$

$$\operatorname{tg} \phi = \left| \frac{\sqrt{(-0,0016)^2}}{-1} \right| = 0,016$$

Fixando em $N = 20$ o número de linhas de elevação constante e sendo $z_1 = 0$ e $z_2 = 0,29261$, os valores mínimo e máximo de elevação, respectivamente, e considerando a equação (4.25) com a relação de Chezy, na qual $m = 3/2$, tem-se

$$\alpha = \frac{b^{1-m}}{C^m \cdot (\operatorname{sen} \phi)^{m/2}} = \frac{(182,88)^{0,333}}{(33 \cdot \sqrt{0,0016})^{0,666}} = 4,7171$$

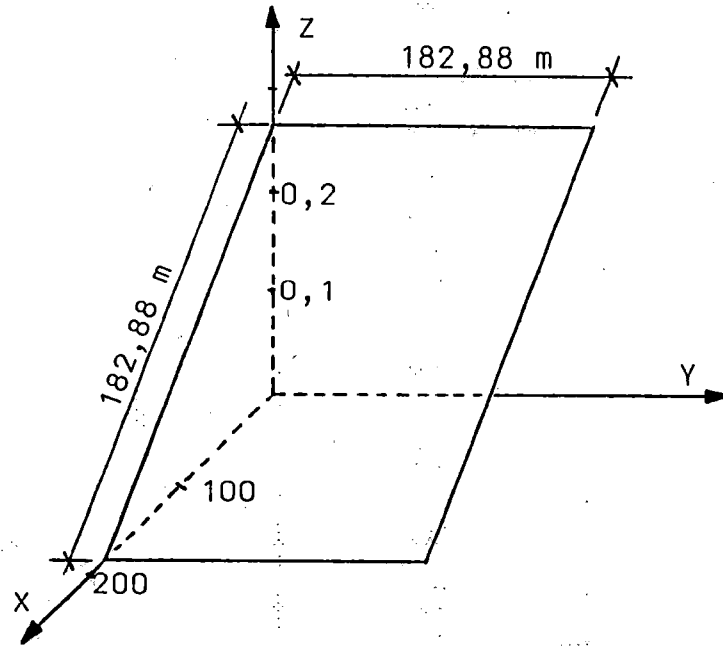


Figura 5.6 - Representação da superfície plana para o exemplo 1.

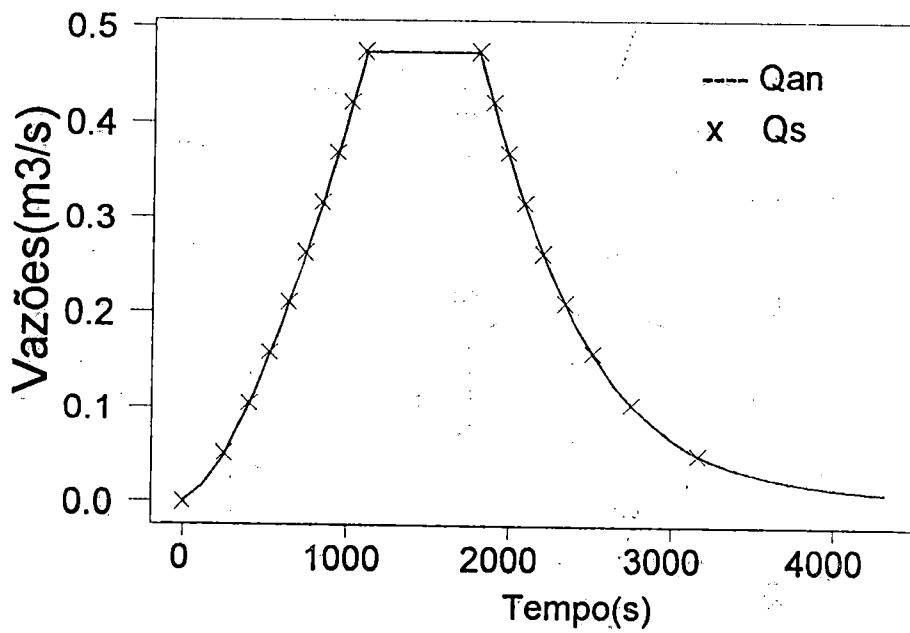


Figura 5.7 - Comparação de resultados numéricos e teóricos do exemplo 1.

Substituindo os valores conhecidos e estimados nas equações diferenciais

$$\frac{dQ}{d\eta} = \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{p_0 \cdot b}{\operatorname{tg} \phi} = K_1 \cdot p_0 = 1759,86 \cdot 1,42 \cdot 10^{-5} = 0,02499$$

$$\frac{dt}{d\eta} = \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \phi}}{\operatorname{tg} \phi} \cdot \alpha \cdot m \cdot Q^{m-1} = K_2 \cdot m \cdot Q^{m-1}$$

sendo $K_2 = 45,4035$. Integrada a primeira destas duas equações, obtém-se

$$Q = Q_0 + 0,025 \cdot (\eta - \eta_0)$$

cuja derivada $d\eta = 40 \cdot dQ$, substituída na segunda para subsequente integração, fornece uma expressão que relaciona tempo e vazão

$$t = t_0 + 1816,14 \cdot (Q^m - Q_0^m)$$

ou

$$Q = \left[Q_0^m + \frac{(t - t_0)}{1816,14} \right]^{1/m}$$

Para uma superfície inicialmente seca ($t_0 = 0$ e $Q_0 = 0$) o tempo de concentração t_c pode ser avaliado utilizando $\eta_0 = 1$ e $\eta = N$, ou seja,

$$t_c = 1816,14 \cdot Q^m = 1816,14 \cdot [0,025 \cdot (N-1)]^m$$

$$t_c = 1105,64 \text{ s}$$

Como $t_d = 1800 \text{ s} > t_c = 1105,64 \text{ s}$, não ocorre interrupção nas linhas características e todas atingem a secção $\eta = N$, sendo os valores do hidrograma calculados por

$$Q = \left(\frac{t}{1816,14} \right)^{1/m} = \left(\frac{t}{1816,14} \right)^{1,5} \quad \text{para } 0 \leq t \leq t_c$$

e

$$Q_{\max} = \left(\frac{1105,64}{1816,14} \right)^{1,5} = 0,4750 \text{ m}^3 / \text{s} \quad \text{para } t_c \leq t \leq t_d$$

A fase de recessão do hidrograma é caracterizada pelo início de um novo período de precipitação constante, cuja intensidade é $p_0 = 0$, subentendendo-se que sobre cada linha característica iniciada em uma posição η_0 , corresponde neste instante, uma vazão Q_1 adotada como valor inicial para o novo evento. Desta forma, as equações diferenciais totais acima apresentadas, são integradas como

$$\frac{dQ}{d\eta} = 0 \quad \Rightarrow \quad Q = Q_1$$

e

$$t = t_{dt} + \frac{30,269}{Q_1^{0,333}} \cdot (\eta - \eta_0) \quad \text{para } 1 \leq \eta_0 \leq N$$

Em virtude da não interrupção de linhas características neste evento, os valores iniciais de vazão para um próximo período podem ser obtidos sobre a primeira linha característica ($\eta_0 = 1$) da fase de ascensão do hidrograma, utilizando a equação $Q = 0,025 \cdot (\eta - 1)$ em posições η que correspondem às posições iniciais η_0 , relativas às demais linhas características. Assim, para $t > t_d$, tem-se $Q_1 = 0,025 \cdot (\eta_0 - 1)$ e com $\eta = N = 20$, resulta

$$t = 1800 + 103,518 \cdot \frac{(20 - \eta_0)}{(\eta_0 - 1)^{0,333}}$$

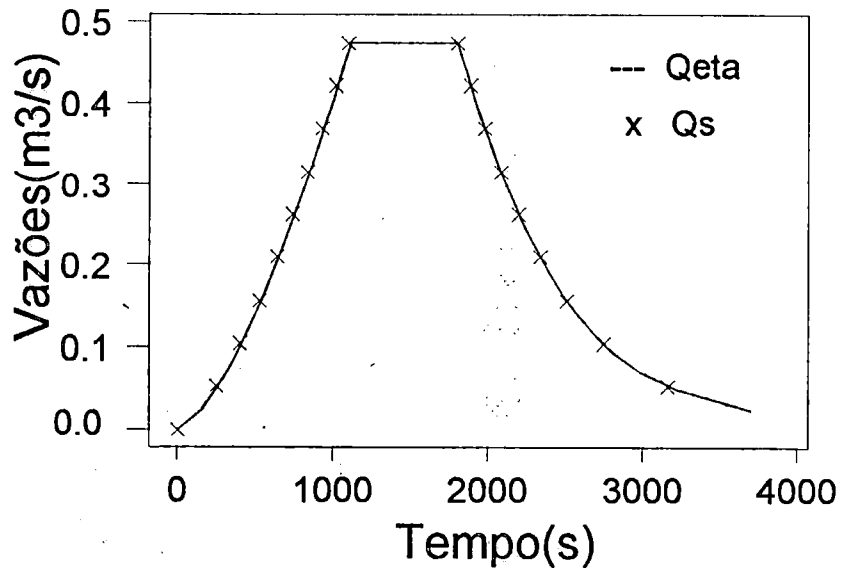


Figura 5.8 - Comparação das soluções Runge-Kutta com coordenadas s e η .

na qual η_0 deve ser admitido um pouco maior que a unidade (tal como 1,001) para a primeira curva característica, de modo a evitar a nulidade do denominador. Com isso obtém-se $Q_1 = 0,000025 \text{ m}^3/\text{s}$ e $t = 21467,38 \text{ s}$; que são os valores onde uma nova linha característica, iniciada em $\eta_0 = 1,001 \sim 1$, intercepta a posição $\eta = 20$ no extremo de jusante. Os valores calculados para t e Q com esta alternativa estão contidos na Tabela II.1 e na Figura 5.8, mostrando um perfeito ajuste entre o hidrogramas aqui obtido e o resultante da utilização da variável s , atestando, como era esperado, a equivalência destes dois procedimentos.

EXEMPLO 2 - Pretende-se com este exemplo, explicar o procedimento de determinação das condições iniciais para um novo evento quando existe interrupção das linhas características. Para tanto, a duração do evento atual deve ser menor que o tempo de concentração da superfície. Assim, considerando-se os dados e condições admitidos no exemplo anterior, mas com duração da precipitação $t_d = 600 \text{ s}$.

Neste caso $t_d < t_c = 1105,69 \text{ s}$ e utilizando-se as equações (4.35) e (4.36), obtém-se

$$Q_1 = \left(\frac{1760,28 \cdot 1,42 \cdot 10^{-5} \cdot 600}{45,4035} \right)^{1,5} = 0,1898$$

e

$$\eta_{01} = 20 - \frac{0,1898}{1760,28 \cdot 1,42 \cdot 10^{-5}} = 12,41$$

Isto significa que as linhas características iniciadas em posições $13 \leq \eta_0 \leq 20$ atingem a posição $\eta = 20$ em tempos inferiores à duração da precipitação, configurando a fase de ascensão do hidrograma e as equações relativas à esta fase, são utilizadas para determinar os valores de tempo e vazão

$$Q = 0,025 \cdot (20 - \eta_0)$$

$$t = 1816,43 \cdot Q^{0,666}$$

Com a equação (4.37) define-se em que posição a primeira linha característica da fase de ascensão se encontra quando inicia o novo evento ou então, quando cessa a precipitação

$$\eta_1 = 1 + \frac{0,1898}{0,025} = 8,59$$

Isto quer dizer que as vazões iniciais (Q_1) para a nova fase, podem ser determinadas sobre a primeira linha característica para as posições $\eta_0 \leq 8$, sendo que as vazões iniciais nas posições restantes ($\eta_0 = 9$ a 20) deverão ser interpoladas com

os valores encontrados para as vazões nas posições em que se encontram as sucessivas linhas características ao término do evento atual (t_d). Assim, as condições para início do novo evento em $t_0 = 600$ s são dadas por

$$Q_1 = 0.025 \cdot (\eta_0 - 1) \quad \text{para} \quad 1 \leq \eta_0 \leq 8$$

e

$$Q_1 = 0.1898 \quad \text{para} \quad 9 \leq \eta_0 \leq 20$$

A Figura 5.9 mostra as linhas características relativas ao evento acima descrito, utilizado na avaliação das condições iniciais de um novo período a partir de 600 s. Sobre a primeira linha característica, até a posição $\eta_0 = 8$, estão assinalados os pontos cujos valores de vazão servem de estimativa para o próximo evento. Verifica-se ainda, que as linhas características iniciadas em valores superiores a $\eta_0 = 13$ atingem a secção final $\eta = 20$ e que as demais são interrompidas em posições η diferentes das posições iniciais η_0 , cujos valores de vazão são interpolados na estimativa dos valores iniciais. A Tabela 5.2 contem os valores de tempo e vazão calculados para a fase de ascensão até o final deste evento de precipitação e que são coincidentes com os obtidos para o mesmo período no exemplo anterior. As vazões iniciais determinadas para um novo evento estão dispostas na Tabela 5.3 e servirão para a continuidade dos testes nos próximos exemplos.

Tabela 5.2 - Ascensão do hidrograma para o período de 0 a 600 s.

η_0	Q (m ³ /s)	T (s)	η_0	Q (m ³ /s)	T (s)
13	0.175	568.30	17	0.075	323.04
14	0.150	512.80	18	0.050	246.53
15	0.125	454.11	19	0.025	155.30
16	0.100	391.34	20	0.000	0.00

Tabela 5.3 - Valores iniciais de vazão para um novo evento em $t = 600$ s.

η_0	Q_1 (m ³ /s)	η_0	Q_1 (m ³ /s)	η_0	Q_1 (m ³ /s)	η_0	Q_1 (m ³ /s)
1	0.000	6	0.125	11	0.1898	16	0.1898
2	0.025	7	0.150	12	0.1898	17	0.1898
3	0.050	8	0.175	13	0.1898	18	0.1898
4	0.075	9	0.1898	14	0.1898	19	0.1898
5	0.100	10	0.1898	15	0.1898	20	0.1898

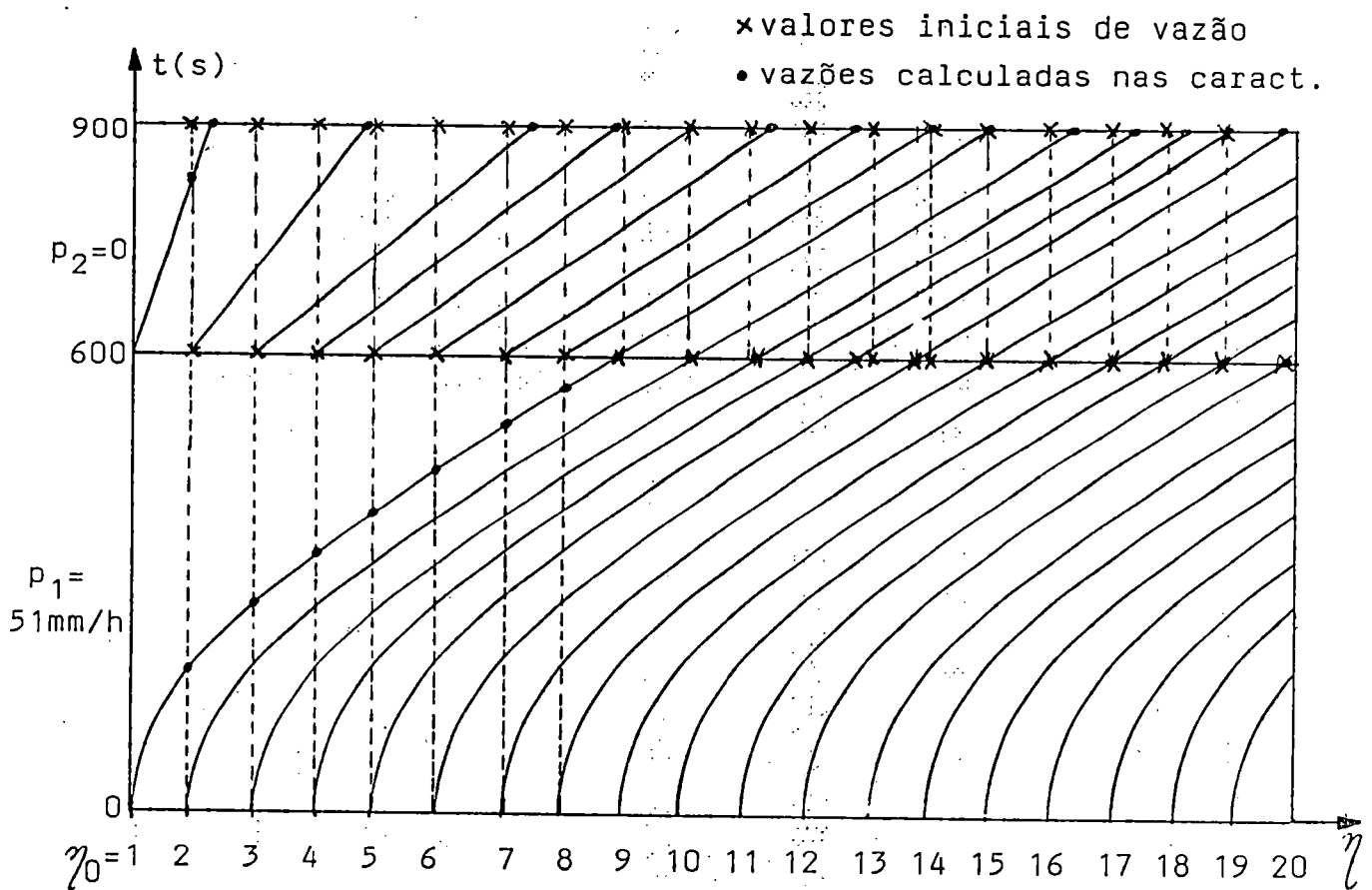


Figura 5.9 - Interrupção das linhas características e valores iniciais de vazão.

EXEMPLO 3 - Dando prosseguimento aos testes idealizados, utiliza-se o conjunto de vazões iniciais obtidos no exemplo anterior para um novo evento de precipitação. Admitindo que o novo evento ($p_0 = 0$) tenha uma duração de $t_{d2} = 300$ s, visa-se determinar ao final deste período, as condições iniciais para cálculo com uma outra precipitação. O tempo inicial agora corresponde a $t_0 = t_{d1} = 600$ s e as vazões iniciais, a aquelas determinadas no período precedente com $1 \leq \eta_0 \leq 20$.

Partindo das equações:

$$\frac{dQ}{d\eta} = K_1 \cdot p_0 \quad \Rightarrow \quad dQ = K_1 \cdot p_0 \cdot d\eta$$

e

$$\frac{dt}{d\eta} = K_2 \cdot m \cdot Q^{m-1}$$

pode-se obter por integração

$$t = t_0 + \frac{K_2}{K_1 \cdot p_0} \cdot (Q^m - Q_0^m)$$

ou

$$Q = \left[Q_0^m + \frac{K_1 \cdot p_0}{K_2} \cdot (t - t_0) \right]^{1/m}$$

para $t_d = t_{d1} + t_{d2}$ corresponde $Q = Q_t$ e se $p_0 = 0$ então $Q_t = Q_0$, possibilitando obter por integração

$$t = t_0 + K_2 \cdot m \cdot Q_0^{m-1} \cdot (\eta - \eta_0)$$

Estima-se o tempo de concentração com auxílio de uma vazão bastante pequena ($Q_0 = 0,00125 \text{ m}^3/\text{s}$), que representa a vazão sobre a primeira linha característica, uma vez que a vazão $Q_0 = 0,00$ refere-se a uma reta tangente paralela ao eixo dos tempos e não intercepta a reta $\eta = N = 20$.

$$t_c = 600 + 45,4035 \cdot 0,6666 \cdot (0,00125)^{-0,333} \cdot (20 - 1) = 5926,44 \text{ s}$$

como $t_c > t_{d1} + t_{d2}$, há que se determinar as posições sobre as linhas características e as respectivas vazões no tempo $t_d = t_{d1} + t_{d2} = 600 + 300 = 900 \text{ s}$. Estabelece-se ainda, a

posição inicial aproximada da linha característica que intercepta a posição $\eta = N$ no tempo $t_d = t_{d1} + t_{d2}$ através de

$$\eta_{01} = N - \frac{(t_d - t_0)}{K_2 \cdot m} \cdot Q_0^{1-m} = 20 - \frac{(900 - 600)}{45,4035 \cdot 0,666} \cdot (0,1898)^{0,333} = 14,30$$

Das deduções acima resultam portanto, $Q_1 = 0,1898$ e $\eta_{01} = 14,30$, indicando que para o intervalo $15 \leq \eta_0 \leq 20$ os valores das vazões em $\eta = 20$, serão iguais às vazões iniciais em cada η_0 , e juntamente com os tempos determinados a partir destes valores, compõem a fase de constância de escoamento no hidrograma. Os valores assim calculados, para tempos e vazões estão contidos na Tabela 5.4 e mostram que o valor constante obtido para as vazões é justificado pelos perfis de fluxo estabelecidos sobre as respectivas linhas características.

Tabela 5.4 - Valores do hidrograma para o plano no período de 600 a 900 s.

η_0	Q (m ³ /s)	t (s)	η_0	Q (m ³ /s)	t (s)
15	0,1898	863,35	18	0,1898	705,34
16	0,1898	810,68	19	0,1898	652,67
17	0,1898	758,00	20	0,1898	600,00

Com a equação

$$\eta_1 = \eta_0 + \frac{(t_d - t_0)}{K_2 \cdot m} \cdot Q^{1-m}$$

para a primeira linha característica, acha-se $\eta_1 = 2,06$, implicando que para $\eta_0 \leq 2$ as vazões Q_1 são estimadas sobre ela e que para $3 \leq \eta_0 \leq 20$, serão interpoladas dos valores encontrados sobre as sucessivas características no tempo em que ocorre a interrupção da precipitação. Estes valores são apresentados na Tabela 5.5 e as linhas características relativas ao evento atual estão representadas na Figura 5.9, entre os tempos 600 s e 900 s, indicando-se ainda os pontos de estimativas para outro período.

Tabela 5.5 - Valores iniciais de vazão para um novo evento em $t = 900$ s.

η_0	Q_0 (m ³ /s)	η_I	Q_I (m ³ /s)	η_0	Q_0 (m ³ /s)	η_I	Q_I (m ³ /s)
1	0.00125	2.06	0.00125	11	0.1898	16.70	0.12576
2	0.025	4.89	0.00125	12	0.1898	17.70	0.14485
3	0.050	6.65	0.00914	13	0.1898	18.70	0.16437
4	0.075	8.18	0.0175	14	0.1898	19.70	0.18087
5	0.100	9.60	0.02656	15	0.1898	-	0.1898
6	0.125	10.96	0.04077	16	0.1898	-	0.1898
7	0.150	12.27	0.05572	17	0.1898	-	0.1898
8	0.175	13.54	0.07206	18	0.1898	-	0.1898
9	0.1898	14.70	0.08944	19	0.1898	-	0.1898
10	0.1898	15.70	0.10735	20	0.1898	-	0.1898

EXEMPLO 4 - O exemplo agora utilizado, visa avaliar os volumes escoados na secção de jusante da superfície plana, mantendo-se inalterados os dados dos exemplos anteriores, mas com durações inferiores ao tempo de concentração e iguais a 300, 600, 900 e 1150 s, gerando escoamentos que resultam nos hidrogramas constantes da Tabela II.2. A Tabela 5.6 mostra que os volumes calculados para alguns tempos de duração estipulados mantém proporção com estes tempos e se aproximam bastante dos volumes precipitados em cada caso. A Figura 5.10 apresenta os gráficos relativos a estas durações, comparados à solução da proposição inicial do problema com duração de 1800 s. Os patamares de vazão constante, observados em cada gráfico, são característicos do esvaziamento da lâmina d'água acumulada sobre a superfície enquanto durou a precipitação.

Tabela 5.6 - Volumes calculados para diversas durações de precipitação.

duração da precip.	300 s	600 s	900 s
volum escoado	141 m ³	282 m ³	423 m ³

EXEMPLO 5 - Na certeza de que o modelo mantém os volumes calculados dentro de uma precisão satisfatória e com a possibilidade de determinar condições iniciais para novos eventos de uma forma sequencial, é necessário testar agora a influência destes valores iniciais na determinação precisa do restante do hidrograma. Inicialmente, comparou-se o evento de duração 1800 s anteriormente utilizado com sua segmentação em três eventos consecutivos de 600 s e depois, em outros dois eventos consecutivos de 900s e os resultados foram coincidentes, conforme pode ser verificado na Tabela II.3 e na Figura 5.11, dando credibilidade ao modelo.

A seguir, à solução para o plano com o evento original de precipitação constante e duração de 1800 s, são comparadas as soluções para diversas simulações com eventos de características distintas, tanto em duração como em intensidade, adotando-se intervalos com mesma intensidade, o dobro ou a metade deste valor. As Tabelas II.4 a II.7 apresentam os valores de precipitação e vazão para os respectivos tempos e as Figuras 5.12 a 5.18 contém as comparações gráficas entre os eventos. Este teste nos mostra a flexibilidade na adoção de diferentes intervalos de precipitação, tanto em duração como em intensidade. Com base nestes variados hietogramas, a análise do comportamento gráfico das soluções nos certifica de que o desempenho do modelo está em pleno acordo com os períodos de ascensão, constância ou recessão dos hidrogramas.

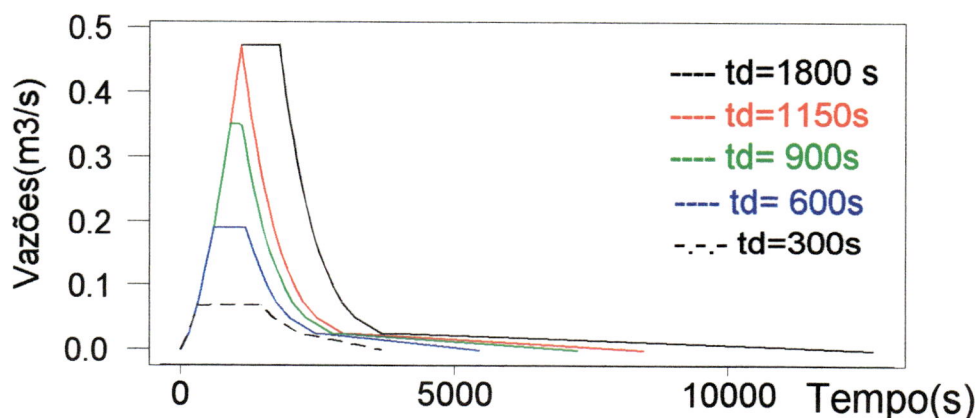


Figura 5.10 - Hidrogramas para diversas durações de precipitação no plano.

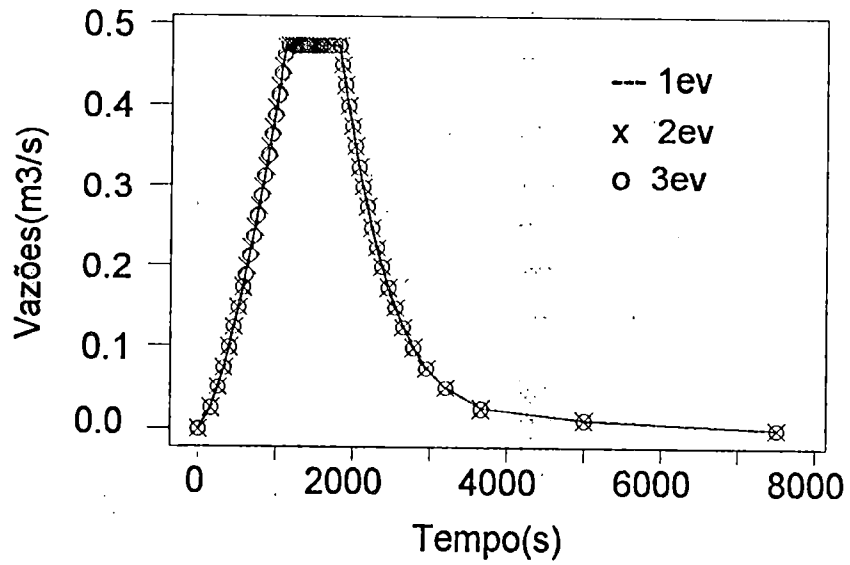


Figura 5.11 - Desdobramento de um evento em outros dois de menor duração.

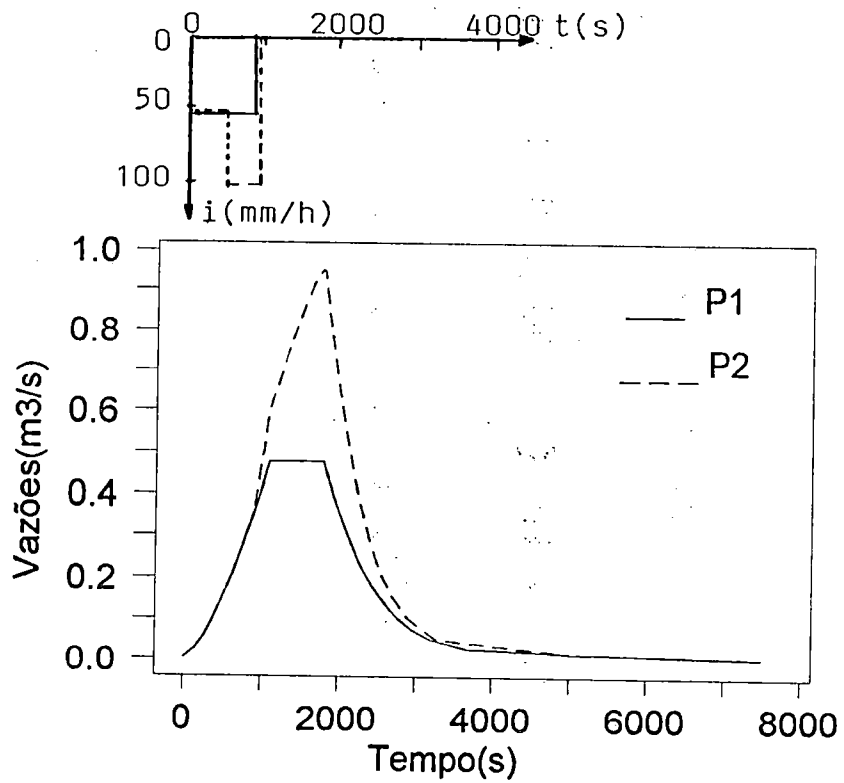


Figura 5.12 - Escoamento no plano para diferentes eventos (P_1 e P_2).

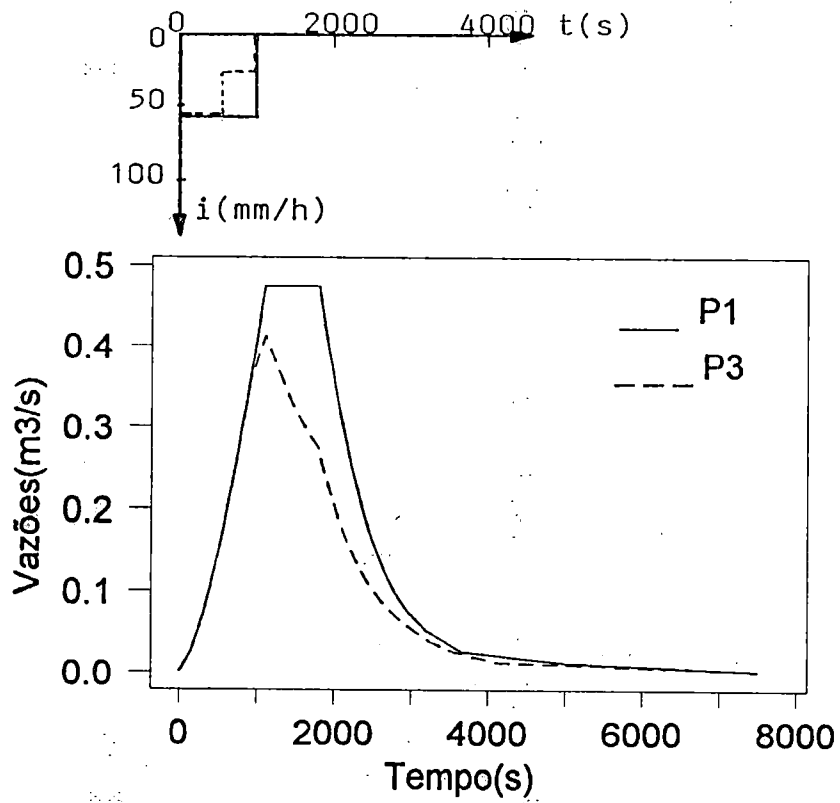


Figura 5.13 - Escoamento no plano para diferentes eventos (P_1 e P_3).

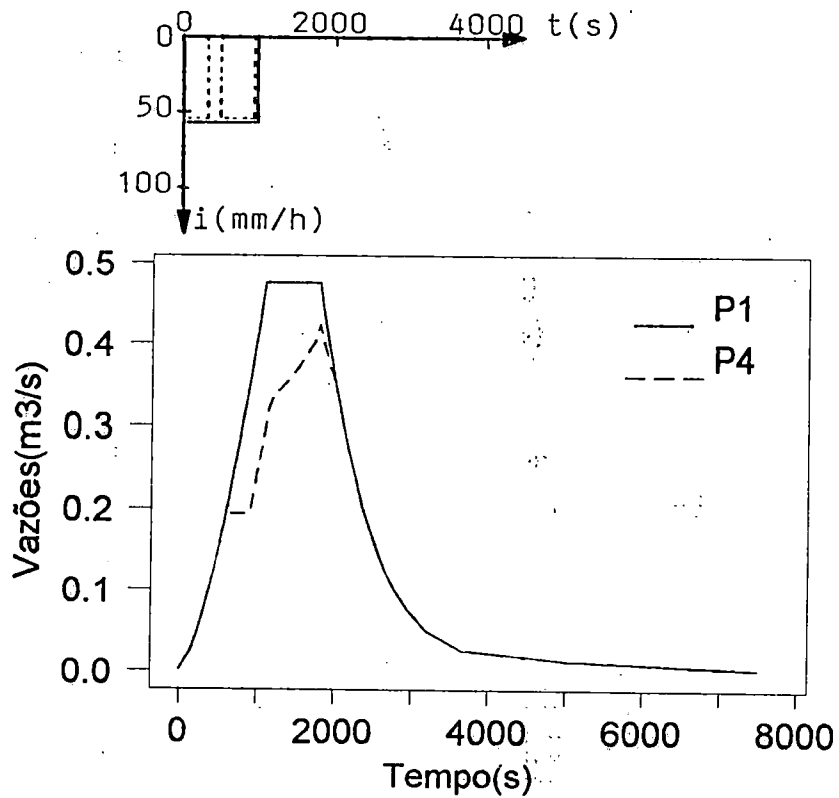


Figura 5.14 - Escoamento no plano para diferentes eventos (P_1 e P_4).

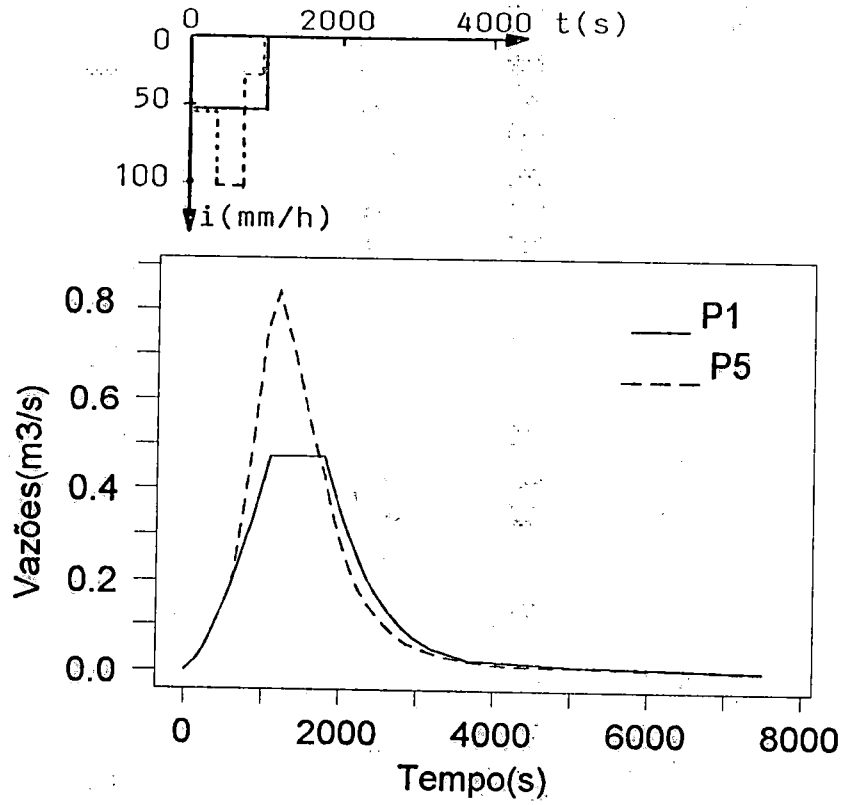


Figura 5.15 - Escoamento no plano para diferentes eventos (P_1 e P_5).

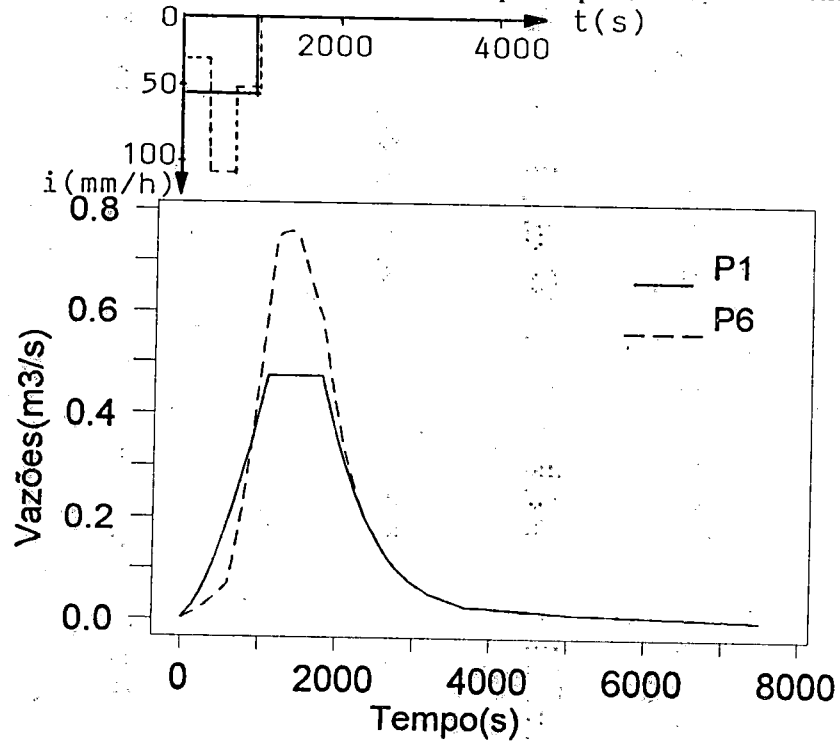


Figura 5.16 - Escoamento no plano para diferentes eventos (P_1 e P_6).

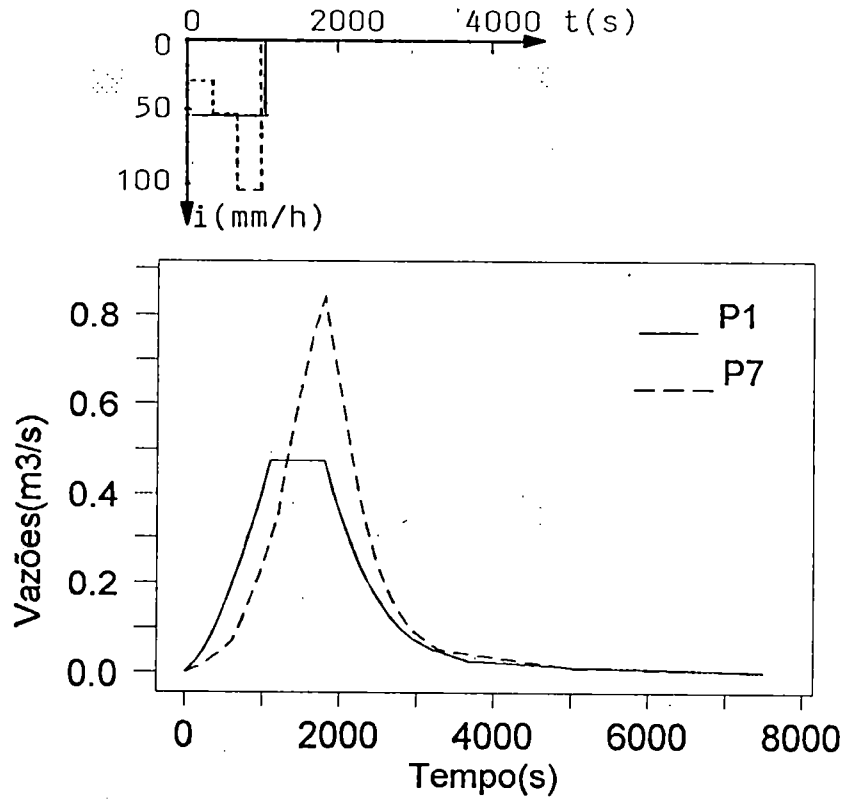


Figura 5.17 - Escoamento no plano para diferentes eventos (P_1 e P_7).

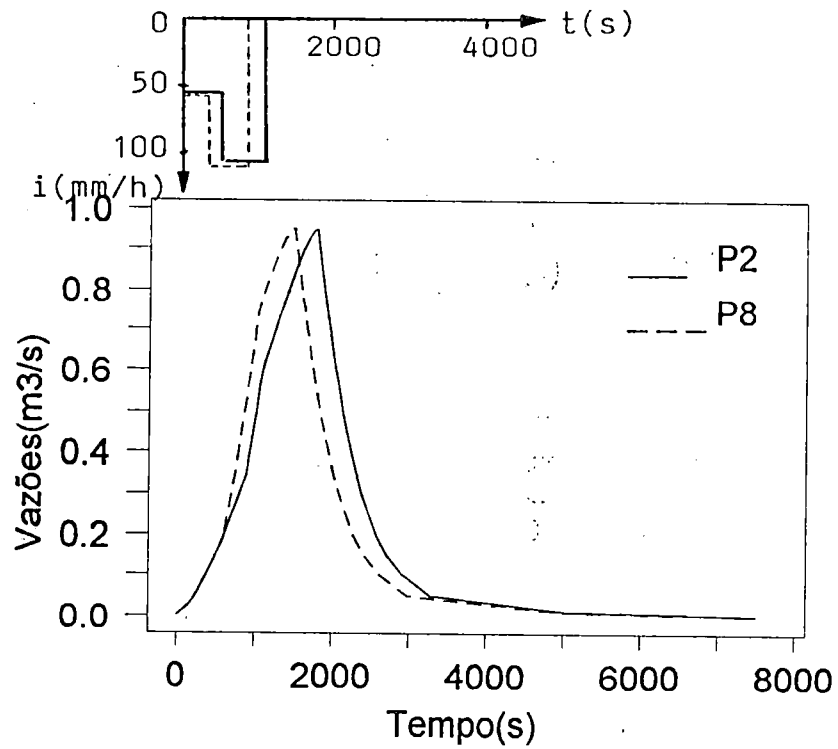


Figura 5.18 - Escoamento no plano para diferentes eventos (P_2 e P_8).

5.3.2 - Teste com superfície plana convergente.

Até o momento os testes foram feitos em superfície plana e de largura constante. A proposição agora, é avaliar a convergência do fluxo em elementos de largura variável ao longo da linha de declive. Para isso, deve-se obter as equações diferenciais do fluxo com base na equação de uma superfície plana convergente como a esquematizada na Figura 5.19, compreendida entre os ângulos inicial θ_i e final θ_f e cujo raio r varia de r_1 a r_2 com as respectivas elevações z_1 e z_2 . Da geometria, resultam

$$r^2 = x^2 + y^2 ; \quad x = r \cdot \cos \theta ; \quad y = r \cdot \sin \theta ; \quad \operatorname{tg} \theta = \frac{y}{x}$$

Supondo que a superfície contenha N linhas η de elevação constante variando desde z_2 até z_1 , estabelecem-se as proporções

$$\frac{r - r_1}{r_2 - r_1} = \frac{z - z_1}{z_2 - z_1} = \frac{N - \eta}{N - 1}$$

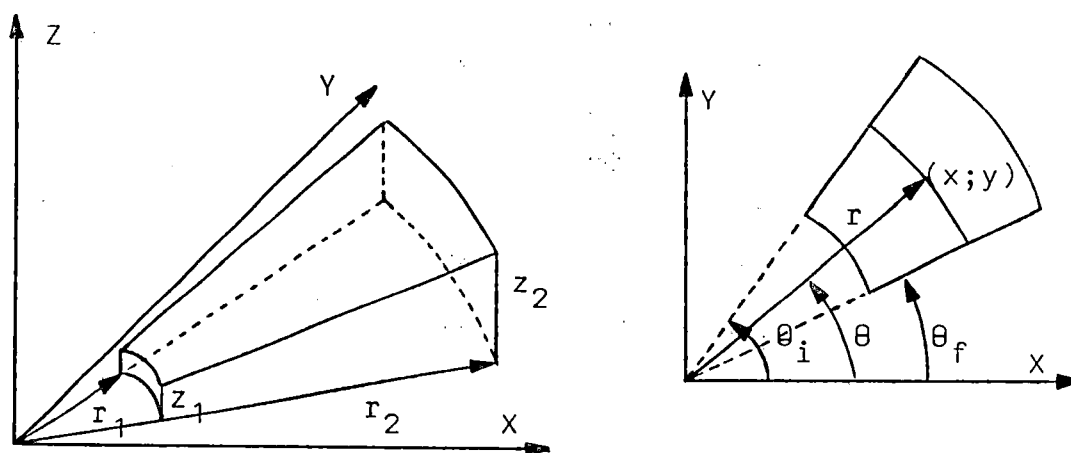


Figura 5.19 - Descrição geométrica de uma superfície plana e convergente.

podendo-se obter $z = f(x, y)$ e $\eta = f(x, y)$

$$z = \left[z_1 - \frac{(z_2 - z_1)}{(r_2 - r_1)} \cdot r_1 \right] + \frac{(z_2 - z_1)}{(r_2 - r_1)} \cdot r$$

e

$$\eta = \left[N + \frac{(N-1)}{(r_2 - r_1)} \cdot r_1 \right] - \frac{(N-1)}{(r_2 - r_1)} \cdot (x^2 + y^2)^{1/2}$$

Considerando ainda, M linhas ξ de declive, ortogonais às linhas η , definidas por

$$\frac{\theta - \theta_i}{\theta_f - \theta_i} = \frac{\xi - 1}{M - 1}$$

conduzindo a $\xi = f(x, y)$

$$\xi = \left[1 - \frac{(M-1)}{(\theta_f - \theta_i)} \cdot \theta_i \right] + \frac{(M-1)}{(\theta_f - \theta_i)} \cdot \arctg\left(\frac{y}{x}\right)$$

Com a finalidade de localizar pontos da superfície no sistema cartesiano, a partir de pares de valores η e ξ , são estabelecidas as funções inversas $x = f(\eta, \xi)$ e $y = f(\eta, \xi)$ a seguir

$$x = \left\{ \left[r_1 + \frac{(r_2 - r_1)}{(N-1)} \cdot N \right] - \frac{(r_2 - r_1)}{(N-1)} \cdot \eta \right\} \cdot \cos \left\{ \left[\theta_i - \frac{(\theta_f - \theta_i)}{(M-1)} \right] + \frac{(\theta_f - \theta_i)}{(M-1)} \cdot \xi \right\}$$

e

$$y = \left\{ \left[r_1 + \frac{(r_2 - r_1)}{(N-1)} \cdot N \right] - \frac{(r_2 - r_1)}{(N-1)} \cdot \eta \right\} \cdot \text{sen} \left\{ \left[\theta_i - \frac{(\theta_f - \theta_i)}{(M-1)} \right] + \frac{(\theta_f - \theta_i)}{(M-1)} \cdot \xi \right\}$$

Cada elemento de superfície, neste caso, é limitado por pares de linhas η e ξ e apresenta largura variável dada por $b = b_0 - a_0 \cdot \eta$, com

$$a_0 = \frac{(r_2 - r_1)}{(N-1)} \cdot d\theta$$

e

$$b_0 = \left[r_1 + \frac{(r_2 - r_1)}{(N-1)} \cdot N \right] \cdot d\theta$$

sendo $d\theta$ o ângulo formado por duas linhas ξ consecutivas. Esta relação de variação da largura, substituída nas equações diferenciais ordinárias obtidas pelo método das características, as transforma em:

$$\frac{dt}{d\eta} = \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{n_0^m \cdot m}{(\text{sen } \phi)^{m+2/2}} \cdot q^{m-1}$$

e

$$\frac{dq}{d\eta} = \frac{p_0}{\text{tg } \phi} \cdot \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} + \frac{q}{(b_0 - a_0 \cdot \eta)} \cdot a_0$$

ou

$$\frac{dt}{d\eta} = \frac{(z_2 - z_1)}{(N-1)} \cdot \frac{n_0^m \cdot m}{(\text{sen } \phi)^{m+2/2}} \cdot (b_0 - a_0 \cdot \eta)^{1-m} \cdot Q^{m-1}$$

e

$$\frac{dQ}{d\eta} = \frac{p_0 \cdot (z_2 - z_1)}{\operatorname{tg} \phi \cdot (N-1)} \cdot (b_0 - a_0 \cdot \eta)$$

conforme seja utilizada a vazão por unidade de largura q ou a vazão total Q .

As equações do modelo cinemático para o escoamento sobre uma superfície plana e convergente, tal como a apresentada na Figura 5.20, utilizando uma variável independente s na direção do fluxo de velocidade ω , são a equação da continuidade

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial (\omega \cdot A)}{\partial s} = p_0 \cdot (r_2 - s) \cdot d\theta$$

e uma relação entre área e vazão, proveniente de uma expressão como a de Manning,

$$A = \alpha \cdot Q^m$$

na qual $\alpha = \left\{ \frac{n_0 \cdot [(r_2 - s) \cdot d\theta]^{2/3}}{S_0^{1/2}} \right\}^{3/5}$ e $m = 3/5$, conduzindo às equações

$$\frac{dt}{ds} = \frac{n_0^m \cdot (d\theta)^{1-m}}{S_0^{m/2}} \cdot (r_2 - s)^{1-m} \cdot m \cdot Q^{m-1} = F_1(t; Q; s)$$

e

$$\frac{dQ}{ds} = p_0 \cdot (r_2 - s) \cdot d\theta = F_2(t; Q; s)$$

a serem resolvidas simultaneamente pelo procedimento de Runge-Kutta de quarta ordem.

