

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS

**INTEGRAÇÃO DAS ESCALAS HIDROLÓGICAS
NAS SUB-BACIAS EMBUTIDAS DO RIO POTIRIBÚ, RS**

EDUARDO MARIO MENDIONDO

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

Porto Alegre, Junho de 1995

En memoria de
"sette" María
y María del Carmen;

dedicado a
Ariel,
Yani,
Fiore
y Marita.

APRESENTAÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Sanamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas, sob a orientação do Prof. Carlos Eduardo Morelli Tucci e Prof. Robin Thomas Clarke da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço aos brasileiros que, através de CAPES, Conselho de Aperfeiçoamento da Pesquisa e Ensino Superior, tornaram possível esta pesquisa. Este trabalho de dissertação teve inúmeros colaboradores, a quem faço os meus agradecimentos.

O Prof. Carlos E.M.Tucci, IPH-UFRGS, através do incentivo e apoio inestimáveis, orientou a cada momento o desenvolvimento desta dissertação. O Prof. Robin T. Clarke, IPH-UFRGS, através da sua co-orientação e convivência, contribuiu e guiou na metodologia aplicada. O Prof. Pierre Chevallier, ORSTOM-Montpellier, introduziu inicialmente à hidrologia de vertentes. Estes três professores, me encorajaram para responder em forma clara questões tais como o 'que', o 'como' e o 'onde' direcionar os problemas de escalas hidrológicas atuais.

Os coordenadores Prof. Marc P. Bordas e Prof. Raul Dorfmann, IPH, através do Projeto Potiribú, Processo CNPq 52147/93-9(NV), proporcionaram apoio técnico e financeiro nas campanhas experimentais e visitas periódicas às sub-bacias monitoradas. O Prof. Antônio Louzada, IPH, orientou-me nas experiências de campo. O Prof. Dennis Lettenmaier, University of Washington; Prof. A. Chehbouni, Jet