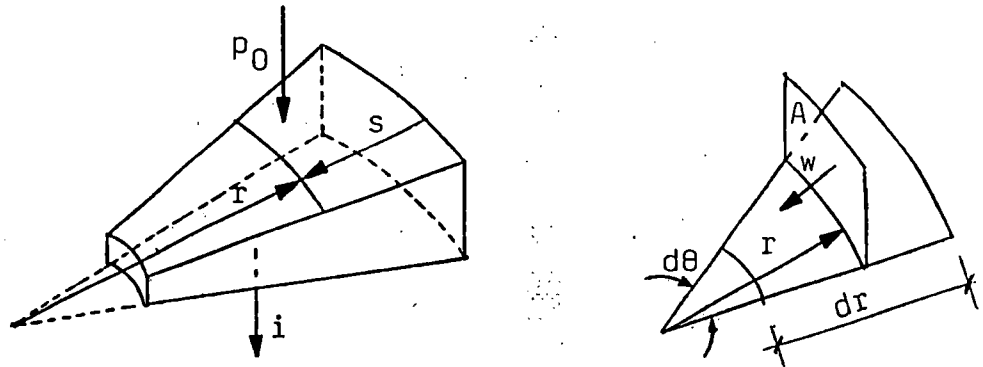


Figura 5.20 - escoamento sobre superfície plana convergente.

EXEMPLO 6 - Esta é uma aplicação numérica das considerações feitas anteriormente, sobre uma superfície plana convergente, para uma área compreendida entre $\theta_i = 30^\circ$ e $\theta_f = 90^\circ$, com $r_1 = 50$ m e $r_2 = 1000$ m e de respectivas elevações mínima e máxima, $z_1 = 0,5$ m e $z_2 = 10,0$ m. O coeficiente de rugosidade de Manning é $n_0 = 0,0335$ e a intensidade da precipitação $p_0 = 15$ mm/h com uma duração de 1,5 horas. Adotando-se $N = 20$ para as linhas η e $M = 2$ para as linhas ξ , resolve-se:

- utilizando a equação $z = f(x; y) = 0,01 \cdot (x^2 + y^2)^{1/2}$ da superfície, tem-se

$$F(x; y; z) = f(x; y) - z = 0,01 \cdot (x^2 + y^2)^{1/2} - z = 0$$

da qual resultam

$$\nabla F = \frac{\partial F}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial F}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial F}{\partial z} \vec{k} = \left[\frac{0,01 \cdot x}{(x^2 + y^2)^{1/2}} \right] \vec{i} + \left[\frac{0,01 \cdot y}{(x^2 + y^2)^{1/2}} \right] \vec{j} + (-1) \vec{k}$$

e

$$\operatorname{tg} \phi = \left| \frac{\sqrt{(\partial F / \partial x)^2 + (\partial F / \partial y)^2}}{\partial F / \partial z} \right| = 0,01$$

$$\cos \phi = \frac{1}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \phi}} \cong 1 ; \quad \operatorname{sen} \phi = \operatorname{tg} \phi \cdot \cos \phi \cong 0,01$$

$$d\theta = \frac{(\theta_f - \theta_i)}{(M-1)} = \frac{\pi}{3} \quad \Rightarrow \quad a_0 = 52,3598 ; \quad b_0 = 1099,5574$$

conduzindo a

$$\frac{dt}{d\eta} = 15,565 \cdot (1099,5574 - 52,3598 \cdot \eta) \cdot Q^{-0.4}$$

e

$$\frac{dQ}{d\eta} = 2,085 \cdot 10^{-4} \cdot (1099,5574 - 52,3598 \cdot \eta)$$

que resolvidas simultaneamente por Runge-Kutta fornecem o hidrograma em $\eta = N$.

- semelhante solução é obtida com as equações ordinárias anteriormente deduzidas para a superfície em questão, utilizando a variável independente s

$$\frac{dt}{ds} = 0,3171 \cdot (1000 - s)^{0.4} \cdot Q^{-0.4}$$

e

$$\frac{dQ}{ds} = 4,3668 \cdot (1000 - s)$$

cuja solução por Runge-Kutta, conduz ao hidrograma da secção $s = r_2 - r_1 = 950$ m.

Estas soluções constam da Tabela II.8 e comparadas a seguir, na Figura 5.21, atestam a equivalência de utilização das variáveis s e η no equacionamento do fluxo em virtude da coincidência dos valores calculados.

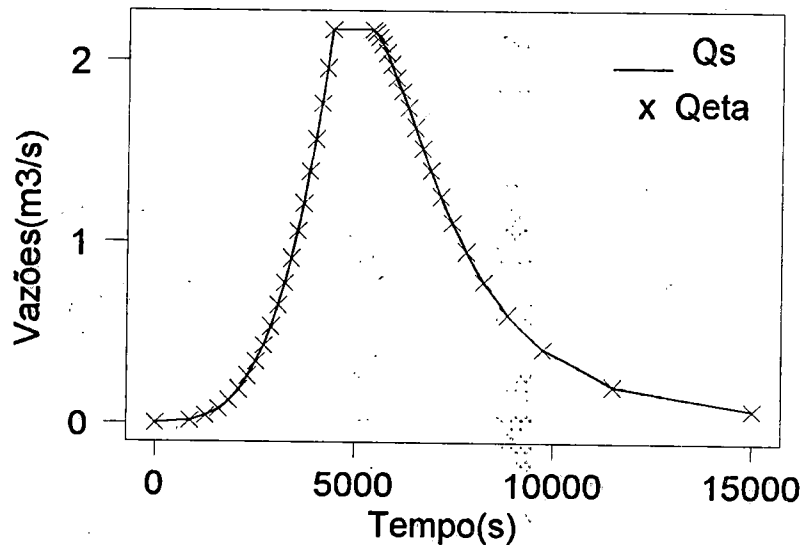


Figura 5.21 - Comparação das soluções para a superfície plana convergente.

EXEMPLO 7 - Embora já se tenha absoluta certeza da eficiência do método quanto à solução em superfícies planas, tenta-se agora meios de avaliar os resultados obtidos para o caso de superfícies convergentes. Não se dispondo de resultados observados em experimentos para tais superfícies, busca-se a comparação com soluções previamente apresentadas na literatura. Uma solução adimensional para uma superfície plana e convergente como a apresentada no exemplo anterior, está descrita no item A.4 do anexo A e é agora desenvolvida como meio de comparação às soluções obtidas anteriormente.

Sejam os dados: $r = 0,05$; $F = 0$ (impermeável) ; $L_0 = 1000$ m ; $S_0 = 0,01$ m/m
 $\theta = 60^\circ$; $i_c = 15$ mm/h = $4,17 \cdot 10^{-6}$ m/s ; $t_{ed} = 5400$ s = 1,5 h ; $n_0 = 0,0335$

Da equação de Manning

$$Q_0 = A \cdot \frac{R_H^{2/3}}{n_0} \cdot \sqrt{S_0} = \omega_0 \cdot \frac{\sqrt{S_0}}{n_0} \cdot y_0^{5/3} = \omega_0 \cdot \alpha_0 \cdot y_0^m$$

$$\alpha_0 = \frac{\sqrt{S_0}}{n_0} = \frac{\sqrt{0,01}}{0,0335} = 2,985 \quad m = 5/3$$

$$r_1 = r \cdot L_0 = 0,05 \cdot 1000 = 50 \text{ m}$$

- o tempo de concentração:

$$t_{co} = \left[\frac{L_0 \cdot (1-r)}{\alpha_0 \cdot i_e^{m-1}} \right]^{1/m} = \left[\frac{1000 \cdot (1-0,05)}{2,985 \cdot (4,17 \cdot 10^{-6})^{2/3}} \right]^{3/5} = 4504,16 \text{ s} = 1,251 \text{ h}$$

possibilita calcular

$$T_D = \frac{m \cdot t_{ed}}{t_{co}} = \frac{5/3 \cdot 1,5}{1,251} \cong 2,0 \quad \text{e} \quad T = \frac{m \cdot t}{t_{co}} = \frac{5/3 \cdot t}{1,251} = 1,332 \cdot t$$

e também

$$Q_0 = \frac{i_e \cdot \theta \cdot L_0^2 \cdot (1-r^2) \cdot S}{2} = \frac{4,17 \cdot 10^{-6} \cdot \pi/3 \cdot (1000)^2 \cdot [1-(0,05)^2]}{2} \cdot S = 2,1779 \cdot S$$

adotando: $\Delta t = 675 \text{ s} = 0,1877 \text{ h}$

encontra-se: $\Delta T = 1,332 \cdot \Delta t = 1,332 \cdot 0,1877 = 0,25$

Com base nestas expressões, determinam-se os valores da Tabela 5.7.

Tabela 5.7 - Valores de vazão no exutório da superfície plana convergente.

T	S	Q ₀ (m ³ /s)	T	S	Q ₀ (m ³ /s)	T	S	Q ₀ (m ³ /s)
0.00	0.02	0.0436	1.75	0.98	2.1344	3.50	0.21	0.4574
0.25	0.05	0.1089	2.00	1.00	2.1779	3.75	0.17	0.3702
0.50	0.11	0.2396	2.25	0.86	1.8730	4.00	0.13	0.2831
0.75	0.23	0.5009	2.50	0.67	1.4592	4.25	0.11	0.2396
1.00	0.43	0.9365	2.75	0.51	1.1108	4.50	0.09	0.1960
1.25	0.71	1.5463	3.00	0.38	0.8276	4.75	0.07	0.1524
1.50	0.91	1.9819	3.25	0.29	0.6316	5.00	0.05	0.1089

A comparação deste resultado com aquele obtido pelo método de Runge-Kutta na integração das equações diferenciais relativas à variável η , consta da Tabela II.8 e na Figura 5.22. Nota-se que há discordância entre os valores calculados com o modelo adimensional e o método proposto no ramo de ascensão, muito embora os valores da vazão máxima coincidam e pleno ajuste na descida do hidrograma. Os volumes calculados por um e outro método se mantêm próximos ao volume precipitado, dentro de uma tolerância de 5%, que diminui se mais intervalos de tempo forem considerados. Os hidrogramas adimensionais que auxiliam a solução do método adimensional são obtidos por métodos numéricos baseados em diferenças finitas e por isso apresentam um amortecimento numérico característico no tempo de concentração, deslocando o tempo de pico. O mesmo não acontece com o método aqui proposto.

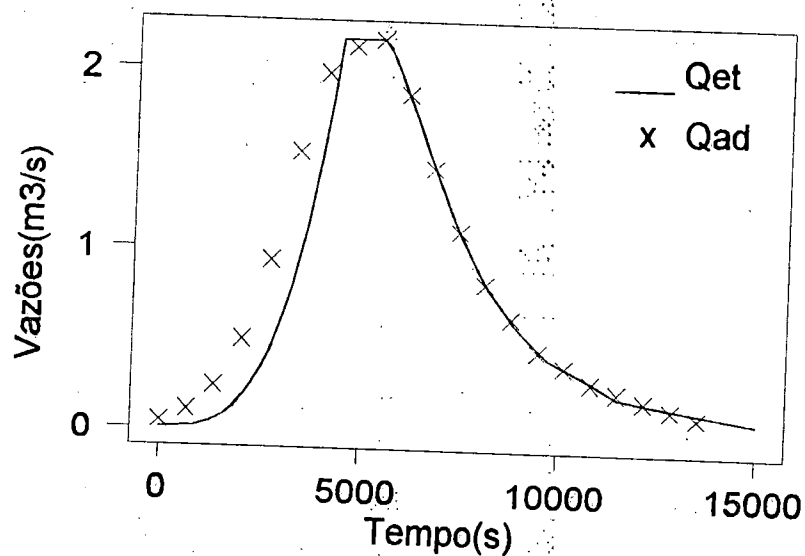


Figura 5.22 - Comparação da solução proposta com a solução adimensional.

5.3.3 - Testes em superfície com declividade longitudinalmente variável.

O método da onda cinemática tem sido amplamente utilizado em casos de superfícies planas, onde obviamente, a declividade longitudinal é constante. Tendo em vista a generalidade da formulação proposta, vislumbra-se a sua aplicação aos casos reais em que o escoamento se verifica sobre superfícies com declividades variáveis, tanto crescente quanto decrescentemente, junto aos seus extremos. Nas superfícies tratadas anteriormente, a declividade foi considerada constante ao longo dos cálculos, devido às mesmas serem planas. No entanto, em superfícies curvas a declividade varia de ponto a ponto ao longo da direção adotada.

Como exemplo, admitindo-se o caso de uma superfície de geratriz parabólica (Figura 5.23), com largura constante b , cuja equação é $z = a_1 \cdot x^2 + b_1 \cdot x + c_1$ e considerando a variável independente x , implicando em que $\text{tg } \phi = dz/dx$, resultam as seguintes equações diferenciais ordinárias

$$\frac{d t}{d x} = \frac{n_0^m \cdot b^{1-m} \cdot m}{(\text{sen } \phi)^{m/2} \cdot \cos \phi} \cdot Q^{m-1} = \frac{n_0^m \cdot b^{1-m} \cdot (1 + \text{tg}^2 \phi)^{m+2/4}}{(\text{tg } \phi)^{m/2}} \cdot Q^{m-1}$$

e

$$\frac{d Q}{d x} = p_0 \cdot b$$

que resolvidas conjuntamente, como nos casos anteriores, propiciam a obtenção do hidrograma na secção de jusante da superfície.

Com a finalidade de observar a influência da discretização de uma superfície contínua, adotam-se dois procedimentos distintos: considerar a variação contínua de declividade de passo em passo durante os cálculos ou segmentar a superfície em vários trechos, considerando a declividade média entre os extremos de cada trecho.

A solução utilizando x como variável independente, como acima exposto, é um caso particular de superfície que apresenta largura constante na direção Y . O equacionamento com a variável transformada η resolve, além deste, os casos de superfícies curvas convergentes.

Inicialmente, com o propósito de verificar erros de programação, os dois procedimentos relativos à variação da declividade, acima descritos, foram testados sobre uma superfície plana de largura constante (Tabela II.9), comparando os resultados à solução analítica e entre si, apresentando-os nas Figuras 5.24, 5.25 e 5.26. Nota-se para todos estes casos a coincidência dos resultados.

A seguir, apresenta-se a solução com ambos os procedimentos para uma superfície parabólica de largura constante, proposta no exemplo 8 e cujas soluções encontram-se representadas na Tabela II.10 e na Figura 5.27.

EXEMPLO 8 - A aplicação numérica das considerações acima expostas é feita com base na Figura 5.23, para os seguintes valores $z_1 = 0,5$ m ; $z_2 = 10,0$ m ; $x_1 = 50$ m ; $x_2 = 1000$ m e $dz/dx = 0,015$ m/m em $x = 1000$ m ; $p_0 = 15$ mm/h ; $t_d = 5400$ s ; $n_0 = 0,0335$; $b = 550$ m.

Resolve-se o problema do escoamento de x_2 para x_1 , com $N=20$ e segundo os critérios de variação contínua da declividade e de declividade média nos trechos de segmentação da superfície.

-Resulta para a equação da superfície:

$$z = 5,2632 \cdot 10^{-6} \cdot x^2 + 4,4737 \cdot 10^{-3} \cdot x + 0,2632$$

e

$$\frac{dz}{dx} = \operatorname{tg} \theta = \operatorname{tg} \phi = 1,0526 \cdot 10^{-5} \cdot x + 4,4737 \cdot 10^{-3}$$

São usados os intervalos $\Delta x = 50$ m entre os inícios das linhas características e segmentação da superfície e $\Delta x_1 = 0,1 \cdot \Delta x = 5$ m como passo de cálculo em cada linha característica.

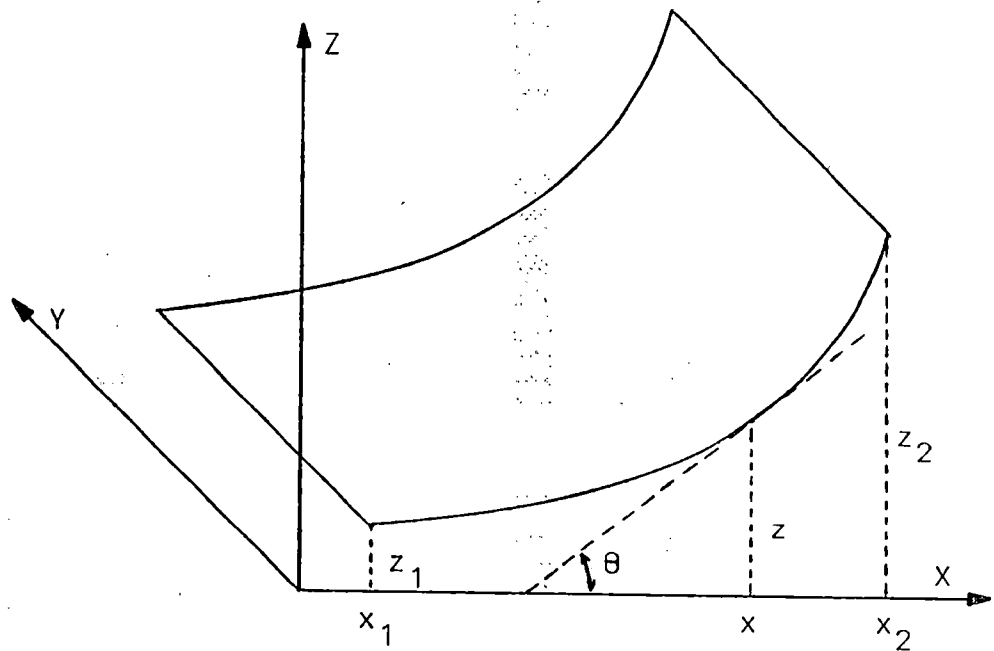


Figura 5.23 - Superfície de geratriz parabólica e linhas características.

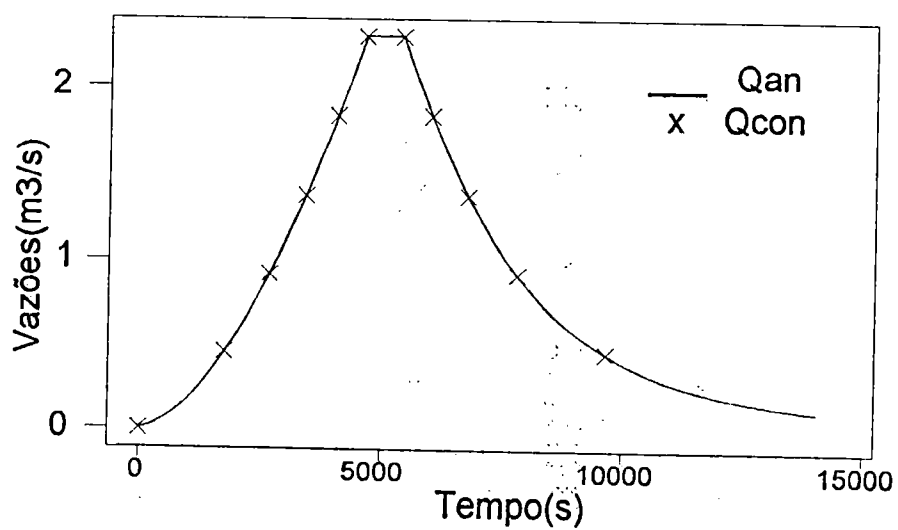


Figura 5.24 - Soluções analítica e com variação contínua da declividade.

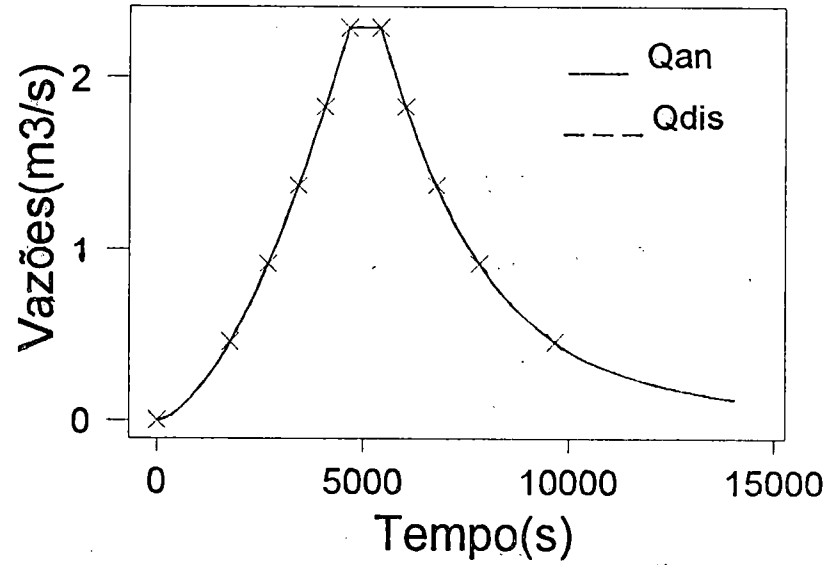


Figura 5.25 - Soluções analítica e com declividades médias por trecho.

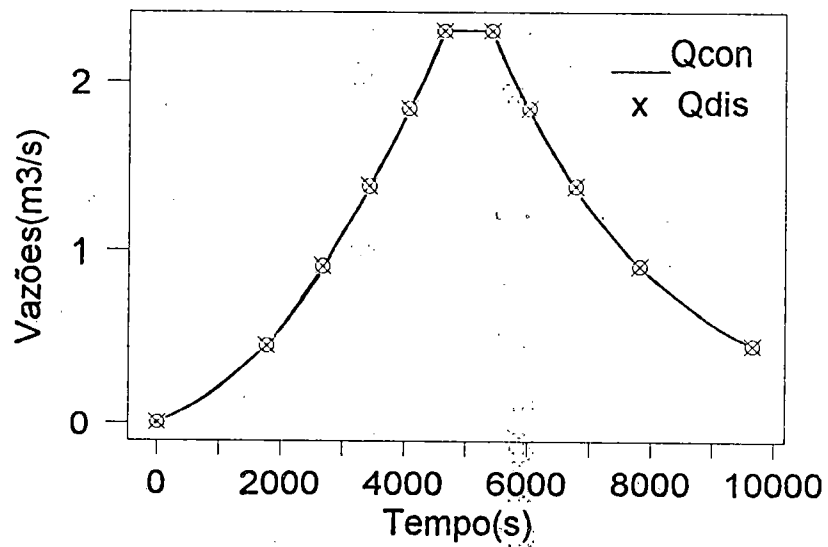


Figura 5.26 - Soluções com declividade média e com sua variação contínua.

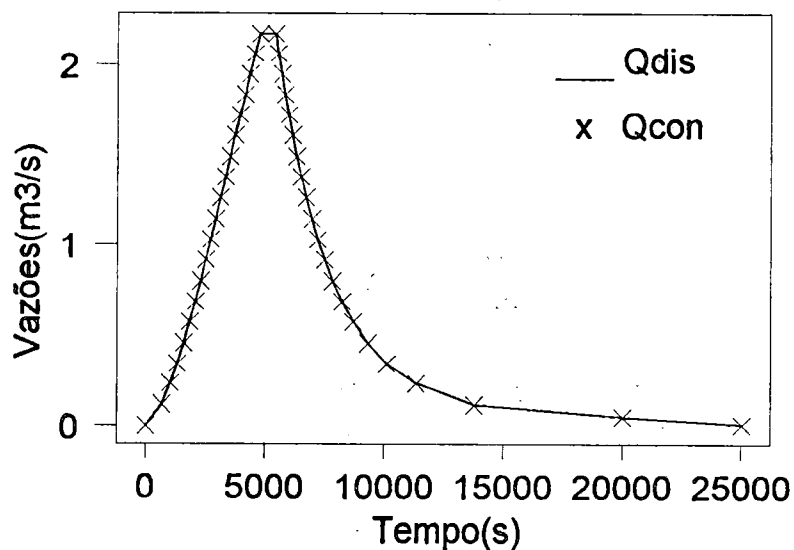


Figura 5.27 - Soluções com decliv. média e de var.cont.na sup. parabólica.

5.4 - Determinação da malha ortogonal e obtenção de hidrogramas

Após avaliados os modelos de ajuste da superfície do terreno e verificada separadamente a qualidade do modelo unidimensional adotado, passa-se à fase de aplicação prática da metodologia, na qual são obtidos os hidrogramas do escoamento superficial para compará-los a resultados previamente conhecidos.

Inicialmente, uma superfície plana e de largura constante (Figura 5.28) foi discretizada em uma malha ortogonal, representando a malha de fluxo, cujos parâmetros conhecidos foram utilizados para transformar um evento de precipitação efetiva em um hidrograma de escoamento superficial. Os resultados provenientes deste teste encontram-se na Tabela II.12 e na Figura 5.29 e comparados à respectiva solução analítica, confirmam através de sua precisão, a eficácia do modelo MOCIRK e a legitimidade do respectivo programa computacional.

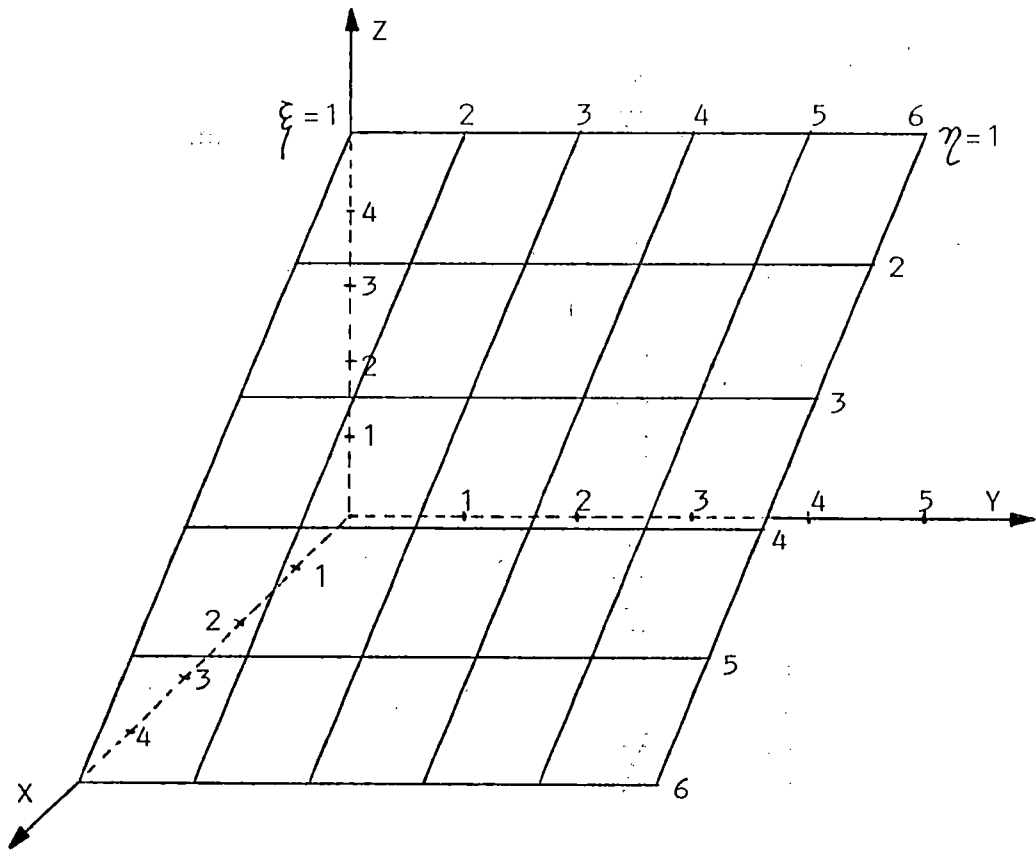


Figura 5.28 - Superf. plana de largura constante e conjunto de dados.

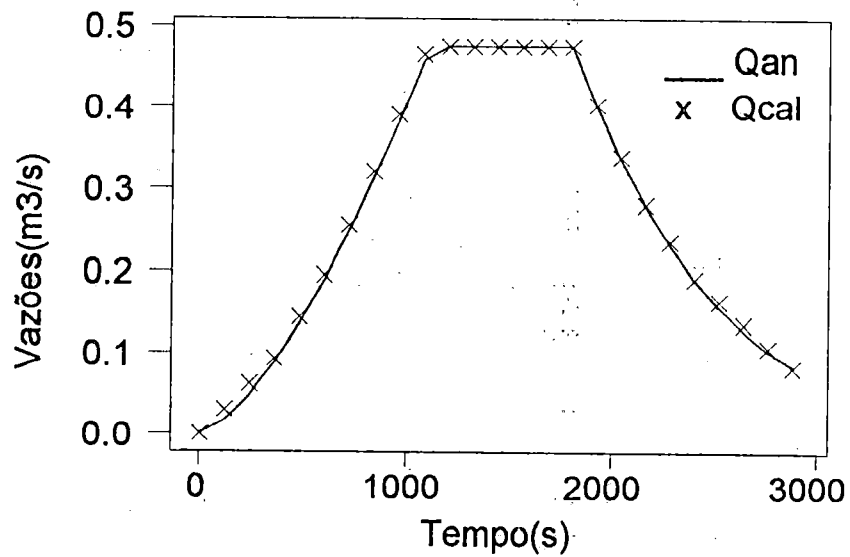


Figura 5.29 - Comparação de resultados obtidos em superfície plana.

A segmentação do evento de precipitação em outros de menor duração, permite a verificação da resposta da formulação unidimensional em forma computacional, em termos de condições iniciais e também, avaliar a fidedignidade da metodologia em utilizar eventos consecutivos com variadas intensidades e durações. Para isso, foi considerada uma chuva de intensidade constante durante 1800 s, a qual foi segmentada em duas de 900 s e em três de 600 s. As respostas dos cálculos efetuados pelo modelo MOCIRK para estes três casos são apresentadas na Tabela II.12 e na Figura 5.30. Os resultados idênticos, confirmam a possibilidade de sequência de cálculos utilizando eventos consecutivos de precipitação com variada intensidade e duração.

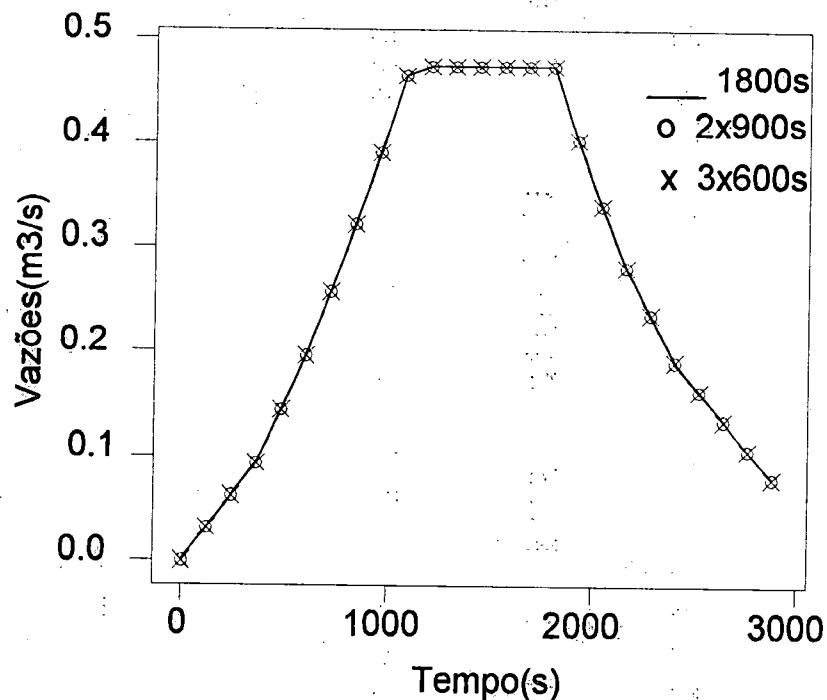


Figura 5.30 - Resultados comparativos para eventos segmentados.

Após o desenvolvimento de todos os testes precedentes, que avaliaram o comportamento do modelo sob vários aspectos e cujo desempenho foi satisfatório, torna-se necessário um teste definitivo, utilizando-se para tanto, uma bacia de características reais e que forneça os dados de elevação, além de todos os parâmetros físicos essenciais para a utilização da metodologia. É imprescindível ainda, a existência de algum hidrograma observado ou simulado por algum modelo, e que seja proveniente de uma precipitação de intensidade e duração conhecidas.

A bacia hidrográfica apresentada por STEPHENSON & MEADOWS (1986), como exemplo de solução adimensional das equações do modelo cinemático, apresentou os requisitos necessários para sua utilização. Assim, procedeu-se a sua discretização em malha retangular com espaçamento uniforme $\Delta x = 66.5$ m, conforme a Figura 5.31, ajustando-se subsequentemente a superfície por meio da função "spline".

Definindo-se uma posição inicial para o exutório, os componentes do vetor direção de fluxo nesta secção e a diferença desejada entre as curvas de nível, foram determinados automaticamente pelo programa os divisores externos da bacia e as regiões de contribuição de fluxo nela contidas, como se observa na Figura 5.32.

Estabelecendo-se um distanciamento limite entre as linhas de declive determinadas pelo método do gradiente, permitindo uma boa definição para as faixas de superfície, definiu-se a malha de fluxo, representada pelas intersecções das linhas de declive com as curvas de nível e cujos pontos foram armazenados em arquivos para posterior utilização no modelo de escoamento superficial.

Os citados autores, consideraram a bacia de 83,4 ha, apresentada na Figura 5.4, como composta por dois planos e um canal central, em forma de "V", com declividades respectivas de $i_p = 0,05$ m/m e $i_c = 0,012$ m/m, determinando a resposta para uma precipitação 12,7 mm/h e duração de 1,2 h, através de um método de hidrogramas adimensionais para superfícies do tipo adotado, que por eles foi apresentado. A resistência ao escoamento foi representada pelo coeficiente $n = 0,15$ da fórmula de Manning, tanto para as superfícies como para o canal. Os mesmos dados foram utilizados para a simulação com o método aqui desenvolvido para comparação dos resultados.

A partir da malha de fluxo já definida e com os dados apresentados no exemplo numérico dos autores em questão, relativos às características físicas da bacia e ao evento de precipitação efetiva, procedeu-se a determinação do hidrograma para o exutório. Isto ocorreu mediante a propagação do escoamento sobre as células superficiais e dentro da rede de canais, que foi obtida automaticamente do programa computacional correspondente ao descrito na seção 4.6 do capítulo anterior e cujo fluxograma é apresentado na Figura B. 5 do Anexo B.

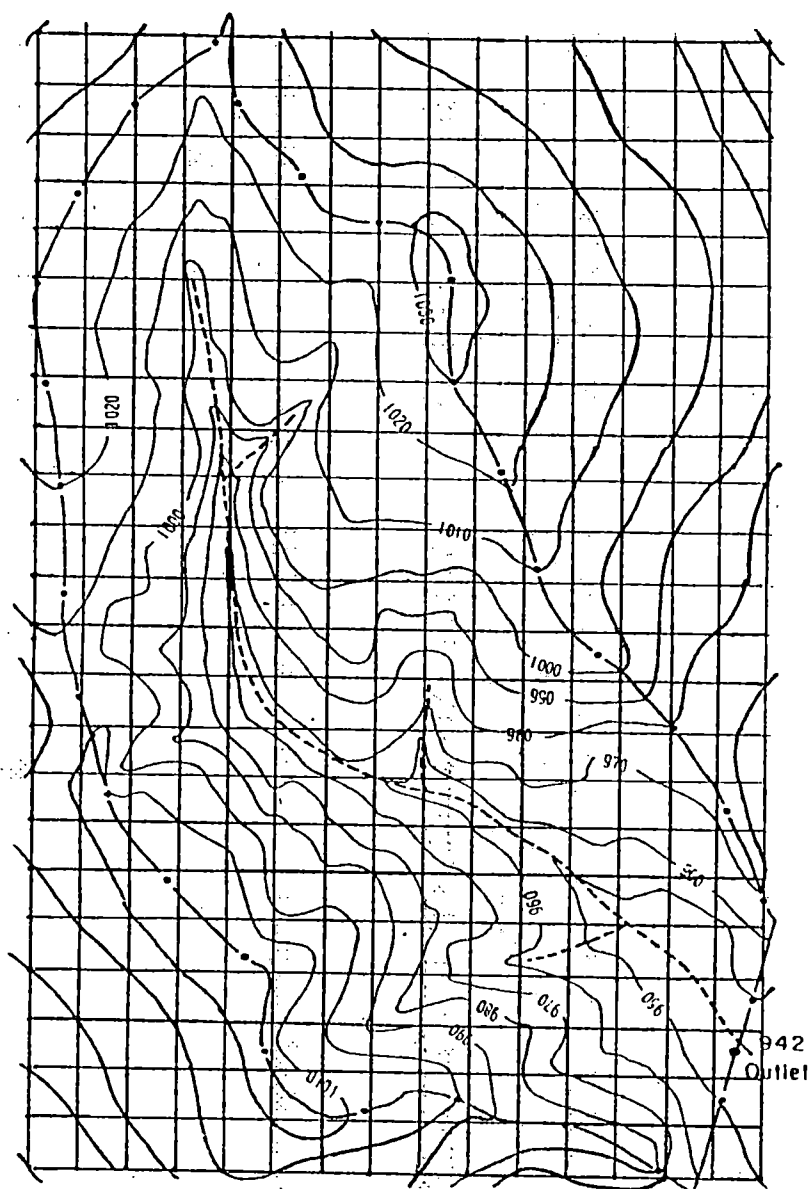


Figura 5.31 - Bacia hidrográfica utilizada em solução adimensional.

Na figura 5.33 e Tabela II.13, pode-se observar de forma comparativa, os resultados provenientes do emprego do modelo MOCIRK, com aquele obtido por STEPHENSON & MEADOWS (1986). Conclue-se que a forma de representação da bacia, adotada pelos autores, propicia uma concentração mais rápida do escoamento superficial como atestam os ramos ascendente e descendente do respectivo hidrograma. Além disso, a forma adimensional de solução tem por base o método numérico de diferenças finitas e pode produzir amortecimento numérico, influenciando no tempo de ocorrência e no valor da vazão máxima. O volume calculado pela solução adimensional é cerca de 5% inferior ao volume da precipitação efetiva sobre a bacia, enquanto que o volume calculado pelo MOCIRK é aproximadamente 2% acima do referido valor. Tendo em vista a proximidade dos resultados obtidos, apesar da idealização proposta na solução adimensional, conclue-se que modelo MOCIRK, ao levar em conta as informações topográficas avalia de forma realista e bastante exata o escoamento superficial em superfícies complexas.

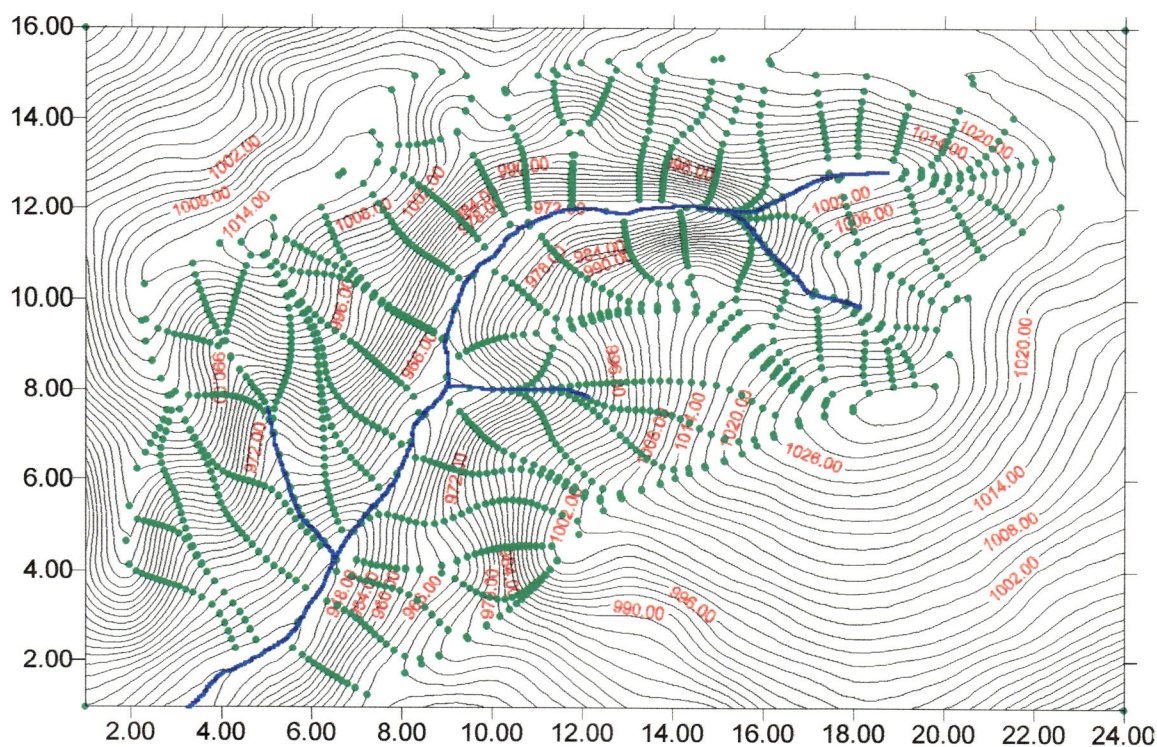


Figura 5.32 - Regiões de fluxo para a bacia do exemplo numérico.

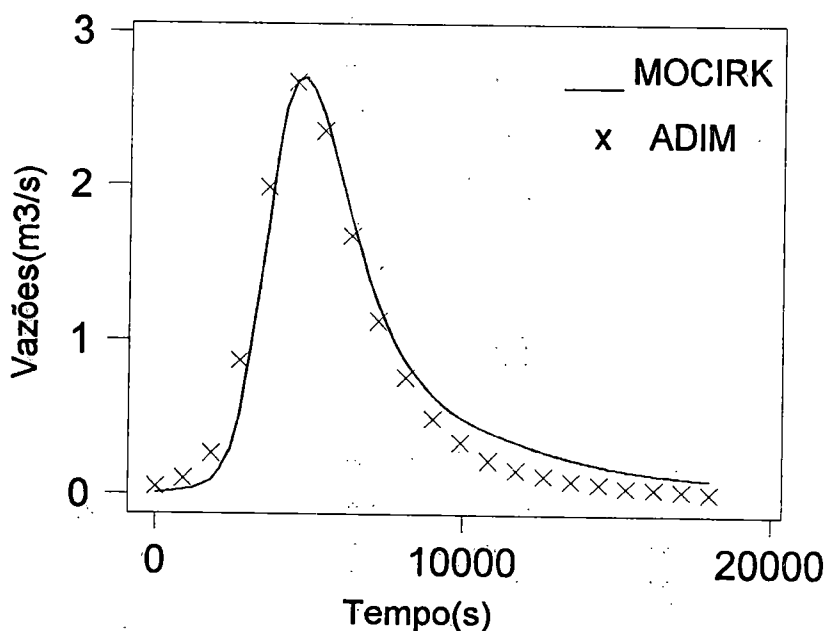


Figura 5.33 - Comparação do resultado com a solução adimensional.

Concluindo a etapa de simulação, a bacia Rimbaud (Figura 5.34), componente da bacia Real Collobrier situada na França, com área de 1,42 Km² e citada nos trabalhos apresentados por TRAVI et al.(1994) e PARKIN et al.(1996) foi utilizada para aplicação global da metodologia, dispondo de um conjunto de curvas de nível que facilitou sua discretização e digitalização dos dados, bem como de um evento de precipitação com o correspondente hidrograma observado.

As distribuições de solo e vegetação, nesta bacia, são relativamente homogêneas e de pouca variação topográfica, com as elevações variando entre 470 e 622 m em declividades acentuadas na área central e mais suaves nas proximidades da secção exutória, onde os solos apresentam maior profundidade, ao contrário do restante da área, em que predominam camadas mais finas e rochas.

A vegetação consiste de cobertura natural densa, incluindo gramas, arbustos e árvores, variando de 2 a 4 m de altura. A precipitação é medida na região central através de um pluviôgrafo com resolução temporal de cinco minutos. As descargas são medidas no exutório com vertedor triangular de 90° e os níveis, observados em régua limnimétrica ali instalada, convertidos em vazão através de curva-chave. PARKIN et al. (1996) apresentam diversos parâmetros que caracterizam de forma mais completa a citada bacia.

A precipitação ocorrida sobre a bacia em 9 de dezembro de 1990 e o correspondente hidrograma, mostrados na Figura 5.37, são fornecidos em TRAVI et al. (1994), destacando-se a ocorrência de dois picos principais de vazão. O primeiro, uma vazão de $1,77 \text{ m}^3/\text{s}$, proveniente de uma precipitação de alta intensidade e de curta duração e o segundo, uma vazão de $7,75 \text{ m}^3/\text{s}$, referente a uma intensidade semelhante mas de maior duração. As últimas chuvas antes do evento foram observadas entre os dias 25 e 29 de novembro. Por volta de seis horas do dia 9 de dezembro, quando ocorreram os primeiros intervalos significativos de precipitação, a vazão estava estabilizada em torno de 50 l/s .

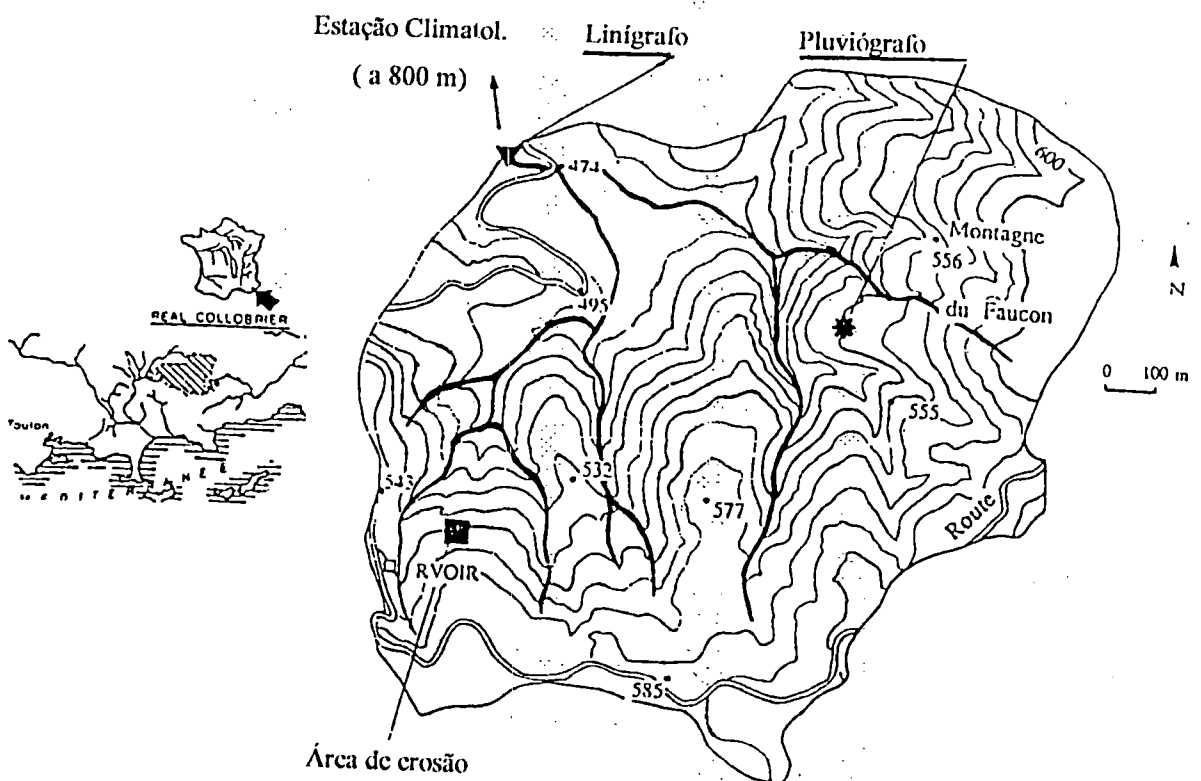


Figura 5.34 - Localização da bacia RIMBAUD na França.

O procedimento com esta bacia foi idêntico ao descrito no tratamento das superfícies anteriormente citadas, sendo discretizada a planta em curvas de nível com espaçamento regular de 83.33 m e as elevações aproximadas nas intersecções da malha, utilizadas para o ajuste da função “spline”.

Ajustada a superfície, com um espaçamento muito menor (20 a 25% do original) fêz-se um refinamento da malha, permitindo um melhor traçado das curvas de nível, conforme mostra a Figura 5.35. Em seguida, procedeu-se a delimitação automática da bacia e regiões de contribuição a ela pertinentes, bem como da determinação da malha de fluxo, constantes na Figura 5.36.

O hietograma, cuja resolução original era de 5 minutos (Tabela II.14), foi acumulado em intervalos de diferentes durações, conforme a magnitude das precipitações nestes intervalos e utilizados sequencialmente do início ao final do evento. A Figura 5.38, mostra os hietogramas para intervalos de 15 minutos (900 segundos) e 30 minutos (1800 segundos) com intensidade média constante em cada intervalo, que constam das Tabelas 5.8 e 5.9.

Tabela 5.8 - Intensidades da precipitação em RIMBAUD para intervalos de 15 min.

Hora	I (mm/h)	Hora	I (mm/h)	Hora	I (mm/h)	Hora	I (mm/h)
4:45	4.0	7:00	25.2	9:15	16.0	11:30	3.6
5:00	7.2	7:15	5.2	9:30	9.6	11:45	1.6
5:15	3.6	7:30	2.0	9:45	5.6	12:00	0.8
5:30	9.2	7:45	5.6	10:00	3.2	12:15	2.0
5:45	9.6	8:00	6.4	10:15	2.0	12:30	2.0
6:00	9.6	8:15	6.4	10:30	2.0	12:45	2.0
6:15	8.8	8:30	24.8	10:45	4.4	13:00	3.6
6:30	6.4	8:45	42.4	11:00	6.8	13:15	1.6
6:45	27.6	9:00	29.6	11:15	5.2	13:30	1.2

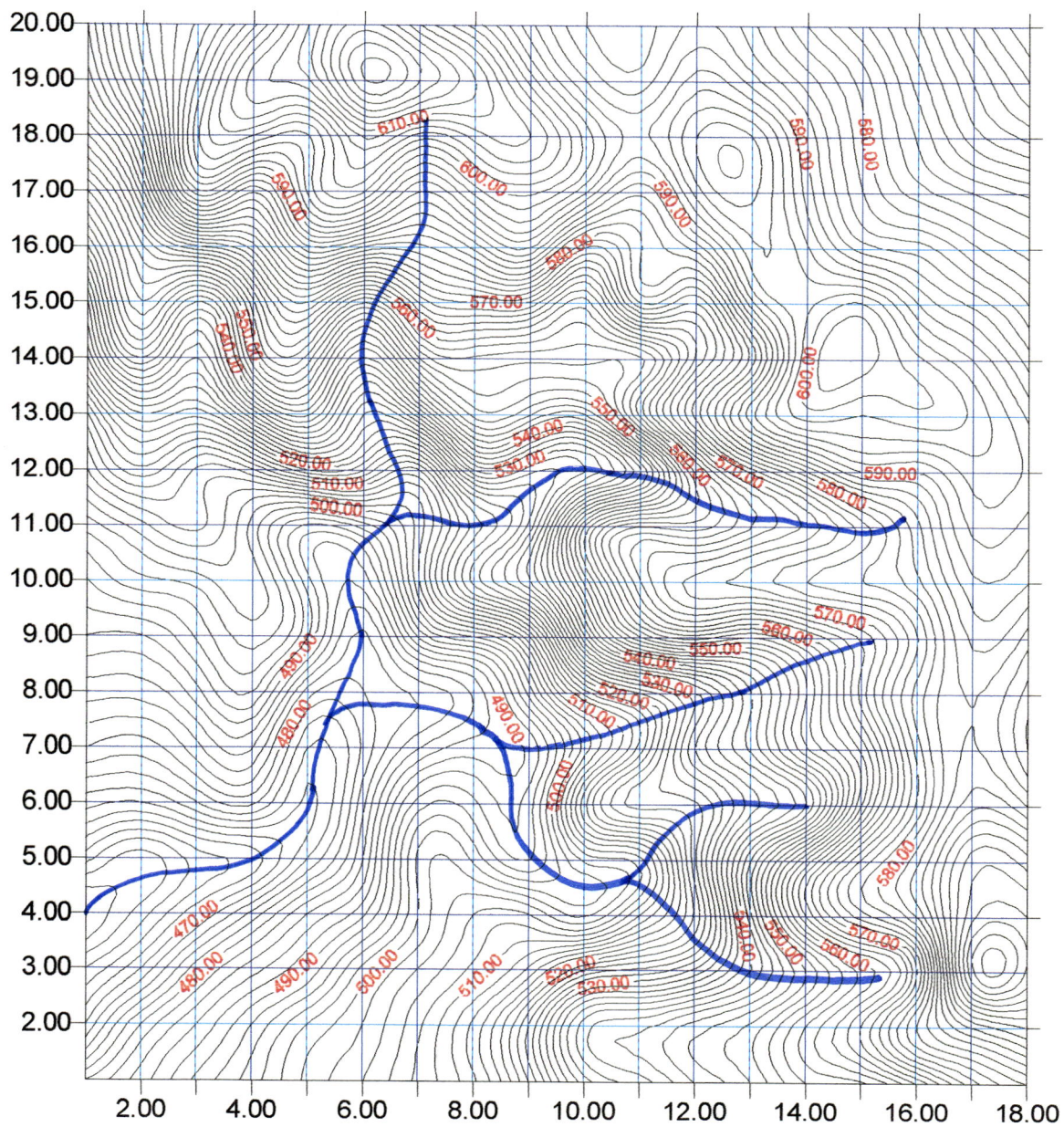


Figura 5.35 - Reconstituição da superfície do RIMBAUD.

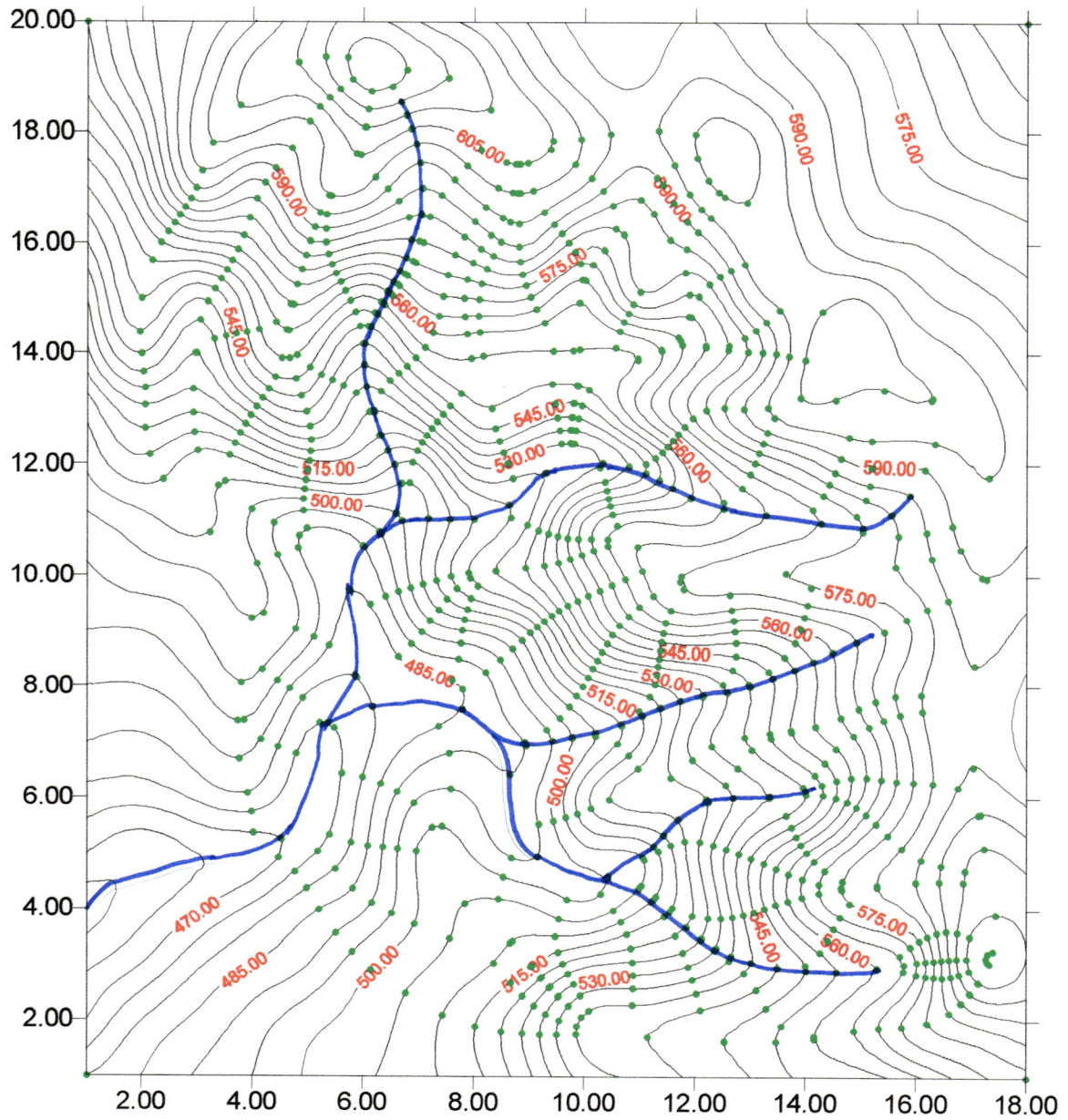


Figura 5.36- Regiões de contribuição e malha de fluxo em RIMBAUD.

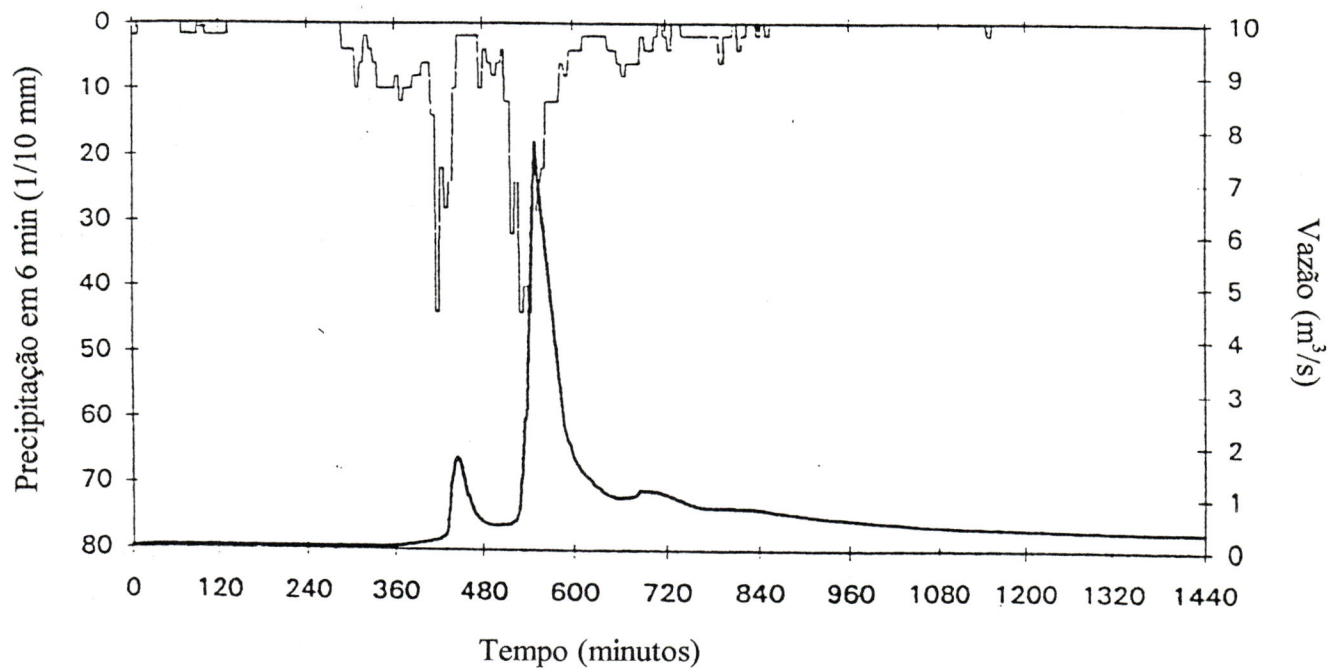


Figura 5.37- Precipitação e hidrograma observado em RIMBAUD.

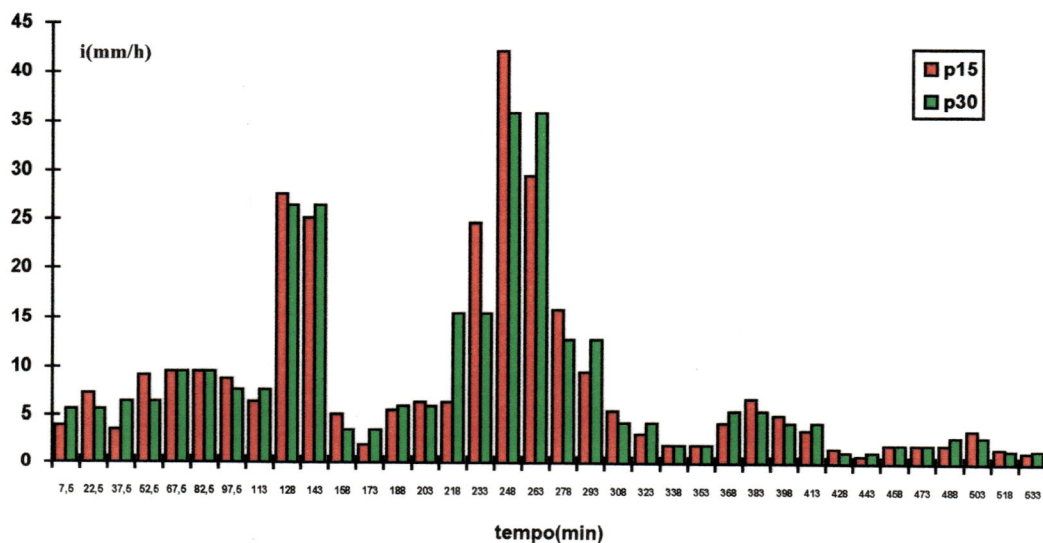


Figura 5.38- Hietogramas para diversos intervalos de tempo.

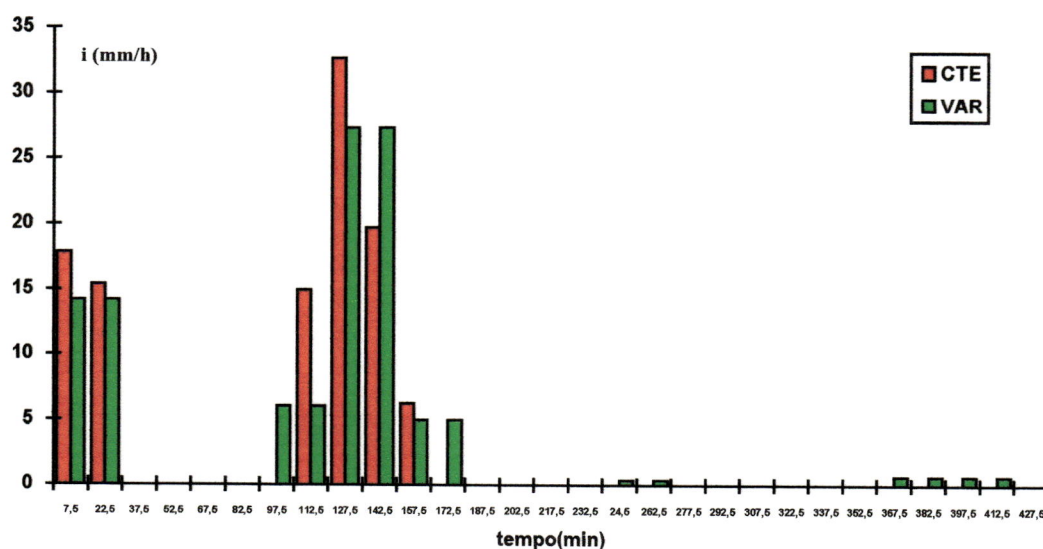


Figura 5.39 - Hietogramas resultantes da utilização do índice ϕ .

Tabela 5.9 - Intensidades da precipitação em RIMBAUD para intervalos de 30 min.

Hora	I (mm/h)	Hora	I (mm/h)	Hora	I (mm/h)
4:45	5.6	7:45	6.0	10:45	5.6
5:15	6.4	8:15	15.6	11:15	4.4
5:45	9.6	8:45	36.0	11:45	1.2
6:15	7.6	9:15	12.8	12:15	2.0
6:45	26.4	9:45	4.4	12:45	2.8
7:15	3.6	10:15	2.0	13:15	1.4

Tendo em vista a inexistência de informações a respeito de infiltração na bacia Rimbaud nos trabalhos acima citados, recorreu-se aos métodos tradicionais de estudo em hidrogramas com o objetivo de obter-se a precipitação excedente.

Com base na vazão estabilizada de 50 l/s no início do evento e um ponto sobre a curva de recessão do hidrograma, indicativo do final de contribuição superficial, estimou-se a contribuição subterrânea e efetuou-se a separação da parcela referente ao escoamento superficial (Tabela II.15). Calculando-se o volume escoado

superficialmente e com a área da bacia, determinou-se a altura acumulada de precipitação que gerou o escoamento superficial. Desta forma, foi possível quantificar as perdas por evaporação e por infiltração no terreno e a parcela efetivamente responsável pelo escoamento superficial.

Analisando a Figura 5.37, observa-se que o hidrograma começa a reagir às precipitações mais significativas por volta das 6:00 horas, embora as mesmas tenham iniciado em torno de uma hora antes, imputando-se esta defasagem de tempo às perdas iniciais por retenção, evaporação e infiltração. Nota-se ainda, que a partir das 20:00 horas há uma tendência linear da distribuição de vazões sobre o ramo descendente do hidrograma, indicando tratar-se do fluxo de base, confirmando-se pela constância do índice de depleção (logaritmo neperiano da razão entre duas vazões consecutivas).

Unido-se linearmente os pontos acima citados, estimou-se a contribuição subterrânea e deduzindo-a dos valores fornecidos para a vazão total, obteve-se o hidrograma do escoamento superficial, tal como apresenta-se na Tabela II.15.

Calculou-se a área sob o hidrograma superficial, correspondendo a um volume de 37.800 m^3 e dividindo-se este valor pela área da bacia ($1,42 \text{ Km}^2$), obteve-se uma altura média de precipitação excedente sobre a bacia de $27,0 \text{ mm}$.

Através dos hietogramas, calcula-se a precipitação bruta num total de $77,0 \text{ mm}$ ao longo de aproximadamente 9 horas. Deduzindo-se deste total a parcela do escoamento superficial, acima estimada, encontra-se uma altura de $50,0 \text{ mm}$ equivalente às perdas por infiltração e evaporação.

Inicialmente utilizou-se o método do índice ϕ constante para a separação destas parcelas, levando em conta os trinta e seis intervalos de quinze minutos de duração da Tabela 5.8. Numa primeira aproximação tem-se $\phi = 50 \text{ mm} / (36 \cdot 0,25) \text{ h} = 5,6 \text{ mm/h}$. Como existem intensidades menores que este valor em alguns dos intervalos, há necessidade de corrigi-lo para atingir o total infiltrado de 50 mm . Após novos ajustes resultou $\phi = 9,4 \text{ mm/h}$, que deduzido da intensidade em cada intervalo conduz ao hietograma excedente contido na Tabela 5.10 e Figura 5.39.

Tabela 5.10 - Hietograma da precipitação excedente resultante do índice ϕ constante.

Início	6:45	7:00	7:15	8:30	8:45	9:00	9:15	9:30
Dur. (s)	900	900	4500	900	900	900	900	27900
Int.(mm/h)	17.8	15.4	0.0	15.0	32.6	19.8	6.2	0.0

Numa segunda proposição, procurou-se determinar um valor variável para o índice ϕ em cada intervalo de tempo, adotando uma ponderação para este índice, na ordem cronológica inversa, ou seja, o peso do primeiro intervalo corresponde ao número de intervalos e vai diminuindo até que o peso do último intervalo seja igual a um. Utilizando as intensidades para intervalos de trinta minutos de duração, constantes na Tabela 5.9, estima-se, após algumas iterações de avaliação da altura infiltrada, um valor de $\phi = 0,87$ mm/h que ao ser multiplicado pelo peso correspondente do intervalo, constitui a parcela que a ser deduzida da precipitação bruta naquele intervalo. Este procedimento, originou o hietograma de precipitação excedente constante na Tabela 5.11 e mostrado também na Figura 5.39.

Tabela 5.11 - Hietograma da precipitação excedente resultante do índice ϕ variável.

Início	6:45	7:15	8:15	8:45	9:15	9:45	10:45	11:15	12:45	13:15
Dur. (s)	1800	3600	1800	1800	1800	3600	1800	5400	3600	15300
Int.(mm/h)	14.2	0.0	6.0	27.3	5.0	0.0	0.4	0.0	0.7	0.0

Um procedimento alternativo, utilizado na obtenção da precipitação excedente, foi avaliar de maneira lógica e progressiva, ao longo do tempo e com base na intensidade de cada intervalo, a importância do índice de infiltração a deduzir da precipitação bruta. Um hietograma deste modo obtido está apresentado na Tabela 5.12.

Tabela 5.12- Hietograma da precipitação excedente resultante de separação lógica:

Início	6:45	7:15	8:15	8:45	9:15	9:45	10:45	11:15	12:45	13:15
Dur. (s)	1800	3600	1800	1800	1800	3600	3600	3600	3600	15300
Int.(mm/h)	11.0	0.0	5.0	28.0	3.0	0.0	2.6	0.0	0.9	0.0

Finalmente, utilizando o modelo de separação do escoamento superficial proposto por LEE & MUSIAKE (1994), cujos parâmetros foram estimados por tentativas, de tal maneira que as alturas de precipitação acumuladas totalizassem o volume determinado para a precipitação excedente. Os valores de intensidade resultantes, em cada intervalo original de seis minutos, foram acumulados por ordem de grandeza e formados novos intervalos de intensidade média constante e com duração variada. Um hietograma obtido com os valores de $KS = 0.5$, $HG = 5.0$ e $\alpha = 0.176$ totalizando 27.01 mm está apresentado na Tabela 5.13.

Tabela 5.13- Hietograma da precipitação excedente resultante do modelo LEE & MUSIAKE (1994).

Início	6:54	7:00	7:18	8:36	8:48	9:06	9:24	9:42
Dur. (s)	360	1080	4680	720	1080	1080	1080	30420
Int.(mm/h)	34.7	15.8	0.1	14.0	33.7	15.8	3.2	0.0

Uma malha gerada com diferença de níveis de 2,0 m foi utilizada para a bacia Rimbaud e estipulado um intervalo de cálculo $\Delta\eta = (0,25 \cdot \eta)$ na direção das linhas de declive. Foram estabelecidas ainda, a largura mínima das faixas de fluxo $LFF = (0,01 \cdot \Delta x)$ e a largura das faixas de fluxo em canal $LFFC = (0,01 \cdot \Delta x)$, cujos valores se acumulam à medida em que se agrupam formando a largura dos canais.

Os coeficientes de resistência ao escoamento, traduzidos pelo coeficiente n da fórmula de Manning, foram atribuídos para a propagação superficial considerando inicialmente, a ordem de grandeza recomendada em estudos sintetizados no trabalho apresentado por ENGMAN (1986). O mesmo índice, no caso de propagação do fluxo em canais, partiu de um valor estimativo inicial, conforme a descrição física do local.

A descrição da superfície da bacia auxiliou a estimar o coeficiente de resistência superficial n_s dentro de um intervalo recomendado. Devido à falta de detalhes com relação aos canais, se torna mais difícil a estimativa do coeficiente de resistência n_c a eles relativo. Por isso, adotando valores coerentes para estes parâmetros, foi desenvolvida uma análise de sensibilidade dos mesmos.

Os critérios de avaliação de desempenho para modelação de bacias hidrográficas recomendados pelo comite da Divisão de Irrigação e Drenagem da ASCE (1993), criado para avaliar tais critérios, baseiam-se nas comparações visual e estatística entre as vazões observadas e as calculadas pelos modelos, sempre que houver disponibilidade de dados. O primeiro passo, que é a comparação visual através dos hidrogramas observado e calculado, fornece uma visão geral do desempenho do modelo, cabendo aos índices estatísticos diferenciar quantitativamente as comparações entre resultados que em primeira análise tenham sido satisfatórios.

Os parâmetros foram inicialmente estimados pelas informações disponíveis sobre as características físicas da bacia, sendo alterados para mais ou para menos, ao verificar-se por comparação visual o ajuste dos valores entre vazões de pico observadas e calculadas e os tempos de ocorrência das mesmas.

Os índices estatísticos que serviram de critério na escolha do melhor conjunto de parâmetros utilizado são:

- o desvio percentual em volume:

$$D_v(\%) = \frac{V_o - V_c}{V_o} \cdot 100$$

sendo V_o o volume escoado referente às vazões observadas e V_c o volume calculado pelas vazões simuladas pelo modelo;

- somatório do quadrado dos resíduos e raiz do somatório:

$$SRQ = \sum_{t=1}^N [Q_o(t) - Q_s(t)]^2$$

e

$$RSQ = \sqrt{SRQ}$$

onde $Q_o(t)$ e $Q_s(t)$ referem-se respectivamente, às vazões observada e simulada em um instante t .

Para a análise de sensibilidade, acima referida, utilizou-se o histograma originado do índice ϕ variável, apresentado na Tabela 5.11, adotando $n_s = 0,15$ e fazendo n_c variar desde 0,005 a 0,04, foram obtidos os hidrogramas constantes na Tabela II.16 e cujos índices de erro constam da Tabela 5.14. A plotagem destes valores (Figura 5.40) permite por inspeção visual, escolher o valor de n_c que corresponda aos menores erros. A pouca sensibilidade verificada nos induz à escolha do valor $n_c = 0,025$ situado no meio do intervalo.

Tabela 5.14 - Índices de erro para análise de sensibilidade adotando $n_s = 0,15$.

n_c	0,005	0,01	0,02	0,03	0,04
D_v (%)	-16,44	-16,56	-16,65	-16,76	-16,68
RSQ (m^3/s)	5,55	5,52	5,48	5,45	5,40

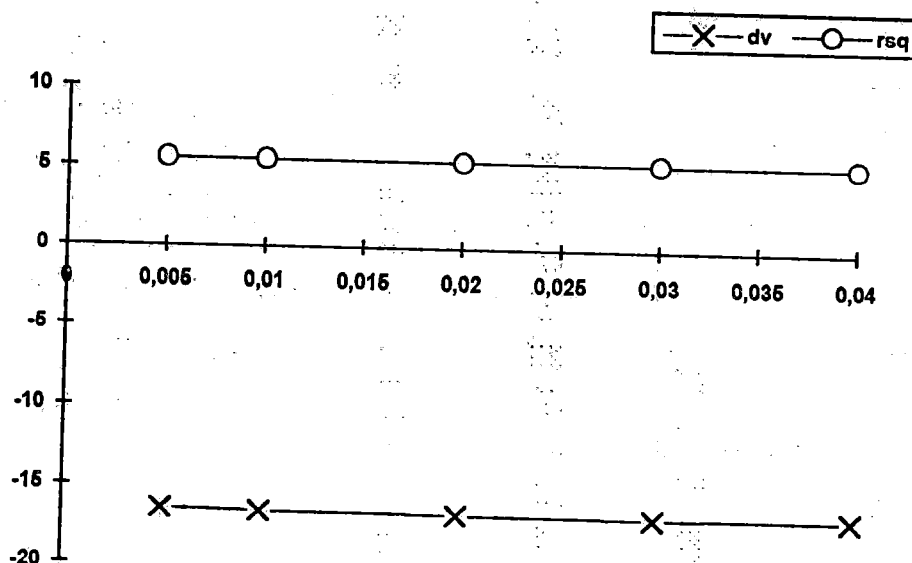


Figura 5.40 - Análise de sensibilidade dos índices de erro com $n_s = 0,15$.

Fixado o valor de n_c , os cálculos são refeitos com a variação de n_s desde 0,10 até 0,30 e obtidos os hidrogramas da Tabela II.17, além dos índices de erro da Tabela 5.15 que propiciam a visualização da Figura 5.41 e a determinação do valor n_s . No intervalo $0,20 < n_s < 0,25$ nota-se muito pouca variação para o índice RSQ, ao contrário do erro $D_v(\%)$ que aí apresenta acentuada variação, mas diminui em 0,30 e para valores inferiores a 0,20. Adotou-se o valor $n_s = 0,22$.

Tabela 5.15 - Índices de erro para análise de sensibilidade adotando $n_c = 0,025$.

n_s	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30
$D_v(\%)$	-16,30	-16,70	-18,14	-16,96	-21,88
RSQ (m^3/s)	6,85	5,47	5,02	4,92	5,35

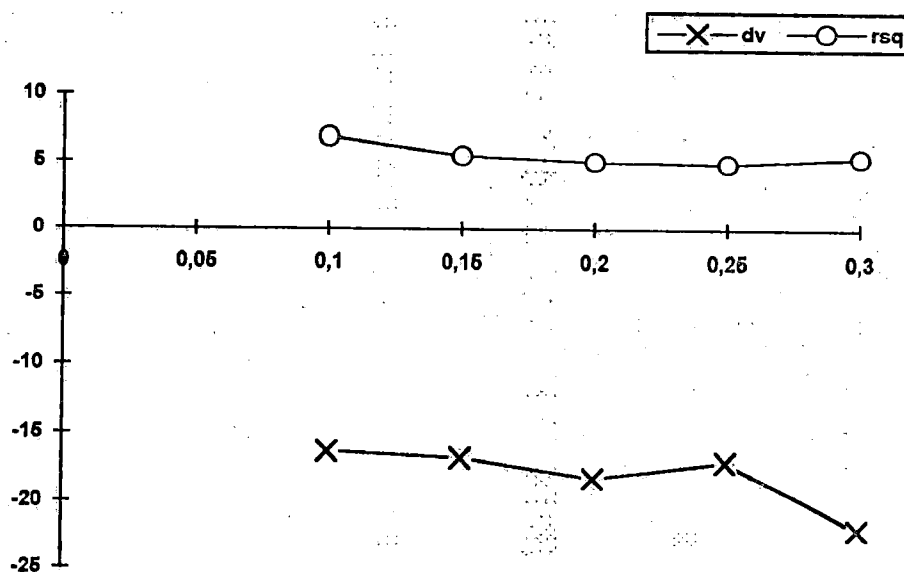


Figura 5.41 - Análise de sensibilidade dos índices de erro com $n_c = 0,025$.

Além da análise de parâmetros aqui desenvolvida, outras combinações dos fatores de resistência n_c e n_s foram objeto de tentativas, mas revelaram idêntica insensibilidade.

Foram testados os diferentes hietogramas propostos nas diversas formas de separação, utilizando $n_c = 0,025$ e $n_s = 0,22$ e os resultados oriundos destas aplicações são apresentados na Tabela II,18 e nas Figuras 5.42 a 5.45. Os respectivos índices de erro, listados na Tabela 5.16, indicam que muito embora todos os hietogramas tenham fornecido hidrogramas compatíveis, a forma de separação mais adequada é a que corresponde à forma lógica.

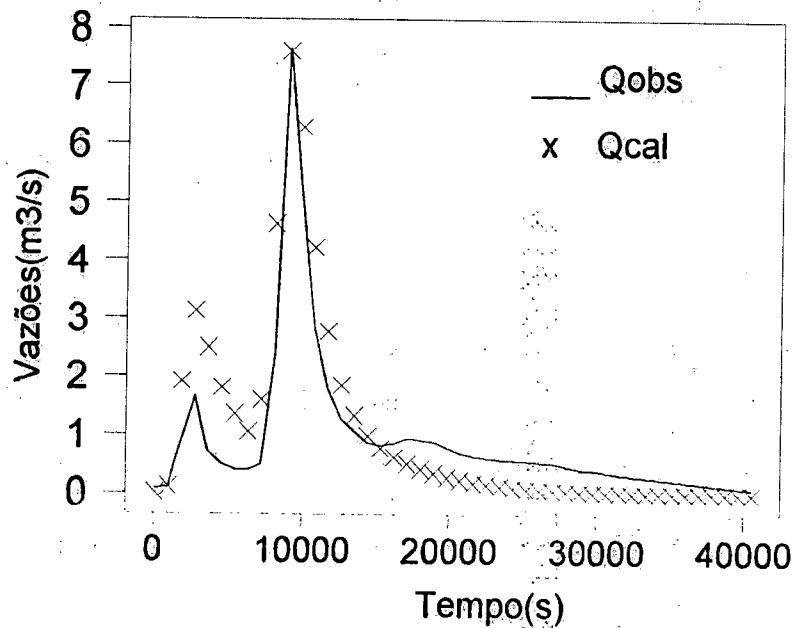


Figura 5.42 - Simulação do hidrograma para índice ϕ constante.

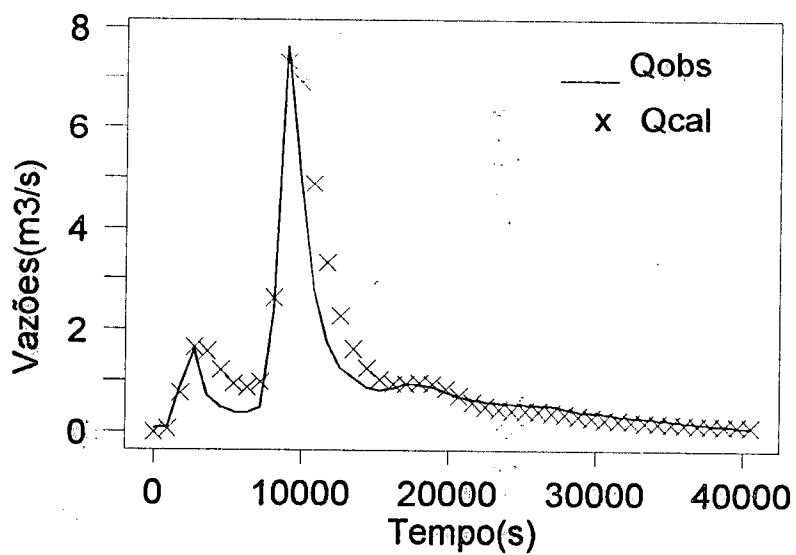


Figura 5.43- Simulação com separação lógica da infiltração.

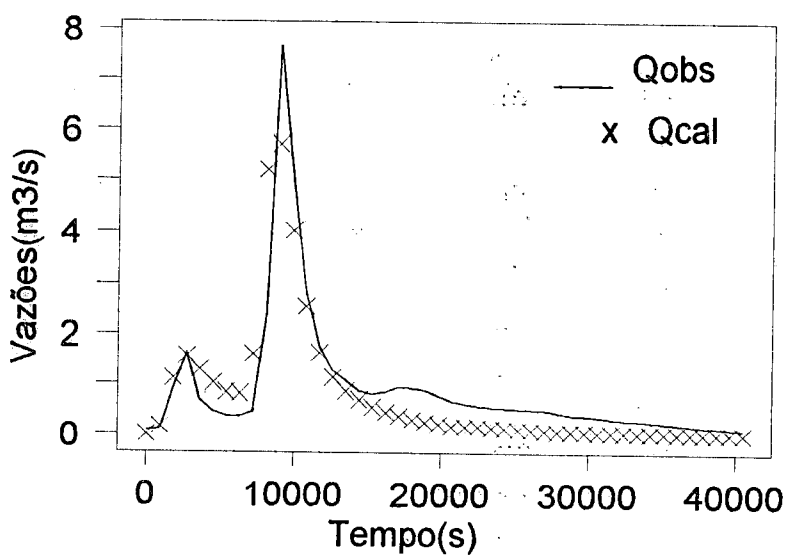


Figura 5.44- Simulação com infiltração estimada através de modelo.

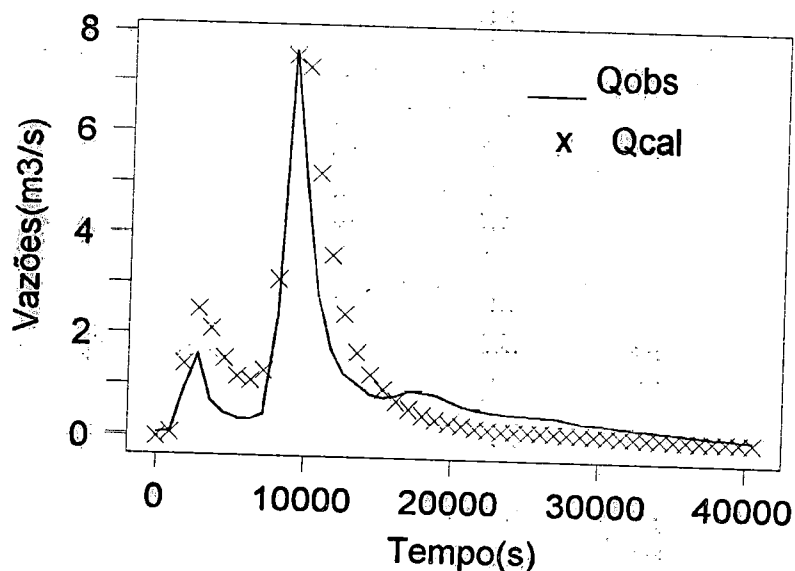


Figura 5.45 - Simulação do hidrograma para índice ϕ variável.

A análise dos gráficos, relativos a estas simulações, reitera a importância do método de separação da precipitação excedente que gera o escoamento superficial. Admitindo-se um valor constante para o índice de infiltração, deixa-se de retirar uma parcela importante dos intervalos iniciais de precipitação, o que ocasiona valores superestimados das primeiras vazões e subestimados na recessão do hidrograma. A ponderação no tempo, do referido índice, melhora esta situação mas considera uma lei única de variação da capacidade de infiltração, indiferente às quantidades precipitadas em cada intervalo.

Tabela 5.16 - Índices de erro das simulações efetuadas com os diversos hidrogramas.

Tipo de separ.	ϕ_{CTE}	arbitrária	Lcc&Musiake	ϕ_{VAR}
D_v (%)	-11,88	-18,32	23,04	-17,66
RSQ (m^3/s)	4,96	3,80	4,40	5,02

No processo de separação lógica, leva-se em consideração o fato de que quando a precipitação é inferior à capacidade de infiltração, a taxa de redução da capacidade de infiltração é diminuída, podendo até haver recuperação para valores maiores, devido à percolação.

O modelo de LEE & MUSIAKE (1994), apesar das diferentes tentativas no ajuste de seus parâmetros, de forma a separar a quantidade exigida para o escoamento superficial, forneceu hietogramas de precipitação excedente muito semelhantes e o escolhido para a simulação não conseguiu desempenho tão satisfatório quanto os outros hietogramas utilizados.

Os tempos de ocorrência de todos os "picos" correspondem às observações e a magnitude das vazões para estes tempos se aproximam dos valores reais nos casos em que os parâmetros e a precipitação sejam bem definidos. O volume considerado para a precipitação excedente se mantém para todos os hidrogramas simulados.

Os resultados obtidos, não deixam dúvidas quanto à eficácia do modelo MOCIRK em prever hidrogramas de boa qualidade para qualquer ponto da área de drenagem, mantendo inalterados os volumes e determinando com precisão os tempos de ocorrência e os valores das vazões máximas.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.

Este capítulo tem por finalidade apresentar as conclusões obtidas durante os testes e aplicações da metodologia proposta, citando as dificuldades encontradas nestas fases, além de sugerir temas e propor modificações que sirvam de base ao desenvolvimento de novos trabalhos sobre modelos distribuídos de escoamento superficial.

Para a aplicação do modelo de escoamento aqui idealizado, a primeira exigência refere-se aos dados de elevação da superfície dispostos em malha retangular, preferencialmente quadrada ($\Delta x = \Delta y$), regularmente espaçados. Provenientes de mapas topográficos, resultantes de aerofotogrametria ou de levantamentos de campo, estes dados devem ser digitalizados manualmente ou por meio de mesas digitalizadoras quando em grande quantidade. Quando irregularmente espaçados, deverão sofrer processos de interpolação por métodos tais como o inverso do quadrado da distância, kriging, ajustes polinomiais, etc..., e então avaliadas as elevações nas intersecções de uma malha regular. De uma forma ou de outra, quase sempre as elevações são aproximações dos reais valores correspondentes à superfície do terreno.

No que se refere ao ajuste funcional da superfície, os três métodos analisados ofereceram resultados de excelente qualidade. No entanto, dois deles ofereceram limitações à sequência do desenvolvimento da metodologia.

O primeiro método empregado, designado como "membrana elástica fina", utiliza para o cálculo da elevação em um ponto, as distâncias entre ele e todos os outros pontos do conjunto empregado no ajuste, implicando em significativa demora. Este fato torna inviável sua utilização em processos de cálculo iterativo, como é o

caso do método do gradiente que serve de base para a definição da malha de fluxo. Outras limitações encontradas no processo de ajuste com esta função estão associadas ao tamanho da matriz contendo as coordenadas do conjunto de ajuste ($n+3$; $n+3$, sendo n o número de pontos do conjunto) que deve ser tratada matematicamente e também ao número de coeficientes a ajustar. Quanto maior a área estudada, maior será o conjunto de pontos utilizado para representá-la de forma a manter a eficácia do método, agravando com isso o problema.

Em uma segunda análise, tratou-se do ajuste de polinômios de quarto grau e com nove coeficientes em que uma matriz 3×3 de pontos se desloca sobre o conjunto de pontos da malha de elevações, determinando um conjunto de coeficientes válido pela área abrangida pela matriz. Deslocando-se o centro da matriz para um ponto vizinho, novos coeficientes são determinados com a influência dos pontos vizinhos, implicando em que cada célula da malha de elevações contenha um conjunto distinto de coeficientes. O procedimento não leva em consideração as informações pertinentes às derivadas primeira e segunda e deste modo, não garante a continuidade da superfície entre células adjacentes. Este fato, torna proibitivo o uso do método na determinação das linhas de declive, entre as quais se incluem os divisores e as linhas de vale da bacia.

O terceiro método, que emprega o ajuste por "splines" em polinômios de sexto grau e dezesseis coeficientes, não apresenta as limitações acima descritas e mostra melhores resultados para o cálculo das elevações. Embora cada célula tenha seu conjunto de dezesseis coeficientes, a rapidez nos cálculos de elevação o capacita a dar continuidade à metodologia, sendo o modelo adotado para os ajustes de superfície.

Uma vez ajustada a superfície em estudo, fornecendo-se as coordenadas de um ponto de interesse e as componentes aproximadas do vetor unitário que representa a direção do escoamento neste ponto, além da diferença desejada entre curvas de nível o modelo determina de modo bastante preciso as fronteiras externas (divisores) da área de contribuição e verifica se o fechamento ocorre nas proximidades de um mesmo ponto (ponto de máxima elevação). Sendo distintos os pontos de máximo assim atingidos, estão fixadas condições para a determinação dos trechos de divisores

e de outros pontos de máximo situados entre os dois primeiros. A cada ponto de máximo estabelecido corresponde uma região de contribuição de fluxo.

A curva de nível com elevação imediatamente inferior ao ponto de máximo de cada região é então dividida, na parte interna, em um número fixo de trechos e a partir destas segmentações são traçadas as linhas de declive, buscando atingir o exutório. As intersecções destas linhas com as curvas de nível, cujas coordenadas são armazenadas em arquivo para posterior utilização, formam a malha de fluxo e definem os elementos sobre os quais são calculados os escoamentos superficiais. As distâncias entre linhas de declive são verificadas constantemente para que se situem entre dois limites. Um limite superior indica que uma nova linha deve ser inserida em distância intermediária entre as duas linhas existentes e prolongada para cima e para baixo através do método do gradiente. O limite inferior determina a convergência de duas linhas de declive e caracteriza a existência de um divisor ou de uma linha de vale.

A existência de depressões ou "pits" dentro da área, provenientes do ajuste funcional ou fisicamente caracterizadas, ainda que pequenas profundidades, exigiram a definição de procedimentos na avaliação dos pontos de mínimo que permitissem o prosseguimento dos cálculos até o exutório sem o risco de desvios para outras áreas ou regiões de fluxo.

As rotinas desenvolvidas com o objetivo de representar as condições acima descritas, seguiram rigorosamente os passos estabelecidos, oferecendo ótimos resultados na obtenção das malhas de fluxo e reproduzindo com certa fidelidade a área de drenagem e seus limites, para todas as superfícies submetidas a testes.

Diversos estudos já foram realizados na tentativa de discretizar as superfícies de bacias hidrográficas em conjuntos de superfícies planas, objetivando aplicar o modelo da onda cinemática através de métodos numéricos tais como diferenças finitas e elementos finitos. Não houve, entretanto, exploração do método das características nestas circunstâncias, restringindo-se tal aplicação apenas às superfícies idealizadas em planos retangulares ou convergentes, equivalentes às bacias hidrográficas.

O método aqui proposto, denominado MOCIRK (Método das características aplicado ao modelo da Onda Cinemática com Integração pelo procedimento Runge-Kutta), apresenta a possibilidade de unir o método das características à topografia real da bacia, para utilização de eventos contínuos com intensidades e durações variadas.

Tratando de forma unidimensional o escoamento sobre uma superfície tridimensional, o MOCIRK apresenta vantagens sobre os modelos bidimensionais, primeiramente pela definição automática dos elementos de fluxo e de suas características geométricas, quando da discretização da superfície. O fato de considerar as faixas de fluxo como uma cascata de planos, onde a saída de um elemento é a entrada para o subsequente, torna desnecessária a concatenação ou agregação de elementos laterais evitando a composição de suas vazões de saída como entrada para um elemento a jusante.

Além disso, a eliminação de uma segunda dimensão simplifica bastante o conjunto de equações e conseqüentemente o método de solução, trazendo maior rapidez e precisão nos cálculos. A solução simultânea por Runge-Kutta, das equações provenientes do método das características, não apresenta as limitações dos métodos de diferenças finitas empregados nos modelos bidimensionais, no que concerne à discretização dos elementos, às condições de contorno, estabilidade, convergência e amortecimentos numéricos que lhes são inerentes.

A formulação proposta para o modelo de fluxo, possibilita a avaliação contínua da declividade e da largura da superfície ao longo do escoamento, viabilizando a determinação de hidrogramas em superfícies convergentes ou divergentes e com declividade variável.

Eventos consecutivos, de diversas durações e diferentes intensidades, podem ser analisados em virtude de que a interrupção das linhas características em um determinado instante, indicando o final de um evento, fornece as condições iniciais para um novo evento e com isso dar continuidade ao cálculo das vazões,

determinando o hidrograma. O fim da precipitação é incluído como um evento de intensidade nula e duração prolongada e refere-se à recessão do hidrograma.

Muito embora os testes aqui realizados tenham utilizado dados de precipitação relativos a um único posto pluviométrico ou pluviográfico, consta do programa desenvolvido, uma rotina que permite considerar a variação espacial da precipitação com base em qualquer número de postos e determinar os valores da precipitação para qualquer ponto da área em estudo para uma determinada duração. Neste caso os valores da precipitação podem ser estimados no centro de cada elemento de superfície ao longo das faixas de fluxo.

É possível também, estabelecer diferenciação de parâmetros e características que influenciem o escoamento em regiões, faixas ou elementos de superfície que sejam de natureza distinta.

A análise dos hidrogramas obtidos para as bacias hidrográficas estudadas, não deixa dúvidas sobre a qualidade do ajuste funcional do terreno e do desempenho do modelo de escoamento superficial na determinação das vazões de "pico" e no tempo de sua ocorrência. A insuficiência de informações a respeito do processo de infiltração, como no caso da bacia Rimbaud, obriga a utilização de métodos empíricos de separação da precipitação que influem na magnitude das vazões de "pico". No caso da bacia exemplo, resolvida por STEPHENSON & MEADOWS (1986) de forma adimensional, os resultados obtidos através do MOCIRK estão de pleno acordo com aquela solução, devido à utilização dos mesmos dados em ambos os métodos.

Julgando que alguns temas sejam motivo de estudo, visando ampliar as bases de entendimento dos processos ausentes na atual metodologia, sugere-se o desenvolvimento de um modelo para o escoamento sub-superficial e/ou subterrâneo, de forma a relacionar as infiltrações ocorridas em determinadas áreas, com as contribuições do lençol freático em áreas-fonte, notadamente nas cabeceiras de vale e regiões de camadas finas de solo ou de substrato impermeável. Deverá ser acoplado

ao modelo aqui apresentado, determinando a variável i relativa à entrada ou saída de fluxo para o solo. Assim sendo, na equação (4.20) o valor de $p_0 = p - i$, que aqui foi tratado pela dedução das perdas sobre a precipitação bruta p , poderá ser estimado elemento a elemento ao longo do período de simulação, originando contribuições em regiões sem precipitação e portanto gerando escoamento superficial.

Uma rotina que leve em conta as variações espaciais das características físicas com relação ao tipo de solo, cobertura vegetal e resistência ao escoamento, além da precipitação, poderá também ser inserida no modelo, sendo as regiões de aplicação destas informações, definidas para os elementos por faixas de fluxo.

Conclui-se que a definição da rede de drenagem mediante a junção de faixas de fluxo, representa muito bem a realidade da rede de drenagem e a propagação do escoamento através dela, se faz de maneira bastante eficiente.

Considerando os excelentes resultados obtidos nos testes e simulações a que foi submetido o modelo proposto, recomenda-se a sua utilização na determinação das características do escoamento em qualquer ponto de uma área estudada, que disponha de informações físicas e topográficas de sua superfície, além dos dados de precipitação sobre a mesma. Por estas razões, esta metodologia servirá de coadjuvante na avaliação da dinâmica ambiental, em estudos de erosão, sedimentação e difusão de poluentes ou efluentes tóxicos.

ANEXO A - AJUSTES FUNCIONAIS E MODELO DE FLUXO.

Neste anexo são apresentados, de forma mais detalhada, a dedução das equações da continuidade e da quantidade de movimento referentes ao escoamento unidimensional sobre os elementos da malha de fluxo, caracterizada pelas curvas de nível e linhas de declive de uma superfície, bem como o método de Runge-Kutta de quarta ordem, utilizado na solução das equações diferenciais resultantes do tratamento das equações de fluxo pelo método das características. É também apresentada a metodologia de ajuste de uma curva por 'splines', que permitiu a aplicação do ajuste funcional aos dados de elevação da superfície anteriormente descrito.

A.1 - Dedução das equações do escoamento superficial unidimensional.

Com base no volume de controle elementar, apresentado na figura 4.5, pode-se deduzir:

a) a equação da continuidade:
$$\frac{\partial \int \rho \, dvol}{\partial t} + \int \rho \cdot (\vec{v} \cdot d\vec{A}) = 0$$

$$\rho \cdot ds \cdot \frac{\partial A}{\partial t} + \rho \cdot \left[\left(w + \frac{\partial w}{\partial s} \frac{ds}{2} \right) \left(A + \frac{\partial A}{\partial s} \frac{ds}{2} \right) - \left(w - \frac{\partial w}{\partial s} \frac{ds}{2} \right) \left(A - \frac{\partial A}{\partial s} \frac{ds}{2} \right) + (i - p) ds \cdot \cos \phi \cdot b \right] = 0$$

que após o desenvolvimento dos produtos, resulta

$$ds \cdot \frac{\partial A}{\partial t} + \left[\frac{\partial w}{\partial s} \frac{\partial A}{\partial s} \left(\frac{ds}{2} \right)^2 + \Lambda \frac{\partial w}{\partial s} \frac{ds}{2} + w \cdot \Lambda + w \frac{\partial A}{\partial s} \frac{ds}{2} - w \cdot \Lambda + \Lambda \frac{\partial w}{\partial s} \frac{ds}{2} - \frac{\partial w}{\partial s} \frac{\partial A}{\partial s} \left(\frac{ds}{2} \right)^2 + w \frac{\partial A}{\partial s} \frac{ds}{2} + (i - p) ds \cdot \cos \phi \cdot b \right] = 0$$

ou

$$ds \cdot \frac{\partial A}{\partial t} + \left[\Lambda \frac{\partial w}{\partial s} ds + w \frac{\partial A}{\partial s} ds + (i - p) ds \cdot \cos \phi \cdot b \right] = 0$$

Assim

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \Lambda \frac{\partial w}{\partial s} + w \frac{\partial A}{\partial s} = (p - i) \cdot \cos \phi \cdot b$$

e

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial (w \cdot \Lambda)}{\partial s} = (p - i) \cdot \cos \phi \cdot b = \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial (Q)}{\partial s} = (p - i) \cdot \cos \phi \cdot b$$

conforme as transformações de coordenadas propostas, efetua-se a troca da variável independente s pela variável η resultando

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \eta} \frac{d\eta}{ds} = p_0 \cdot \cos \phi \cdot b$$

que se transforma em

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \left[\frac{(N-1) \operatorname{tg}(\phi)}{(Z_2 - Z_1) \sqrt{1 + \operatorname{tg}^2(\phi)}} \right] \frac{\partial Q}{\partial \eta} = \frac{\rho_0 \cdot b}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2(\phi)}} \quad (\text{A.1})$$

já que pelas suposições feitas, $\frac{d\eta}{ds} = \frac{(N-1)}{(Z_2 - Z_1)} \cdot \operatorname{sen}(\phi)$

b) equação da quantidade de movimento:

$$\sum F_s = \frac{\partial \int_{vc} \rho \cdot v_s \cdot dvol}{\partial t} + \int_{sc} \rho \cdot v_s \cdot (\vec{v} \cdot d\vec{A})$$

$$\sum F_s = P \cdot \operatorname{sen}(\phi) + F_p - T = \rho \cdot g \cdot A \cdot ds \cdot \operatorname{sen}(\phi) - \frac{\rho \cdot g \cdot ds \cdot A}{\cos(\phi) \cdot b} \frac{\partial A}{\partial s} - \rho \cdot g \cdot A \cdot ds \cdot \left(\frac{\Delta h}{ds} \right)$$

ou

$$\sum F_s = \rho \cdot g \cdot A \cdot ds \cdot \left[\operatorname{sen}(\phi) - \frac{1}{\cos(\phi) \cdot b} \frac{\partial A}{\partial s} - S_f \right]$$

Desta forma,

$$\rho g A ds \left[\operatorname{sen}(\phi) - \frac{1}{b \cos \phi} \frac{\partial A}{\partial s} - S_f \right] = \rho ds \left[\frac{\partial (wA)}{\partial t} + w^2 \frac{\partial A}{\partial s} + 2wA \frac{\partial w}{\partial s} + w(i-p) b \cos \phi \right]$$

$$gA[\text{sen}(\phi) - \frac{1}{b\cos\phi} \frac{\partial A}{\partial s} - S_f] = \frac{\partial(wA)}{\partial t} + \frac{\partial(w^2A)}{\partial s} + w(i-p)b\cos\phi$$

$$gA[\text{sen}(\phi) - \frac{1}{b\cos\phi} \frac{\partial A}{\partial s} - S_f] = w \frac{\partial A}{\partial t} + A \frac{\partial w}{\partial t} + w \frac{\partial(w.A)}{\partial s} + w.A \frac{\partial w}{\partial s} - wp_0 b\cos\phi$$

$$gA[\text{sen}(\phi) - \frac{1}{b\cos\phi} \frac{\partial A}{\partial s} - S_f] = w \left[\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial(w.A)}{\partial s} - p_0 b\cos\phi \right] + A \frac{\partial w}{\partial t} + w.A \frac{\partial w}{\partial s}$$

O termo entre colchetes, no segundo membro da última igualdade, refere-se à equação da continuidade e portanto se anula. Assim sendo, pode se escrever

$$\frac{\partial w}{\partial t} + w \frac{\partial w}{\partial s} + \frac{g}{b \cdot \cos\phi} \frac{\partial A}{\partial s} = g[\text{sen}(\phi) - S_f] \quad (\text{A.2})$$

A.2 - Procedimento Runge-Kutta de quarta ordem.

O tratamento cinemático das equações (4.20) e (4.23) relativas ao escoamento superficial unidimensional proposto, fornece as equações diferenciais ordinárias (4.29) e (4.30) que devem ser resolvidas simultaneamente. O procedimento utilizado foi o de Runge-Kutta de quarta ordem, apresentado a seguir.

Apresentando as equações diferenciais como duas funções implícitas das variáveis Q, η e t , a solução iterativa desenvolve-se pelo cálculo de coeficientes que, a partir de estimativas iniciais, são utilizados para avaliar os valores subsequentes das variáveis, até atingir um limite especificado para uma delas. Sejam as funções

$$\frac{dQ}{d\eta} = F_1(Q, t, \eta)$$

e

$$\frac{dt}{d\eta} = F_2(Q, t, \eta)$$

e os coeficientes

$$K_{11} = \Delta\eta \cdot F_1(Q_i, t_i, \eta_i)$$

$$K_{12} = \Delta\eta \cdot F_2(Q_i, t_i, \eta_i)$$

$$K_{21} = \Delta\eta \cdot F_1\left(Q_i + \frac{K_{11}}{2}, t_i + \frac{K_{12}}{2}, \eta_i + \frac{\Delta\eta}{2}\right)$$

$$K_{22} = \Delta\eta \cdot F_2\left(Q_i + \frac{K_{11}}{2}, t_i + \frac{K_{12}}{2}, \eta_i + \frac{\Delta\eta}{2}\right)$$

$$K_{31} = \Delta\eta \cdot F_1\left(Q_i + \frac{K_{21}}{2}, t_i + \frac{K_{22}}{2}, \eta_i + \frac{\Delta\eta}{2}\right)$$

$$K_{32} = \Delta\eta \cdot F_2\left(Q_i + \frac{K_{21}}{2}, t_i + \frac{K_{22}}{2}, \eta_i + \frac{\Delta\eta}{2}\right)$$

$$K_{41} = \Delta\eta \cdot F_1(Q_i + K_{31}, t_i + K_{32}, \eta_i + \Delta\eta)$$

$$K_{42} = \Delta\eta \cdot F_2(Q_i + K_{31}, t_i + K_{32}, \eta_i + \Delta\eta)$$

utilizados para determinar a próxima iteração, a partir das condições iniciais (Q_0, t_0, η_0)

$$\eta_{i+1} = \eta_i + \Delta\eta$$

$$Q_{i+1} = Q_i + \left(\frac{K_{11} + 2 \cdot K_{21} + 2 \cdot K_{31} + K_{41}}{6} \right)$$

$$t_{i+1} = t_i + \left(\frac{K_{12} + 2 \cdot K_{22} + 2 \cdot K_{32} + K_{42}}{6} \right)$$

A.3 - Splines cúbicas.

O objetivo da interpolação por “splines” cúbicas é determinar um polinômio de terceiro grau para cada intervalo i entre pontos nodais, tal como

$$f_i(x) = a_i \cdot x^3 + b_i \cdot x^2 + c_i \cdot x + d_i \quad (\text{A.3})$$

Assim, para $n+1$ pontos nodais ($i = 0, 1, 2, \dots, n$) há n intervalos e em consequência $4n$ coeficientes a determinar, exigindo $4n$ condições para sua avaliação, que são:

- a) os valores da função devem ser iguais nos nós interiores ($2n-2$ condições);
- b) a primeira e última funções passam pelos pontos extremos (2 condições);
- c) as primeiras derivadas devem ser iguais nos nós interiores ($n-1$ condições);
- d) as segundas derivadas nos nós interiores devem ser iguais ($n-1$ condições);
- e) as segundas derivadas nos nós extremos são conhecidas ou nulas (2 condições);

A interpretação da condição e) no caso de nulidade das derivadas segundas é que a função se torna uma linha reta junto aos extremos, sendo denominada "spline natural".

Diferenciando o polinômio de terceiro grau (A.3), acima apresentado, por duas vezes consecutivas, resulta

$$f_i''(x) = 6 \cdot a_i \cdot x + 2 \cdot b_i \quad (\text{A.4})$$

indicando que a segunda derivada em cada intervalo é uma linha reta e que pode ser representada por uma interpolação polinomial de Lagrange de primeira ordem

$$f_i''(x) = f''(x_{i-1}) \cdot \frac{x - x_i}{x_{i-1} - x_i} + f''(x_i) \cdot \frac{x - x_{i-1}}{x_i - x_{i-1}} \quad (\text{A.5})$$

que é a equação de uma linha reta conectando a segunda derivada no primeiro nó $f''(x_{i-1})$ com a segunda derivada no segundo nó $f''(x_i)$. Integrada duas vezes, esta interpolação fornece uma expressão para $f_i(x)$ contendo duas constantes de integração que podem ser avaliadas pela condição de igualdade dos valores da função $f(x) = f(x_{i-1})$ em x_{i-1} e $f(x) = f(x_i)$ em x_i , resultando em

$$\begin{aligned}
f_i(x) &= \frac{f''(x_{i-1})}{6 \cdot (x_i - x_{i-1})} \cdot (x_i - x)^3 + \frac{f''(x_i)}{6 \cdot (x_i - x_{i-1})} \cdot (x - x_{i-1})^3 \\
&+ \left[\frac{f(x_{i-1})}{x_i - x_{i-1}} - \frac{f''(x_{i-1}) \cdot (x_i - x_{i-1})}{6} \right] \cdot (x_i - x) \\
&+ \left[\frac{f(x_i)}{x_i - x_{i-1}} - \frac{f''(x_i) \cdot (x_i - x_{i-1})}{6} \right] \cdot (x - x_{i-1})
\end{aligned} \tag{A.6}$$

Esta expressão contém somente dois coeficientes desconhecidos que são as segundas derivadas nos extremos do intervalo. Determinando apropriadamente as segundas derivadas em cada nó, ela se torna um polinômio do terceiro grau que pode ser empregado na interpolação no intervalo. Diferenciada esta equação, obtém-se uma expressão para a primeira derivada que em conjunto com a condição em que as primeiras derivadas nos nós devem ser contínuas

$$f'_{i-1}(x_i) = f'_i(x_i)$$

nos permite obter para os intervalos i e $(i-1)$ a seguinte expressão

$$\begin{aligned}
&(x_i - x_{i-1}) \cdot f''(x_{i-1}) + 2 \cdot (x_{i+1} - x_{i-1}) \cdot f''(x_i) + (x_{i+1} - x_i) \cdot f''(x_{i+1}) \\
&= \frac{6}{(x_{i+1} - x_i)} \cdot [f(x_{i+1}) - f(x_i)] + \frac{6}{(x_i - x_{i-1})} \cdot [f(x_{i-1}) - f(x_i)]
\end{aligned} \tag{A.7}$$

Sendo esta equação escrita para todos os nós interiores, resultam $(n-1)$ equações simultâneas com $(n-1)$ incógnitas, formando um sistema de equações referente a uma matriz tridiagonal, cuja solução é determinada atribuindo-se valores para as segundas derivadas nos nós extremos.

A.4 - Solução adimensional do escoamento em superfície convergente.

Seja a superfície convergente, esquematizada na figura A.1, onde a uma distância x da borda superior tem-se uma vazão Q_0 escoando a uma profundidade y_0 , em uma declividade S_0 e cuja resistência ao escoamento seja representada por n_0 . A distância entre a borda superior e o centro de convergência seja denotada por L_0 e r represente a porcentagem de L_0 que a borda inferior se distancia deste centro, enquanto o ângulo do setor seja definido por θ .

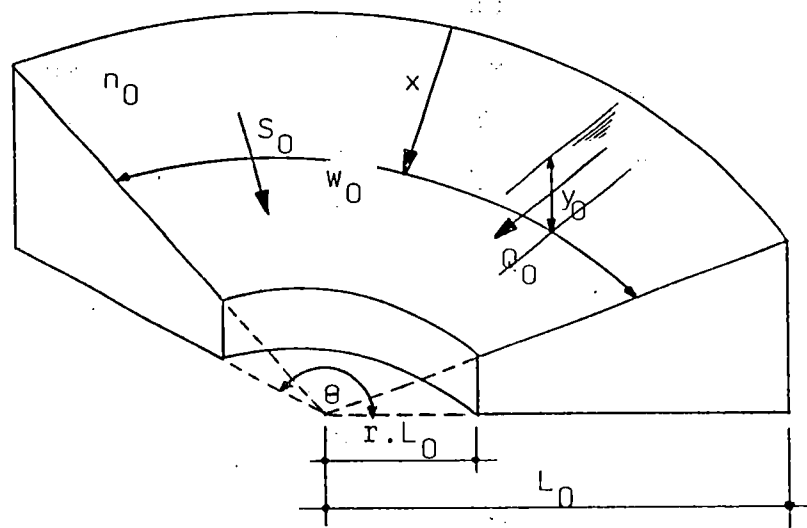


Figura A.1 - Escoamento sobre superfície plana e convergente.

A equação da continuidade para estas condições é

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_0}{\partial x} + \omega_0 \cdot \frac{\partial y_0}{\partial t} &= \omega_0 \cdot i_e && \text{para } t \leq t_{cd} \\ &= -\omega_0 \cdot f_c && \text{para } t > t_{cd} \end{aligned} \quad (A.8)$$

$$\text{onde } \omega_0 = (L_0 - x) \cdot \theta \quad \text{e} \quad Q_0 = \omega_0 \cdot \alpha_0 \cdot y_0^m$$

Expressando a altura y_0 em termos da vazão Q_0 , e então derivando em relação a t e fazendo as substituições necessárias, resulta

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_0}{\partial x} + \frac{\omega_0^{1-1/m}}{m \cdot \alpha_0^{1/m}} \cdot \frac{1}{Q_0^{1-1/m}} \frac{\partial Q_0}{\partial t} &= \omega_0 \cdot i_e && \text{para } t \leq t_{ed} \\ &= -\omega_0 \cdot f'_c && \text{para } t > t_{ed} \end{aligned} \quad (\text{A.9})$$

que com auxílio das variáveis adimensionais

$$X = x / L_0 \cdot (1 - r)$$

$$F = f'_c / i_e$$

$$S = 2 \cdot Q_0 / i_e \cdot \theta \cdot L_0^2 \cdot (1 - r^2)$$

$$T = m \cdot t / t_{co}$$

$$T_d = m \cdot t_{ed} / t_{co}$$

$$H = (1 + r) / 2 \cdot [1 - X \cdot (1 - r)]$$

onde o tempo de concentração $t_{co} = [L_0 \cdot (1 - r) / \alpha_0 \cdot i_e^{m-1}]^{1/m}$, conduz a

$$\begin{aligned} H \cdot \frac{\partial S}{\partial X} + \frac{H^{0,6}}{S^{0,4}} \cdot \frac{\partial S}{\partial t} &= 1 && \text{para } T \leq T_D \\ &= -F && \text{para } T > T_D \end{aligned} \quad (\text{A.10})$$

A solução numérica destas equações permite obter S como função de T no exutório da bacia com diferentes valores de T_D . Através de gráficos como os da figura A.2, para vários valores de r e F , pode-se estimar S em função de T e T_D .

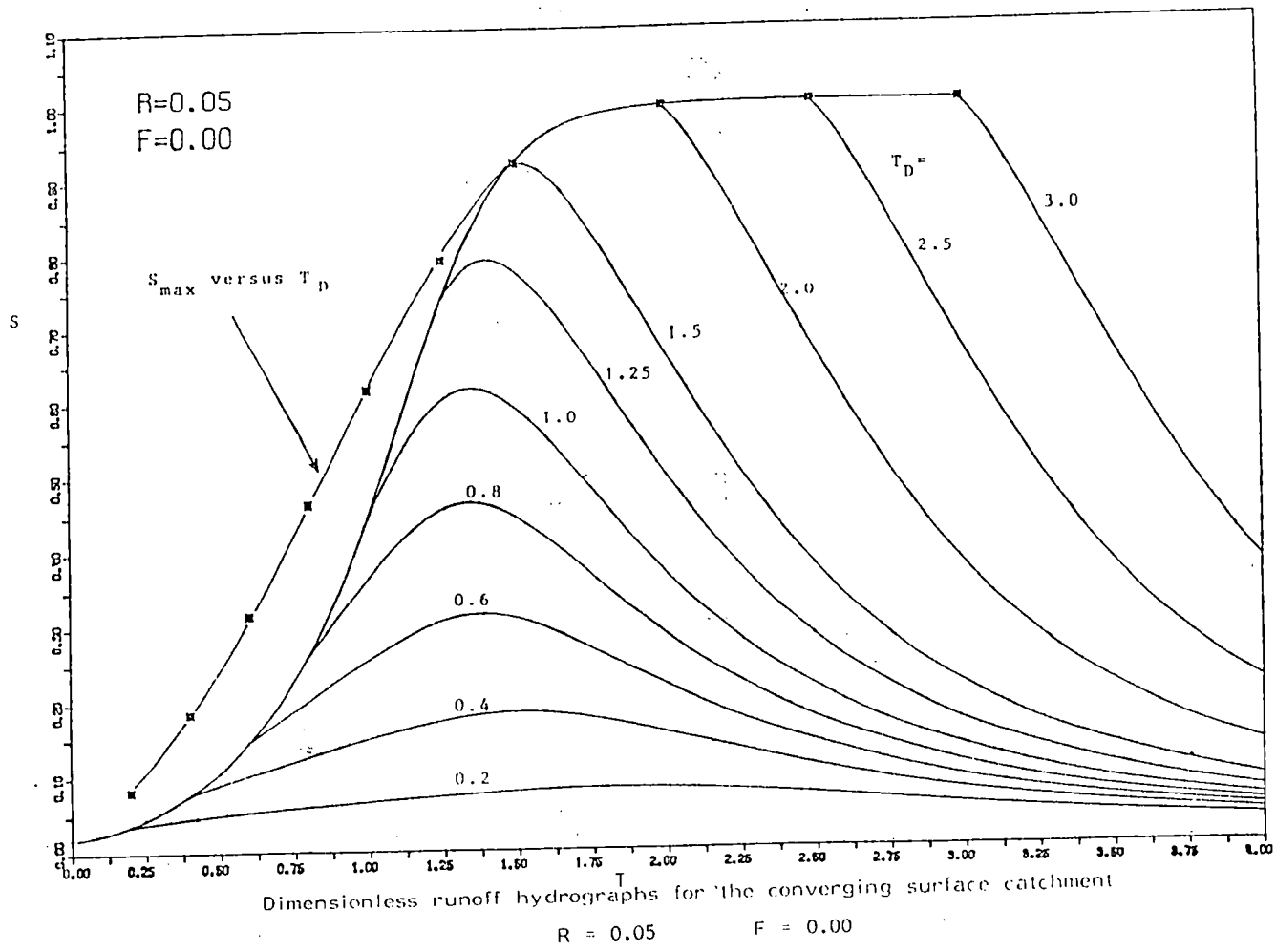


Figura A.2 - Hidrogramas adimensionais para superfície plana convergente.

ANEXO B - FLUXOGRAMAS DOS PROGRAMAS COMPUTACIONAIS.

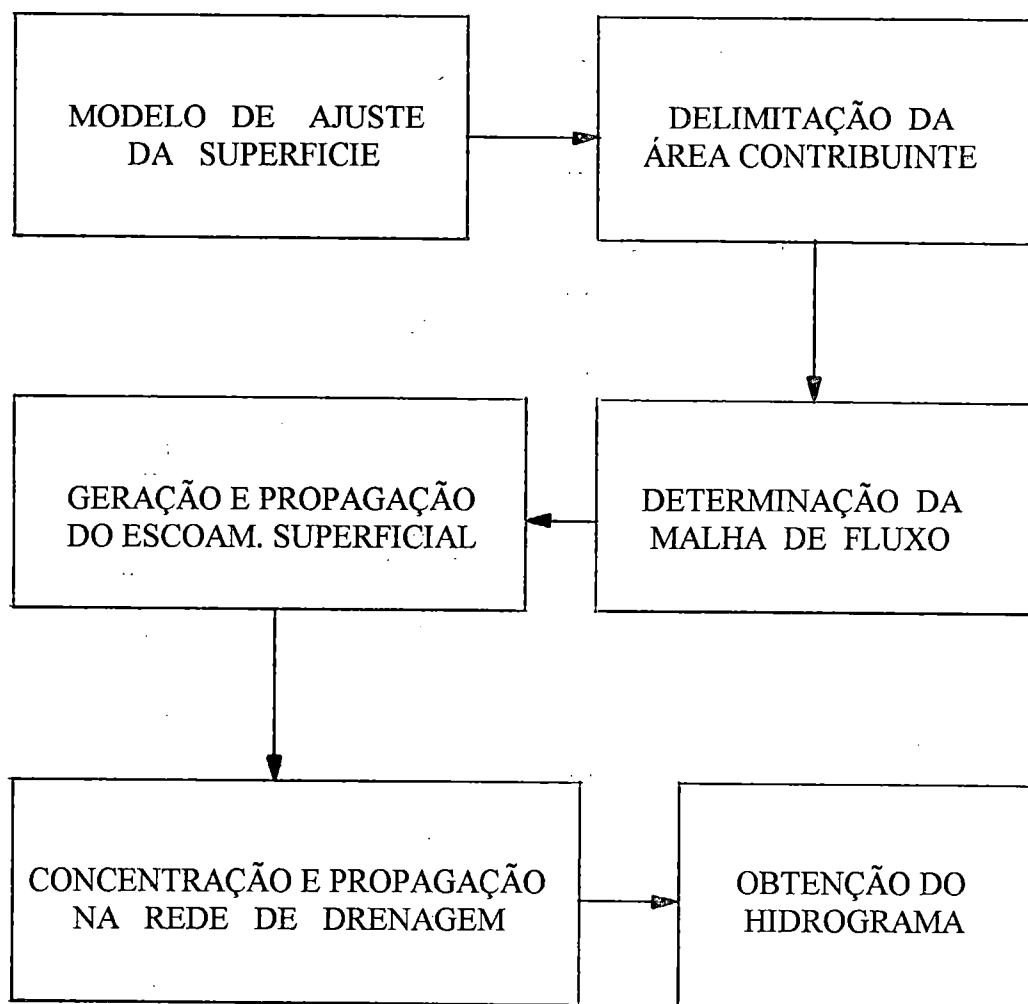


FIGURA B.1 - Fluxograma geral do modelo MOCIRK.

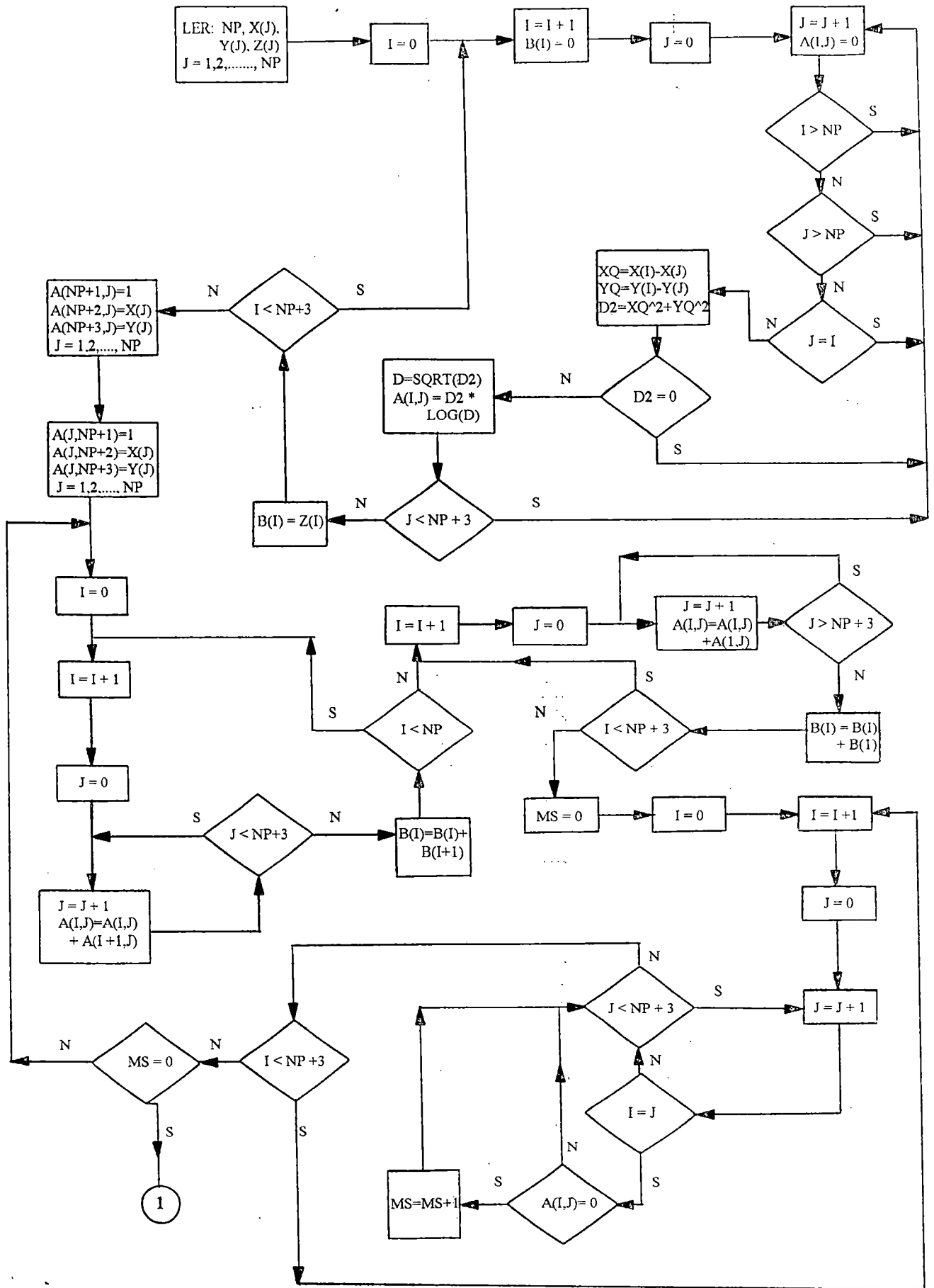


Figura B.2 - Fluxograma do programa AJSUP1.

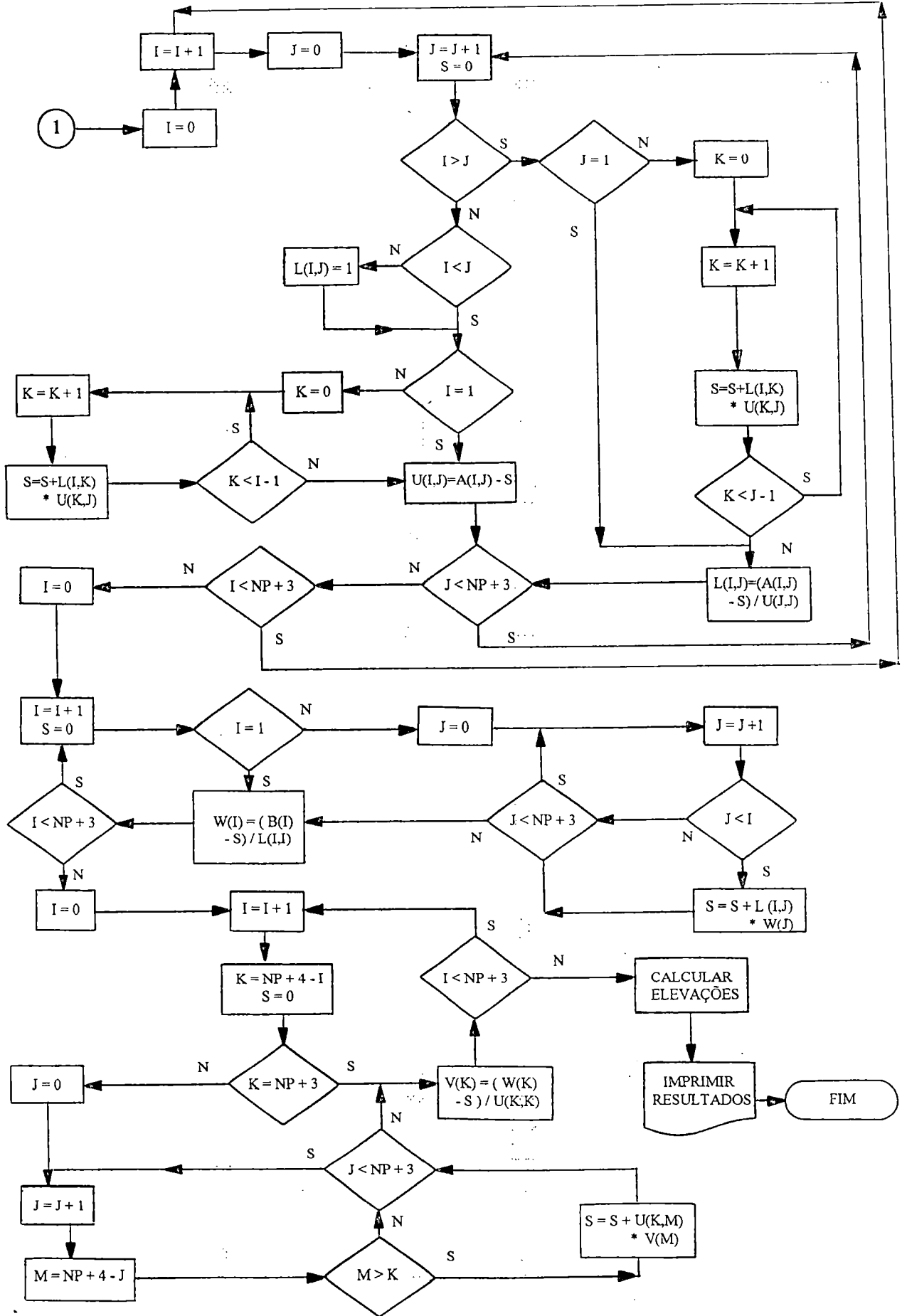


Figura B.2 - Fluxograma do programa AJSUP1 (continuação).

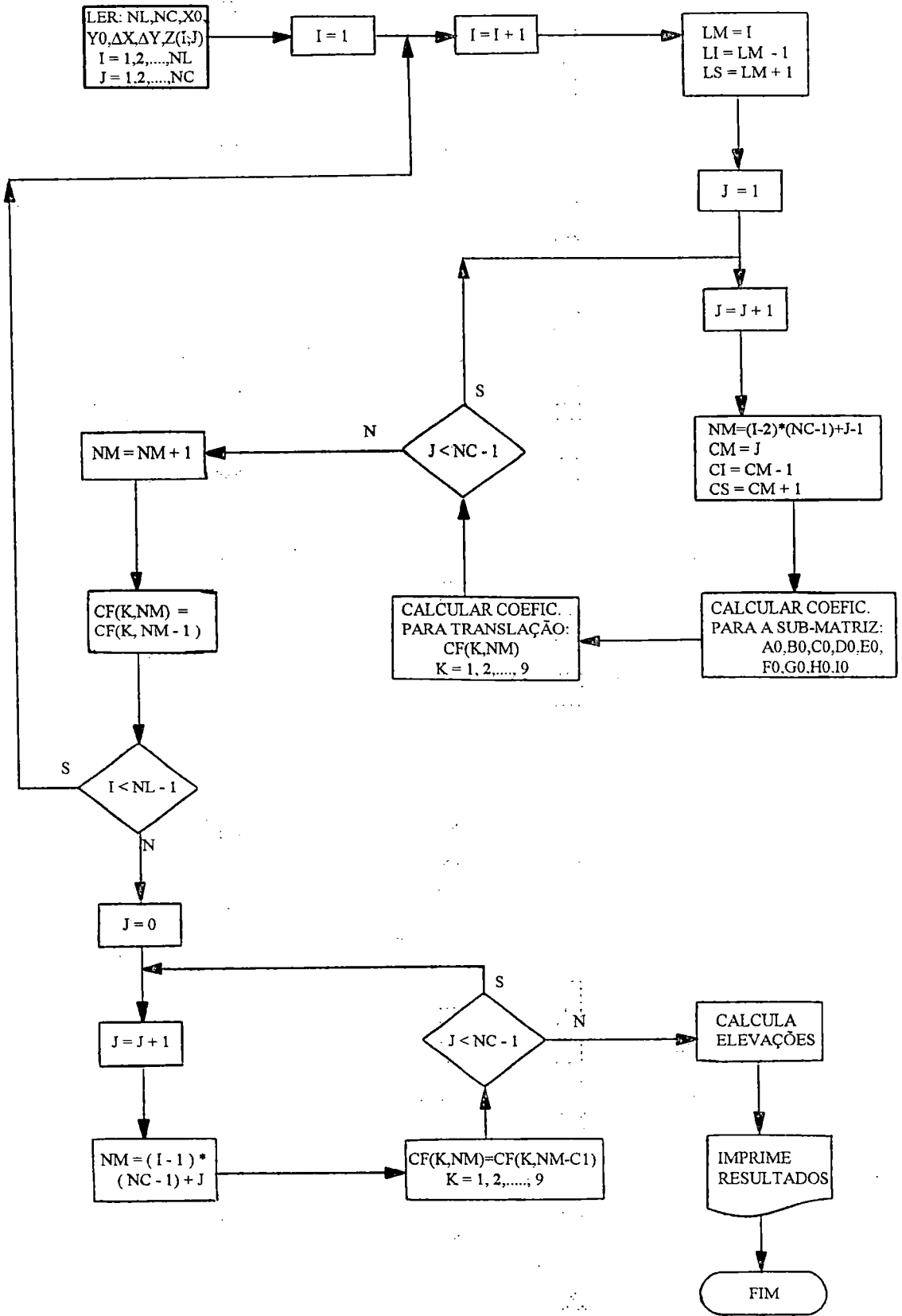


Figura B.3 - Fluxograma do programa AJSUP2.

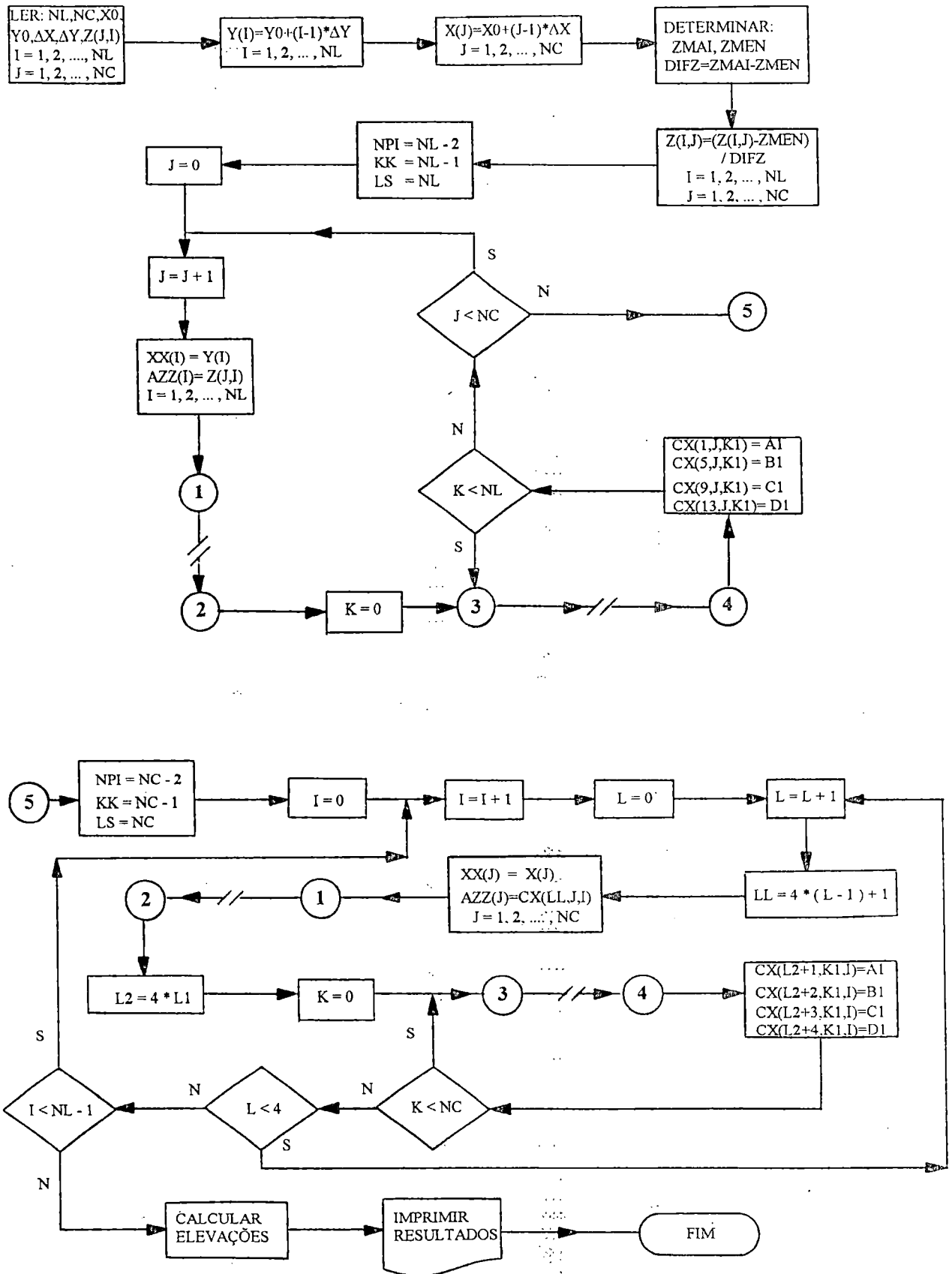


Figura B.4 - Fluxograma do programa AJSUP3.

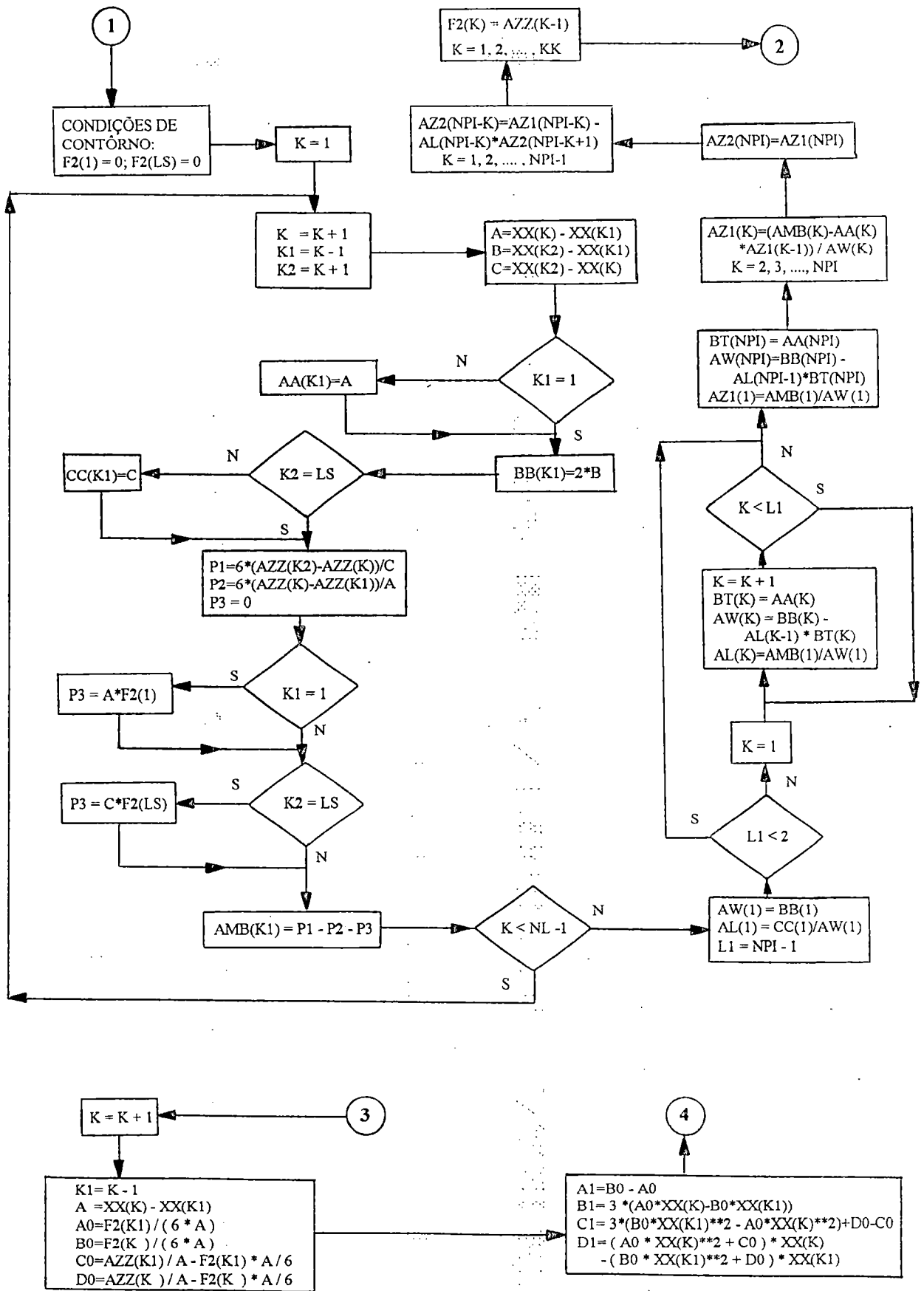


Figura B.4 - Fluxograma do programa AJSUP3 (continuação).

BIBLIOGRAFIA.

- ABBOTT,M.B., BATHURST,J.C., CUNGE,J.A., O'CONNELL,P.E., RASMUSSEN,J. An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology, 87, p.45-59, 1986.
- ABBOTT,M.B., BATHURST,J.C., CUNGE,J.A., O'CONNELL,P.E., RASMUSSEN, An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. Journal of Hydrology, 87, p.61-77, 1986.
- ANDERSON,M.G., KNEALE,P.E. The influence of low-angle topography on hillslope soil-water convergence and stream discharge. Journal of Hydrology, 57,p. 65-80, 1982.
- AKANBI,A.A., KATOPODES,N.D. Model for flood propagation on initially dry land. Journal of Hydraulic Engineering, v.114, n.7, p.689-706, JUL., 1988.
- ASCE - Irrigation and Drainage Division. Criteria for evaluation of watershed models. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, vol.119, n.3, MAY/JUN, 1993.
- BATHURST,J.C. Physically based distributed modelling of an upland catchment using the Systeme Hydrologique Europeen. Journal of Hydrology, 87, p.79-102, 1986.
- BEVEN,K., WOOD,E.F. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. Journal of Hydrology, 65, p.139-158, 1983.

- BEVEN,K.J., KIRKBY,M.J., SCHOFIELD,N., TAGG,A.F. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. Journal of Hydrology, 69, p.119-143, 1984.
- BEVEN,K., WOOD,E.F., SIVAPALAN,M. On hydrological heterogeneity-catchment morphology and catchment response. Journal of Hydrology, 100,p. 353-375, 1988.
- BINLEY,A.M., BEVEN,K.J., CALVER,A., WATTS,L.G. Changing responses in hydrology: assessing the uncertainty in physically based model predictions. Water Resources Research, vol 27, n.6, p. 1253-1261, jun, 1991.
- BLANDFORD,G.E., MEADOWS,M.E. Finite element simulation of nonlinear kinematic surface runoff. Journal of Hydrology, 119, p.335-356, 1990.
- BOND,F.W., CHERY Jr.,D.L., SIMPSON,E.S. A parameter model calibrated with a physically based model for runoff prediction from ungaged stream. Water Resources Bulletin, v.15, n.6, p.1640-1657, DEC., 1979.
- CHORLEY,R.J. The hillslope hydrological cycle. (In : Hillslope Hydrology, chapter 1. Ed. KIRKBY,M.J., School of Geography, University of Leeds). Chichester: John Willey. p.1-42, 1978.
- CLARK,R.T. Mathematical models in Hydrology. Irrigation and Drainage Paper, n.19. Rome: FAO. 1973.
- DESAI,C.S. Elementary finite element method. Englewood Cliffs: Prentice-Hall. 1979.
- DISKIN,M.H., SIMPSON,E.S. A quasi-linear spatially distributed cell model for the surface runoff system. Water Resources Bulletin, vol.14,n.4, AUG., 1978.
- DOOGE,J.C.I. The linear theory of hydrologic systems. Technical Bulletin U.S. Depart. of Agric., n.1468. Washington: U.S. Gov. Print. Off.. 1973.

- DUNNE, T. Relation of field studies and modelling in the prediction of storm runoff. Journal of Hydrology, 65, p.25-48, 1983.
- DURAND, P., ROBSON, A., NEAL, C. Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lazère, France) using TOPMODEL : initial results. Journal of Hydrology, 139, p.1-14, 1992.
- ENGMAN, T.E. Roughness coefficients for routing surface runoff. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, vol.112, n.1, FEB., 1986.
- FAIRFIELD, J., LEYMARIE, P. Drainage network simulation. Computers & Geosciences, vol.18, n.6, p.747-761, 1992.
- FREEMAN, T.G. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. Computers & Geosciences, vol.17, n.3, p.413-422, 1991.
- FREEZE, R.A. Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2: Upstream source areas. Water Resources Research, vol.8, n.5, p.1272-1283, 1972.
- FREEZE, R.A. Mathematical models of hillslope hydrology. (In : Hillslope Hydrology, chapter 6. Ed. KIRKBY, W.J., School of Geography, University of Leeds). Chichester: John Wiley. p.177-225, 1978.
- GIRARD, G. SIMMQUE - Simulação a malhas quadradas embutidas. Depart. Nacional de Águas e Energia Elétrica, Brasília. vol. 1, 1983.
- GOVINDARAJU, R.S., KAVVAS, M.L., JONES, S.E. Approximate analytical solutions for overland flows. Water Resources Research, vol. 26, n. 12, p. 2903-2912, DEC., 1990.
- GOODRICH, D.C., WOOLHISER, D.A., KEEFER, T.O. Kinematic routing using finite elements on triangular irregular network. Water Resources Research, vol. 27, n. 6, p. 995-1003, JUN., 1991.

- GRAYSON,R.B., MOORE,I.D., McMAHON,T.A. Physically based hydrologic modeling. :
1. A terrain-based model for investigative purposes. Water Resources Research, vol.28, n.10, p.2639-2658, OCT., 1992a.
- GRAYSON,R.B., MOORE,I.D., McMAHON,T.A. Physically based hydrologic modeling.:
2. Is the concept realistic?. Water Resources Research, vol.28, n.10, p.2659-2666, OCT., 1992b.
- HEERDEGEN,R.G., BERAN,M.A. Quantifying source areas through land surface curvature and shape. Journal of Hydrology, 57, p. 359-373, 1982.
- HERMANN,R.M., JESUS,R.M.R., PORTO,R.L. Simulação digital em hidrologia - O Modelo DRENG-P21A. Boletim Técnico do DAEE, São Paulo, vol.2, n.2, p.105-133, MAI/AGO, 1979.
- JAIN,S.K., STORM,B., BATHURST,J.C., REFSGAARD,J.C., SINGH,R.D. Application of the SHE to catchments in Índia. Part 2: Field experiments and simulations studies with the SHE on the Kolar subcatchment of the Narmada River. Journal of Hydrology, 140, p.25-47, 1992.
- JENSON,S.K., DOMINGUE,J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol.54,n.11,p.1593-1600, NOV., 1988.
- KIRKBY,M. Hillslope runoff processes and models. Journal of Hydrology, 100, p.315-339, 1988.
- KITE,G.W., KOUWEN,N. Watershed modelling using land classification. Water Resources Research, v.128, n.12, p.3193-3200, 1992.
- LEE,J.,MUSIAKE,K. Constant time interval hortonian infiltration model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, vol.120, n.2, p.250-265, MAR/APR, 1994.

- MARTZ, L.W., GARBRECHT, J. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models. Computers & Geosciences, vol.18, n.6, p.747-761, 1992.
- MOORE, I.D., O'LOUGHLIN, E.M., BURCH, G.J. A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications. Earth Surface Processes and Landforms, vol.13, p.305-320, 1988.
- MOORE, I.D., GRAYSON, R.B. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. Water Resources Research, vol.27, n.6, p.1177-1191, JUNE, 1991.
- MOORE, I.D., GRAYSON, R.B., LADSON, A.R. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. Hydrological Processes, vol.5, p.3-30, 1991.
- PALACIOS-VELEZ, O.L., CUEVAS-RENAUD, B. Automated river-course, ridge and basin delineation from digital elevation data. Journal of Hydrology, 86, p. 299-314, 1986.
- PALACIOS-VELEZ, O.L., CUEVAS-RENAUD, B. SHIFT: a distributed runoff model using irregular triangular facets. Journal of Hydrology, 134, p. 35-55, 1992.
- PARKIN, G., O'DONNELL, G., EWEN, J., BATHURST, J.C., O'CONNELL, P.E., LAVABRE, J. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts: 2. Case study for a Mediterranean catchment. Journal of Hydrology, 175, p.595-613, 1996.
- REFSGAARD, J.C., SETH, S.M., BATHURST, J.C., ERLICH, M., JORGENSEN, G.H., CHANDRA, S., STORM, B. Application of the SHE to catchments in India. Part 1: General results. Journal of Hydrology, 140, p.1-23, 1992.

- ROBSON,A.J., WHITEHEAD,P.G., JOHNSON,R.C. An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhider catchments. Journal of Hydrology, 145, p.357-370, 1993.
- ROMULO,W.C. Geração automática de malhas. Rio de Janeiro: IME, 1987. 239p. Dissertação(Mestre em Engenharia de Sistemas)- Instituto Militar de Engenharia, 1987.
- ROSS,B.B., CONTRACTOR,D.N., STANHOLTZ,V.O. A finite element model of overland and channel flow for assessing the hydrologic impact of land use change. Journal of Hydrology, 41, p.11-30, 1979.
- ROSS,B.B., STANHOLTZ,V.O., CONTRACTOR,D.N. A spatially responsive hydrologic model to predict erosion and sediment transport. Water Resources Bulletin, vol. 16, n.3, p.538-545, JUNE, 1980.
- SINGH,V.P. Hybrid formulation on kinematic wave models of watershed runoff. Journal of Hydrology, 27,p. 33-50, 1975.
- STEPHENSON,D.E. MEADOWS,M.E. Kinematic hydrology and modelling.(Developments in Water Sciences). Amsterdam :Elsevier. 1986.
- THOMPSON,J.F., WARSI,Z.U.A., MASTIN,C.W. Numerical grid generation. Foundations and applications. Amsterdam: Elsevier Science Publishing. 1985.
- TODINI,E. Rainfall-runoff modeling - past, present and future. Journal of Hydrology, 100, p.341-352, 1988.
- TRAVI,Y. Traçage chimique et isotopique d'une crue. Hydrological Sciences Journal, vol.39, n.6, p.605-619, 1994.
- YUAN,L., VANDERPOOL,N.L. Drainage network simulation. Computer & Geosciences, vol.12, n.5, p.653-665, 1986.

WICKS, J.M., BATHURST, J.C. SHESED: A physically based, distributed erosion and sediment yield component for SHE hydrological modelling system. Journal of Hydrology, 175, p.213-238, 1996.

WOOLHISER, D.A., LIGGETT, J.A. Unsteady, one dimensional flow over a plane - The rising hydrograph. Water Resources Research, n. 3, p. 753-771, 1967.

ZEVENBERGEN, L.W., THORNE, C.R. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms, vol.12, p.47-56, 1987.

Apêndice I :

- ANÁLISE DOS AJUSTES DE SUPERFÍCIES.

TABELA I.1- FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: PLANO - FUNÇÃO (01)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	0.00	0.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	1.00	0.00	4.0000	4.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
3	2.00	0.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	3.00	0.00	2.0000	2.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
5	4.00	0.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	5.00	0.00	0.0010	**	**	**	**
7	0.00	1.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
8	1.00	1.00	4.0000	4.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
9	2.00	1.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	3.00	1.00	2.0000	2.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
11	4.00	1.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	5.00	1.00	0.0010	**	**	**	**
13	0.00	2.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	1.00	2.00	4.0000	4.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
15	2.00	2.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
16	3.00	2.00	2.0000	2.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
17	4.00	2.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	5.00	2.00	0.0010	**	**	**	**
19	0.00	3.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20	1.00	3.00	4.0000	4.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
21	2.00	3.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	3.00	3.00	2.0000	2.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
23	4.00	3.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	5.00	3.00	0.0010	**	**	**	**
25	0.00	4.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	1.00	4.00	4.0000	4.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
27	2.00	4.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
28	3.00	4.00	2.0000	2.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
29	4.00	4.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30	5.00	4.00	0.0010	**	**	**	**
31	0.00	5.00	5.0000	5.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
32	1.00	5.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
33	2.00	5.00	3.0000	3.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
34	3.00	5.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	4.00	5.00	1.0000	1.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
36	5.00	5.00	0.0010	**	**	**	**
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.2- FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
60	3.00	3.50	2.0000	2.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
61	3.50	3.50	1.5000	1.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
62	4.00	3.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	4.50	3.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
64	5.00	3.50	0.0010	**	**	**	**
65	0.50	4.00	4.5000	4.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
66	1.50	4.00	3.5000	3.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
67	2.50	4.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
68	3.50	4.00	1.5000	1.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
69	4.50	4.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
70	0.00	4.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
71	0.50	4.50	4.5000	4.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
72	1.00	4.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	1.50	4.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
74	2.00	4.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
75	2.50	4.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
76	3.00	4.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
77	3.50	4.50	1.5000	1.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
78	4.00	4.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
79	4.50	4.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
80	5.00	4.50	0.0010	**	**	**	**
81	0.50	5.00	4.5000	4.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
82	1.50	5.00	3.5000	3.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
83	2.50	5.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
84	3.50	5.00	1.5000	1.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
85	4.50	5.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.3 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: PARABOLÓIDE - FUNÇÃO (01)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	-3.00	1.00	3.0185	3.0185	-0.0000	0.0000	0.0000
2	-1.00	1.00	1.0541	1.0541	0.0000	0.0000	0.0000
3	1.00	1.00	1.0541	1.0541	-0.0000	0.0000	0.0000
4	3.00	1.00	3.0185	3.0185	0.0000	0.0000	0.0000
5	-3.00	3.00	3.1623	3.1623	-0.0000	0.0000	0.0000
6	-1.00	3.00	1.4142	1.4142	0.0000	0.0000	0.0000
7	1.00	3.00	1.4142	1.4142	-0.0000	0.0000	0.0000
8	3.00	3.00	3.1623	3.1623	0.0000	0.0000	0.0000
9	-3.00	5.00	3.4319	3.4319	-0.0000	0.0000	0.0000
10	-1.00	5.00	1.9436	1.9436	0.0000	0.0000	0.0000
11	1.00	5.00	1.9436	1.9436	-0.0000	0.0000	0.0000
12	3.00	5.00	3.4319	3.4319	0.0000	0.0000	0.0000
13	-3.00	7.00	3.8006	3.8006	-0.0000	0.0000	0.0000
14	-1.00	7.00	2.5386	2.5386	0.0000	0.0000	0.0000
15	1.00	7.00	2.5386	2.5386	-0.0000	0.0000	0.0000
16	3.00	7.00	3.8006	3.8006	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.4 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PARABOLÓIDE - FUNÇÃO (01)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	-2.00	1.00	2.0276	1.9593	0.0683	3.3689	0.0047
2	0.00	1.00	0.3333	0.7725	-0.4391	131.7382	0.1928
3	2.00	1.00	2.0276	1.9593	0.0683	3.3689	0.0047
4	-3.00	2.00	3.0732	3.0661	0.0071	0.2312	0.0001
5	-2.00	2.00	2.1082	2.0432	0.0650	3.0825	0.0042
6	-1.00	2.00	1.2018	1.1844	0.0174	1.4508	0.0003
7	0.00	2.00	0.6667	0.8728	-0.2061	30.9215	0.0425
8	1.00	2.00	1.2018	1.1844	0.0174	1.4508	0.0003
9	2.00	2.00	2.1082	2.0432	0.0650	3.0825	0.0042
10	3.00	2.00	3.0732	3.0661	0.0071	0.2312	0.0001
11	-2.00	3.00	2.2361	2.2015	0.0346	1.5480	0.0012
12	0.00	3.00	1.0000	1.1298	-0.1298	12.9806	0.0168
13	2.00	3.00	2.2361	2.2015	0.0346	1.5480	0.0012
14	-3.00	4.00	3.2830	3.2728	0.0102	0.3097	0.0001
15	-2.00	4.00	2.4037	2.3940	0.0097	0.4053	0.0001
16	-1.00	4.00	1.6667	1.6861	-0.0194	1.1656	0.0004
17	0.00	4.00	1.3333	1.4233	-0.0900	6.7485	0.0081
18	1.00	4.00	1.6667	1.6861	-0.0194	1.1656	0.0004
19	2.00	4.00	2.4037	2.3940	0.0097	0.4053	0.0001
20	3.00	4.00	3.2830	3.2728	0.0102	0.3097	0.0001
21	-2.00	5.00	2.6034	2.6053	-0.0019	0.0736	0.0000
22	0.00	5.00	1.6667	1.7080	-0.0413	2.4798	0.0017
23	2.00	5.00	2.6034	2.6053	-0.0019	0.0736	0.0000
24	-3.00	6.00	3.6055	3.5970	0.0086	0.2373	0.0001
25	-2.00	6.00	2.8284	2.8360	-0.0076	0.2695	0.0001
26	-1.00	6.00	2.2361	2.2276	0.0084	0.3774	0.0001
27	0.00	6.00	2.0000	2.0066	-0.0066	0.3315	0.0000
28	1.00	6.00	2.2361	2.2276	0.0084	0.3774	0.0001
29	2.00	6.00	2.8284	2.8360	-0.0076	0.2695	0.0001
30	3.00	6.00	3.6055	3.5970	0.0086	0.2373	0.0001
31	-2.00	7.00	3.0732	3.1003	-0.0271	0.8815	0.0007
32	0.00	7.00	2.3333	2.3537	-0.0204	0.8745	0.0004
33	2.00	7.00	3.0732	3.1003	-0.0271	0.8815	0.0007
						EPM(%)=	EQM=
						6.451	0.093

TABELA I.5- FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (01)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	1.00	1.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	2.00	1.00	53.0000	53.0000	0.0000	0.0000	0.0000
3	3.00	1.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	4.00	1.00	51.0000	51.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	5.00	1.00	50.0000	50.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	6.00	1.00	49.0000	49.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	7.00	1.00	48.0000	48.0000	0.0000	0.0000	0.0000
8	8.00	1.00	49.0000	49.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	9.00	1.00	51.0000	51.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	10.00	1.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
11	1.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	2.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
13	3.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	4.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
15	5.00	2.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.5 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
16	6.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
17	7.00	2.00	56.0000	56.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	8.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
19	9.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20	10.00	2.00	53.0000	53.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	1.00	3.00	57.0000	57.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	2.00	3.00	58.0000	58.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	3.00	3.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	4.00	3.00	58.0000	58.0000	0.0000	0.0000	0.0000
25	5.00	3.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	6.00	3.00	56.0000	56.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	7.00	3.00	58.0000	58.0000	0.0000	0.0000	0.0000
28	8.00	3.00	56.0000	56.0000	0.0000	0.0000	0.0000
29	9.00	3.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30	10.00	3.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
31	1.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	2.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
33	3.00	4.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	4.00	4.00	61.0000	61.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	5.00	4.00	57.0000	57.0000	0.0000	0.0000	0.0000
36	6.00	4.00	57.0000	57.0000	0.0000	0.0000	0.0000
37	7.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
38	8.00	4.00	62.0000	62.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	9.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
40	10.00	4.00	59.0000	59.0000	0.0000	0.0000	0.0000
41	1.00	5.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
42	2.00	5.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
43	3.00	5.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
44	4.00	5.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
45	5.00	5.00	61.0000	61.0000	0.0000	0.0000	0.0000
46	6.00	5.00	59.0000	59.0000	0.0000	0.0000	0.0000
47	7.00	5.00	62.0000	62.0000	0.0000	0.0000	0.0000
48	8.00	5.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
49	9.00	5.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
50	10.00	5.00	62.0000	62.0000	0.0000	0.0000	0.0000
51	1.00	6.00	65.0000	65.0000	0.0000	0.0000	0.0000
52	2.00	6.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
53	3.00	6.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
54	4.00	6.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
55	5.00	6.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
56	6.00	6.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
57	7.00	6.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
58	8.00	6.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
59	9.00	6.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60	10.00	6.00	65.0000	65.0000	0.0000	0.0000	0.0000
61	1.00	7.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
62	2.00	7.00	71.0000	71.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	3.00	7.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
64	4.00	7.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
65	5.00	7.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
66	6.00	7.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
67	7.00	7.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
68	8.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
69	9.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70	10.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
71	1.00	8.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
72	2.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	3.00	8.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
74	4.00	8.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.5 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
75	5.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
76	6.00	8.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
77	7.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
78	8.00	8.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
79	9.00	8.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
80	10.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
81	1.00	9.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
82	2.00	9.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
83	3.00	9.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
84	4.00	9.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
85	5.00	9.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
86	6.00	9.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
87	7.00	9.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
88	8.00	9.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
89	9.00	9.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
90	10.00	9.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
91	1.00	10.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
92	2.00	10.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
93	3.00	10.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
94	4.00	10.00	80.0000	80.0000	0.0000	0.0000	0.0000
95	5.00	10.00	80.0000	80.0000	0.0000	0.0000	0.0000
96	6.00	10.00	80.0000	80.0000	0.0000	0.0000	0.0000
97	7.00	10.00	78.0000	78.0000	0.0000	0.0000	0.0000
98	8.00	10.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
99	9.00	10.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100	10.00	10.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
101	1.00	11.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
102	2.00	11.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
103	3.00	11.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
104	4.00	11.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
105	5.00	11.00	78.0000	78.0000	0.0000	0.0000	0.0000
106	6.00	11.00	77.0000	77.0000	0.0000	0.0000	0.0000
107	7.00	11.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
108	8.00	11.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
109	9.00	11.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110	10.00	11.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.6 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (01)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	1.33	5.00	64.0000	63.9896	0.0104	0.0162	0.0001
2	1.33	5.66	66.0000	65.8611	0.1389	0.2105	0.0193
3	1.33	8.66	66.0000	68.1857	-2.1857	3.3117	4.7773
4	1.66	10.00	71.0000	70.9330	0.0670	0.0944	0.0045
5	2.33	1.66	53.0000	53.1729	-0.1729	0.3262	0.0299
6	2.66	3.33	61.0000	60.7800	0.2200	0.3607	0.0484
7	2.33	4.66	65.0000	64.7442	0.2558	0.3935	0.0654
8	2.66	5.66	68.0000	67.9231	0.0769	0.1131	0.0059
9	2.66	8.33	73.0000	73.0784	-0.0784	0.1074	0.0061
10	2.66	10.33	74.0000	74.1824	-0.1824	0.2465	0.0333
11	3.66	1.66	54.0000	53.6535	0.3465	0.6417	0.1201
12	3.33	2.66	58.0000	58.0348	-0.0348	0.0600	0.0012

TABELA I.6 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (01) - (Cont.)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
13	3.66	5.00	64.0000	64.1500	-0.1500	0.2344	0.0225
14	3.33	6.66	70.0000	69.8941	0.1059	0.1513	0.0112
15	3.66	10.33	78.0000	77.9295	0.0705	0.0904	0.0050
16	4.33	1.33	52.0000	51.7693	0.2307	0.4437	0.0532
17	4.33	2.66	56.0000	55.6178	0.3822	0.6825	0.1461
18	4.66	4.00	58.0000	58.0878	-0.0878	0.1514	0.0077
19	4.66	7.33	69.0000	68.9835	0.0165	0.0239	0.0003
20	4.33	7.66	71.0000	70.9602	0.0398	0.0561	0.0016
21	4.66	10.66	79.0000	79.0093	-0.0093	0.0118	0.0001
22	5.66	1.66	52.0000	51.8875	0.1125	0.2163	0.0127
23	5.33	4.33	58.0000	57.7275	0.2725	0.4698	0.0743
24	5.66	5.66	60.0000	59.9666	0.0334	0.0557	0.0011
25	5.33	7.00	66.0000	65.7364	0.2636	0.3994	0.0695
26	5.66	8.33	68.0000	68.1742	-0.1742	0.2562	0.0303
27	5.66	9.66	78.0000	77.5002	0.4998	0.6408	0.2498
28	6.66	1.66	54.0000	53.3577	0.6423	1.1894	0.4125
29	6.66	3.33	58.0000	58.0012	-0.0012	0.0021	0.0000
30	6.33	4.66	59.0000	59.0884	-0.0884	0.1498	0.0078
31	6.66	5.66	62.0000	61.7635	0.2365	0.3815	0.0559
32	6.66	8.66	71.0000	70.8336	0.1664	0.2344	0.0277
33	6.66	10.33	79.0000	78.6683	0.3317	0.4199	0.1100
34	7.66	1.66	54.0000	53.4218	0.5782	1.0707	0.3343
35	7.33	3.66	60.0000	59.7437	0.2563	0.4272	0.0657
36	7.33	4.33	62.0000	61.7585	0.2415	0.3895	0.0583
37	7.33	6.00	65.0000	64.9252	0.0748	0.1151	0.0056
38	7.33	7.33	68.0000	68.1005	-0.1005	0.1478	0.0101
39	7.66	8.33	73.0000	72.8279	0.1721	0.2358	0.0296
40	8.33	1.33	52.0000	51.5241	0.4759	0.9152	0.2265
41	8.33	2.66	55.0000	55.1109	-0.1109	0.2016	0.0123
42	8.66	3.33	57.0000	56.8514	0.1486	0.2607	0.0221
43	8.33	4.33	63.0000	62.7375	0.2625	0.4167	0.0689
44	8.33	6.33	67.0000	66.9489	0.0511	0.0763	0.0026
45	8.66	7.66	71.0000	70.7672	0.2328	0.3279	0.0542
46	9.66	1.66	53.0000	53.0204	-0.0204	0.0385	0.0004
47	9.66	3.33	56.0000	55.6870	0.3130	0.5589	0.0980
48	9.33	5.33	65.0000	64.5516	0.4484	0.6898	0.2011
49	9.33	7.00	68.0000	68.1557	-0.1557	0.2290	0.0242
50	9.66	9.66	71.0000	70.7354	0.2646	0.3727	0.0700
						EPM(%)=	EQM=
						0.372	0.392

TABELA I.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	1.00	1.00	950.0000	950.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	2.00	1.00	946.5000	946.5000	0.0000	0.0000	0.0000
3	3.00	1.00	941.0000	941.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	4.00	1.00	943.0000	943.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	5.00	1.00	952.0000	952.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	6.00	1.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	7.00	1.00	967.7500	967.7500	0.0000	0.0000	0.0000
8	8.00	1.00	967.2500	967.2500	0.0000	0.0000	0.0000
9	9.00	1.00	965.0000	965.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	10.00	1.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
11	11.00	1.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	12.00	1.00	973.5000	973.5000	0.0000	0.0000	0.0000
13	13.00	1.00	978.0000	978.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	14.00	1.00	978.5000	978.5000	0.0000	0.0000	0.0000
15	15.00	1.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
16	16.00	1.00	986.5000	986.5000	0.0000	0.0000	0.0000
17	17.00	1.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	18.00	1.00	992.7500	992.7500	0.0000	0.0000	0.0000
19	19.00	1.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
20	20.00	1.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	21.00	1.00	986.0000	986.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	22.00	1.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	23.00	1.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	24.00	1.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
25	1.00	2.00	957.0000	957.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	2.00	2.00	955.0000	955.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	3.00	2.00	948.0000	948.0000	0.0000	0.0000	0.0000
28	4.00	2.00	942.7500	942.7500	0.0000	0.0000	0.0000
29	5.00	2.00	943.3500	943.3500	0.0000	0.0000	0.0000
30	6.00	2.00	948.7500	948.7500	0.0000	0.0000	0.0000
31	7.00	2.00	963.0000	963.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	8.00	2.00	969.7500	969.7500	0.0000	0.0000	0.0000
33	9.00	2.00	974.0000	974.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	10.00	2.00	973.0000	973.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	11.00	2.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
36	12.00	2.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
37	13.00	2.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
38	14.00	2.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	15.00	2.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
40	16.00	2.00	994.0000	994.0000	0.0000	0.0000	0.0000
41	17.00	2.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
42	18.00	2.00	998.5000	998.5000	0.0000	0.0000	0.0000
43	19.00	2.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
44	20.00	2.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
45	21.00	2.00	993.0000	993.0000	0.0000	0.0000	0.0000
46	22.00	2.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
47	23.00	2.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
48	24.00	2.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
49	1.00	3.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000
50	2.00	3.00	970.2500	970.2500	0.0000	0.0000	0.0000
51	3.00	3.00	958.5000	958.5000	0.0000	0.0000	0.0000
52	4.00	3.00	951.7500	951.7500	0.0000	0.0000	0.0000
53	5.00	3.00	946.5000	946.5000	0.0000	0.0000	0.0000
54	6.00	3.00	944.8000	944.8000	0.0000	0.0000	0.0000
55	7.00	3.00	953.8000	953.8000	0.0000	0.0000	0.0000
56	8.00	3.00	965.0000	965.0000	0.0000	0.0000	0.0000
57	9.00	3.00	972.2500	972.2500	0.0000	0.0000	0.0000
58	10.00	3.00	979.0000	979.0000	0.0000	0.0000	0.0000
59	11.00	3.00	984.0000	984.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60	12.00	3.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
61	13.00	3.00	988.0000	988.0000	0.0000	0.0000	0.0000
62	14.00	3.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	15.00	3.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
64	16.00	3.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
65	17.00	3.00	1003.5000	1003.5000	0.0000	0.0000	0.0000
66	18.00	3.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
67	19.00	3.00	1004.2500	1004.2500	0.0000	0.0000	0.0000
68	20.00	3.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
69	21.00	3.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BÁCIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
70	22.00	3.00	996.2500	996.2500	0.0000	0.0000	0.0000
71	23.00	3.00	993.0000	993.0000	0.0000	0.0000	0.0000
72	24.00	3.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	1.00	4.00	972.5000	972.5000	0.0000	0.0000	0.0000
74	2.00	4.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
75	3.00	4.00	965.0000	965.0000	0.0000	0.0000	0.0000
76	4.00	4.00	957.0000	957.0000	0.0000	0.0000	0.0000
77	5.00	4.00	954.5000	954.5000	0.0000	0.0000	0.0000
78	6.00	4.00	946.8000	946.8000	0.0000	0.0000	0.0000
79	7.00	4.00	948.7000	948.7000	0.0000	0.0000	0.0000
80	8.00	4.00	961.2000	961.2000	0.0000	0.0000	0.0000
81	9.00	4.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000
82	10.00	4.00	977.0000	977.0000	0.0000	0.0000	0.0000
83	11.00	4.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
84	12.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
85	13.00	4.00	997.0000	997.0000	0.0000	0.0000	0.0000
86	14.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
87	15.00	4.00	1004.0000	1004.0000	0.0000	0.0000	0.0000
88	16.00	4.00	1007.0000	1007.0000	0.0000	0.0000	0.0000
89	17.00	4.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
90	18.00	4.00	1011.0000	1011.0000	0.0000	0.0000	0.0000
91	19.00	4.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
92	20.00	4.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
93	21.00	4.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
94	22.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
95	23.00	4.00	997.5000	997.5000	0.0000	0.0000	0.0000
96	24.00	4.00	996.0000	996.0000	0.0000	0.0000	0.0000
97	1.00	5.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
98	2.00	5.00	984.7500	984.7500	0.0000	0.0000	0.0000
99	3.00	5.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100	4.00	5.00	969.5000	969.5000	0.0000	0.0000	0.0000
101	5.00	5.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
102	6.00	5.00	952.7000	952.7000	0.0000	0.0000	0.0000
103	7.00	5.00	949.0000	949.0000	0.0000	0.0000	0.0000
104	8.00	5.00	960.5000	960.5000	0.0000	0.0000	0.0000
105	9.00	5.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
106	10.00	5.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
107	11.00	5.00	997.5000	997.5000	0.0000	0.0000	0.0000
108	12.00	5.00	1004.2500	1004.2500	0.0000	0.0000	0.0000
109	13.00	5.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110	14.00	5.00	1007.2500	1007.2500	0.0000	0.0000	0.0000
111	15.00	5.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
112	16.00	5.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
113	17.00	5.00	1016.0000	1016.0000	0.0000	0.0000	0.0000
114	18.00	5.00	1017.0000	1017.0000	0.0000	0.0000	0.0000
115	19.00	5.00	1016.5000	1016.5000	0.0000	0.0000	0.0000
116	20.00	5.00	1013.5000	1013.5000	0.0000	0.0000	0.0000
117	21.00	5.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
118	22.00	5.00	1006.5000	1006.5000	0.0000	0.0000	0.0000
119	23.00	5.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
120	24.00	5.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
121	1.00	6.00	973.0000	973.0000	0.0000	0.0000	0.0000
122	2.00	6.00	987.2500	987.2500	0.0000	0.0000	0.0000
123	3.00	6.00	982.0000	982.0000	0.0000	0.0000	0.0000
124	4.00	6.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
125	5.00	6.00	966.2500	966.2500	0.0000	0.0000	0.0000
126	6.00	6.00	963.0000	963.0000	0.0000	0.0000	0.0000
127	7.00	6.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
128	8.00	6.00	956.3500	956.3500	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
129	9.00	6.00	970.5000	970.5000	0.0000	0.0000	0.0000
130	10.00	6.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
131	11.00	6.00	993.7500	993.7500	0.0000	0.0000	0.0000
132	12.00	6.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
133	13.00	6.00	1008.2500	1008.2500	0.0000	0.0000	0.0000
134	14.00	6.00	1013.5000	1013.5000	0.0000	0.0000	0.0000
135	15.00	6.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
136	16.00	6.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
137	17.00	6.00	1023.0000	1023.0000	0.0000	0.0000	0.0000
138	18.00	6.00	1024.2500	1024.2500	0.0000	0.0000	0.0000
139	19.00	6.00	1023.0000	1023.0000	0.0000	0.0000	0.0000
140	20.00	6.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
141	21.00	6.00	1016.2500	1016.2500	0.0000	0.0000	0.0000
142	22.00	6.00	1012.0000	1012.0000	0.0000	0.0000	0.0000
143	23.00	6.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
144	24.00	6.00	1004.2500	1004.2500	0.0000	0.0000	0.0000
145	1.00	7.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
146	2.00	7.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
147	3.00	7.00	995.5000	995.5000	0.0000	0.0000	0.0000
148	4.00	7.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
149	5.00	7.00	968.5000	968.5000	0.0000	0.0000	0.0000
150	6.00	7.00	972.0000	972.0000	0.0000	0.0000	0.0000
151	7.00	7.00	968.4500	968.4500	0.0000	0.0000	0.0000
152	8.00	7.00	958.7500	958.7500	0.0000	0.0000	0.0000
153	9.00	7.00	964.1000	964.1000	0.0000	0.0000	0.0000
154	10.00	7.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
155	11.00	7.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
156	12.00	7.00	994.0000	994.0000	0.0000	0.0000	0.0000
157	13.00	7.00	999.7500	999.7500	0.0000	0.0000	0.0000
158	14.00	7.00	1011.7500	1011.7500	0.0000	0.0000	0.0000
159	15.00	7.00	1019.0000	1019.0000	0.0000	0.0000	0.0000
160	16.00	7.00	1025.0000	1025.0000	0.0000	0.0000	0.0000
161	17.00	7.00	1028.0000	1028.0000	0.0000	0.0000	0.0000
162	18.00	7.00	1030.5000	1030.5000	0.0000	0.0000	0.0000
163	19.00	7.00	1030.0000	1030.0000	0.0000	0.0000	0.0000
164	20.00	7.00	1027.0000	1027.0000	0.0000	0.0000	0.0000
165	21.00	7.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
166	22.00	7.00	1015.0000	1015.0000	0.0000	0.0000	0.0000
167	23.00	7.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
168	24.00	7.00	1006.2500	1006.2500	0.0000	0.0000	0.0000
169	1.00	8.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
170	2.00	8.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
171	3.00	8.00	1002.0000	1002.0000	0.0000	0.0000	0.0000
172	4.00	8.00	990.5000	990.5000	0.0000	0.0000	0.0000
173	5.00	8.00	977.5000	977.5000	0.0000	0.0000	0.0000
174	6.00	8.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
175	7.00	8.00	977.0000	977.0000	0.0000	0.0000	0.0000
176	8.00	8.00	964.3500	964.3500	0.0000	0.0000	0.0000
177	9.00	8.00	961.7200	961.7200	0.0000	0.0000	0.0000
178	10.00	8.00	964.0000	964.0000	0.0000	0.0000	0.0000
179	11.00	8.00	974.5000	974.5000	0.0000	0.0000	0.0000
180	12.00	8.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
181	13.00	8.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
182	14.00	8.00	1008.7500	1008.7500	0.0000	0.0000	0.0000
183	15.00	8.00	1016.5000	1016.5000	0.0000	0.0000	0.0000
184	16.00	8.00	1022.5000	1022.5000	0.0000	0.0000	0.0000
185	17.00	8.00	1028.0000	1028.0000	0.0000	0.0000	0.0000
186	18.00	8.00	1031.0000	1031.0000	0.0000	0.0000	0.0000
187	19.00	8.00	1033.0000	1033.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA 1.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BÁCIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
188	20.00	8.00	1031.5000	1031.5000	0.0000	0.0000	0.0000
189	21.00	8.00	1025.0000	1025.0000	0.0000	0.0000	0.0000
190	22.00	8.00	1017.5000	1017.5000	0.0000	0.0000	0.0000
191	23.00	8.00	1012.5000	1012.5000	0.0000	0.0000	0.0000
192	24.00	8.00	1008.0000	1008.0000	0.0000	0.0000	0.0000
193	1.00	9.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
194	2.00	9.00	1007.0000	1007.0000	0.0000	0.0000	0.0000
195	3.00	9.00	1003.0000	1003.0000	0.0000	0.0000	0.0000
196	4.00	9.00	989.7500	989.7500	0.0000	0.0000	0.0000
197	5.00	9.00	994.5000	994.5000	0.0000	0.0000	0.0000
198	6.00	9.00	995.5000	995.5000	0.0000	0.0000	0.0000
199	7.00	9.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
200	8.00	9.00	974.0000	974.0000	0.0000	0.0000	0.0000
201	9.00	9.00	963.5000	963.5000	0.0000	0.0000	0.0000
202	10.00	9.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
203	11.00	9.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
204	12.00	9.00	989.5000	989.5000	0.0000	0.0000	0.0000
205	13.00	9.00	999.5000	999.5000	0.0000	0.0000	0.0000
206	14.00	9.00	1008.5000	1008.5000	0.0000	0.0000	0.0000
207	15.00	9.00	1015.0000	1015.0000	0.0000	0.0000	0.0000
208	16.00	9.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
209	17.00	9.00	1020.7500	1020.7500	0.0000	0.0000	0.0000
210	18.00	9.00	1021.0000	1021.0000	0.0000	0.0000	0.0000
211	19.00	9.00	1022.0000	1022.0000	0.0000	0.0000	0.0000
212	20.00	9.00	1029.5000	1029.5000	0.0000	0.0000	0.0000
213	21.00	9.00	1025.0000	1025.0000	0.0000	0.0000	0.0000
214	22.00	9.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
215	23.00	9.00	1014.0000	1014.0000	0.0000	0.0000	0.0000
216	24.00	9.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
217	1.00	10.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
218	2.00	10.00	1010.7500	1010.7500	0.0000	0.0000	0.0000
219	3.00	10.00	1007.7000	1007.7000	0.0000	0.0000	0.0000
220	4.00	10.00	1002.2500	1002.2500	0.0000	0.0000	0.0000
221	5.00	10.00	1007.0000	1007.0000	0.0000	0.0000	0.0000
222	6.00	10.00	1004.5000	1004.5000	0.0000	0.0000	0.0000
223	7.00	10.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
224	8.00	10.00	983.5000	983.5000	0.0000	0.0000	0.0000
225	9.00	10.00	967.2000	967.2000	0.0000	0.0000	0.0000
226	10.00	10.00	972.3000	972.3000	0.0000	0.0000	0.0000
227	11.00	10.00	982.5000	982.5000	0.0000	0.0000	0.0000
228	12.00	10.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
229	13.00	10.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
230	14.00	10.00	1007.7500	1007.7500	0.0000	0.0000	0.0000
231	15.00	10.00	1011.5000	1011.5000	0.0000	0.0000	0.0000
232	16.00	10.00	1012.0000	1012.0000	0.0000	0.0000	0.0000
233	17.00	10.00	1008.5000	1008.5000	0.0000	0.0000	0.0000
234	18.00	10.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
235	19.00	10.00	1020.5000	1020.5000	0.0000	0.0000	0.0000
236	20.00	10.00	1027.5000	1027.5000	0.0000	0.0000	0.0000
237	21.00	10.00	1026.4000	1026.4000	0.0000	0.0000	0.0000
238	22.00	10.00	1019.7000	1019.7000	0.0000	0.0000	0.0000
239	23.00	10.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
240	24.00	10.00	1015.7500	1015.7500	0.0000	0.0000	0.0000
241	1.00	11.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
242	2.00	11.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
243	3.00	11.00	1012.7500	1012.7500	0.0000	0.0000	0.0000
244	4.00	11.00	1013.5500	1013.5500	0.0000	0.0000	0.0000
245	5.00	11.00	1015.9000	1015.9000	0.0000	0.0000	0.0000
246	6.00	11.00	1006.3000	1006.3000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
247	7.00	11.00	999.0000	999.0000	0.0000	0.0000	0.0000
248	8.00	11.00	993.0000	993.0000	0.0000	0.0000	0.0000
249	9.00	11.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
250	10.00	11.00	969.3500	969.3500	0.0000	0.0000	0.0000
251	11.00	11.00	974.7000	974.7000	0.0000	0.0000	0.0000
252	12.00	11.00	985.4000	985.4000	0.0000	0.0000	0.0000
253	13.00	11.00	990.1000	990.1000	0.0000	0.0000	0.0000
254	14.00	11.00	1001.8500	1001.8500	0.0000	0.0000	0.0000
255	15.00	11.00	1002.2500	1002.2500	0.0000	0.0000	0.0000
256	16.00	11.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
257	17.00	11.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
258	18.00	11.00	1013.4500	1013.4500	0.0000	0.0000	0.0000
259	19.00	11.00	1016.7500	1016.7500	0.0000	0.0000	0.0000
260	20.00	11.00	1020.8500	1020.8500	0.0000	0.0000	0.0000
261	21.00	11.00	1026.6000	1026.6000	0.0000	0.0000	0.0000
262	22.00	11.00	1025.8000	1025.8000	0.0000	0.0000	0.0000
263	23.00	11.00	1022.0000	1022.0000	0.0000	0.0000	0.0000
264	24.00	11.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
265	1.00	12.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
266	2.00	12.00	1004.0000	1004.0000	0.0000	0.0000	0.0000
267	3.00	12.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
268	4.00	12.00	1010.4000	1010.4000	0.0000	0.0000	0.0000
269	5.00	12.00	1015.3500	1015.3500	0.0000	0.0000	0.0000
270	6.00	12.00	1014.5000	1014.5000	0.0000	0.0000	0.0000
271	7.00	12.00	1011.0500	1011.0500	0.0000	0.0000	0.0000
272	8.00	12.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
273	9.00	12.00	990.6000	990.6000	0.0000	0.0000	0.0000
274	10.00	12.00	975.4500	975.4500	0.0000	0.0000	0.0000
275	11.00	12.00	971.6000	971.6000	0.0000	0.0000	0.0000
276	12.00	12.00	971.8000	971.8000	0.0000	0.0000	0.0000
277	13.00	12.00	972.2000	972.2000	0.0000	0.0000	0.0000
278	14.00	12.00	972.9000	972.9000	0.0000	0.0000	0.0000
279	15.00	12.00	979.5000	979.5000	0.0000	0.0000	0.0000
280	16.00	12.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
281	17.00	12.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
282	18.00	12.00	1005.2500	1005.2500	0.0000	0.0000	0.0000
283	19.00	12.00	1008.7500	1008.7500	0.0000	0.0000	0.0000
284	20.00	12.00	1011.5000	1011.5000	0.0000	0.0000	0.0000
285	21.00	12.00	1017.5000	1017.5000	0.0000	0.0000	0.0000
286	22.00	12.00	1025.4000	1025.4000	0.0000	0.0000	0.0000
287	23.00	12.00	1025.3500	1025.3500	0.0000	0.0000	0.0000
288	24.00	12.00	1024.4000	1024.4000	0.0000	0.0000	0.0000
289	1.00	13.00	992.2500	992.2500	0.0000	0.0000	0.0000
290	2.00	13.00	997.0000	997.0000	0.0000	0.0000	0.0000
291	3.00	13.00	998.5000	998.5000	0.0000	0.0000	0.0000
292	4.00	13.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
293	5.00	13.00	1009.5000	1009.5000	0.0000	0.0000	0.0000
294	6.00	13.00	1013.6000	1013.6000	0.0000	0.0000	0.0000
295	7.00	13.00	1014.8500	1014.8500	0.0000	0.0000	0.0000
296	8.00	13.00	1011.1000	1011.1000	0.0000	0.0000	0.0000
297	9.00	13.00	1001.5000	1001.5000	0.0000	0.0000	0.0000
298	10.00	13.00	993.5000	993.5000	0.0000	0.0000	0.0000
299	11.00	13.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
300	12.00	13.00	990.2500	990.2500	0.0000	0.0000	0.0000
301	13.00	13.00	992.0000	992.0000	0.0000	0.0000	0.0000
302	14.00	13.00	996.0000	996.0000	0.0000	0.0000	0.0000
303	15.00	13.00	1003.0000	1003.0000	0.0000	0.0000	0.0000
304	16.00	13.00	1003.5000	1003.5000	0.0000	0.0000	0.0000
305	17.00	13.00	1001.2500	1001.2500	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
306	18.00	13.00	1000.6000	1000.6000	0.0000	0.0000	0.0000
307	19.00	13.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
308	20.00	13.00	1008.0000	1008.0000	0.0000	0.0000	0.0000
309	21.00	13.00	1015.5000	1015.5000	0.0000	0.0000	0.0000
310	22.00	13.00	1021.9000	1021.9000	0.0000	0.0000	0.0000
311	23.00	13.00	1025.6500	1025.6500	0.0000	0.0000	0.0000
312	24.00	13.00	1021.8000	1021.8000	0.0000	0.0000	0.0000
313	1.00	14.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
314	2.00	14.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
315	3.00	14.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
316	4.00	14.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
317	5.00	14.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
318	6.00	14.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
319	7.00	14.00	1013.2500	1013.2500	0.0000	0.0000	0.0000
320	8.00	14.00	1011.2500	1011.2500	0.0000	0.0000	0.0000
321	9.00	14.00	1000.7500	1000.7500	0.0000	0.0000	0.0000
322	10.00	14.00	1003.7500	1003.7500	0.0000	0.0000	0.0000
323	11.00	14.00	1000.2500	1000.2500	0.0000	0.0000	0.0000
324	12.00	14.00	996.0000	996.0000	0.0000	0.0000	0.0000
325	13.00	14.00	1004.7500	1004.7500	0.0000	0.0000	0.0000
326	14.00	14.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
327	15.00	14.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
328	16.00	14.00	1015.0000	1015.0000	0.0000	0.0000	0.0000
329	17.00	14.00	1014.7500	1014.7500	0.0000	0.0000	0.0000
330	18.00	14.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
331	19.00	14.00	1016.0000	1016.0000	0.0000	0.0000	0.0000
332	20.00	14.00	1019.3500	1019.3500	0.0000	0.0000	0.0000
333	21.00	14.00	1022.3000	1022.3000	0.0000	0.0000	0.0000
334	22.00	14.00	1024.8000	1024.8000	0.0000	0.0000	0.0000
335	23.00	14.00	1024.4500	1024.4500	0.0000	0.0000	0.0000
336	24.00	14.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
337	1.00	15.00	976.0000	976.0000	0.0000	0.0000	0.0000
338	2.00	15.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
339	3.00	15.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
340	4.00	15.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
341	5.00	15.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
342	6.00	15.00	1007.0000	1007.0000	0.0000	0.0000	0.0000
343	7.00	15.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
344	8.00	15.00	1010.5000	1010.5000	0.0000	0.0000	0.0000
345	9.00	15.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
346	10.00	15.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
347	11.00	15.00	1008.0000	1008.0000	0.0000	0.0000	0.0000
348	12.00	15.00	1012.7500	1012.7500	0.0000	0.0000	0.0000
349	13.00	15.00	1016.5000	1016.5000	0.0000	0.0000	0.0000
350	14.00	15.00	1020.2500	1020.2500	0.0000	0.0000	0.0000
351	15.00	15.00	1021.1500	1021.1500	0.0000	0.0000	0.0000
352	16.00	15.00	1021.5500	1021.5500	0.0000	0.0000	0.0000
353	17.00	15.00	1022.0000	1022.0000	0.0000	0.0000	0.0000
354	18.00	15.00	1022.0000	1022.0000	0.0000	0.0000	0.0000
355	19.00	15.00	1022.8000	1022.8000	0.0000	0.0000	0.0000
356	20.00	15.00	1023.5500	1023.5500	0.0000	0.0000	0.0000
357	21.00	15.00	1024.0500	1024.0500	0.0000	0.0000	0.0000
358	22.00	15.00	1022.7000	1022.7000	0.0000	0.0000	0.0000
359	23.00	15.00	1019.5000	1019.5000	0.0000	0.0000	0.0000
360	24.00	15.00	1015.0000	1015.0000	0.0000	0.0000	0.0000
361	1.00	16.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
362	2.00	16.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
363	3.00	16.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
364	4.00	16.00	985.5000	985.5000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.7 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
365	5.00	16.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
366	6.00	16.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
367	7.00	16.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
368	8.00	16.00	1003.5000	1003.5000	0.0000	0.0000	0.0000
369	9.00	16.00	999.9000	999.9000	0.0000	0.0000	0.0000
370	10.00	16.00	997.3000	997.3000	0.0000	0.0000	0.0000
371	11.00	16.00	1000.1000	1000.1000	0.0000	0.0000	0.0000
372	12.00	16.00	1010.1000	1010.1000	0.0000	0.0000	0.0000
373	13.00	16.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
374	14.00	16.00	1016.0000	1016.0000	0.0000	0.0000	0.0000
375	15.00	16.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
376	16.00	16.00	1021.0000	1021.0000	0.0000	0.0000	0.0000
377	17.00	16.00	1022.0000	1022.0000	0.0000	0.0000	0.0000
378	18.00	16.00	1022.5000	1022.5000	0.0000	0.0000	0.0000
379	19.00	16.00	1022.9500	1022.9500	0.0000	0.0000	0.0000
380	20.00	16.00	1022.7500	1022.7500	0.0000	0.0000	0.0000
381	21.00	16.00	1021.7000	1021.7000	0.0000	0.0000	0.0000
382	22.00	16.00	1019.7000	1019.7000	0.0000	0.0000	0.0000
383	23.00	16.00	1014.7000	1014.7000	0.0000	0.0000	0.0000
384	24.00	16.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.8 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	1.50	4.50	980.0000	979.7180	0.2820	0.0288	0.0795
2	1.50	9.50	1004.0000	1004.0400	-0.0400	0.0040	0.0016
3	1.50	15.50	975.0000	974.8950	0.1050	0.0108	0.0110
4	1.75	1.50	951.0000	951.2150	-0.2150	0.0226	0.0462
5	2.50	3.50	970.0000	970.4320	-0.4320	0.0445	0.1866
6	2.50	5.50	981.0000	981.6940	-0.6940	0.0707	0.4816
7	2.25	12.50	1001.0000	1001.2400	-0.2400	0.0240	0.0576
8	3.75	7.00	990.0000	990.9790	-0.9790	0.0989	0.9584
9	3.50	14.50	990.0000	990.1840	-0.1840	0.0186	0.0339
10	4.50	4.40	960.0000	959.6070	0.3930	0.0409	0.1544
11	4.75	9.50	1000.0000	999.2510	0.7490	0.0749	0.5610
12	4.50	10.30	1009.0000	1008.4200	0.5800	0.0575	0.3364
13	5.25	3.75	950.0000	950.7420	-0.7420	0.0781	0.5506
14	5.40	8.00	980.0000	979.0080	0.9920	0.1012	0.9841
15	5.50	13.50	1009.0000	1008.2200	0.7800	0.0773	0.6084
16	6.25	2.00	952.0000	952.0200	-0.0200	0.0021	0.0004
17	6.25	6.50	968.0000	967.5630	0.4370	0.0451	0.1910
18	6.50	8.75	991.0000	991.2050	-0.2050	0.0207	0.0420
19	6.50	15.50	1003.0000	1003.7000	-0.7000	0.0698	0.4900
20	7.75	4.50	958.0000	957.2990	0.7010	0.0732	0.4914
21	7.25	8.25	978.0000	976.9920	1.0080	0.1031	1.0161
22	7.75	12.50	1011.0000	1011.0100	-0.0100	0.0010	0.0001
23	8.75	2.75	972.0000	972.0780	-0.0780	0.0080	0.0061
24	8.25	9.00	970.0000	970.1620	-0.1620	0.0167	0.0262
25	8.75	12.25	999.0000	997.9010	1.0990	0.1100	1.2078
26	9.25	6.25	973.0000	973.0320	-0.0320	0.0033	0.0010
27	9.50	15.75	1000.0000	1000.6200	-0.6200	0.0620	0.3844
28	10.75	1.25	970.0000	970.1870	-0.1870	0.0193	0.0350

TABELA I.8 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (01) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
29	10.50	5.00	990.0000	988.9580	1.0420	0.1053	1.0858
30	10.50	9.50	980.0000	980.6890	-0.6890	0.0703	0.4747
31	11.50	8.00	980.0000	980.0480	-0.0480	0.0049	0.0023
32	11.25	14.25	1001.0000	1001.7500	-0.7500	0.0749	0.5625
33	12.50	3.25	990.0000	990.3910	-0.3910	0.0395	0.1529
34	12.25	8.50	990.0000	989.0790	0.9210	0.0930	0.8482
35	12.50	11.40	980.0000	979.2390	0.7610	0.0777	0.5791
36	13.70	8.00	1005.0000	1005.7900	-0.7900	0.0786	0.6241
37	13.60	13.60	1002.0000	1002.6800	-0.6800	0.0679	0.4624
38	14.25	3.75	999.0000	998.6540	0.3460	0.0346	0.1197
39	14.50	9.00	1012.0000	1012.0700	-0.0700	0.0069	0.0049
40	14.25	14.75	1018.0000	1018.4800	-0.4800	0.0472	0.2304
41	15.30	4.75	1010.0000	1009.3000	0.7000	0.0693	0.4900
42	15.70	8.00	1020.0000	1020.8300	-0.8300	0.0814	0.6889
43	15.50	10.25	1010.0000	1009.5900	0.4100	0.0406	0.1681
44	15.75	13.50	1010.0000	1010.1800	-0.1800	0.0178	0.0324
45	16.50	5.75	1020.0000	1019.8200	0.1800	0.0176	0.0324
46	16.50	12.00	998.0000	997.5670	0.4330	0.0434	0.1875
47	17.00	9.50	1015.0000	1014.1800	0.8200	0.0808	0.6724
48	17.50	10.25	1010.0000	1010.1100	-0.1100	0.0109	0.0121
49	17.75	14.75	1020.0000	1020.6500	-0.6500	0.0637	0.4225
50	18.50	1.30	995.0000	994.7170	0.2830	0.0284	0.0801
51	18.50	2.25	1000.0000	1000.0400	-0.0400	0.0040	0.0016
52	18.50	4.75	1015.0000	1015.3800	-0.3800	0.0374	0.1444
53	18.50	9.25	1020.0000	1019.0900	0.9100	0.0892	0.8281
54	18.50	11.75	1010.0000	1009.4400	0.5600	0.0554	0.3136
55	19.50	8.50	1030.0000	1029.8500	0.1500	0.0146	0.0225
56	19.50	10.75	1020.0000	1020.5400	-0.5400	0.0529	0.2916
57	19.50	13.25	1008.0000	1006.9700	1.0300	0.1022	1.0609
58	20.50	6.40	1020.0000	1020.3800	-0.3800	0.0373	0.1444
59	20.50	12.00	1015.0000	1014.2100	0.7900	0.0778	0.6241
60	21.00	13.25	1018.0000	1016.8200	1.1800	0.1159	1.3924
61	21.50	3.50	1000.0000	1000.4000	-0.4000	0.0400	0.1600
62	21.50	8.00	1020.0000	1020.9500	-0.9500	0.0931	0.9025
63	22.75	6.50	1010.0000	1010.0400	-0.0400	0.0040	0.0016
64	22.50	8.00	1015.0000	1014.7800	0.2200	0.0217	0.0484
65	22.50	10.25	1020.0000	1019.8500	0.1500	0.0147	0.0225
66	22.50	15.50	1020.0000	1019.3100	0.6900	0.0676	0.4761
67	23.50	1.25	975.0000	974.7420	0.2580	0.0265	0.0666
68	23.50	4.70	1000.0000	999.8470	0.1530	0.0153	0.0234
69	23.50	8.00	1010.0000	1010.1000	-0.1000	0.0099	0.0100
70	23.50	14.50	1020.0000	1020.2100	-0.2100	0.0206	0.0441
						EPM(%)=	EQM=
						0.048	0.579

TABELA I.9 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	0.00	0.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	1.00	0.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
3	2.00	0.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	3.00	0.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	4.00	0.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000



TABELA I.9 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
6	5.00	0.00	0.0000	**	**	**	**
7	0.00	1.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
8	1.00	1.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	2.00	1.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	3.00	1.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
11	4.00	1.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	5.00	1.00	0.0000	**	**	**	**
13	0.00	2.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	1.00	2.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
15	2.00	2.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
16	3.00	2.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
17	4.00	2.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	5.00	2.00	0.0000	**	**	**	**
19	0.00	3.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20	1.00	3.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	2.00	3.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	3.00	3.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	4.00	3.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	5.00	3.00	0.0000	**	**	**	**
25	0.00	4.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	1.00	4.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	2.00	4.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
28	3.00	4.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
29	4.00	4.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30	5.00	4.00	0.0000	**	**	**	**
31	0.00	5.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	1.00	5.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
33	2.00	5.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	3.00	5.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	4.00	5.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
36	5.00	5.00	0.0000	**	**	**	**
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.10 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	0.50	0.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
2	1.50	0.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
3	2.50	0.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
4	3.50	0.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
5	4.50	0.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
6	0.00	0.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	0.50	0.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
8	1.00	0.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	1.50	0.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
10	2.00	0.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
11	2.50	0.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
12	3.00	0.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
13	3.50	0.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
14	4.00	0.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
15	4.50	0.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
16	5.00	0.50	0.0000	**	**	**	**
17	0.50	1.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.10 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
18	1.50	1.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
19	2.50	1.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
20	3.50	1.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
21	4.50	1.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
22	0.00	1.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	0.50	1.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
24	1.00	1.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
25	1.50	1.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
26	2.00	1.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	2.50	1.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
28	3.00	1.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
29	3.50	1.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
30	4.00	1.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
31	4.50	1.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
32	5.00	1.50	0.0000	**	**	**	**
33	0.50	2.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
34	1.50	2.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
35	2.50	2.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
36	3.50	2.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
37	4.50	2.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
38	0.00	2.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	0.50	2.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
40	1.00	2.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
41	1.50	2.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
42	2.00	2.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
43	2.50	2.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
44	3.00	2.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
45	3.50	2.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
46	4.00	2.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
47	4.50	2.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
48	5.00	2.50	0.0000	**	**	**	**
49	0.50	3.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
50	1.50	3.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
51	2.50	3.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
52	3.50	3.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
53	4.50	3.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
54	0.00	3.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
55	0.50	3.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
56	1.00	3.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
57	1.50	3.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
58	2.00	3.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
59	2.50	3.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
60	3.00	3.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
61	3.50	3.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
62	4.00	3.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	4.50	3.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
64	5.00	3.50	0.0000	**	**	**	**
65	0.50	4.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
66	1.50	4.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
67	2.50	4.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
68	3.50	4.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
69	4.50	4.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
70	0.00	4.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
71	0.50	4.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
72	1.00	4.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	1.50	4.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
74	2.00	4.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
75	2.50	4.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
76	3.00	4.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.10 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
77	3.50	4.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
78	4.00	4.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
79	4.50	4.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
80	5.00	4.50	0.0000	**	**	**	**
81	0.50	5.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
82	1.50	5.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
83	2.50	5.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
84	3.50	5.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
85	4.50	5.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.11- FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: PARABOLÓIDE - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	-3.00	1.00	3.0185	3.0185	0.0000	0.0000	0.0000
2	-1.00	1.00	1.0541	1.0541	0.0000	0.0000	0.0000
3	1.00	1.00	1.0541	1.0541	0.0000	0.0000	0.0000
4	3.00	1.00	3.0185	3.0185	0.0000	0.0000	0.0000
5	-3.00	3.00	3.1623	3.1623	0.0000	0.0000	0.0000
6	-1.00	3.00	1.4142	1.4142	0.0000	0.0000	0.0000
7	1.00	3.00	1.4142	1.4142	0.0000	0.0000	0.0000
8	3.00	3.00	3.1623	3.1623	0.0000	0.0000	0.0000
9	-3.00	5.00	3.4319	3.4319	0.0000	0.0000	0.0000
10	-1.00	5.00	1.9436	1.9436	0.0000	0.0000	0.0000
11	1.00	5.00	1.9436	1.9436	0.0000	0.0000	0.0000
12	3.00	5.00	3.4319	3.4319	0.0000	0.0000	0.0000
13	-3.00	7.00	3.8006	3.8006	0.0000	0.0000	0.0000
14	-1.00	7.00	2.5386	2.5386	0.0000	0.0000	0.0000
15	1.00	7.00	2.5386	2.5386	0.0000	0.0000	0.0000
16	3.00	7.00	3.8006	3.8006	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.12 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PARABOLÓIDE - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	-2.00	1.00	2.0276	1.7907	0.2369	11.6817	0.0561
2	0.00	1.00	0.3333	0.8085	-0.4752	142.5650	0.2258
3	2.00	1.00	2.0276	1.7907	0.2369	11.6817	0.0561
4	-3.00	2.00	3.0732	3.0746	-0.0015	0.0477	0.0000
5	-2.00	2.00	2.1082	1.9111	0.1971	9.3481	0.0388
6	-1.00	2.00	1.2018	1.2130	-0.0111	0.9267	0.0001
7	0.00	2.00	0.6667	0.9803	-0.3136	47.0426	0.0984
8	1.00	2.00	1.2018	1.2130	-0.0111	0.9267	0.0001
9	2.00	2.00	2.1082	1.9111	0.1971	9.3481	0.0388
10	3.00	2.00	3.0732	3.0746	-0.0015	0.0477	0.0000
11	-2.00	3.00	2.2361	2.0697	0.1663	7.4386	0.0277
12	0.00	3.00	1.0000	1.1957	-0.1957	19.5708	0.0383
13	2.00	3.00	2.2361	2.0697	0.1663	7.4386	0.0277

TABELA I.12 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PARABOLÓIDE - FUNÇÃO (02) - (Contín.)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
14	-3.00	4.00	3.2829	3.2847	-0.0017	0.0529	0.0000
15	-2.00	4.00	2.4037	2.2760	0.1277	5.3138	0.0163
16	-1.00	4.00	1.6667	1.6707	-0.0041	0.2447	0.0000
17	0.00	4.00	1.3333	1.4690	-0.1357	10.1752	0.0184
18	1.00	4.00	1.6667	1.6707	-0.0041	0.2447	0.0000
19	2.00	4.00	2.4037	2.2760	0.1277	5.3138	0.0163
20	3.00	4.00	3.2829	3.2847	-0.0017	0.0529	0.0000
21	-2.00	5.00	2.6034	2.5017	0.1017	3.9057	0.0103
22	0.00	5.00	1.6667	1.7576	-0.0910	5.4574	0.0083
23	2.00	5.00	2.6034	2.5017	0.1017	3.9057	0.0103
24	-3.00	6.00	3.6055	3.6038	0.0017	0.0474	0.0000
25	-2.00	6.00	2.8284	2.7470	0.0814	2.8781	0.0066
26	-1.00	6.00	2.2361	2.2329	0.0031	0.1402	0.0000
27	0.00	6.00	2.0000	2.0616	-0.0616	3.0785	0.0038
28	1.00	6.00	2.2361	2.2329	0.0031	0.1402	0.0000
29	2.00	6.00	2.8284	2.7470	0.0814	2.8781	0.0066
30	3.00	6.00	3.6055	3.6038	0.0017	0.0474	0.0000
31	-2.00	7.00	3.0732	3.0118	0.0613	1.9961	0.0038
32	0.00	7.00	2.3333	2.3808	-0.0475	2.0361	0.0023
33	2.00	7.00	3.0732	3.0118	0.0613	1.9961	0.0038
						EPM(%)=	EQM=
						9.635	0.147

TABELA I.13 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	1.00	1.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	2.00	1.00	53.0000	53.0000	0.0000	0.0000	0.0000
3	3.00	1.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	4.00	1.00	51.0000	51.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	5.00	1.00	50.0000	50.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	6.00	1.00	49.0000	49.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	7.00	1.00	48.0000	48.0000	0.0000	0.0000	0.0000
8	8.00	1.00	49.0000	49.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	9.00	1.00	51.0000	51.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	10.00	1.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
11	1.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	2.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
13	3.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	4.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
15	5.00	2.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
16	6.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
17	7.00	2.00	56.0000	56.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	8.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
19	9.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20	10.00	2.00	53.0000	53.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	1.00	3.00	57.0000	57.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	2.00	3.00	58.0000	58.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	3.00	3.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	4.00	3.00	58.0000	58.0000	0.0000	0.0000	0.0000
25	5.00	3.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	6.00	3.00	56.0000	56.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	7.00	3.00	58.0000	58.0000	0.0000	0.0000	0.0000
28	8.00	3.00	56.0000	56.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.13 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
29	9.00	3.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30	10.00	3.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
31	1.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	2.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
33	3.00	4.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	4.00	4.00	61.0000	61.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	5.00	4.00	57.0000	57.0000	0.0000	0.0000	0.0000
36	6.00	4.00	57.0000	57.0000	0.0000	0.0000	0.0000
37	7.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
38	8.00	4.00	62.0000	62.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	9.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
40	10.00	4.00	59.0000	59.0000	0.0000	0.0000	0.0000
41	1.00	5.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
42	2.00	5.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
43	3.00	5.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
44	4.00	5.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
45	5.00	5.00	61.0000	61.0000	0.0000	0.0000	0.0000
46	6.00	5.00	59.0000	59.0000	0.0000	0.0000	0.0000
47	7.00	5.00	62.0000	62.0000	0.0000	0.0000	0.0000
48	8.00	5.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
49	9.00	5.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
50	10.00	5.00	62.0000	62.0000	0.0000	0.0000	0.0000
51	1.00	6.00	65.0000	65.0000	0.0000	0.0000	0.0000
52	2.00	6.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
53	3.00	6.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
54	4.00	6.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
55	5.00	6.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
56	6.00	6.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
57	7.00	6.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
58	8.00	6.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
59	9.00	6.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60	10.00	6.00	65.0000	65.0000	0.0000	0.0000	0.0000
61	1.00	7.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
62	2.00	7.00	71.0000	71.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	3.00	7.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
64	4.00	7.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
65	5.00	7.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
66	6.00	7.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
67	7.00	7.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
68	8.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
69	9.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70	10.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
71	1.00	8.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
72	2.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	3.00	8.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
74	4.00	8.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
75	5.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
76	6.00	8.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
77	7.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
78	8.00	8.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
79	9.00	8.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
80	10.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
81	1.00	9.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
82	2.00	9.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
83	3.00	9.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
84	4.00	9.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
85	5.00	9.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
86	6.00	9.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
87	7.00	9.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.13 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
88	8.00	9.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
89	9.00	9.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
90	10.00	9.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
91	1.00	10.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
92	2.00	10.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
93	3.00	10.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
94	4.00	10.00	80.0000	80.0000	0.0000	0.0000	0.0000
95	5.00	10.00	80.0000	80.0000	0.0000	0.0000	0.0000
96	6.00	10.00	80.0000	80.0000	0.0000	0.0000	0.0000
97	7.00	10.00	78.0000	78.0000	0.0000	0.0000	0.0000
98	8.00	10.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
99	9.00	10.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100	10.00	10.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
101	1.00	11.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
102	2.00	11.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
103	3.00	11.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
104	4.00	11.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
105	5.00	11.00	78.0000	78.0000	0.0000	0.0000	0.0000
106	6.00	11.00	77.0000	77.0000	0.0000	0.0000	0.0000
107	7.00	11.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
108	8.00	11.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
109	9.00	11.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110	10.00	11.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.14 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	1.33	5.00	64.0000	64.3216	-0.3216	0.5026	0.1035
2	1.33	5.66	66.0000	66.1548	-0.1548	0.2345	0.0240
3	1.33	8.66	66.0000	68.0396	-2.0396	3.0904	4.1602
4	1.66	10.00	71.0000	70.9800	0.0200	0.0282	0.0004
5	2.33	1.66	53.0000	53.0268	-0.0268	0.0505	0.0007
6	2.66	3.33	61.0000	61.0579	-0.0579	0.0949	0.0034
7	2.33	4.66	65.0000	65.0915	-0.0915	0.1408	0.0084
8	2.66	5.66	68.0000	67.5600	0.4400	0.6471	0.1936
9	2.66	8.33	73.0000	73.4416	-0.4416	0.6049	0.1950
10	2.66	10.33	74.0000	73.9548	0.0452	0.0611	0.0020
11	3.66	1.66	54.0000	53.8244	0.1756	0.3252	0.0308
12	3.33	2.66	58.0000	58.0708	-0.0708	0.1221	0.0050
13	3.66	5.00	64.0000	63.9078	0.0922	0.1441	0.0085
14	3.33	6.66	70.0000	69.7781	0.2219	0.3170	0.0492
15	3.66	10.33	78.0000	78.4506	-0.4506	0.5777	0.2030
16	4.33	1.33	52.0000	51.6150	0.3850	0.7404	0.1482
17	4.33	2.66	56.0000	55.0723	0.9277	1.6567	0.8607
18	4.66	4.00	58.0000	57.9112	0.0888	0.1531	0.0079
19	4.66	7.33	69.0000	68.7848	0.2152	0.3119	0.0463
20	4.33	7.66	71.0000	70.8007	0.1993	0.2807	0.0397
21	4.66	10.66	79.0000	79.2880	-0.2880	0.3646	0.0830
22	5.66	1.66	52.0000	52.1890	-0.1890	0.3634	0.0357
23	5.33	4.33	58.0000	57.8822	0.1178	0.2031	0.0139
24	5.66	5.66	60.0000	59.5065	0.4935	0.8225	0.2435
25	5.33	7.00	66.0000	65.4573	0.5427	0.8223	0.2946

TABELA I.14 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (02)-(Cont.)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
26	5.66	8.33	68.0000	67.6402	0.3598	0.5291	0.1295
27	5.66	9.66	78.0000	78.3242	-0.3242	0.4157	0.1051
28	6.66	1.66	54.0000	53.7018	0.2982	0.5523	0.0889
29	6.66	3.33	58.0000	58.1307	-0.1307	0.2254	0.0171
30	6.33	4.66	59.0000	59.4833	-0.4833	0.8192	0.2336
31	6.66	5.66	62.0000	62.1852	-0.1852	0.2987	0.0343
32	6.66	8.66	71.0000	71.4518	-0.4518	0.6363	0.2041
33	6.66	10.33	79.0000	78.8216	0.1784	0.2258	0.0318
34	7.66	1.66	54.0000	53.6550	0.3450	0.6389	0.1190
35	7.33	3.66	60.0000	60.0204	-0.0204	0.0340	0.0004
36	7.33	4.33	62.0000	61.6770	0.3230	0.5209	0.1043
37	7.33	6.00	65.0000	64.7706	0.2294	0.3530	0.0526
38	7.33	7.33	68.0000	68.2376	-0.2376	0.3494	0.0564
39	7.66	8.33	73.0000	72.8049	0.1951	0.2672	0.0381
40	8.33	1.33	52.0000	51.8185	0.1815	0.3491	0.0330
41	8.33	2.66	55.0000	54.8184	0.1816	0.3301	0.0330
42	8.66	3.33	57.0000	57.2389	-0.2389	0.4191	0.0571
43	8.33	4.33	63.0000	62.2776	0.7224	1.1466	0.5218
44	8.33	6.33	67.0000	66.7846	0.2154	0.3215	0.0464
45	8.66	7.66	71.0000	70.9743	0.0257	0.0361	0.0007
46	9.66	1.66	53.0000	52.8707	0.1293	0.2440	0.0167
47	9.66	3.33	56.0000	56.0869	-0.0869	0.1551	0.0075
48	9.33	5.33	65.0000	64.7846	0.2154	0.3314	0.0464
49	9.33	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
50	9.66	9.66	71.0000	70.9012	0.0988	0.1391	0.0098
						EPM(%)=	EQM=
						0.440	0.418

TABELA I.15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	1.00	1.00	950.0000	950.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	2.00	1.00	946.5000	946.5000	0.0000	0.0000	0.0000
3	3.00	1.00	941.0000	941.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	4.00	1.00	943.0000	943.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	5.00	1.00	952.0000	952.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	6.00	1.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	7.00	1.00	967.7500	967.7500	0.0000	0.0000	0.0000
8	8.00	1.00	967.2500	967.2500	0.0000	0.0000	0.0000
9	9.00	1.00	965.0000	965.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	10.00	1.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000
11	11.00	1.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	12.00	1.00	973.5000	973.5000	0.0000	0.0000	0.0000
13	13.00	1.00	978.0000	978.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	14.00	1.00	978.5000	978.5000	0.0000	0.0000	0.0000
15	15.00	1.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
16	16.00	1.00	986.5000	986.5000	0.0000	0.0000	0.0000
17	17.00	1.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	18.00	1.00	992.7500	992.7500	0.0000	0.0000	0.0000
19	19.00	1.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
20	20.00	1.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	21.00	1.00	986.0000	986.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	22.00	1.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	23.00	1.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
24	24.00	1.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
25	1.00	2.00	957.0000	957.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	2.00	2.00	955.0000	955.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	3.00	2.00	948.0000	948.0000	0.0000	0.0000	0.0000
28	4.00	2.00	942.7500	942.7500	0.0000	0.0000	0.0000
29	5.00	2.00	943.3500	943.3500	0.0000	0.0000	0.0000
30	6.00	2.00	948.7500	948.7500	0.0000	0.0000	0.0000
31	7.00	2.00	963.0000	963.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	8.00	2.00	969.7500	969.7500	0.0000	0.0000	0.0000
33	9.00	2.00	974.0000	974.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	10.00	2.00	973.0000	973.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	11.00	2.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
36	12.00	2.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
37	13.00	2.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
38	14.00	2.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	15.00	2.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
40	16.00	2.00	994.0000	994.0000	0.0000	0.0000	0.0000
41	17.00	2.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
42	18.00	2.00	998.5000	998.5000	0.0000	0.0000	0.0000
43	19.00	2.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
44	20.00	2.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
45	21.00	2.00	993.0000	993.0000	0.0000	0.0000	0.0000
46	22.00	2.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
47	23.00	2.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
48	24.00	2.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
49	1.00	3.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000
50	2.00	3.00	970.2500	970.2500	0.0000	0.0000	0.0000
51	3.00	3.00	958.5000	958.5000	0.0000	0.0000	0.0000
52	4.00	3.00	951.7500	951.7500	0.0000	0.0000	0.0000
53	5.00	3.00	946.5000	946.5000	0.0000	0.0000	0.0000
54	6.00	3.00	944.8000	944.8000	0.0000	0.0000	0.0000
55	7.00	3.00	953.8000	953.7999	0.0001	0.0000	0.0000
56	8.00	3.00	965.0000	964.9997	0.0003	0.0000	0.0000
57	9.00	3.00	972.2500	972.2500	0.0000	0.0000	0.0000
58	10.00	3.00	979.0000	979.0000	0.0000	0.0000	0.0000
59	11.00	3.00	984.0000	984.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60	12.00	3.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
61	13.00	3.00	988.0000	988.0000	0.0000	0.0000	0.0000
62	14.00	3.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	15.00	3.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
64	16.00	3.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
65	17.00	3.00	1003.5000	1003.5000	0.0000	0.0000	0.0000
66	18.00	3.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
67	19.00	3.00	1004.2500	1004.2500	0.0000	0.0000	0.0000
68	20.00	3.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
69	21.00	3.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70	22.00	3.00	996.2500	996.2500	0.0000	0.0000	0.0000
71	23.00	3.00	993.0000	993.0000	0.0000	0.0000	0.0000
72	24.00	3.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	1.00	4.00	972.5000	972.5000	0.0000	0.0000	0.0000
74	2.00	4.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
75	3.00	4.00	965.0000	965.0000	0.0000	0.0000	0.0000
76	4.00	4.00	957.0000	957.0000	0.0000	0.0000	0.0000
77	5.00	4.00	954.5000	954.5000	0.0000	0.0000	0.0000
78	6.00	4.00	946.8000	946.8000	-0.0001	0.0000	0.0000
79	7.00	4.00	948.7000	948.7002	-0.0002	0.0000	0.0000
80	8.00	4.00	961.2000	961.2002	-0.0002	0.0000	0.0000
81	9.00	4.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000
82	10.00	4.00	977.0000	977.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
83	11.00	4.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
84	12.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
85	13.00	4.00	997.0000	997.0000	0.0000	0.0000	0.0000
86	14.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
87	15.00	4.00	1004.0000	1004.0000	0.0000	0.0000	0.0000
88	16.00	4.00	1007.0000	1007.0000	0.0000	0.0000	0.0000
89	17.00	4.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
90	18.00	4.00	1011.0000	1011.0000	0.0000	0.0000	0.0000
91	19.00	4.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
92	20.00	4.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
93	21.00	4.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
94	22.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
95	23.00	4.00	997.5000	997.5000	0.0000	0.0000	0.0000
96	24.00	4.00	996.0000	996.0000	0.0000	0.0000	0.0000
97	1.00	5.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
98	2.00	5.00	984.7500	984.7500	0.0000	0.0000	0.0000
99	3.00	5.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100	4.00	5.00	969.5000	969.5000	0.0000	0.0000	0.0000
101	5.00	5.00	960.0000	959.9999	0.0001	0.0000	0.0000
102	6.00	5.00	952.7000	952.7006	-0.0005	0.0001	0.0000
103	7.00	5.00	949.0000	949.0023	-0.0023	0.0002	0.0000
104	8.00	5.00	960.5000	960.5001	-0.0001	0.0000	0.0000
105	9.00	5.00	970.0000	970.0001	-0.0001	0.0000	0.0000
106	10.00	5.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
107	11.00	5.00	997.5000	997.5000	0.0000	0.0000	0.0000
108	12.00	5.00	1004.2500	1004.2500	0.0000	0.0000	0.0000
109	13.00	5.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110	14.00	5.00	1007.2500	1007.2500	0.0000	0.0000	0.0000
111	15.00	5.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
112	16.00	5.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
113	17.00	5.00	1016.0000	1016.0000	0.0000	0.0000	0.0000
114	18.00	5.00	1017.0000	1017.0000	0.0000	0.0000	0.0000
115	19.00	5.00	1016.5000	1016.5000	0.0000	0.0000	0.0000
116	20.00	5.00	1013.5000	1013.5000	0.0000	0.0000	0.0000
117	21.00	5.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
118	22.00	5.00	1006.5000	1006.5000	0.0000	0.0000	0.0000
119	23.00	5.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
120	24.00	5.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
121	1.00	6.00	973.0000	973.0000	0.0000	0.0000	0.0000
122	2.00	6.00	987.2500	987.2500	0.0000	0.0000	0.0000
123	3.00	6.00	982.0000	982.0000	0.0000	0.0000	0.0000
124	4.00	6.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
125	5.00	6.00	966.2500	966.2500	0.0000	0.0000	0.0000
126	6.00	6.00	963.0000	963.0001	-0.0001	0.0000	0.0000
127	7.00	6.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
128	8.00	6.00	956.3500	956.3521	-0.0021	0.0002	0.0000
129	9.00	6.00	970.5000	970.5054	-0.0054	0.0006	0.0000
130	10.00	6.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
131	11.00	6.00	993.7500	993.7500	0.0000	0.0000	0.0000
132	12.00	6.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
133	13.00	6.00	1008.2500	1008.2500	0.0000	0.0000	0.0000
134	14.00	6.00	1013.5000	1013.5000	0.0000	0.0000	0.0000
135	15.00	6.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
136	16.00	6.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
137	17.00	6.00	1023.0000	1023.0000	0.0000	0.0000	0.0000
138	18.00	6.00	1024.2500	1024.2500	0.0000	0.0000	0.0000
139	19.00	6.00	1023.0000	1023.0000	0.0000	0.0000	0.0000
140	20.00	6.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
141	21.00	6.00	1016.2500	1016.2500	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA L15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BAÇIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
142	22.00	6.00	1012.0000	1012.0000	0.0000	0.0000	0.0000
143	23.00	6.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
144	24.00	6.00	1004.2500	1004.2500	0.0000	0.0000	0.0000
145	1.00	7.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
146	2.00	7.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
147	3.00	7.00	995.5000	995.5000	0.0000	0.0000	0.0000
148	4.00	7.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
149	5.00	7.00	968.5000	968.5006	-0.0006	0.0001	0.0000
150	6.00	7.00	972.0000	972.0000	0.0000	0.0000	0.0000
151	7.00	7.00	968.4500	968.4501	-0.0001	0.0000	0.0000
152	8.00	7.00	958.7500	958.7496	0.0004	0.0000	0.0000
153	9.00	7.00	964.1000	964.1036	-0.0037	0.0004	0.0000
154	10.00	7.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
155	11.00	7.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
156	12.00	7.00	994.0000	994.0000	0.0000	0.0000	0.0000
157	13.00	7.00	999.7500	999.7500	0.0000	0.0000	0.0000
158	14.00	7.00	1011.7500	1011.7500	0.0000	0.0000	0.0000
159	15.00	7.00	1019.0000	1019.0000	0.0000	0.0000	0.0000
160	16.00	7.00	1025.0000	1025.0000	0.0000	0.0000	0.0000
161	17.00	7.00	1028.0000	1028.0000	0.0000	0.0000	0.0000
162	18.00	7.00	1030.5000	1030.5000	0.0000	0.0000	0.0000
163	19.00	7.00	1030.0000	1030.0000	0.0000	0.0000	0.0000
164	20.00	7.00	1027.0000	1027.0000	0.0000	0.0000	0.0000
165	21.00	7.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
166	22.00	7.00	1015.0000	1015.0000	0.0000	0.0000	0.0000
167	23.00	7.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
168	24.00	7.00	1006.2500	1006.2500	0.0000	0.0000	0.0000
169	1.00	8.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
170	2.00	8.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
171	3.00	8.00	1002.0000	1002.0005	-0.0005	0.0000	0.0000
172	4.00	8.00	990.5000	990.5000	0.0000	0.0000	0.0000
173	5.00	8.00	977.5000	977.5000	0.0000	0.0000	0.0000
174	6.00	8.00	983.0000	982.9998	0.0002	0.0000	0.0000
175	7.00	8.00	977.0000	977.0005	-0.0005	0.0000	0.0000
176	8.00	8.00	964.3500	964.3555	-0.0055	0.0006	0.0000
177	9.00	8.00	961.7200	961.7242	-0.0043	0.0004	0.0000
178	10.00	8.00	964.0000	964.0020	-0.0020	0.0002	0.0000
179	11.00	8.00	974.5000	974.5000	0.0000	0.0000	0.0000
180	12.00	8.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
181	13.00	8.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
182	14.00	8.00	1008.7500	1008.7500	0.0000	0.0000	0.0000
183	15.00	8.00	1016.5000	1016.5000	0.0000	0.0000	0.0000
184	16.00	8.00	1022.5000	1022.5000	0.0000	0.0000	0.0000
185	17.00	8.00	1028.0000	1028.0000	0.0000	0.0000	0.0000
186	18.00	8.00	1031.0000	1031.0000	0.0000	0.0000	0.0000
187	19.00	8.00	1033.0000	1033.0000	0.0000	0.0000	0.0000
188	20.00	8.00	1031.5000	1031.4976	0.0024	0.0002	0.0000
189	21.00	8.00	1025.0000	1025.0010	-0.0010	0.0001	0.0000
190	22.00	8.00	1017.5000	1017.5000	0.0000	0.0000	0.0000
191	23.00	8.00	1012.5000	1012.5000	0.0000	0.0000	0.0000
192	24.00	8.00	1008.0000	1008.0000	0.0000	0.0000	0.0000
193	1.00	9.00	995.0000	994.9999	0.0001	0.0000	0.0000
194	2.00	9.00	1007.0000	1006.9999	0.0001	0.0000	0.0000
195	3.00	9.00	1003.0000	1003.0000	0.0000	0.0000	0.0000
196	4.00	9.00	989.7500	989.7500	0.0000	0.0000	0.0000
197	5.00	9.00	994.5000	994.5022	-0.0022	0.0002	0.0000
198	6.00	9.00	995.5000	995.4982	0.0018	0.0002	0.0000
199	7.00	9.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
200	8.00	9.00	974.0000	973.9978	0.0022	0.0002	0.0000

TABELA I.15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
201	9.00	9.00	963.5000	963.4999	0.0001	0.0000	0.0000
202	10.00	9.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
203	11.00	9.00	985.0000	984.9999	0.0001	0.0000	0.0000
204	12.00	9.00	989.5000	989.4940	0.0060	0.0006	0.0000
205	13.00	9.00	999.5000	999.5009	-0.0009	0.0001	0.0000
206	14.00	9.00	1008.5000	1008.5009	-0.0009	0.0001	0.0000
207	15.00	9.00	1015.0000	1015.0000	0.0000	0.0000	0.0000
208	16.00	9.00	1018.0000	1017.9844	0.0156	0.0015	0.0002
209	17.00	9.00	1020.7500	1020.7437	0.0063	0.0006	0.0000
210	18.00	9.00	1021.0000	1020.9995	0.0005	0.0000	0.0000
211	19.00	9.00	1022.0000	1022.0082	-0.0082	0.0008	0.0001
212	20.00	9.00	1029.5000	1029.5002	-0.0002	0.0000	0.0000
213	21.00	9.00	1025.0000	1025.0233	-0.0233	0.0023	0.0005
214	22.00	9.00	1018.0000	1018.0018	-0.0018	0.0002	0.0000
215	23.00	9.00	1014.0000	1014.0018	-0.0018	0.0002	0.0000
216	24.00	9.00	1010.0000	1010.0020	-0.0020	0.0002	0.0000
217	1.00	10.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
218	2.00	10.00	1010.7500	1010.7500	0.0000	0.0000	0.0000
219	3.00	10.00	1007.7000	1007.6997	0.0003	0.0000	0.0000
220	4.00	10.00	1002.2500	1002.2501	-0.0001	0.0000	0.0000
221	5.00	10.00	1007.0000	1006.9990	0.0010	0.0001	0.0000
222	6.00	10.00	1004.5000	1004.5000	0.0000	0.0000	0.0000
223	7.00	10.00	992.5000	992.5021	-0.0021	0.0002	0.0000
224	8.00	10.00	983.5000	983.5000	0.0000	0.0000	0.0000
225	9.00	10.00	967.2000	967.2014	-0.0014	0.0001	0.0000
226	10.00	10.00	972.3000	972.2997	0.0003	0.0000	0.0000
227	11.00	10.00	982.5000	982.4962	0.0038	0.0004	0.0000
228	12.00	10.00	992.5000	992.4807	0.0193	0.0019	0.0004
229	13.00	10.00	1001.7500	1001.7537	-0.0037	0.0004	0.0000
230	14.00	10.00	1007.7500	1007.7327	0.0173	0.0017	0.0003
231	15.00	10.00	1011.5000	1011.5000	0.0000	0.0000	0.0000
232	16.00	10.00	1012.0000	1012.0000	0.0000	0.0000	0.0000
233	17.00	10.00	1008.5000	1008.4998	0.0002	0.0000	0.0000
234	18.00	10.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
235	19.00	10.00	1020.5000	1020.5019	-0.0019	0.0002	0.0000
236	20.00	10.00	1027.5000	1027.4880	0.0120	0.0012	0.0001
237	21.00	10.00	1026.4000	1026.3962	0.0038	0.0004	0.0000
238	22.00	10.00	1019.7000	1019.7156	-0.0156	0.0015	0.0002
239	23.00	10.00	1018.0000	1018.0162	-0.0162	0.0016	0.0003
240	24.00	10.00	1015.7500	1015.7668	-0.0168	0.0017	0.0003
241	1.00	11.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
242	2.00	11.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
243	3.00	11.00	1012.7500	1012.7498	0.0002	0.0000	0.0000
244	4.00	11.00	1013.5500	1013.5499	0.0001	0.0000	0.0000
245	5.00	11.00	1015.9000	1015.9001	-0.0001	0.0000	0.0000
246	6.00	11.00	1006.3000	1006.3000	0.0000	0.0000	0.0000
247	7.00	11.00	999.0000	999.0002	-0.0002	0.0000	0.0000
248	8.00	11.00	993.0000	992.9958	0.0042	0.0004	0.0000
249	9.00	11.00	975.0000	974.9993	0.0007	0.0001	0.0000
250	10.00	11.00	969.3500	969.3500	0.0000	0.0000	0.0000
251	11.00	11.00	974.7000	974.7029	-0.0029	0.0003	0.0000
252	12.00	11.00	985.4000	985.4073	-0.0073	0.0007	0.0001
253	13.00	11.00	990.1000	990.1096	-0.0096	0.0010	0.0001
254	14.00	11.00	1001.8500	1001.8327	0.0173	0.0017	0.0003
255	15.00	11.00	1002.2500	1002.2500	0.0000	0.0000	0.0000
256	16.00	11.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
257	17.00	11.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
258	18.00	11.00	1013.4500	1013.4437	0.0063	0.0006	0.0000
259	19.00	11.00	1016.7500	1016.7458	0.0042	0.0004	0.0000

TABELA I.15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
260	20.00	11.00	1020.8500	1020.8616	-0.0116	0.0011	0.0001
261	21.00	11.00	1026.6000	1026.5850	0.0150	0.0015	0.0002
262	22.00	11.00	1025.8000	1025.8086	-0.0085	0.0008	0.0001
263	23.00	11.00	1022.0000	1022.0088	-0.0088	0.0009	0.0001
264	24.00	11.00	1020.0000	1020.0090	-0.0090	0.0009	0.0001
265	1.00	12.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
266	2.00	12.00	1004.0000	1004.0000	0.0000	0.0000	0.0000
267	3.00	12.00	1007.5000	1007.5008	-0.0008	0.0001	0.0000
268	4.00	12.00	1010.4000	1010.3994	0.0006	0.0001	0.0000
269	5.00	12.00	1015.3500	1015.3495	0.0005	0.0000	0.0000
270	6.00	12.00	1014.5000	1014.5000	0.0000	0.0000	0.0000
271	7.00	12.00	1011.0500	1011.0513	-0.0013	0.0001	0.0000
272	8.00	12.00	1005.0000	1005.0039	-0.0039	0.0004	0.0000
273	9.00	12.00	990.6000	990.6014	-0.0014	0.0001	0.0000
274	10.00	12.00	975.4500	975.4517	-0.0016	0.0002	0.0000
275	11.00	12.00	971.6000	971.6029	-0.0029	0.0003	0.0000
276	12.00	12.00	971.8000	971.8115	-0.0115	0.0012	0.0001
277	13.00	12.00	972.2000	972.2026	-0.0026	0.0003	0.0000
278	14.00	12.00	972.9000	972.9006	-0.0006	0.0001	0.0000
279	15.00	12.00	979.5000	979.5000	0.0000	0.0000	0.0000
280	16.00	12.00	992.5000	992.4766	0.0234	0.0024	0.0005
281	17.00	12.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
282	18.00	12.00	1005.2500	1005.2383	0.0117	0.0012	0.0001
283	19.00	12.00	1008.7500	1008.7488	0.0012	0.0001	0.0000
284	20.00	12.00	1011.5000	1011.5020	-0.0020	0.0002	0.0000
285	21.00	12.00	1017.5000	1017.5125	-0.0125	0.0012	0.0002
286	22.00	12.00	1025.4000	1025.3555	0.0446	0.0043	0.0020
287	23.00	12.00	1025.3500	1025.3044	0.0455	0.0044	0.0021
288	24.00	12.00	1024.4000	1024.3535	0.0465	0.0045	0.0022
289	1.00	13.00	992.2500	992.2500	0.0000	0.0000	0.0000
290	2.00	13.00	997.0000	997.0000	0.0000	0.0000	0.0000
291	3.00	13.00	998.5000	998.5000	0.0000	0.0000	0.0000
292	4.00	13.00	1000.0000	1000.0020	-0.0020	0.0002	0.0000
293	5.00	13.00	1009.5000	1009.4978	0.0022	0.0002	0.0000
294	6.00	13.00	1013.6000	1013.5993	0.0007	0.0001	0.0000
295	7.00	13.00	1014.8500	1014.8524	-0.0024	0.0002	0.0000
296	8.00	13.00	1011.1000	1011.1003	-0.0004	0.0000	0.0000
297	9.00	13.00	1001.5000	1001.5000	0.0000	0.0000	0.0000
298	10.00	13.00	993.5000	993.5000	0.0000	0.0000	0.0000
299	11.00	13.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
300	12.00	13.00	990.2500	990.2500	0.0000	0.0000	0.0000
301	13.00	13.00	992.0000	991.9895	0.0105	0.0011	0.0001
302	14.00	13.00	996.0000	996.0000	0.0000	0.0000	0.0000
303	15.00	13.00	1003.0000	1003.0004	-0.0004	0.0000	0.0000
304	16.00	13.00	1003.5000	1003.4984	0.0016	0.0002	0.0000
305	17.00	13.00	1001.2500	1001.2306	0.0194	0.0019	0.0004
306	18.00	13.00	1000.6000	1000.5808	0.0192	0.0019	0.0004
307	19.00	13.00	1001.7500	1001.7424	0.0076	0.0008	0.0001
308	20.00	13.00	1008.0000	1007.9973	0.0027	0.0003	0.0000
309	21.00	13.00	1015.5000	1015.5006	-0.0006	0.0001	0.0000
310	22.00	13.00	1021.9000	1021.9028	-0.0027	0.0003	0.0000
311	23.00	13.00	1025.6500	1025.6528	-0.0028	0.0003	0.0000
312	24.00	13.00	1021.8000	1021.8029	-0.0029	0.0003	0.0000
313	1.00	14.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
314	2.00	14.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
315	3.00	14.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
316	4.00	14.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
317	5.00	14.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
318	6.00	14.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA L15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
319	7.00	14.00	1013.2500	1013.2548	-0.0048	0.0005	0.0000
320	8.00	14.00	1011.2500	1011.2500	0.0000	0.0000	0.0000
321	9.00	14.00	1000.7500	1000.7599	-0.0099	0.0010	0.0001
322	10.00	14.00	1003.7500	1003.7531	-0.0031	0.0003	0.0000
323	11.00	14.00	1000.2500	1000.2482	0.0018	0.0002	0.0000
324	12.00	14.00	996.0000	995.9861	0.0139	0.0014	0.0002
325	13.00	14.00	1004.7500	1004.7505	-0.0005	0.0000	0.0000
326	14.00	14.00	1007.5000	1007.5190	-0.0190	0.0019	0.0004
327	15.00	14.00	1013.0000	1013.0002	-0.0002	0.0000	0.0000
328	16.00	14.00	1015.0000	1014.9983	0.0017	0.0002	0.0000
329	17.00	14.00	1014.7500	1014.7530	-0.0030	0.0003	0.0000
330	18.00	14.00	1013.0000	1013.0009	-0.0009	0.0001	0.0000
331	19.00	14.00	1016.0000	1016.0027	-0.0027	0.0003	0.0000
332	20.00	14.00	1019.3500	1019.3491	0.0009	0.0001	0.0000
333	21.00	14.00	1022.3000	1022.3068	-0.0068	0.0007	0.0000
334	22.00	14.00	1024.8000	1024.8046	-0.0045	0.0004	0.0000
335	23.00	14.00	1024.4500	1024.4546	-0.0046	0.0005	0.0000
336	24.00	14.00	1020.0000	1020.0049	-0.0049	0.0005	0.0000
337	1.00	15.00	976.0000	976.0000	0.0000	0.0000	0.0000
338	2.00	15.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
339	3.00	15.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
340	4.00	15.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
341	5.00	15.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
342	6.00	15.00	1007.0000	1007.0000	0.0000	0.0000	0.0000
343	7.00	15.00	1010.0000	1010.0050	-0.0050	0.0005	0.0000
344	8.00	15.00	1010.5000	1010.5000	0.0000	0.0000	0.0000
345	9.00	15.00	1007.5000	1007.5104	-0.0104	0.0010	-0.0001
346	10.00	15.00	1005.0000	1005.0032	-0.0032	0.0003	0.0000
347	11.00	15.00	1008.0000	1007.9980	0.0020	0.0002	0.0000
348	12.00	15.00	1012.7500	1012.7355	0.0145	0.0014	0.0002
349	13.00	15.00	1016.5000	1016.5002	-0.0002	0.0000	0.0000
350	14.00	15.00	1020.2500	1020.2703	-0.0203	0.0020	0.0004
351	15.00	15.00	1021.1500	1021.1501	-0.0001	0.0000	0.0000
352	16.00	15.00	1021.5500	1021.5482	0.0018	0.0002	0.0000
353	17.00	15.00	1022.0000	1022.0032	-0.0032	0.0003	0.0000
354	18.00	15.00	1022.0000	1022.0009	-0.0009	0.0001	0.0000
355	19.00	15.00	1022.8000	1022.8028	-0.0028	0.0003	0.0000
356	20.00	15.00	1023.5500	1023.5493	0.0007	0.0001	0.0000
357	21.00	15.00	1024.0500	1024.0570	-0.0070	0.0007	0.0000
358	22.00	15.00	1022.7000	1022.7050	-0.0049	0.0005	0.0000
359	23.00	15.00	1019.5000	1019.5052	-0.0052	0.0005	0.0000
360	24.00	15.00	1015.0000	1015.0054	-0.0054	0.0005	0.0000
361	1.00	16.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
362	2.00	16.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
363	3.00	16.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
364	4.00	16.00	985.5000	985.5000	0.0000	0.0000	0.0000
365	5.00	16.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
366	6.00	16.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
367	7.00	16.00	1000.0000	1000.0052	-0.0052	0.0005	0.0000
368	8.00	16.00	1003.5000	1003.5000	0.0000	0.0000	0.0000
369	9.00	16.00	999.9000	999.9109	-0.0109	0.0011	0.0001
370	10.00	16.00	997.3000	997.3033	-0.0033	0.0003	0.0000
371	11.00	16.00	1000.1000	1000.0980	0.0020	0.0002	0.0000
372	12.00	16.00	1010.1000	1010.0850	0.0150	0.0015	0.0002
373	13.00	16.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
374	14.00	16.00	1016.0000	1016.0215	-0.0215	0.0021	0.0005
375	15.00	16.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
376	16.00	16.00	1021.0000	1020.9980	0.0020	0.0002	0.0000
377	17.00	16.00	1022.0000	1022.0033	-0.0033	0.0003	0.0000

TABELA I.15 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
378	18.00	16.00	1022.5000	1022.5010	-0.0010	0.0001	0.0000
379	19.00	16.00	1022.9500	1022.9529	-0.0029	0.0003	0.0000
380	20.00	16.00	1022.7500	1022.7495	0.0005	0.0000	0.0000
381	21.00	16.00	1021.7000	1021.7070	-0.0070	0.0007	0.0000
382	22.00	16.00	1019.7000	1019.7054	-0.0054	0.0005	0.0000
383	23.00	16.00	1014.7000	1014.7057	-0.0057	0.0006	0.0000
384	24.00	16.00	1010.0000	1010.0059	-0.0059	0.0006	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.006

TABELA I.16- FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	1.50	4.50	980.0000	980.4063	-0.4063	0.0415	0.1650
2	1.50	9.50	1004.0000	1005.1491	-1.1491	0.1145	1.3205
3	1.50	15.50	975.0000	974.6641	0.3359	0.0345	0.1129
4	1.75	1.50	951.0000	950.9668	0.0332	0.0035	0.0011
5	2.50	3.50	970.0000	968.4570	1.5430	0.1591	2.3808
6	2.50	5.50	981.0000	979.6133	1.3867	0.1414	1.9230
7	2.25	12.50	1001.0000	1001.0523	-0.0523	0.0052	0.0027
8	3.75	7.00	990.0000	990.5313	-0.5313	0.0537	0.2822
9	3.50	14.50	990.0000	989.6250	0.3750	0.0379	0.1406
10	4.50	4.40	960.0000	959.6735	0.3265	0.0340	0.1066
11	4.75	9.50	1000.0000	1000.4391	-0.4391	0.0439	0.1928
12	4.50	10.30	1009.0000	1010.1348	-1.1348	0.1125	1.2877
13	5.25	3.75	950.0000	950.0655	-0.0655	0.0069	0.0043
14	5.40	8.00	980.0000	981.0800	-1.0800	0.1102	1.1664
15	5.50	13.50	1009.0000	1008.2632	0.7368	0.0730	0.5429
16	6.25	2.00	952.0000	953.0156	-1.0156	0.1067	1.0315
17	6.25	6.50	968.0000	966.8681	1.1319	0.1169	1.2812
18	6.50	8.75	991.0000	991.6138	-0.6138	0.0619	0.3768
19	6.50	15.50	1003.0000	1004.2070	-1.2070	0.1203	1.4569
20	7.75	4.50	958.0000	958.4417	-0.4417	0.0461	0.1951
21	7.25	8.25	978.0000	976.7142	1.2858	0.1315	1.6532
22	7.75	12.50	1011.0000	1010.6083	0.3917	0.0387	0.1534
23	8.75	2.75	972.0000	971.4880	0.5120	0.0527	0.2621
24	8.25	9.00	970.0000	969.3102	0.6898	0.0711	0.4758
25	8.75	12.25	999.0000	997.6870	1.3130	0.1314	1.7241
26	9.25	6.25	973.0000	972.7897	0.2103	0.0216	0.0442
27	9.50	15.75	1000.0000	1000.7959	-0.7959	0.0796	0.6335
28	10.75	1.25	970.0000	970.0630	-0.0630	0.0065	0.0040
29	10.50	5.00	990.0000	990.0938	-0.0938	0.0095	0.0088
30	10.50	9.50	980.0000	979.4070	0.5930	0.0605	0.3517
31	11.50	8.00	980.0000	979.4375	0.5625	0.0574	0.3164
32	11.25	14.25	1001.0000	1002.4197	-1.4197	0.1418	2.0155
33	12.50	3.25	990.0000	990.4375	-0.4375	0.0442	0.1914
34	12.25	8.50	990.0000	990.3535	-0.3535	0.0357	0.1250
35	12.50	11.40	980.0000	976.8597	3.1403	0.3204	9.8616
36	13.70	8.00	1005.0000	1005.8400	-0.8400	0.0836	0.7056
37	13.60	13.60	1002.0000	1001.1277	0.8723	0.0871	0.7609
38	14.25	3.75	999.0000	999.0188	-0.0188	0.0019	0.0004
39	14.50	9.00	1012.0000	1012.1884	-0.1884	0.0186	0.0355
40	14.25	14.75	1018.0000	1019.0773	-1.0773	0.1058	1.1606
41	15.30	4.75	1010.0000	1009.2505	0.7495	0.0742	0.5618
42	15.70	8.00	1020.0000	1020.7525	-0.7525	0.0738	0.5663

TABELA I.16- FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (02) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
43	15.50	10.25	1010.0000	1008.1182	1.8818	0.1863	3.5413
44	15.75	13.50	1010.0000	1009.7152	0.2848	0.0282	0.0811
45	16.50	5.75	1020.0000	1020.1758	-0.1758	0.0172	0.0309
46	16.50	12.00	998.0000	997.8198	0.1802	0.0181	0.0325
47	17.00	9.50	1015.0000	1013.2121	1.7879	0.1761	3.1966
48	17.50	10.25	1010.0000	1011.2079	-1.2079	0.1196	1.4590
49	17.75	14.75	1020.0000	1020.4899	-0.4899	0.0480	0.2400
50	18.50	1.30	995.0000	994.4517	0.5483	0.0551	0.3006
51	18.50	2.25	1000.0000	1000.0098	-0.0098	0.0010	0.0001
52	18.50	4.75	1015.0000	1015.4307	-0.4307	0.0424	0.1855
53	18.50	9.25	1020.0000	1019.5247	0.4753	0.0466	0.2259
54	18.50	11.75	1010.0000	1008.9373	1.0627	0.1052	1.1293
55	19.50	8.50	1030.0000	1029.6394	0.3606	0.0350	0.1300
56	19.50	10.75	1020.0000	1020.4306	-0.4306	0.0422	0.1854
57	19.50	13.25	1008.0000	1008.6680	-0.6680	0.0663	0.4462
58	20.50	6.40	1020.0000	1020.2050	-0.2050	0.0201	0.0420
59	20.50	12.00	1015.0000	1014.2643	0.7357	0.0725	0.5412
60	21.00	13.25	1018.0000	1017.6740	0.3260	0.0320	0.1063
61	21.50	3.50	1000.0000	999.8750	0.1250	0.0125	0.0156
62	21.50	8.00	1020.0000	1020.9385	-0.9385	0.0920	0.8807
63	22.75	6.50	1010.0000	1009.8271	0.1729	0.0171	0.0299
64	22.50	8.00	1015.0000	1014.9375	0.0625	0.0062	0.0039
65	22.50	10.25	1020.0000	1020.3998	-0.3998	0.0392	0.1599
66	22.50	15.50	1020.0000	1019.2460	0.7540	0.0739	0.5686
67	23.50	1.25	975.0000	975.0967	-0.0967	0.0099	0.0093
68	23.50	4.70	1000.0000	999.7083	0.2917	0.0292	0.0851
69	23.50	8.00	1010.0000	1010.1875	-0.1875	0.0186	0.0352
70	23.50	14.50	1020.0000	1020.0519	-0.0519	0.0051	0.0027
						EPM(%)=	EQM=
						0.064	0.839

TABELA I.17 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	0.00	0.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	1.00	0.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
3	2.00	0.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	3.00	0.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	4.00	0.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	5.00	0.00	0.0000	**	**	**	**
7	0.00	1.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
8	1.00	1.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	2.00	1.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	3.00	1.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
11	4.00	1.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	5.00	1.00	0.0000	**	**	**	**
13	0.00	2.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	1.00	2.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
15	2.00	2.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
16	3.00	2.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
17	4.00	2.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	5.00	2.00	0.0000	**	**	**	**

TABELA I.17 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE PLANO - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
19	0.00	3.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20	1.00	3.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	2.00	3.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	3.00	3.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	4.00	3.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	5.00	3.00	0.0000	**	**	**	**
25	0.00	4.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	1.00	4.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	2.00	4.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
28	3.00	4.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
29	4.00	4.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30	5.00	4.00	0.0000	**	**	**	**
31	0.00	5.00	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	1.00	5.00	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
33	2.00	5.00	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	3.00	5.00	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	4.00	5.00	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
36	5.00	5.00	0.0000	**	**	**	**
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.18 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFICIE PLANO - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	0.50	0.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
2	1.50	0.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
3	2.50	0.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
4	3.50	0.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
5	4.50	0.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
6	0.00	0.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	0.50	0.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
8	1.00	0.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	1.50	0.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
10	2.00	0.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
11	2.50	0.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
12	3.00	0.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
13	3.50	0.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
14	4.00	0.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
15	4.50	0.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
16	5.00	0.50	0.0000	**	**	**	**
17	0.50	1.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
18	1.50	1.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
19	2.50	1.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
20	3.50	1.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
21	4.50	1.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
22	0.00	1.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
23	0.50	1.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
24	1.00	1.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
25	1.50	1.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
26	2.00	1.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	2.50	1.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
28	3.00	1.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.18 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PLANO - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
29	3.50	1.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
30	4.00	1.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
31	4.50	1.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
32	5.00	1.50	0.0000	**	**	**	**
33	0.50	2.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
34	1.50	2.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
35	2.50	2.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
36	3.50	2.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
37	4.50	2.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
38	0.00	2.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	0.50	2.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
40	1.00	2.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
41	1.50	2.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
42	2.00	2.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
43	2.50	2.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
44	3.00	2.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
45	3.50	2.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
46	4.00	2.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
47	4.50	2.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
48	5.00	2.50	0.0000	**	**	**	**
49	0.50	3.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
50	1.50	3.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
51	2.50	3.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
52	3.50	3.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
53	4.50	3.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
54	0.00	3.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
55	0.50	3.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
56	1.00	3.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
57	1.50	3.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
58	2.00	3.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
59	2.50	3.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
60	3.00	3.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
61	3.50	3.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
62	4.00	3.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	4.50	3.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
64	5.00	3.50	0.0000	**	**	**	**
65	0.50	4.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
66	1.50	4.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
67	2.50	4.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
68	3.50	4.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
69	4.50	4.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
70	0.00	4.50	5.0000	5.0000	0.0000	0.0000	0.0000
71	0.50	4.50	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
72	1.00	4.50	4.0000	4.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	1.50	4.50	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
74	2.00	4.50	3.0000	3.0000	0.0000	0.0000	0.0000
75	2.50	4.50	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
76	3.00	4.50	2.0000	2.0000	0.0000	0.0000	0.0000
77	3.50	4.50	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
78	4.00	4.50	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
79	4.50	4.50	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
80	5.00	4.50	0.0000	**	**	**	**
81	0.50	5.00	4.5000	4.5000	0.0000	0.0000	0.0000
82	1.50	5.00	3.5000	3.5000	0.0000	0.0000	0.0000
83	2.50	5.00	2.5000	2.5000	0.0000	0.0000	0.0000
84	3.50	5.00	1.5000	1.5000	0.0000	0.0000	0.0000
85	4.50	5.00	0.5000	0.5000	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.19- FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: PARABOLOIDE - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	-3.00	1.00	3.0185	3.0185	-0.0000	0.0000	0.0000
2	-1.00	1.00	1.0541	1.0541	0.0000	0.0000	0.0000
3	1.00	1.00	1.0541	1.0541	0.0000	0.0000	0.0000
4	3.00	1.00	3.0185	3.0185	-0.0000	0.0000	0.0000
5	-3.00	3.00	3.1623	3.1623	0.0000	0.0000	0.0000
6	-1.00	3.00	1.4142	1.4142	0.0000	0.0000	0.0000
7	1.00	3.00	1.4142	1.4142	0.0000	0.0000	0.0000
8	3.00	3.00	3.1623	3.1623	0.0000	0.0000	0.0000
9	-3.00	5.00	3.4319	3.4319	-0.0000	0.0000	0.0000
10	-1.00	5.00	1.9436	1.9436	0.0000	0.0000	0.0000
11	1.00	5.00	1.9436	1.9436	0.0000	0.0000	0.0000
12	3.00	5.00	3.4319	3.4319	-0.0000	0.0000	0.0000
13	-3.00	7.00	3.8006	3.8006	0.0000	0.0000	0.0000
14	-1.00	7.00	2.5386	2.5386	0.0000	0.0000	0.0000
15	1.00	7.00	2.5386	2.5386	0.0000	0.0000	0.0000
16	3.00	7.00	3.8006	3.8006	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.20 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFICIE: PARABOLOIDE - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	-2.00	1.00	2.0276	1.8889	0.1386	6.8376	0.0192
2	0.00	1.00	0.3333	0.7594	-0.4261	127.8321	0.1816
3	2.00	1.00	2.0276	1.8889	0.1386	6.8376	0.0192
4	-3.00	2.00	3.0732	3.0803	-0.0071	0.2306	0.0001
5	-2.00	2.00	2.1082	2.0100	0.0982	4.6593	0.0096
6	-1.00	2.00	1.2018	1.2189	-0.0170	1.4152	0.0003
7	0.00	2.00	0.6667	0.9396	-0.2730	40.9475	0.0745
8	1.00	2.00	1.2018	1.2189	-0.0170	1.4152	0.0003
9	2.00	2.00	2.1082	2.0100	0.0982	4.6593	0.0096
10	3.00	2.00	3.0732	3.0803	-0.0071	0.2306	0.0001
11	-2.00	3.00	2.2361	2.1571	0.0789	3.5298	0.0062
12	0.00	3.00	1.0000	1.1520	-0.1520	15.2006	0.0231
13	2.00	3.00	2.2361	2.1571	0.0789	3.5298	0.0062
14	-3.00	4.00	3.2830	3.2802	0.0027	0.0835	0.0000
15	-2.00	4.00	2.4037	2.3493	0.0544	2.2612	0.0030
16	-1.00	4.00	1.6667	1.6613	0.0053	0.3208	0.0000
17	0.00	4.00	1.3333	1.4185	-0.0852	6.3866	0.0073
18	1.00	4.00	1.6667	1.6613	0.0053	0.3208	0.0000
19	2.00	4.00	2.4037	2.3493	0.0544	2.2612	0.0030
20	3.00	4.00	3.2830	3.2802	0.0027	0.0835	0.0000
21	-2.00	5.00	2.6034	2.5761	0.0273	1.0475	0.0007
22	0.00	5.00	1.6667	1.7204	-0.0538	3.2250	0.0029
23	2.00	5.00	2.6034	2.5761	0.0273	1.0475	0.0007
24	-3.00	6.00	3.6055	3.6095	-0.0039	0.1085	0.0000

TABELA I.20 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: PARABOLOIDE - FUNÇÃO (03) - (Contin.)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
25	-2.00	6.00	2.8284	2.8213	0.0071	0.2508	0.0001
26	-1.00	6.00	2.2361	2.2388	-0.0027	0.1223	0.0000
27	0.00	6.00	2.0000	2.0332	-0.0332	1.6602	0.0011
28	1.00	6.00	2.2361	2.2388	-0.0027	0.1223	0.0000
29	2.00	6.00	2.8284	2.8213	0.0071	0.2508	0.0001
30	3.00	6.00	3.6055	3.6095	-0.0039	0.1085	0.0000
31	-2.00	7.00	3.0732	3.0749	-0.0018	0.0571	0.0000
32	0.00	7.00	2.3333	2.3493	-0.0160	0.6839	0.0003
33	2.00	7.00	3.0732	3.0749	-0.0018	0.0571	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						7.206	0.106

TABELA I.21- FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTETICA - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
1	1.00	1.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	2.00	1.00	53.0000	53.0000	0.0000	0.0000	0.0000
3	3.00	1.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	4.00	1.00	51.0000	51.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	5.00	1.00	50.0000	50.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	6.00	1.00	49.0000	49.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
7	7.00	1.00	48.0000	48.0000	0.0000	0.0000	0.0000
8	8.00	1.00	49.0000	49.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
9	9.00	1.00	51.0000	51.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	10.00	1.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
11	1.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
12	2.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
13	3.00	2.00	54.0000	54.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
14	4.00	2.00	55.0000	55.0000	0.0000	0.0000	0.0000
15	5.00	2.00	52.0000	52.0000	0.0000	0.0000	0.0000
16	6.00	2.00	54.0000	54.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
17	7.00	2.00	56.0000	56.0000	0.0000	0.0000	0.0000
18	8.00	2.00	55.0000	55.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
19	9.00	2.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20	10.00	2.00	53.0000	53.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	1.00	3.00	57.0000	57.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
22	2.00	3.00	58.0000	58.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
23	3.00	3.00	60.0000	60.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
24	4.00	3.00	58.0000	58.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
25	5.00	3.00	54.0000	54.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
26	6.00	3.00	56.0000	56.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
27	7.00	3.00	58.0000	58.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
28	8.00	3.00	56.0000	56.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
29	9.00	3.00	55.0000	55.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
30	10.00	3.00	54.0000	54.0000	0.0000	0.0000	0.0000
31	1.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	2.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
33	3.00	4.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	4.00	4.00	61.0000	61.0000	0.0000	0.0000	0.0000
35	5.00	4.00	57.0000	57.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.21- FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA HIPOTETICA - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
36	6.00	4.00	57.0000	57.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
37	7.00	4.00	60.0000	60.0000	0.0000	0.0000	0.0000
38	8.00	4.00	62.0000	62.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
39	9.00	4.00	60.0000	60.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
40	10.00	4.00	59.0000	59.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
41	1.00	5.00	63.0000	63.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
42	2.00	5.00	66.0000	66.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
43	3.00	5.00	66.0000	66.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
44	4.00	5.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
45	5.00	5.00	61.0000	61.0000	0.0000	0.0000	0.0000
46	6.00	5.00	59.0000	59.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
47	7.00	5.00	62.0000	62.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
48	8.00	5.00	64.0000	64.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
49	9.00	5.00	64.0000	64.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
50	10.00	5.00	62.0000	62.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
51	1.00	6.00	65.0000	65.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
52	2.00	6.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
53	3.00	6.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
54	4.00	6.00	66.0000	66.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
55	5.00	6.00	63.0000	63.0000	0.0000	0.0000	0.0000
56	6.00	6.00	60.0000	60.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
57	7.00	6.00	64.0000	64.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
58	8.00	6.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
59	9.00	6.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60	10.00	6.00	65.0000	65.0000	0.0000	0.0000	0.0000
61	1.00	7.00	66.0000	66.0000	0.0000	0.0000	0.0000
62	2.00	7.00	71.0000	71.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	3.00	7.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
64	4.00	7.00	69.0000	69.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
65	5.00	7.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
66	6.00	7.00	64.0000	64.0000	0.0000	0.0000	0.0000
67	7.00	7.00	66.0000	66.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
68	8.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
69	9.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70	10.00	7.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
71	1.00	8.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
72	2.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
73	3.00	8.00	74.0000	74.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
74	4.00	8.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
75	5.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
76	6.00	8.00	67.0000	67.0000	0.0000	0.0000	0.0000
77	7.00	8.00	70.0000	70.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
78	8.00	8.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
79	9.00	8.00	72.0000	72.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
80	10.00	8.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
81	1.00	9.00	68.0000	68.0000	0.0000	0.0000	0.0000
82	2.00	9.00	70.0000	70.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
83	3.00	9.00	75.0000	75.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
84	4.00	9.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
85	5.00	9.00	74.0000	74.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
86	6.00	9.00	70.0000	70.0000	0.0000	0.0000	0.0000
87	7.00	9.00	74.0000	74.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
88	8.00	9.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.21- FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA HIPOTETICA - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
89	9.00	9.00	74.0000	74.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
90	10.00	9.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
91	1.00	10.00	69.0000	69.0000	0.0000	0.0000	0.0000
92	2.00	10.00	72.0000	72.0000	0.0000	0.0000	0.0000
93	3.00	10.00	75.0000	75.0000	0.0000	0.0000	0.0000
94	4.00	10.00	80.0000	80.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
95	5.00	10.00	80.0000	80.0000	0.0000	0.0000	0.0000
96	6.00	10.00	80.0000	80.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
97	7.00	10.00	78.0000	78.0000	0.0000	0.0000	0.0000
98	8.00	10.00	76.0000	76.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
99	9.00	10.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100	10.00	10.00	70.0000	70.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
101	1.00	11.00	72.0000	72.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
102	2.00	11.00	74.0000	74.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
103	3.00	11.00	75.0000	75.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
104	4.00	11.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
105	5.00	11.00	78.0000	78.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
106	6.00	11.00	77.0000	77.0000	0.0000	0.0000	0.0000
107	7.00	11.00	76.0000	76.0000	0.0000	0.0000	0.0000
108	8.00	11.00	74.0000	74.0000	0.0000	0.0000	0.0000
109	9.00	11.00	73.0000	73.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110	10.00	11.00	72.0000	72.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.22- FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFICIE: BACIA HIPOTETICA - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	1.33	5.00	64.0000	64.1553	-0.1553	0.2426	0.0241
2	1.33	5.66	66.0000	66.0740	-0.0740	0.1122	0.0055
3	1.33	8.66	66.0000	68.0380	-2.0380	3.0879	4.1536
4	1.66	10.00	71.0000	71.0704	-0.0704	0.0992	0.0050
5	2.33	1.66	53.0000	52.9330	0.0670	0.1265	0.0045
6	2.66	3.33	61.0000	60.9246	0.0754	0.1236	0.0057
7	2.33	4.66	65.0000	64.7436	0.2564	0.3944	0.0657
8	2.66	5.66	68.0000	67.8343	0.1657	0.2437	0.0275
9	2.66	8.33	73.0000	73.1001	-0.1001	0.1371	0.0100
10	2.66	10.33	74.0000	73.9525	0.0475	0.0642	0.0023
11	3.66	1.66	54.0000	53.7504	0.2496	0.4622	0.0623
12	3.33	2.66	58.0000	58.0129	-0.0129	0.0222	0.0002
13	3.66	5.00	64.0000	64.0342	-0.0342	0.0534	0.0012
14	3.33	6.66	70.0000	69.8344	0.1656	0.2366	0.0274
15	3.66	10.33	78.0000	78.1628	-0.1628	0.2087	0.0265
16	4.33	1.33	52.0000	51.8948	0.1052	0.2024	0.0111
17	4.33	2.66	56.0000	55.6385	0.3615	0.6456	0.1307
18	4.66	4.00	58.0000	58.0241	-0.0241	0.0416	0.0006
19	4.66	7.33	69.0000	68.9540	0.0460	0.0666	0.0021
20	4.33	7.66	71.0000	70.9036	0.0964	0.1358	0.0093
21	4.66	10.66	79.0000	79.1167	-0.1167	0.1478	0.0136
22	5.66	1.66	52.0000	51.8353	0.1647	0.3168	0.0271
23	5.33	4.33	58.0000	57.7837	0.2163	0.3729	0.0468
24	5.66	5.66	60.0000	59.8124	0.1876	0.3127	0.0352

TABELA I.22- FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE: BACIA HIPOTÉTICA - FUNÇÃO (03) - (Cont.)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
25	5.33	7.00	66.0000	65.8607	0.1393	0.2111	0.0194
26	5.66	8.33	68.0000	67.9494	0.0506	0.0744	0.0026
27	5.66	9.66	78.0000	77.4877	0.5123	0.6568	0.2624
28	6.66	1.66	54.0000	53.6296	0.3704	0.6859	0.1372
29	6.66	3.33	58.0000	58.0550	-0.0550	0.0948	0.0030
30	6.33	4.66	59.0000	59.0150	-0.0150	0.0255	0.0002
31	6.66	5.66	62.0000	61.8171	0.1829	0.2950	0.0334
32	6.66	8.66	71.0000	70.7282	0.2718	0.3829	0.0739
33	6.66	10.33	79.0000	78.9504	0.0496	0.0627	0.0025
34	7.66	1.66	54.0000	53.7851	0.2149	0.3980	0.0462
35	7.33	3.66	60.0000	59.8039	0.1961	0.3269	0.0385
36	7.33	4.33	62.0000	61.8416	0.1584	0.2555	0.0251
37	7.33	6.00	65.0000	64.9975	0.0025	0.0038	0.0000
38	7.33	7.33	68.0000	68.0536	-0.0536	0.0788	0.0029
39	7.66	8.33	73.0000	72.8786	0.1214	0.1663	0.0147
40	8.33	1.33	52.0000	51.7508	0.2492	0.4793	0.0621
41	8.33	2.66	55.0000	54.8958	0.1042	0.1894	0.0109
42	8.66	3.33	57.0000	56.7372	0.2628	0.4610	0.0690
43	8.33	4.33	63.0000	62.8890	0.1110	0.1761	0.0123
44	8.33	6.33	67.0000	66.9545	0.0455	0.0678	0.0021
45	8.66	7.66	71.0000	70.7083	0.2917	0.4109	0.0851
46	9.66	1.66	53.0000	52.9760	0.0240	0.0453	0.0006
47	9.66	3.33	56.0000	55.7035	0.2965	0.5294	0.0879
48	9.33	5.33	65.0000	64.7135	0.2865	0.4408	0.0821
49	9.33	7.00	68.0000	67.9572	0.0428	0.0629	0.0018
50	9.66	9.66	71.0000	70.8567	0.1433	0.2019	0.0205
						EPM(%)=	EQM=
						0.293	0.340

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	1.00	1.00	950.0000	950.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	2.00	1.00	946.5000	946.5000	0.0000	0.0000	0.0000
3	3.00	1.00	941.0000	941.0000	0.0000	0.0000	0.0000
4	4.00	1.00	943.0000	943.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
5	5.00	1.00	952.0000	952.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
6	6.00	1.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	7.00	1.00	967.7500	967.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
8	8.00	1.00	967.2500	967.2500	0.0000	0.0000	0.0000
9	9.00	1.00	965.0000	965.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	10.00	1.00	966.5000	966.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
11	11.00	1.00	970.0000	970.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
12	12.00	1.00	973.5000	973.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
13	13.00	1.00	978.0000	978.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
14	14.00	1.00	978.5000	978.5000	0.0000	0.0000	0.0000
15	15.00	1.00	980.0000	980.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
16	16.00	1.00	986.5000	986.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
17	17.00	1.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
18	18.00	1.00	992.7500	992.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
19	19.00	1.00	992.5000	992.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
20	20.00	1.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	21.00	1.00	986.0000	986.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
22	22.00	1.00	980.0000	980.0000	-0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
23	23.00	1.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	24.00	1.00	970.0000	970.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
25	1.00	2.00	957.0000	957.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	2.00	2.00	955.0000	955.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	3.00	2.00	948.0000	948.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
28	4.00	2.00	942.7500	942.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
29	5.00	2.00	943.3500	943.3500	-0.0000	0.0000	0.0000
30	6.00	2.00	948.7500	948.7500	0.0000	0.0000	0.0000
31	7.00	2.00	963.0000	963.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
32	8.00	2.00	969.7500	969.7500	0.0000	0.0000	0.0000
33	9.00	2.00	974.0000	974.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	10.00	2.00	973.0000	973.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
35	11.00	2.00	975.0000	975.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
36	12.00	2.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
37	13.00	2.00	983.0000	983.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
38	14.00	2.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	15.00	2.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
40	16.00	2.00	994.0000	994.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
41	17.00	2.00	996.5000	996.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
42	18.00	2.00	998.5000	998.5000	0.0000	0.0000	0.0000
43	19.00	2.00	998.0000	998.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
44	20.00	2.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
45	21.00	2.00	993.0000	993.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
46	22.00	2.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
47	23.00	2.00	985.0000	985.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
48	24.00	2.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
49	1.00	3.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000
50	2.00	3.00	970.2500	970.2500	0.0000	0.0000	0.0000
51	3.00	3.00	958.5000	958.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
52	4.00	3.00	951.7500	951.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
53	5.00	3.00	946.5000	946.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
54	6.00	3.00	944.8000	944.8000	-0.0000	0.0000	0.0000
55	7.00	3.00	953.8000	953.8000	0.0000	0.0000	0.0000
56	8.00	3.00	965.0000	965.0000	0.0000	0.0000	0.0000
57	9.00	3.00	972.2500	972.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
58	10.00	3.00	979.0000	979.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
59	11.00	3.00	984.0000	984.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
60	12.00	3.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
61	13.00	3.00	988.0000	988.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
62	14.00	3.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
63	15.00	3.00	996.5000	996.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
64	16.00	3.00	1000.0000	1000.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
65	17.00	3.00	1003.5000	1003.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
66	18.00	3.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
67	19.00	3.00	1004.2500	1004.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
68	20.00	3.00	1002.5000	1002.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
69	21.00	3.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70	22.00	3.00	996.2500	996.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
71	23.00	3.00	993.0000	993.0000	0.0000	0.0000	0.0000
72	24.00	3.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
73	1.00	4.00	972.5000	972.5000	0.0000	0.0000	0.0000
74	2.00	4.00	981.0000	981.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
75	3.00	4.00	965.0000	965.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
76	4.00	4.00	957.0000	957.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
77	5.00	4.00	954.5000	954.5000	0.0000	0.0000	0.0000
78	6.00	4.00	946.8000	946.8000	0.0000	0.0000	0.0000
79	7.00	4.00	948.7000	948.7000	-0.0000	0.0000	0.0000
80	8.00	4.00	961.2000	961.2000	0.0000	0.0000	0.0000
81	9.00	4.00	966.5000	966.5000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
82	10.00	4.00	977.0000	977.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
83	11.00	4.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
84	12.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
85	13.00	4.00	997.0000	997.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
86	14.00	4.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
87	15.00	4.00	1004.0000	1004.0000	0.0000	0.0000	0.0000
88	16.00	4.00	1007.0000	1007.0000	0.0000	0.0000	0.0000
89	17.00	4.00	1010.0000	1010.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
90	18.00	4.00	1011.0000	1011.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
91	19.00	4.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
92	20.00	4.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
93	21.00	4.00	1005.0000	1005.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
94	22.00	4.00	1000.0000	1000.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
95	23.00	4.00	997.5000	997.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
96	24.00	4.00	996.0000	996.0000	0.0000	0.0000	0.0000
97	1.00	5.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
98	2.00	5.00	984.7500	984.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
99	3.00	5.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100	4.00	5.00	969.5000	969.5000	0.0000	0.0000	0.0000
101	5.00	5.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
102	6.00	5.00	952.7000	952.7000	0.0000	0.0000	0.0000
103	7.00	5.00	949.0000	949.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
104	8.00	5.00	960.5000	960.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
105	9.00	5.00	970.0000	970.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
106	10.00	5.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
107	11.00	5.00	997.5000	997.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
108	12.00	5.00	1004.2500	1004.2500	0.0000	0.0000	0.0000
109	13.00	5.00	1005.0000	1005.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
110	14.00	5.00	1007.2500	1007.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
111	15.00	5.00	1010.0000	1010.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
112	16.00	5.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
113	17.00	5.00	1016.0000	1016.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
114	18.00	5.00	1017.0000	1017.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
115	19.00	5.00	1016.5000	1016.5000	0.0000	0.0000	0.0000
116	20.00	5.00	1013.5000	1013.5000	0.0000	0.0000	0.0000
117	21.00	5.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
118	22.00	5.00	1006.5000	1006.5000	0.0000	0.0000	0.0000
119	23.00	5.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
120	24.00	5.00	1000.0000	1000.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
121	1.00	6.00	973.0000	973.0000	0.0000	0.0000	0.0000
122	2.00	6.00	987.2500	987.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
123	3.00	6.00	982.0000	982.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
124	4.00	6.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
125	5.00	6.00	966.2500	966.2500	0.0000	0.0000	0.0000
126	6.00	6.00	963.0000	963.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
127	7.00	6.00	960.0000	960.0000	0.0000	0.0000	0.0000
128	8.00	6.00	956.3500	956.3500	0.0000	0.0000	0.0000
129	9.00	6.00	970.5000	970.5000	0.0000	0.0000	0.0000
130	10.00	6.00	983.0000	983.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
131	11.00	6.00	993.7500	993.7500	0.0000	0.0000	0.0000
132	12.00	6.00	1002.5000	1002.5000	0.0000	0.0000	0.0000
133	13.00	6.00	1008.2500	1008.2500	0.0000	0.0000	0.0000
134	14.00	6.00	1013.5000	1013.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
135	15.00	6.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
136	16.00	6.00	1020.0000	1020.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
137	17.00	6.00	1023.0000	1023.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
138	18.00	6.00	1024.2500	1024.2500	0.0000	0.0000	0.0000
139	19.00	6.00	1023.0000	1023.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
140	20.00	6.00	1020.0000	1020.0000	-0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC) ²
141	21.00	6.00	1016.2500	1016.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
142	22.00	6.00	1012.0000	1012.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
143	23.00	6.00	1007.5000	1007.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
144	24.00	6.00	1004.2500	1004.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
145	1.00	7.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
146	2.00	7.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
147	3.00	7.00	995.5000	995.5000	0.0000	0.0000	0.0000
148	4.00	7.00	987.5000	987.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
149	5.00	7.00	968.5000	968.5000	0.0000	0.0000	0.0000
150	6.00	7.00	972.0000	972.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
151	7.00	7.00	968.4500	968.4500	0.0000	0.0000	0.0000
152	8.00	7.00	958.7500	958.7500	0.0000	0.0000	0.0000
153	9.00	7.00	964.1000	964.1000	0.0000	0.0000	0.0000
154	10.00	7.00	980.0000	980.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
155	11.00	7.00	987.5000	987.5000	0.0000	0.0000	0.0000
156	12.00	7.00	994.0000	994.0000	0.0000	0.0000	0.0000
157	13.00	7.00	999.7500	999.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
158	14.00	7.00	1011.7500	1011.7500	0.0000	0.0000	0.0000
159	15.00	7.00	1019.0000	1019.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
160	16.00	7.00	1025.0000	1025.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
161	17.00	7.00	1028.0000	1028.0000	0.0000	0.0000	0.0000
162	18.00	7.00	1030.5000	1030.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
163	19.00	7.00	1030.0000	1030.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
164	20.00	7.00	1027.0000	1027.0000	0.0000	0.0000	0.0000
165	21.00	7.00	1020.0000	1020.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
166	22.00	7.00	1015.0000	1015.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
167	23.00	7.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
168	24.00	7.00	1006.2500	1006.2500	0.0000	0.0000	0.0000
169	1.00	8.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
170	2.00	8.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
171	3.00	8.00	1002.0000	1002.0000	0.0000	0.0000	0.0000
172	4.00	8.00	990.5000	990.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
173	5.00	8.00	977.5000	977.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
174	6.00	8.00	983.0000	983.0000	0.0000	0.0000	0.0000
175	7.00	8.00	977.0000	977.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
176	8.00	8.00	964.3500	964.3500	0.0000	0.0000	0.0000
177	9.00	8.00	961.7200	961.7200	0.0000	0.0000	0.0000
178	10.00	8.00	964.0000	964.0000	0.0000	0.0000	0.0000
179	11.00	8.00	974.5000	974.5000	0.0000	0.0000	0.0000
180	12.00	8.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
181	13.00	8.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
182	14.00	8.00	1008.7500	1008.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
183	15.00	8.00	1016.5000	1016.5000	0.0000	0.0000	0.0000
184	16.00	8.00	1022.5000	1022.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
185	17.00	8.00	1028.0000	1028.0000	0.0000	0.0000	0.0000
186	18.00	8.00	1031.0000	1031.0000	0.0000	0.0000	0.0000
187	19.00	8.00	1033.0000	1033.0000	0.0000	0.0000	0.0000
188	20.00	8.00	1031.5000	1031.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
189	21.00	8.00	1025.0000	1025.0000	0.0000	0.0000	0.0000
190	22.00	8.00	1017.5000	1017.5000	0.0000	0.0000	0.0000
191	23.00	8.00	1012.5000	1012.5000	0.0000	0.0000	0.0000
192	24.00	8.00	1008.0000	1008.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
193	1.00	9.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
194	2.00	9.00	1007.0000	1007.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
195	3.00	9.00	1003.0000	1003.0000	0.0000	0.0000	0.0000
196	4.00	9.00	989.7500	989.7500	0.0000	0.0000	0.0000
197	5.00	9.00	994.5000	994.5000	0.0000	0.0000	0.0000
198	6.00	9.00	995.5000	995.5000	0.0000	0.0000	0.0000
199	7.00	9.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFÍCIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
200	8.00	9.00	974.0000	974.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
201	9.00	9.00	963.5000	963.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
202	10.00	9.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
203	11.00	9.00	985.0000	985.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
204	12.00	9.00	989.5000	989.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
205	13.00	9.00	999.5000	999.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
206	14.00	9.00	1008.5000	1008.5000	0.0000	0.0000	0.0000
207	15.00	9.00	1015.0000	1015.0000	0.0000	0.0000	0.0000
208	16.00	9.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
209	17.00	9.00	1020.7500	1020.7500	0.0000	0.0000	0.0000
210	18.00	9.00	1021.0000	1021.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
211	19.00	9.00	1022.0000	1022.0000	0.0000	0.0000	0.0000
212	20.00	9.00	1029.5000	1029.5000	0.0000	0.0000	0.0000
213	21.00	9.00	1025.0000	1025.0000	0.0000	0.0000	0.0000
214	22.00	9.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
215	23.00	9.00	1014.0000	1014.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
216	24.00	9.00	1010.0000	1010.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
217	1.00	10.00	998.0000	998.0000	0.0000	0.0000	0.0000
218	2.00	10.00	1010.7500	1010.7500	0.0000	0.0000	0.0000
219	3.00	10.00	1007.7000	1007.7000	0.0000	0.0000	0.0000
220	4.00	10.00	1002.2500	1002.2500	0.0000	0.0000	0.0000
221	5.00	10.00	1007.0000	1007.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
222	6.00	10.00	1004.5000	1004.5000	0.0000	0.0000	0.0000
223	7.00	10.00	992.5000	992.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
224	8.00	10.00	983.5000	983.5000	0.0000	0.0000	0.0000
225	9.00	10.00	967.2000	967.2000	0.0000	0.0000	0.0000
226	10.00	10.00	972.3000	972.3000	-0.0000	0.0000	0.0000
227	11.00	10.00	982.5000	982.5000	0.0000	0.0000	0.0000
228	12.00	10.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
229	13.00	10.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
230	14.00	10.00	1007.7500	1007.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
231	15.00	10.00	1011.5000	1011.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
232	16.00	10.00	1012.0000	1012.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
233	17.00	10.00	1008.5000	1008.5000	0.0000	0.0000	0.0000
234	18.00	10.00	1013.0000	1013.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
235	19.00	10.00	1020.5000	1020.5000	0.0000	0.0000	0.0000
236	20.00	10.00	1027.5000	1027.5000	0.0000	0.0000	0.0000
237	21.00	10.00	1026.4000	1026.4000	0.0000	0.0000	0.0000
238	22.00	10.00	1019.7000	1019.7000	0.0000	0.0000	0.0000
239	23.00	10.00	1018.0000	1018.0000	0.0000	0.0000	0.0000
240	24.00	10.00	1015.7500	1015.7500	0.0000	0.0000	0.0000
241	1.00	11.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
242	2.00	11.00	1010.0000	1010.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
243	3.00	11.00	1012.7500	1012.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
244	4.00	11.00	1013.5500	1013.5500	-0.0000	0.0000	0.0000
245	5.00	11.00	1015.9000	1015.9000	0.0000	0.0000	0.0000
246	6.00	11.00	1006.3000	1006.3000	0.0000	0.0000	0.0000
247	7.00	11.00	999.0000	999.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
248	8.00	11.00	993.0000	993.0000	0.0000	0.0000	0.0000
249	9.00	11.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
250	10.00	11.00	969.3500	969.3500	0.0000	0.0000	0.0000
251	11.00	11.00	974.7000	974.7000	-0.0000	0.0000	0.0000
252	12.00	11.00	985.4000	985.4000	-0.0000	0.0000	0.0000
253	13.00	11.00	990.1000	990.1000	-0.0000	0.0000	0.0000
254	14.00	11.00	1001.8500	1001.8500	0.0000	0.0000	0.0000
255	15.00	11.00	1002.2500	1002.2500	0.0000	0.0000	0.0000
256	16.00	11.00	996.5000	996.5000	0.0000	0.0000	0.0000
257	17.00	11.00	1007.5000	1007.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
258	18.00	11.00	1013.4500	1013.4500	-0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
259	19.00	11.00	1016.7500	1016.7500	0.0000	0.0000	0.0000
260	20.00	11.00	1020.8500	1020.8500	-0.0000	0.0000	0.0000
261	21.00	11.00	1026.6000	1026.6000	-0.0000	0.0000	0.0000
262	22.00	11.00	1025.8000	1025.8000	-0.0000	0.0000	0.0000
263	23.00	11.00	1022.0000	1022.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
264	24.00	11.00	1020.0000	1020.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
265	1.00	12.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
266	2.00	12.00	1004.0000	1004.0000	0.0000	0.0000	0.0000
267	3.00	12.00	1007.5000	1007.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
268	4.00	12.00	1010.4000	1010.4000	-0.0000	0.0000	0.0000
269	5.00	12.00	1015.3500	1015.3500	0.0000	0.0000	0.0000
270	6.00	12.00	1014.5000	1014.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
271	7.00	12.00	1011.0500	1011.0500	-0.0000	0.0000	0.0000
272	8.00	12.00	1005.0000	1005.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
273	9.00	12.00	990.6000	990.6000	-0.0000	0.0000	0.0000
274	10.00	12.00	975.4500	975.4500	0.0000	0.0000	0.0000
275	11.00	12.00	971.6000	971.6000	-0.0000	0.0000	0.0000
276	12.00	12.00	971.8000	971.8000	0.0000	0.0000	0.0000
277	13.00	12.00	972.2000	972.2000	0.0000	0.0000	0.0000
278	14.00	12.00	972.9000	972.9000	-0.0000	0.0000	0.0000
279	15.00	12.00	979.5000	979.5000	0.0000	0.0000	0.0000
280	16.00	12.00	992.5000	992.5000	0.0000	0.0000	0.0000
281	17.00	12.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
282	18.00	12.00	1005.2500	1005.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
283	19.00	12.00	1008.7500	1008.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
284	20.00	12.00	1011.5000	1011.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
285	21.00	12.00	1017.5000	1017.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
286	22.00	12.00	1025.4000	1025.4000	0.0000	0.0000	0.0000
287	23.00	12.00	1025.3500	1025.3500	-0.0000	0.0000	0.0000
288	24.00	12.00	1024.4000	1024.4000	-0.0000	0.0000	0.0000
289	1.00	13.00	992.2500	992.2500	0.0000	0.0000	0.0000
290	2.00	13.00	997.0000	997.0000	0.0000	0.0000	0.0000
291	3.00	13.00	998.5000	998.5000	0.0000	0.0000	0.0000
292	4.00	13.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
293	5.00	13.00	1009.5000	1009.5000	0.0000	0.0000	0.0000
294	6.00	13.00	1013.6000	1013.6000	0.0000	0.0000	0.0000
295	7.00	13.00	1014.8500	1014.8500	0.0000	0.0000	0.0000
296	8.00	13.00	1011.1000	1011.1000	0.0000	0.0000	0.0000
297	9.00	13.00	1001.5000	1001.5000	0.0000	0.0000	0.0000
298	10.00	13.00	993.5000	993.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
299	11.00	13.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
300	12.00	13.00	990.2500	990.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
301	13.00	13.00	992.0000	992.0000	0.0000	0.0000	0.0000
302	14.00	13.00	996.0000	996.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
303	15.00	13.00	1003.0000	1003.0000	0.0000	0.0000	0.0000
304	16.00	13.00	1003.5000	1003.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
305	17.00	13.00	1001.2500	1001.2500	0.0000	0.0000	0.0000
306	18.00	13.00	1000.6000	1000.6000	0.0000	0.0000	0.0000
307	19.00	13.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
308	20.00	13.00	1008.0000	1008.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
309	21.00	13.00	1015.5000	1015.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
310	22.00	13.00	1021.9000	1021.9000	-0.0000	0.0000	0.0000
311	23.00	13.00	1025.6500	1025.6500	-0.0000	0.0000	0.0000
312	24.00	13.00	1021.8000	1021.8000	-0.0000	0.0000	0.0000
313	1.00	14.00	983.0000	983.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
314	2.00	14.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
315	3.00	14.00	992.5000	992.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
316	4.00	14.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
317	5.00	14.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
318	6.00	14.00	1010.0000	1010.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
319	7.00	14.00	1013.2500	1013.2500	-0.0000	0.0000	0.0000
320	8.00	14.00	1011.2500	1011.2500	0.0000	0.0000	0.0000
321	9.00	14.00	1000.7500	1000.7500	0.0000	0.0000	0.0000
322	10.00	14.00	1003.7500	1003.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
323	11.00	14.00	1000.2500	1000.2500	0.0000	0.0000	0.0000
324	12.00	14.00	996.0000	996.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
325	13.00	14.00	1004.7500	1004.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
326	14.00	14.00	1007.5000	1007.5000	0.0000	0.0000	0.0000
327	15.00	14.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
328	16.00	14.00	1015.0000	1015.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
329	17.00	14.00	1014.7500	1014.7500	0.0000	0.0000	0.0000
330	18.00	14.00	1013.0000	1013.0000	0.0000	0.0000	0.0000
331	19.00	14.00	1016.0000	1016.0000	0.0000	0.0000	0.0000
332	20.00	14.00	1019.3500	1019.3500	0.0000	0.0000	0.0000
333	21.00	14.00	1022.3000	1022.3000	0.0000	0.0000	0.0000
334	22.00	14.00	1024.8000	1024.8000	-0.0000	0.0000	0.0000
335	23.00	14.00	1024.4500	1024.4500	-0.0000	0.0000	0.0000
336	24.00	14.00	1020.0000	1020.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
337	1.00	15.00	976.0000	976.0000	0.0000	0.0000	0.0000
338	2.00	15.00	980.0000	980.0000	0.0000	0.0000	0.0000
339	3.00	15.00	985.0000	985.0000	0.0000	0.0000	0.0000
340	4.00	15.00	990.0000	990.0000	0.0000	0.0000	0.0000
341	5.00	15.00	1001.7500	1001.7500	0.0000	0.0000	0.0000
342	6.00	15.00	1007.0000	1007.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
343	7.00	15.00	1010.0000	1010.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
344	8.00	15.00	1010.5000	1010.5000	0.0000	0.0000	0.0000
345	9.00	15.00	1007.5000	1007.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
346	10.00	15.00	1005.0000	1005.0000	0.0000	0.0000	0.0000
347	11.00	15.00	1008.0000	1008.0000	0.0000	0.0000	0.0000
348	12.00	15.00	1012.7500	1012.7500	-0.0000	0.0000	0.0000
349	13.00	15.00	1016.5000	1016.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
350	14.00	15.00	1020.2500	1020.2500	0.0000	0.0000	0.0000
351	15.00	15.00	1021.1500	1021.1500	-0.0000	0.0000	0.0000
352	16.00	15.00	1021.5500	1021.5500	-0.0000	0.0000	0.0000
353	17.00	15.00	1022.0000	1022.0000	0.0000	0.0000	0.0000
354	18.00	15.00	1022.0000	1022.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
355	19.00	15.00	1022.8000	1022.8000	0.0000	0.0000	0.0000
356	20.00	15.00	1023.5500	1023.5500	-0.0000	0.0000	0.0000
357	21.00	15.00	1024.0500	1024.0500	0.0000	0.0000	0.0000
358	22.00	15.00	1022.7000	1022.7000	-0.0000	0.0000	0.0000
359	23.00	15.00	1019.5000	1019.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
360	24.00	15.00	1015.0000	1015.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
361	1.00	16.00	970.0000	970.0000	0.0000	0.0000	0.0000
362	2.00	16.00	975.0000	975.0000	0.0000	0.0000	0.0000
363	3.00	16.00	981.0000	981.0000	0.0000	0.0000	0.0000
364	4.00	16.00	985.5000	985.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
365	5.00	16.00	990.0000	990.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
366	6.00	16.00	995.0000	995.0000	0.0000	0.0000	0.0000
367	7.00	16.00	1000.0000	1000.0000	0.0000	0.0000	0.0000
368	8.00	16.00	1003.5000	1003.5000	0.0000	0.0000	0.0000
369	9.00	16.00	999.9000	999.9000	-0.0000	0.0000	0.0000
370	10.00	16.00	997.3000	997.3000	0.0000	0.0000	0.0000
371	11.00	16.00	1000.1000	1000.1000	0.0000	0.0000	0.0000
372	12.00	16.00	1010.1000	1010.1000	-0.0000	0.0000	0.0000
373	13.00	16.00	1013.0000	1013.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
374	14.00	16.00	1016.0000	1016.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
375	15.00	16.00	1020.0000	1020.0000	0.0000	0.0000	0.0000
376	16.00	16.00	1021.0000	1021.0000	-0.0000	0.0000	0.0000

TABELA I.23 - FASE DE AJUSTE NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
377	17.00	16.00	1022.0000	1022.0000	-0.0000	0.0000	0.0000
378	18.00	16.00	1022.5000	1022.5000	-0.0000	0.0000	0.0000
379	19.00	16.00	1022.9500	1022.9500	-0.0000	0.0000	0.0000
380	20.00	16.00	1022.7500	1022.7500	0.0000	0.0000	0.0000
381	21.00	16.00	1021.7000	1021.7000	0.0000	0.0000	0.0000
382	22.00	16.00	1019.7000	1019.7000	0.0000	0.0000	0.0000
383	23.00	16.00	1014.7000	1014.7000	0.0000	0.0000	0.0000
384	24.00	16.00	1010.0000	1010.0000	0.0000	0.0000	0.0000
						EPM(%)=	EQM=
						0.000	0.000

TABELA I.24 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFICIE: BACIA REAL - FUNÇÃO (03)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
1	1.50	4.50	980.0000	980.5638	-0.5638	0.0575	0.3178
2	1.50	9.50	1004.0000	1004.3973	-0.3973	0.0396	0.1578
3	1.50	15.50	975.0000	974.7040	0.2960	0.0304	0.0876
4	1.75	1.50	951.0000	951.0863	-0.0863	0.0091	0.0075
5	2.50	3.50	970.0000	970.6340	-0.6340	0.0654	0.4019
6	2.50	5.50	981.0000	981.3520	-0.3520	0.0359	0.1239
7	2.25	12.50	1001.0000	1001.1731	-0.1731	0.0173	0.0300
8	3.75	7.00	990.0000	991.3509	-1.3509	0.1365	1.8250
9	3.50	14.50	990.0000	990.2769	-0.2769	0.0280	0.0767
10	4.50	4.40	960.0000	959.6908	0.3092	0.0322	0.0956
11	4.75	9.50	1000.0000	999.3246	0.6754	0.0675	0.4561
12	4.50	10.30	1009.0000	1008.4866	0.5134	0.0509	0.2636
13	5.25	3.75	950.0000	951.0069	-1.0069	0.1060	1.0139
14	5.40	8.00	980.0000	978.7747	1.2253	0.1250	1.5014
15	5.50	13.50	1009.0000	1008.0574	0.9426	0.0934	0.8885
16	6.25	2.00	952.0000	952.0118	-0.0118	0.0012	0.0001
17	6.25	6.50	968.0000	967.9262	0.0738	0.0076	0.0054
18	6.50	8.75	991.0000	991.3378	-0.3378	0.0341	0.1141
19	6.50	15.50	1003.0000	1003.7560	-0.7560	0.0754	0.5715
20	7.75	4.50	958.0000	957.6910	0.3090	0.0323	0.0955
21	7.25	8.25	978.0000	976.9449	1.0551	0.1079	1.1133
22	7.75	12.50	1011.0000	1010.8640	0.1360	0.0134	0.0185
23	8.75	2.75	972.0000	972.0898	-0.0898	0.0092	0.0081
24	8.25	9.00	970.0000	969.8351	0.1649	0.0170	0.0272
25	8.75	12.25	999.0000	998.2827	0.7173	0.0718	0.5145
26	9.25	6.25	973.0000	973.2801	-0.2801	0.0288	0.0785
27	9.50	15.75	1000.0000	1000.8432	-0.8432	0.0843	0.7110
28	10.75	1.25	970.0000	970.1550	-0.1550	0.0160	0.0240
29	10.50	5.00	990.0000	988.9167	1.0833	0.1094	1.1735
30	10.50	9.50	980.0000	981.5423	-1.5423	0.1574	2.3788
31	11.50	8.00	980.0000	979.6813	0.3187	0.0325	0.1016
32	11.25	14.25	1001.0000	1001.2877	-0.2877	0.0287	0.0828
33	12.50	3.25	990.0000	990.3343	-0.3343	0.0338	0.1118
34	12.25	8.50	990.0000	988.8918	1.1082	0.1119	1.2282
35	12.50	11.40	980.0000	979.0065	0.9935	0.1014	0.9870
36	13.70	8.00	1005.0000	1005.8886	-0.8886	0.0884	0.7896
37	13.60	13.60	1002.0000	1002.7871	-0.7871	0.0785	0.6195
38	14.25	3.75	999.0000	998.7441	0.2559	0.0256	0.0655
39	14.50	9.00	1012.0000	1012.1735	-0.1735	0.0171	0.0301
40	14.25	14.75	1018.0000	1018.4120	-0.4120	0.0405	0.1698

TABELA I.24 - FASE DE VERIFICAÇÃO NA SUPERFÍCIE BACIA REAL - FUNÇÃO (03) - (Continuação)

PONTO	X	Y	Z	ZC	(Z-ZC)	Z-ZC /Z	(Z-ZC)^2
41	15.30	4.75	1010.0000	1009.2024	0.7976	0.0790	0.6362
42	15.70	8.00	1020.0000	1020.7481	-0.7481	0.0733	0.5597
43	15.50	10.25	1010.0000	1009.8956	0.1044	0.0103	0.0109
44	15.75	13.50	1010.0000	1010.2790	-0.2790	0.0276	0.0779
45	16.50	5.75	1020.0000	1019.7238	0.2762	0.0271	0.0763
46	16.50	12.00	998.0000	997.9884	0.0116	0.0012	0.0001
47	17.00	9.50	1015.0000	1013.8931	1.1069	0.1091	1.2252
48	17.50	10.25	1010.0000	1009.6174	0.3826	0.0379	0.1464
49	17.75	14.75	1020.0000	1020.6756	-0.6756	0.0662	0.4565
50	18.50	1.30	995.0000	994.5876	0.4124	0.0414	0.1701
51	18.50	2.25	1000.0000	1000.0182	-0.0182	0.0018	0.0003
52	18.50	4.75	1015.0000	1015.3800	-0.3800	0.0374	0.1444
53	18.50	9.25	1020.0000	1018.6352	1.3648	0.1338	1.8627
54	18.50	11.75	1010.0000	1009.5955	0.4045	0.0401	0.1636
55	19.50	8.50	1030.0000	1029.7846	0.2154	0.0209	0.0464
56	19.50	10.75	1020.0000	1020.4026	-0.4026	0.0395	0.1621
57	19.50	13.25	1008.0000	1006.6098	1.3902	0.1379	1.9326
58	20.50	6.40	1020.0000	1020.3986	-0.3986	0.0391	0.1589
59	20.50	12.00	1015.0000	1013.9063	1.0937	0.1077	1.1961
60	21.00	13.25	1018.0000	1016.8889	1.1111	0.1091	1.2346
61	21.50	3.50	1000.0000	1000.3973	-0.3973	0.0397	0.1579
62	21.50	8.00	1020.0000	1021.0552	-1.0552	0.1035	1.1135
63	22.75	6.50	1010.0000	1010.0316	-0.0316	0.0031	0.0010
64	22.50	8.00	1015.0000	1014.7633	0.2367	0.0233	0.0560
65	22.50	10.25	1020.0000	1019.6795	0.3205	0.0314	0.1027
66	22.50	15.50	1020.0000	1019.2193	0.7807	0.0765	0.6095
67	23.50	1.25	975.0000	975.0080	-0.0080	0.0008	0.0001
68	23.50	4.70	1000.0000	999.6959	0.3041	0.0304	0.0925
69	23.50	8.00	1010.0000	1010.2664	-0.2664	0.0264	0.0710
70	23.50	14.50	1020.0000	1020.2086	-0.2086	0.0205	0.0435
						EPM(%)=	EQM=
						0.053	0.663

Apêndice II :

- TESTES E SIMULAÇÕES COM O MODELO DE FLUXO.

Tabela II.1 - Soluções analítica e Runge-Kutta para as variáveis s e η do escoamento sobre um plano.

TA(s)	QA(m ³ /s)	TS(s)	QS(m ³ /s)	TE(s)	QE(m ³ /s)
0.00	0.000000	0.00	0.000000	0.0	0.000000
120.00	0.016921	248.12	0.052769	156.3	0.023745
240.00	0.047858	398.22	0.105538	244.4	0.047491
360.00	0.087922	524.13	0.158307	318.4	0.071236
480.00	0.135364	636.51	0.211076	384.4	0.094981
600.00	0.189177	739.79	0.263845	445.0	0.118727
720.00	0.248680	836.37	0.316614	501.7	0.142472
840.00	0.313372	927.69	0.369383	555.4	0.166218
960.00	0.382867	1014.76	0.422151	606.5	0.189963
1080.00	0.456854	1098.26	0.474920	655.5	0.213708
1106.55	0.473806	1800.00	0.474920	702.8	0.237454
1320.00	0.473806	1885.18	0.422151	748.5	0.261199
1440.00	0.473806	1978.12	0.369383	792.8	0.284944
1560.00	0.473806	2081.27	0.316614	835.9	0.308690
1680.00	0.473806	2198.52	0.263845	877.9	0.332435
1800.00	0.473806	2336.61	0.211076	918.9	0.356181
1920.00	0.400908	2508.75	0.158307	959.1	0.379926
2040.00	0.336304	2746.53	0.105538	998.4	0.403672
2160.00	0.279816	3162.92	0.052769	1036.9	0.427417
2280.00	0.231122	*	*	1074.7	0.451162
2400.00	0.189753	*	*	1111.9	0.474908
2520.00	0.155100	*	*	1800.0	0.474908
2640.00	0.126451	*	*	1837.5	0.451162
2760.00	0.103030	*	*	1876.3	0.427417
2880.00	0.084051	*	*	1916.7	0.403672
3000.00	0.068768	*	*	1958.8	0.379926
3120.00	0.056503	*	*	2002.8	0.356181
3240.00	0.046671	*	*	2049.1	0.332435
3360.00	0.038780	*	*	2097.8	0.308690
3480.00	0.032430	*	*	2149.6	0.284944
3600.00	0.027297	*	*	2204.9	0.261199
3720.00	0.023128	*	*	2264.4	0.237454
3840.00	0.019722	*	*	2329.0	0.213708
3960.00	0.016924	*	*	2400.3	0.189963
4080.00	0.014609	*	*	2479.9	0.166218
4200.00	0.012684	*	*	2570.8	0.142472
4320.00	0.011072	*	*	2677.6	0.118727
*	*	*	*	2808.4	0.094981
*	*	*	*	2979.2	0.071236
*	*	*	*	3229.3	0.047491
*	*	*	*	3700.8	0.023745
*	*	*	*	14190.0	0.000000

Tabela II.2 - Hidrogramas sobre o plano resultantes da mesma intensidade mas com diferentes durações.

T1(s)	Q1(m ³ /s)	T2(s)	Q2(m ³ /s)	T3(s)	Q3(m ³ /s)	T4(s)	Q4(m ³ /s)	T5(s)	Q5(m ³ /s)
0.0	0.000000	0.00	0.000000	0.00	0.000000	0.00	0.000000	0.00	0.000000
148.1	0.024957	148.08	0.024957	148.08	0.024957	148.08	0.024957	148.08	0.024957
239.3	0.049914	239.34	0.049914	239.34	0.049914	239.34	0.049914	239.34	0.049914
315.9	0.074871	315.89	0.074871	315.89	0.074871	315.89	0.074871	300.00	0.0694204
384.2	0.099829	384.21	0.099829	384.21	0.099829	384.21	0.099829	373.65	0.0694204
447.0	0.124786	447.01	0.124786	447.01	0.124786	447.01	0.124786	447.30	0.0694204
505.7	0.149743	505.72	0.149743	505.72	0.149743	505.72	0.149743	520.95	0.0694204
561.2	0.174700	561.25	0.174700	561.25	0.174700	561.25	0.174700	594.60	0.0694204
614.2	0.199657	614.18	0.199657	614.18	0.199657	600.00	0.192865	668.25	0.0694204
664.9	0.224614	664.94	0.224614	664.94	0.224614	652.39	0.192865	741.89	0.0694204
713.9	0.249571	713.86	0.249571	713.86	0.249571	704.78	0.192865	815.54	0.0694204
761.2	0.274529	761.17	0.274529	761.17	0.274529	757.17	0.192865	889.19	0.0694204
807.1	0.299486	807.06	0.299486	807.06	0.299486	809.56	0.192865	962.84	0.0694204
851.7	0.324443	851.70	0.324443	851.70	0.324443	861.95	0.192865	1036.49	0.0694204
895.2	0.349401	895.20	0.349401	895.20	0.349401	914.34	0.192865	1110.14	0.0694204
937.7	0.374358	937.68	0.374358	900.00	0.352191	966.73	0.192865	1183.79	0.0694204
979.2	0.399316	979.23	0.399316	942.86	0.352191	1019.12	0.192865	1257.44	0.0694204
1019.9	0.424273	1019.92	0.424273	985.72	0.352191	1071.51	0.192865	1331.09	0.0694204
1059.8	0.449230	1059.81	0.449230	1028.58	0.352191	1123.90	0.192865	1404.74	0.0694204
1099.0	0.474188	1098.98	0.474188	1071.45	0.352191	1176.29	0.192865	1478.39	0.0694204
1800.0	0.474188	1100.00	0.474188	1114.88	0.349401	1249.75	0.174701	1697.56	0.0499145
1839.5	0.449230	1139.52	0.449230	1164.30	0.324444	1341.01	0.149744	2164.39	0.0249573
1880.6	0.424273	1180.56	0.424273	1216.69	0.299487	1448.01	0.124786	3664.39	0.0000000
1923.3	0.399316	1223.31	0.399316	1272.58	0.274529	1578.74	0.099829	*	*
1968.0	0.374359	1267.99	0.374359	1332.69	0.249572	1749.06	0.074872	*	*
2014.9	0.349401	1314.88	0.349401	1397.95	0.224615	1997.56	0.049915	*	*
2064.3	0.324444	1364.30	0.324444	1469.67	0.199658	2464.39	0.024957	*	*
2116.7	0.299487	1416.69	0.299487	1549.75	0.174701	5464.39	0.000000	*	*
2172.6	0.274529	1472.58	0.274529	1641.01	0.149744	*	*	*	*
2232.7	0.249572	1532.69	0.249572	1748.01	0.124786	*	*	*	*
2297.9	0.224615	1597.95	0.224615	1878.74	0.099829	*	*	*	*
2369.7	0.199658	1669.67	0.199658	2049.06	0.074872	*	*	*	*
2449.8	0.174701	1749.75	0.174701	2297.56	0.049915	*	*	*	*
2541.0	0.149744	1841.01	0.149744	2764.39	0.024957	*	*	*	*
2648.0	0.124786	1948.01	0.124786	7264.39	0.000000	*	*	*	*
2778.7	0.099829	2078.74	0.099829	*	*	*	*	*	*
2949.1	0.074872	2249.06	0.074872	*	*	*	*	*	*
3197.6	0.049915	2497.56	0.049915	*	*	*	*	*	*
3664.4	0.024957	2964.39	0.024957	*	*	*	*	*	*
12664.4	0.000000	8464.39	0.000000	*	*	*	*	*	*

Tabela II.3 - Hidrogramas do escoamento sobre um plano resultantes de uma precipitação com duração 1800 s. e de seu desdobramento em dois eventos consecutivos de 900 s e em três eventos de 600 s.

T1 (s)	Q1 (m3/s)	T2 (s)	Q2 (m3/s)	T3 (s)	Q3 (m3/s)
0.0	0.000000	0.0	0.000000	0.0	0.000000
154.9	0.024957	154.9	0.024957	154.9	0.024957
247.2	0.049914	247.2	0.049914	247.2	0.049914
323.5	0.074872	323.5	0.074872	323.5	0.074872
391.9	0.099829	391.9	0.099829	391.9	0.099829
454.8	0.124786	454.8	0.124786	454.8	0.124786
513.5	0.149743	513.5	0.149743	513.5	0.149743
569.1	0.174701	569.1	0.174701	569.1	0.174701
622.1	0.199658	622.1	0.199658	600.0	0.188955
673.0	0.224615	673.0	0.224615	651.5	0.213913
722.1	0.249573	722.1	0.249573	701.0	0.238870
769.2	0.274530	769.2	0.274530	749.0	0.263827
815.0	0.299487	815.0	0.299487	795.6	0.288784
859.7	0.324444	859.7	0.324444	840.9	0.313742
903.4	0.349402	900.0	0.347408	884.7	0.338699
945.7	0.374359	942.4	0.372365	927.6	0.363656
987.2	0.399316	984.0	0.397322	969.6	0.388613
1028.0	0.424273	1024.9	0.422279	1010.7	0.413571
1067.9	0.449230	1064.7	0.447237	1050.8	0.438528
1107.0	0.474188	1103.9	0.472194	1090.4	0.463485
1800.0	0.474188	1147.2	0.474188	1137.7	0.474188
1839.5	0.449230	1191.8	0.474188	1193.2	0.474188
1880.6	0.424273	1237.6	0.474188	1200.0	0.474188
1923.3	0.399316	1284.9	0.474188	1239.0	0.474188
1968.0	0.374359	1333.9	0.474188	1278.9	0.474188
2014.9	0.349402	1384.7	0.474188	1319.7	0.474188
2064.3	0.324444	1437.7	0.474188	1361.1	0.474188
2116.7	0.299487	1493.2	0.474188	1403.6	0.474188
2172.6	0.274530	1551.9	0.474188	1447.2	0.474188
2232.7	0.249573	1614.7	0.474188	1491.8	0.474188
2297.9	0.224615	1683.1	0.474188	1537.6	0.474188
2369.7	0.199658	1759.5	0.474188	1584.9	0.474188
2449.8	0.174701	1800.0	0.474188	1633.9	0.474188
2541.0	0.149743	1839.5	0.449230	1684.7	0.474188
2648.0	0.124786	1880.6	0.424273	1737.7	0.474188
2778.7	0.099829	1923.3	0.399316	1793.2	0.474188
2949.1	0.074872	1968.0	0.374359	1800.0	0.474188
3197.6	0.049915	2014.9	0.349402	1839.5	0.449230
3664.4	0.024957	2064.3	0.324444	1880.6	0.424273
14190.4	0.000000	2116.7	0.299487	1923.3	0.399316
*	*	2172.6	0.274530	1968.0	0.374359
*	*	2232.7	0.249573	2014.9	0.349402
*	*	2297.9	0.224615	2064.3	0.324444
*	*	2369.7	0.199658	2116.7	0.299487
*	*	2449.8	0.174701	2172.6	0.274530
*	*	2541.0	0.149743	2232.7	0.249573
*	*	2648.0	0.124786	2297.9	0.224615
*	*	2778.7	0.099829	2369.7	0.199658
*	*	2949.1	0.074872	2449.8	0.174701
*	*	3197.6	0.049915	2541.0	0.149743
*	*	3664.4	0.024957	2648.0	0.124786
*	*	14190.4	0.000000	2778.7	0.099829
*	*	*	*	2949.1	0.074872
*	*	*	*	3197.6	0.049915
*	*	*	*	3664.4	0.024957
*	*	*	*	14190.4	0.000000

Tabela II.4 - Diferentes eventos de precipitação e os respectivos hidrogramas obtidos do escoamento sobre uma superfície plana e com largura constante (HID1 e HID2).

P1 (m/s)	T1 (s)	Q1 (m ³ /s)	P2 (m/s)	T2 (s)	Q2 (m ³ /s)
0.0000142	0	0.000	0.0000142	0	0.000
0.0000142	148	0.025	0.0000142	148	0.025
0.0000142	239	0.050	0.0000142	239	0.050
0.0000142	316	0.075	0.0000142	315	0.075
0.0000142	384	0.100	0.0000142	383	0.100
0.0000142	447	0.125	0.0000142	446	0.124
0.0000142	506	0.150	0.0000142	505	0.150
0.0000142	561	0.175	0.0000142	560	0.174
0.0000142	614	0.200	0.0000142	613	0.199
0.0000142	665	0.225	0.0000142	663	0.224
0.0000142	714	0.250	0.0000142	712	0.249
0.0000142	761	0.275	0.0000142	759	0.274
0.0000142	807	0.300	0.0000142	805	0.298
0.0000142	852	0.324	0.0000142	850	0.323
0.0000142	895	0.349	0.0000142	893	0.348
0.0000142	938	0.374	0.0000284	900	0.352
0.0000142	979	0.399	0.0000284	942	0.402
0.0000142	1020	0.424	0.0000284	982	0.452
0.0000142	1060	0.449	0.0000284	1020	0.501
0.0000142	1099	0.474	0.0000284	1058	0.551
0.0000142	1800	0.474	0.0000284	1095	0.597
0.0000000	1840	0.449	0.0000284	1134	0.622
0.0000000	1880	0.424	0.0000284	1174	0.647
0.0000000	1923	0.399	0.0000284	1214	0.672
0.0000000	1968	0.374	0.0000284	1255	0.696
0.0000000	2015	0.349	0.0000284	1296	0.721
0.0000000	2064	0.324	0.0000284	1338	0.746
0.0000000	2117	0.300	0.0000284	1381	0.771
0.0000000	2173	0.275	0.0000284	1425	0.796
0.0000000	2233	0.250	0.0000284	1471	0.821
0.0000000	2298	0.225	0.0000284	1518	0.846
0.0000000	2370	0.200	0.0000284	1568	0.871
0.0000000	2450	0.175	0.0000284	1622	0.895
0.0000000	2541	0.150	0.0000284	1683	0.920
0.0000000	2648	0.125	0.0000284	1770	0.945
0.0000000	2779	0.100	0.0000000	1800	0.945
0.0000000	2949	0.075	0.0000000	1831	0.895
0.0000000	3198	0.050	0.0000000	1864	0.846
0.0000000	3664	0.025	0.0000000	1898	0.796
0.0000000	14190	0.000	0.0000000	1933	0.746
*	*	*	0.0000000	1970	0.696
*	*	*	0.0000000	2009	0.647
*	*	*	0.0000000	2051	0.597
*	*	*	0.0000000	2095	0.547
*	*	*	0.0000000	2142	0.497
*	*	*	0.0000000	2194	0.448
*	*	*	0.0000000	2251	0.398
*	*	*	0.0000000	2314	0.348
*	*	*	0.0000000	2387	0.298
*	*	*	0.0000000	2472	0.249
*	*	*	0.0000000	2575	0.199
*	*	*	0.0000000	2710	0.149
*	*	*	0.0000000	2907	0.100
*	*	*	0.0000000	3276	0.050
*	*	*	0.0000000	14148	0.000

Tabela II.5 - Diferentes eventos de precipitação e os respectivos hidrogramas obtidos do escoamento sobre uma superfície plana e com largura constante (HID3 e HID4).

P3 (m/s)	T3 (s)	Q3 (m3/s)	P4 (m/s)	T4 (s)	Q4 (m3/s)
0.00001420	0	0.000	0.0000142	0	0.000
0.00001420	148	0.025	0.0000142	148	0.025
0.00001420	239	0.050	0.0000142	239	0.050
0.00001420	316	0.075	0.0000142	316	0.075
0.00001420	384	0.100	0.0000142	384	0.100
0.00001420	447	0.125	0.0000142	447	0.125
0.00001420	506	0.150	0.0000142	506	0.150
0.00001420	561	0.175	0.0000142	561	0.175
0.00001420	614	0.200	0.0000000	600	0.193
0.00001420	665	0.225	0.0000000	652	0.193
0.00001420	714	0.250	0.0000000	705	0.193
0.00001420	761	0.275	0.0000000	757	0.193
0.00001420	807	0.300	0.0000000	810	0.193
0.00001420	852	0.324	0.0000000	862	0.193
0.00001420	895	0.349	0.0000142	900	0.193
0.00000709	900	0.352	0.0000142	951	0.218
0.00000709	943	0.365	0.0000142	1000	0.243
0.00000709	985	0.377	0.0000142	1048	0.268
0.00000709	1026	0.390	0.0000142	1095	0.293
0.00000709	1068	0.402	0.0000142	1140	0.318
0.00000709	1109	0.412	0.0000142	1188	0.331
0.00000709	1155	0.399	0.0000142	1239	0.339
0.00000709	1203	0.387	0.0000142	1292	0.344
0.00000709	1253	0.374	0.0000142	1348	0.350
0.00000709	1305	0.362	0.0000142	1405	0.357
0.00000709	1360	0.349	0.0000142	1464	0.364
0.00000709	1418	0.337	0.0000142	1525	0.371
0.00000709	1481	0.324	0.0000142	1589	0.380
0.00000709	1548	0.312	0.0000142	1656	0.390
0.00000709	1620	0.299	0.0000142	1727	0.400
0.00000709	1700	0.287	0.0000142	1790	0.418
0.00000710	1790	0.275	0.0000000	1800	0.422
0.00000000	1800	0.272	0.0000000	1840	0.407
0.00000000	1848	0.254	0.0000000	1883	0.392
0.00000000	1898	0.237	0.0000000	1926	0.377
0.00000000	1950	0.220	0.0000000	1970	0.364
0.00000000	2006	0.203	0.0000000	2015	0.349
0.00000000	2065	0.186	0.0000000	2064	0.324
0.00000000	2127	0.171	0.0000000	2117	0.300
0.00000000	2194	0.155	0.0000000	2173	0.275
0.00000000	2266	0.140	0.0000000	2233	0.250
0.00000000	2345	0.125	0.0000000	2298	0.225
0.00000000	2427	0.112	0.0000000	2370	0.200
0.00000000	2517	0.100	0.0000000	2450	0.175
0.00000000	2618	0.087	0.0000000	2541	0.150
0.00000000	2733	0.075	0.0000000	2648	0.125
0.00000000	2868	0.062	0.0000000	2779	0.100
0.00000000	3033	0.050	0.0000000	2949	0.075
0.00000000	3248	0.037	0.0000000	3198	0.050
0.00000000	3561	0.025	0.0000000	3664	0.025
0.00000000	4149	0.012	0.0000000	14190	0.000
0.00000000	14190	0.000	*	*	*

Tabela II.6 - Diferentes eventos de precipitação e os respectivos hidrogramas obtidos do escoamento sobre uma superfície plana e com largura constante (HID5 e IID6).

P5 (m/s)	T5 (s)	Q5 (m3/s)	P6 (m/s)	T6 (s)	Q6 (m3/s)
0.00001420	0	0.0000	0.00000709	0	0.0000
0.00001420	148	0.0250	0.00000709	187	0.0125
0.00001420	239	0.0500	0.00000709	302	0.0250
0.00001420	316	0.0750	0.00000709	398	0.0374
0.00001420	384	0.1000	0.00000709	484	0.0500
0.00001420	447	0.1250	0.00000709	563	0.0624
0.00001420	506	0.1500	0.00002840	600	0.0685
0.00001420	561	0.1750	0.00002840	667	0.1180
0.00002840	600	0.1930	0.00002840	725	0.1680
0.00002840	650	0.2430	0.00002840	777	0.2180
0.00002840	697	0.2930	0.00002840	826	0.2680
0.00002840	742	0.3430	0.00002840	872	0.3180
0.00002840	784	0.3930	0.00002840	915	0.3680
0.00002840	824	0.4420	0.00002840	956	0.4180
0.00002840	863	0.4920	0.00002840	996	0.4680
0.00002840	901	0.5420	0.00002840	1034	0.5180
0.00002840	938	0.5920	0.00002840	1071	0.5680
0.00002840	974	0.6420	0.00002840	1107	0.6180
0.00002840	1008	0.6920	0.00002840	1142	0.6680
0.00002840	1042	0.7420	0.00002840	1177	0.7170
0.00002840	1082	0.7740	0.00001420	1200	0.7480
0.00002840	1126	0.7990	0.00001420	1233	0.7514
0.00002840	1172	0.8240	0.00001420	1267	0.7543
0.00000709	1200	0.8390	0.00001420	1301	0.7565
0.00000709	1232	0.8170	0.00001420	1336	0.7577
0.00000709	1266	0.7960	0.00001420	1370	0.7579
0.00000709	1300	0.7740	0.00001420	1407	0.7569
0.00000709	1335	0.7520	0.00001420	1443	0.7521
0.00000709	1371	0.7280	0.00001420	1481	0.7466
0.00000709	1408	0.7030	0.00001420	1522	0.7238
0.00000709	1447	0.6750	0.00001420	1565	0.6988
0.00000709	1488	0.6480	0.00001420	1612	0.6738
0.00000709	1532	0.6110	0.00001420	1661	0.6489
0.00000709	1579	0.5740	0.00001420	1714	0.6239
0.00000709	1630	0.5370	0.00001420	1772	0.5990
0.00000709	1685	0.5000	0.00000000	1800	0.5868
0.00000709	1745	0.4620	0.00000000	1837	0.5485
0.00000000	1800	0.4300	0.00000000	1876	0.5102
0.00000000	1841	0.3970	0.00000000	1917	0.4721
0.00000000	1885	0.3640	0.00000000	1960	0.4350
0.00000000	1931	0.3320	0.00000000	2006	0.3981
0.00000000	1981	0.3010	0.00000000	2055	0.3627
0.00000000	2034	0.2710	0.00000000	2107	0.3273
0.00000000	2092	0.2410	0.00000000	2164	0.2950
0.00000000	2155	0.2130	0.00000000	2225	0.2638
0.00000000	2224	0.1860	0.00000000	2292	0.2326
0.00000000	2301	0.1610	0.00000000	2368	0.2014
0.00000000	2383	0.1400	0.00000000	2450	0.1747
0.00000000	2475	0.1200	0.00000000	2541	0.1497
0.00000000	2584	0.0990	0.00000000	2648	0.1248
0.00000000	2717	0.0790	0.00000000	2779	0.1000
0.00000000	2868	0.0620	0.00000000	2949	0.0750
0.00000000	3033	0.0500	0.00000000	3198	0.0500
0.00000000	3247	0.0370	0.00000000	3664	0.0250
0.00000000	3561	0.0250	0.00000000	14190	0.0000
0.00000000	4149	0.0125	*	*	*
0.00000000	14190	0.0000	*	*	*

Tabela II.7 - Diferentes eventos de precipitação e os respectivos hidrogramas obtidos do escoamento sobre uma superfície plana e com largura constante (IID7 e IID8).

P7 (m/s)	T7 (s)	Q7 (m3/s)	P8 (m/s)	T8 (s)	Q8 (m3/s)
0.00000709	0	0.0000	0.0000142	0	0.000
0.00000709	187	0.0120	0.0000142	148	0.025
0.00000709	302	0.0250	0.0000142	239	0.050
0.00000709	398	0.0370	0.0000142	316	0.075
0.00000709	484	0.0500	0.0000142	384	0.100
0.00000709	563	0.0620	0.0000142	447	0.125
0.00001420	600	0.0680	0.0000142	506	0.150
0.00001420	670	0.0930	0.0000142	561	0.175
0.00001420	734	0.1184	0.0000284	600	0.193
0.00001420	794	0.1434	0.0000284	650	0.243
0.00001420	850	0.1683	0.0000284	697	0.293
0.00001420	904	0.1933	0.0000284	742	0.343
0.00001420	955	0.2182	0.0000284	784	0.393
0.00001420	1004	0.2432	0.0000284	824	0.442
0.00001420	1052	0.2682	0.0000284	863	0.492
0.00001420	1098	0.2931	0.0000284	901	0.542
0.00001420	1143	0.3180	0.0000284	938	0.592
0.00001420	1187	0.3430	0.0000284	974	0.642
0.00002840	1200	0.3506	0.0000284	1008	0.692
0.00002840	1242	0.4005	0.0000284	1042	0.742
0.00002840	1282	0.4477	0.0000284	1082	0.774
0.00002840	1322	0.4878	0.0000284	1126	0.799
0.00002840	1362	0.5216	0.0000284	1172	0.824
0.00002840	1402	0.5552	0.0000284	1220	0.849
0.00002840	1441	0.5886	0.0000284	1270	0.874
0.00002840	1480	0.6217	0.0000284	1324	0.898
0.00002840	1520	0.6542	0.0000284	1385	0.923
0.00002840	1559	0.6864	0.0000284	1472	0.948
0.00002840	1599	0.7168	0.0000000	1500	0.948
0.00002840	1640	0.7472	0.0000000	1531	0.898
0.00002840	1682	0.7737	0.0000000	1564	0.849
0.00002840	1726	0.7986	0.0000000	1598	0.799
0.00002840	1772	0.8236	0.0000000	1633	0.749
0.00000000	1800	0.8387	0.0000000	1670	0.699
0.00000000	1833	0.8050	0.0000000	1710	0.649
0.00000000	1866	0.7712	0.0000000	1752	0.599
0.00000000	1900	0.7366	0.0000000	1796	0.549
0.00000000	1936	0.7016	0.0000000	1843	0.499
0.00000000	1973	0.6654	0.0000000	1895	0.449
0.00000000	2012	0.6278	0.0000000	1952	0.399
0.00000000	2052	0.5878	0.0000000	2016	0.349
0.00000000	2096	0.5479	0.0000000	2088	0.299
0.00000000	2143	0.4991	0.0000000	2173	0.250
0.00000000	2195	0.4492	0.0000000	2277	0.200
0.00000000	2252	0.3993	0.0000000	2412	0.150
0.00000000	2316	0.3494	0.0000000	2609	0.100
0.00000000	2388	0.2995	0.0000000	2980	0.050
0.00000000	2473	0.2496	0.0000000	13890	0.000
0.00000000	2577	0.1997	*	*	*
0.00000000	2712	0.1497	*	*	*
0.00000000	2909	0.0998	*	*	*
0.00000000	3280	0.0500	*	*	*
0.00000000	14190	0.0000	*	*	*

Tabela II.8 - Soluções Runge-Kutta para variáveis s e η do escoamento sobre uma superfície plana convergente.

T_E (s)	Q_E (m ³ /s)	T_S (s)	Q_S (m ³ /s)
0.0	0.00000	0.0	0.00000
881.3	0.01638	881.2	0.01638
1271.4	0.04367	1271.4	0.04367
1581.2	0.08188	1581.1	0.08188
1848.5	0.13100	1848.4	0.13100
2088.4	0.19105	2088.3	0.19105
2308.7	0.26201	2308.6	0.26201
2514.0	0.34389	2513.8	0.34389
2707.3	0.43668	2707.2	0.43668
2890.8	0.54039	2890.6	0.54039
3065.9	0.65502	3065.7	0.65502
3233.9	0.78057	3233.7	0.78057
3395.7	0.91703	3395.5	0.91703
3552.0	1.06441	3551.8	1.06441
3703.4	1.22271	3703.2	1.22271
3850.4	1.39192	3850.1	1.39192
3993.4	1.57205	3993.1	1.57206
4132.7	1.76310	4132.5	1.76311
4268.7	1.96507	4268.4	1.96507
4401.6	2.17795	4401.4	2.17795
5400.0	2.17795	5400.0	2.17795
5465.2	2.16158	5465.2	2.16158
5546.2	2.13428	5546.2	2.13428
5640.2	2.09607	5640.2	2.09608
5746.4	2.04695	5746.4	2.04695
5864.4	1.98690	5864.4	1.98690
5994.8	1.91594	5994.8	1.91594
6138.4	1.83406	6138.4	1.83407
6296.9	1.74127	6296.8	1.74127
6472.3	1.63756	6472.3	1.63756
6668.0	1.52293	6667.9	1.52293
6888.6	1.39738	6888.5	1.39738
7140.8	1.26092	7140.7	1.26092
7435.2	1.11354	7435.1	1.11354
7789.0	0.95524	7788.9	0.95524
8232.6	0.78603	8232.5	0.78603
8827.8	0.60590	8827.6	0.60590
9727.3	0.41485	9727.0	0.41485
11503.1	0.21288	11502.7	0.21288
15000.0	0.08000	15000.0	0.08000

Tabela II.9 - Comparação da solução analítica e dos resultados obtidos com variação contínua da declividade e com discretização em trechos retilíneos da superfície para um plano.

T_A (s)	Q_A (m ³ /s)	T_C (s)	Q_C (m ³ /s)	T_D (s)	Q_D (m ³ /s)
0.0	0.00000	0.0	0.0000	0.0	0.0000
120.0	0.00517	1762.1	0.4587	1762.1	0.4587
240.0	0.01642	2674.2	0.9174	2674.2	0.9174
360.0	0.03227	3412.5	1.3761	3412.5	1.3761
480.0	0.05212	4056.7	1.8348	4056.7	1.8348
600.0	0.07561	4638.7	2.2935	4638.7	2.2935
720.0	0.10245	5400.0	2.2935	5400.0	2.2935
840.0	0.13246	6009.5	1.8348	6009.5	1.8348
960.0	0.16548	6767.6	1.3761	6767.6	1.3761
1080.0	0.20137	7812.6	0.9174	7812.6	0.9174
1200.0	0.24003	9644.5	0.4587	9644.5	0.4587
1320.0	0.28136	66967.5	0.0000	66967.5	0.0000
1440.0	0.32526	*	*	*	*
1560.0	0.37168	*	*	*	*
1680.0	0.42055	*	*	*	*
1800.0	0.47180	*	*	*	*
1920.0	0.52537	*	*	*	*
2040.0	0.58123	*	*	*	*
2160.0	0.63933	*	*	*	*
2280.0	0.69961	*	*	*	*
2400.0	0.76205	*	*	*	*
2520.0	0.82661	*	*	*	*
2640.0	0.89325	*	*	*	*
2760.0	0.96194	*	*	*	*
2880.0	1.03265	*	*	*	*
3000.0	1.10535	*	*	*	*
3120.0	1.18002	*	*	*	*
3240.0	1.25663	*	*	*	*
3360.0	1.33515	*	*	*	*
3480.0	1.41557	*	*	*	*
3600.0	1.49786	*	*	*	*
3720.0	1.58199	*	*	*	*
3840.0	1.66796	*	*	*	*
3960.0	1.75573	*	*	*	*
4080.0	1.84530	*	*	*	*
4200.0	1.93664	*	*	*	*
4320.0	2.02973	*	*	*	*
4440.0	2.12457	*	*	*	*
4560.0	2.22113	*	*	*	*
4646.3	2.29167	*	*	*	*
4800.0	2.29167	*	*	*	*
4920.0	2.29167	*	*	*	*
5040.0	2.29167	*	*	*	*
5160.0	2.29167	*	*	*	*
5280.0	2.29167	*	*	*	*
5400.0	2.29167	*	*	*	*
5520.0	2.19471	*	*	*	*
5640.0	2.10111	*	*	*	*
5760.0	2.01081	*	*	*	*
5880.0	1.92377	*	*	*	*
6000.0	1.83992	*	*	*	*

Tabela II.9 - Comparação da solução analítica e dos resultados obtidos com variação contínua da declividade e com discretização em trechos retilíneos da superfície para um plano (Continuação).

T_A (s)	Q_A (m ³ /s)	T_C (s)	Q_C (m ³ /s)	T_D (s)	Q_D (m ³ /s)
6120.0	1.75921	*	*	*	*
6240.0	1.68158	*	*	*	*
6360.0	1.60696	*	*	*	*
6480.0	1.53531	*	*	*	*
6600.0	1.46653	*	*	*	*
6720.0	1.40057	*	*	*	*
6840.0	1.33736	*	*	*	*
6960.0	1.27681	*	*	*	*
7080.0	1.21886	*	*	*	*
7200.0	1.16344	*	*	*	*
7320.0	1.11045	*	*	*	*
7440.0	1.05983	*	*	*	*
7560.0	1.01150	*	*	*	*
7680.0	0.96537	*	*	*	*
7800.0	0.92137	*	*	*	*
7920.0	0.87943	*	*	*	*
8040.0	0.83945	*	*	*	*
8160.0	0.80137	*	*	*	*
8280.0	0.76512	*	*	*	*
8400.0	0.73060	*	*	*	*
8520.0	0.69776	*	*	*	*
8640.0	0.66651	*	*	*	*
8760.0	0.63679	*	*	*	*
8880.0	0.60853	*	*	*	*
9000.0	0.58166	*	*	*	*
9120.0	0.55612	*	*	*	*
9240.0	0.53184	*	*	*	*
9360.0	0.50876	*	*	*	*
9480.0	0.48683	*	*	*	*
9600.0	0.46598	*	*	*	*
9720.0	0.44617	*	*	*	*
9840.0	0.42734	*	*	*	*
9960.0	0.40944	*	*	*	*
10080.0	0.39243	*	*	*	*
10200.0	0.37625	*	*	*	*
10320.0	0.36087	*	*	*	*
10440.0	0.34625	*	*	*	*
10560.0	0.33233	*	*	*	*
10680.0	0.31910	*	*	*	*
10800.0	0.30650	*	*	*	*
10920.0	0.29452	*	*	*	*
11040.0	0.28310	*	*	*	*
11160.0	0.27224	*	*	*	*
11280.0	0.26188	*	*	*	*
11400.0	0.25202	*	*	*	*
11520.0	0.24262	*	*	*	*
11640.0	0.23366	*	*	*	*
11760.0	0.22511	*	*	*	*
11880.0	0.21696	*	*	*	*
12000.0	0.20918	*	*	*	*
12120.0	0.20176	*	*	*	*
12240.0	0.19466	*	*	*	*

Tabela II.10 - Comparação da solução do método adimensional com a solução R.K. para uma superfície plana convergente.

T_{AD} (s)	Q_{AD} (m ³ /s)	T_1 (s)	Q_1 (m ³ /s)
0.0	0.0436	0	0.00000
675.7	0.1089	881	0.01638
1351.3	0.2396	1271	0.04367
2027.0	0.5009	1581	0.08188
2702.7	0.9365	1848	0.13100
3378.4	1.5463	2088	0.19105
4054.1	1.9819	2309	0.26201
4729.8	2.1344	2514	0.34389
5405.4	2.1779	2707	0.43668
6081.1	1.8730	2891	0.54039
6756.8	1.4592	3066	0.65502
7432.5	1.1108	3234	0.78057
8108.2	0.8276	3396	0.91703
8783.8	0.6316	3552	1.06441
9459.5	0.4574	3703	1.22271
10135.2	0.3702	3850	1.39192
10810.9	0.2831	3993	1.57205
11486.6	0.2396	4133	1.76310
12162.2	0.1960	4269	1.96507
12837.9	0.1524	4402	2.17795
13513.6	0.1089	5400	2.17795
*	*	5468	1.96507
*	*	5558	1.76310
*	*	5670	1.57205
*	*	5804	1.39192
*	*	5964	1.22271
*	*	6152	1.06441
*	*	6374	0.91703
*	*	6636	0.78057
*	*	6947	0.65502
*	*	7319	0.54039
*	*	7770	0.43668
*	*	8327	0.34389
*	*	9031	0.26201
*	*	9948	0.19105
*	*	11200	0.13100
*	*	13033	0.08188
*	*	16049	0.04367
*	*	22427	0.01638
*	*	471952	0.00000

Tabela II.11 - Comparação dos resultados obtidos considerando variação contínua da declividade e discretização em trechos de uma superfície parabólica de largura constante.

T_C (s)	Q_C (m ³ /s)	T_D (s)	Q_D (m ³ /s)
0.0	0.00000	0.0	0.00000
667.8	0.11468	667.0	0.11468
1028.7	0.22935	1027.8	0.22935
1326.4	0.34402	1325.5	0.34402
1591.4	0.45870	1590.4	0.45870
1835.8	0.57337	1834.8	0.57337
2066.3	0.68805	2065.2	0.68805
2286.7	0.80273	2285.6	0.80273
2500.0	0.91740	2498.8	0.91740
2708.0	1.03208	2706.7	1.03208
2912.3	1.14675	2911.0	1.14675
3114.2	1.26142	3112.8	1.26142
3314.9	1.37610	3313.4	1.37610
3515.3	1.49077	3513.8	1.49077
3716.5	1.60545	3714.8	1.60545
3919.4	1.72012	3917.6	1.72012
4125.1	1.83480	4123.1	1.83480
4334.8	1.94947	4332.5	1.94947
4549.6	2.06415	4547.0	2.06415
4771.2	2.17882	4768.2	2.17882
5400.0	2.17882	5400.0	2.17882
5529.4	2.06415	5529.4	2.06415
5666.2	1.94947	5666.3	1.94947
5811.5	1.83480	5811.5	1.83480
5966.2	1.72012	5966.3	1.72012
6131.9	1.60545	6132.0	1.60545
6310.3	1.49077	6310.4	1.49077
6503.5	1.37610	6503.7	1.37610
6714.4	1.26142	6714.6	1.26142
6946.5	1.14675	6946.8	1.14675
7204.9	1.03208	7205.2	1.03208
7496.3	0.91740	7496.7	0.91740
7830.6	0.80273	7831.0	0.80273
8222.7	0.68805	8223.2	0.68805
8696.8	0.57337	8697.3	0.57337
9295.3	0.45870	9296.0	0.45870
10103.9	0.34402	10104.8	0.34402
11334.0	0.22935	11335.1	0.22935
13774.2	0.11468	13775.9	0.11468
64944.7	0.00000	64957.1	0.00000

Tabela II.12 - Hidrogramas para solução analítica no plano e os obtidos com as simulações sobre a malha de fluxo com o desdobramento de um evento em diferentes durações.

TEMPO (s)	Q_{AN} (m ³ /s)	Q_{EV1} (m ³ /s)	Q_{EV2} (m ³ /s)	Q_{EV3} (m ³ /s)
0	0.000000	0.00000	0.00000	0.00000
120	0.016921	0.03120	0.03120	0.03120
240	0.047858	0.06239	0.06239	0.06239
360	0.087922	0.09359	0.09359	0.09359
480	0.135364	0.14381	0.14381	0.14381
600	0.189177	0.19580	0.19580	0.19580
720	0.248680	0.25663	0.25663	0.25663
840	0.313372	0.32144	0.32144	0.32144
960	0.382867	0.39052	0.39052	0.39052
1080	0.456854	0.46470	0.46470	0.46470
1200	0.473806	0.47418	0.47418	0.47418
1320	0.473806	0.47418	0.47418	0.47418
1440	0.473806	0.47418	0.47418	0.47418
1560	0.473806	0.47418	0.47418	0.47418
1680	0.473806	0.47418	0.47418	0.47418
1800	0.473806	0.47418	0.47418	0.47418
1920	0.400908	0.40280	0.40280	0.40280
2040	0.336304	0.33945	0.33945	0.33945
2160	0.279816	0.28112	0.28112	0.28112
2280	0.231122	0.23592	0.23592	0.23592
2400	0.189753	0.19074	0.19074	0.19074
2520	0.155100	0.16259	0.16259	0.16259
2640	0.126451	0.13486	0.13486	0.13486
2760	0.103030	0.10712	0.10712	0.10712
2880	0.084051	0.00000	0.00000	0.00000

Tabela II.13 - Comparação do hidrograma obtido com a presente metodologia e a solução adimensional proposta por STEPHENSON & MEADOWS (1986) - curvas de nível de 2 m.

T_{ADM} (s)	Q_{ADM} (m ³ /s)	T_c (s)	Q_c (m ³ /s)
0	0.04725	0	0.00000
900	0.10260	300	0.00776
1800	0.25650	600	0.01553
2700	0.86400	900	0.02386
3600	1.98450	1200	0.03505
4500	2.67300	1500	0.06003
5400	2.34900	1800	0.09014
6300	1.67400	2100	0.17139
7200	1.12050	2400	0.28227
8100	0.74920	2700	0.52123
9000	0.49275	3000	0.87871
9900	0.33075	3300	1.29666
10800	0.22005	3600	1.71618
11700	0.16200	3900	2.17869
12600	0.12150	4200	2.50851
13500	0.08775	4500	2.67453
14400	0.06750	4800	2.70009
15300	0.04473	5100	2.61840
16200	0.03375	5400	2.45984
17100	0.02025	5700	2.25496
18000	0.00675	6000	2.02984

Tabela II.13 - Comparação do hidrograma obtido com a presente metodologia e a solução adimensional proposta por STEPHENSON & MEADOWS (1986) - curvas de nível de 2 m (Continuação).

$T_{ADM}(s)$	$Q_{ADM}(m^3/s)$	$T_c (s)$	$Q_c (m^3/s)$
*	*	6300	1.80388
*	*	6600	1.59041
*	*	6900	1.39701
*	*	7200	1.22772
*	*	7500	1.08351
*	*	7800	0.96105
*	*	8100	0.85752
*	*	8400	0.77088
*	*	8700	0.69754
*	*	9000	0.63518
*	*	9300	0.58275
*	*	9600	0.53756
*	*	9900	0.49791
*	*	10200	0.46231
*	*	10500	0.43052
*	*	10800	0.40200
*	*	11100	0.37618
*	*	11400	0.35226
*	*	11700	0.33072
*	*	12000	0.31055
*	*	12300	0.29172
*	*	12600	0.27431
*	*	12900	0.25791
*	*	13200	0.24237
*	*	13500	0.22771
*	*	13800	0.21400
*	*	14100	0.20124
*	*	14400	0.18936
*	*	14700	0.17819
*	*	15000	0.16762
*	*	15300	0.15781
*	*	15600	0.14868
*	*	15900	0.14014
*	*	16200	0.13218
*	*	16500	0.12484
*	*	16800	0.11805
*	*	17100	0.11180
*	*	17400	0.10593
*	*	17700	0.10037
*	*	18000	0.09508

Tabela II.14 - Alturas de precipitação em intervalos de 6 minutos sobre a bacia RIMBAUD

Nº Ordem	Hora	Precipitação (mm/6min)	Nº Ordem	Hora	Precipitação (mm/6min)	Nº Ordem	Hora	Precipitação (mm/6min)
1	4:48	0.4	31	7:48	0.2	61	10:48	0.4
2	4:54	0.4	32	7:54	1.0	62	10:54	0.4
3	5:00	0.4	33	8:00	0.4	63	11:00	0.6
4	5:06	1.0	34	8:06	0.6	64	11:06	0.8
5	5:12	0.6	35	8:12	0.8	65	11:12	0.6
6	5:18	0.2	36	8:18	0.6	66	11:18	0.6
7	5:24	0.4	37	8:24	0.4	67	11:24	0.6
8	5:30	0.6	38	8:30	1.2	68	11:30	0.2
9	5:36	1.0	39	8:36	3.2	69	11:36	0.4
10	5:42	1.0	40	8:42	2.4	70	11:42	0.4
11	5:48	1.0	41	8:48	4.4	71	11:48	0.2
12	5:54	1.0	42	8:54	4.0	72	11:54	0.0
13	6:00	0.8	43	9:00	4.4	73	12:00	0.4
14	6:06	1.2	44	9:06	2.8	74	12:06	0.0
15	6:12	1.0	45	9:12	2.4	75	12:12	0.0
16	6:18	1.0	46	9:18	2.2	76	12:18	0.2
17	6:24	0.8	47	9:24	1.2	77	12:24	0.2
18	6:30	0.8	48	9:30	1.2	78	12:30	0.2
19	6:36	0.6	49	9:36	1.2	79	12:36	0.2
20	6:42	0.6	50	9:42	0.6	80	12:42	0.2
21	6:48	1.4	51	9:48	0.8	81	12:48	0.2
22	6:54	4.4	52	9:54	0.4	82	12:54	0.2
23	7:00	2.2	53	10:00	0.4	83	13:00	0.2
24	7:06	2.8	54	10:06	0.4	84	13:06	0.6
25	7:12	2.4	55	10:12	0.2	85	13:12	0.2
26	7:18	1.0	56	10:18	0.2	86	13:18	0.2
27	7:24	0.2	57	10:24	0.2	87	13:24	0.0
28	7:30	0.2	58	10:30	0.2	88	13:30	0.4
29	7:36	0.2	59	10:36	0.2	89	13:36	0.2
30	7:42	0.2	60	10:42	0.2	90	13:42	0.0

Tabela II.15 - Vazões observadas e parcelas referentes à separação da infiltração e do escoamento superficial na bacia RIMBAUD.

Hora	Qob (l/s)	Qb (l/s)	Qs (l/s)	Hora	Qob (l/s)	Qb (l/s)	Qs (l/s)
5:45	52	52	0	13:00	813	226	587
6:00	60	58	2	13:15	790	232	558
6:15	83	64	19	13:30	785	238	547
6:30	107	70	37	13:45	780	244	536
6:45	146	76	70	14:00	770	250	520
7:00	185	82	103	14:15	763	256	507
7:15	985	88	897	14:30	714	262	452
7:30	1710	94	1616	14:45	675	268	407
7:45	788	100	688	15:00	665	274	391
8:00	575	106	469	15:15	640	280	360
8:15	492	112	380	15:30	615	286	329
8:30	484	118	366	15:45	591	292	299
8:45	591	124	467	16:00	581	298	283
9:00	2523	130	2393	16:15	564	304	260
9:15	7783	136	7647	16:30	546	310	236
9:30	5148	142	5006	16:45	529	316	213
9:45	2955	148	2807	17:00	512	322	190
10:00	1920	154	1766	17:15	495	328	167
10:15	1430	160	1270	17:30	478	334	144
10:30	1230	166	1064	17:45	460	340	120
10:45	1034	172	862	18:00	443	346	97
11:00	980	178	802	18:15	437	352	85
11:15	1030	184	846	18:30	431	358	73
11:30	1130	190	940	18:45	425	364	61
11:45	1108	196	912	19:00	418	370	48
12:00	1080	202	878	19:15	412	376	36
12:15	985	208	777	19:30	406	382	24
12:30	886	214	672	19:45	400	388	12
12:45	837	220	617	20:00	394	394	0

Tabela II.16 - Teste de sensibilidade da rugosidade de canais adotando $n_s = 0.15$.

T_{ob} (s)	Q_{ob} (m ³ /s)	$Q_{0.005}$ (m ³ /s)	$Q_{0.01}$ (m ³ /s)	$Q_{0.02}$ (m ³ /s)	$Q_{0.03}$ (m ³ /s)	$Q_{0.04}$ (m ³ /s)
0	0.070	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
900	0.103	0.25176	0.22094	0.12916	0.10286	0.10238
1800	0.897	2.77110	2.68631	2.55131	2.42619	2.19854
2700	1.616	3.03057	3.02809	3.01911	3.00701	2.99195
3600	0.688	2.02124	2.05715	2.10858	2.14756	2.17958
4500	0.469	1.36839	1.39341	1.43163	1.46271	1.48983
5400	0.380	0.97901	0.99640	1.02302	1.04484	1.06407
6300	0.366	0.94411	0.94726	0.95331	0.95926	0.96517
7200	0.467	1.34672	1.32973	1.30542	1.28704	1.27198
8100	2.393	4.74011	4.65474	4.52626	4.42311	4.33378
9000	7.647	9.52664	9.44577	9.32189	9.22040	9.13102
9900	5.006	7.07908	7.13528	7.21442	7.27330	7.32102
10800	2.807	4.50940	4.56935	4.65941	4.73150	4.79370
11700	1.766	2.81389	2.86256	2.93606	2.99533	3.04687
12600	1.270	1.77674	1.81018	1.86139	1.90326	1.94007
13500	1.064	1.21141	1.23280	1.26570	1.29277	1.31669
14400	0.862	0.87935	0.89402	0.91645	0.93483	0.95104
15300	0.802	0.65754	0.66943	0.68730	0.70184	0.71451
16200	0.846	0.51614	0.52424	0.53674	0.54719	0.55642
17100	0.940	0.41279	0.41899	0.42854	0.43648	0.44352
18000	0.912	0.33091	0.33608	0.34400	0.35047	0.35618
18900	0.878	0.26648	0.27093	0.27770	0.28320	0.28801
19800	0.777	0.21990	0.22345	0.22894	0.23343	0.23740
20700	0.672	0.18052	0.18395	0.18909	0.19322	0.19681
21600	0.617	0.14746	0.15076	0.15562	0.15947	0.16278
22500	0.587	0.13247	0.13435	0.13739	0.13999	0.14231
23400	0.558	0.12482	0.12575	0.12740	0.12894	0.13039
24300	0.547	0.12328	0.12347	0.12394	0.12450	0.12512
25200	0.536	0.12691	0.12645	0.12592	0.12565	0.12552
26100	0.520	0.13690	0.13558	0.13378	0.13252	0.13154
27000	0.507	0.13711	0.13650	0.13543	0.13451	0.13368
27900	0.452	0.13075	0.13107	0.13129	0.13126	0.13110
28800	0.407	0.11862	0.11994	0.12163	0.12273	0.12350
29700	0.391	0.10564	0.10720	0.10945	0.11115	0.11253
30600	0.360	0.09129	0.09314	0.09580	0.09784	0.09955
31500	0.329	0.07851	0.08020	0.08274	0.08476	0.08650
32400	0.299	0.06772	0.06913	0.07133	0.07312	0.07470
33300	0.283	0.05801	0.05925	0.06118	0.06278	0.06420
34200	0.260	0.05028	0.05138	0.05308	0.05449	0.05574
35100	0.236	0.04302	0.04397	0.04545	0.04666	0.04774
36000	0.213	0.03777	0.03851	0.03971	0.04069	0.04157
36900	0.190	0.03404	0.03464	0.03561	0.03640	0.03710
37800	0.167	0.03090	0.03139	0.03218	0.03284	0.03343
38700	0.144	0.02793	0.02848	0.02927	0.02989	0.03043
39600	0.120	0.02523	0.02577	0.02658	0.02721	0.02776
40500	0.097	0.02258	0.02314	0.02397	0.02462	0.02518

Tabela II.17 - Teste de sensibilidade da rugosidade superficial, adotando $n_c = 0.025$.

T_{ob} (s)	Q_{ob} (m ³ /s)	$Q_{0.10}$ (m ³ /s)	$Q_{0.15}$ (m ³ /s)	$Q_{0.20}$ (m ³ /s)	$Q_{0.25}$ (m ³ /s)	$Q_{0.30}$ (m ³ /s)
0	0.070	0.0000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
900	0.103	0.1081	0.10322	0.08869	0.07176	0.05099
1800	0.897	3.7472	2.48958	1.63898	1.07799	0.70242
2700	1.616	3.2328	3.01340	2.65916	2.22573	1.79917
3600	0.688	1.9235	2.12916	2.12808	2.03306	1.92535
4500	0.469	1.1634	1.44779	1.53431	1.54947	1.55808
5400	0.380	0.7655	1.03434	1.16669	1.17440	1.22340
6300	0.366	0.7668	0.95629	1.09687	1.07526	1.18862
7200	0.467	1.3674	1.29571	1.34897	1.22164	1.40753
8100	2.393	6.2099	4.47251	3.46222	2.68320	2.59912
9000	7.647	10.6150	9.26923	8.07193	6.71611	6.14263
9900	5.006	6.7535	7.24561	7.33081	6.84001	6.94923
10800	2.807	4.0424	4.69700	5.12922	5.34009	5.50820
11700	1.766	2.4081	2.96691	3.41676	3.73920	3.99812
12600	1.270	1.4695	1.88313	2.29045	2.63735	2.89582
13500	1.064	0.9867	1.27973	1.57950	1.90805	2.13494
14400	0.862	0.6980	0.92598	1.16078	1.44702	1.63828
15300	0.802	0.5119	0.69487	0.87658	1.12517	1.29942
16200	0.846	0.3825	0.54216	0.69423	0.90212	1.13399
17100	0.940	0.2949	0.43265	0.56630	0.74127	0.97767
18000	0.912	0.2288	0.34736	0.46730	0.61848	0.85586
18900	0.878	0.1806	0.28056	0.39121	0.53185	0.74931
19800	0.777	0.1441	0.23127	0.33027	0.46222	0.68045
20700	0.672	0.1139	0.19124	0.29205	0.39582	0.60358
21600	0.617	0.0900	0.15763	0.25827	0.34661	0.54235
22500	0.587	0.0777	0.13873	0.23182	0.30179	0.47534
23400	0.558	0.0748	0.12818	0.21310	0.26847	0.46609
24300	0.547	0.0798	0.12421	0.20276	0.24709	0.43021
25200	0.536	0.0968	0.12576	0.20030	0.23359	0.38698
26100	0.520	0.1243	0.13311	0.19634	0.22102	0.33538
27000	0.507	0.1391	0.13496	0.19015	0.20574	0.28809
27900	0.452	0.1342	0.13130	0.17933	0.18891	0.25455
28800	0.407	0.1195	0.12223	0.16534	0.17155	0.22959
29700	0.391	0.1016	0.11035	0.15127	0.15676	0.20854
30600	0.360	0.0842	0.09687	0.13762	0.14474	0.19151
31500	0.329	0.0692	0.08379	0.12282	0.13341	0.17516
32400	0.299	0.0565	0.07226	0.10895	0.12128	0.15973
33300	0.283	0.0462	0.06201	0.09661	0.10969	0.14530
34200	0.260	0.0393	0.05381	0.08653	0.09925	0.13182
35100	0.236	0.0345	0.04607	0.07907	0.09307	0.12173
36000	0.213	0.0297	0.04021	0.07359	0.08686	0.11350
36900	0.190	0.0254	0.03602	0.06852	0.07986	0.10608
37800	0.167	0.0214	0.03252	0.06390	0.07442	0.09917
38700	0.144	0.0179	0.02959	0.06009	0.06958	0.09340
39600	0.120	0.0146	0.02691	0.05672	0.06571	0.08887
40500	0.097	0.0123	0.02431	0.05400	0.06224	0.08446

Tabela II.18 - Simulação com os hietogramas obtidos pelos diferentes métodos de separação da precipitação.

T_{ob} (s)	Q_{ob} (m ³ /s)	Q_{cte} (m ³ /s)	Q_{arb} (m ³ /s)	Q_{Mod} (m ³ /s)	Q_{var} (m ³ /s)
0	0.070	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
900	0.103	0.10511	0.05232	0.15914	0.07887
1800	0.897	1.90888	0.75402	1.10821	1.43087
2700	1.616	3.12835	1.65415	1.56635	2.49756
3600	0.688	2.48391	1.57731	1.28962	2.10349
4500	0.469	1.79281	1.22109	1.01465	1.54806
5400	0.380	1.34457	0.93917	0.83963	1.18325
6300	0.366	1.05753	0.86954	0.81754	1.11140
7200	0.467	1.57921	0.98451	1.60960	1.31225
8100	2.393	4.62971	2.63876	5.20831	3.11068
9000	7.647	7.59933	7.32377	5.71736	7.53474
9900	5.006	6.27795	6.90936	4.01953	7.30320
10800	2.807	4.22669	4.88175	2.52776	5.23136
11700	1.766	2.75646	3.31486	1.63136	3.58531
12600	1.270	1.83759	2.28262	1.13130	2.43573
13500	1.064	1.31691	1.63870	0.86906	1.70150
14400	0.862	0.98029	1.25634	0.69690	1.26739
15300	0.802	0.75913	1.03344	0.55177	0.96275
16200	0.846	0.60564	0.93943	0.44930	0.74804
17100	0.940	0.49276	0.93819	0.37979	0.60897
18000	0.912	0.40664	0.96989	0.30733	0.49902
18900	0.878	0.33387	0.93729	0.25456	0.41937
19800	0.777	0.27121	0.84028	0.20641	0.35478
20700	0.672	0.22315	0.69878	0.16694	0.31180
21600	0.617	0.18466	0.57000	0.16674	0.26716
22500	0.587	0.15244	0.48763	0.15776	0.23724
23400	0.558	0.12485	0.43689	0.13610	0.21803
24300	0.547	0.09928	0.42159	0.11886	0.20784
25200	0.536	0.07938	0.41429	0.09978	0.20356
26100	0.520	0.06383	0.39899	0.08628	0.19830
27000	0.507	0.05059	0.37310	0.07467	0.18859
27900	0.452	0.03951	0.35188	0.06475	0.17698
28800	0.407	0.03073	0.31804	0.05505	0.16269
29700	0.391	0.02489	0.28272	0.04659	0.14920
30600	0.360	0.02099	0.25102	0.03918	0.13628
31500	0.329	0.01829	0.23285	0.03231	0.12362
32400	0.299	0.01631	0.21524	0.02699	0.11019
33300	0.283	0.01470	0.19989	0.02290	0.10210
34200	0.260	0.01338	0.18582	0.01933	0.09322
35100	0.236	0.01199	0.17333	0.01564	0.08725
36000	0.213	0.01117	0.16210	0.01291	0.08121
36900	0.190	0.01038	0.15306	0.01094	0.07636
37800	0.167	0.00951	0.14498	0.00961	0.07187
38700	0.144	0.00846	0.13863	0.00866	0.06757
39600	0.120	0.00738	0.13291	0.00796	0.06393
40500	0.097	0.00695	0.12743	0.00732	0.06062

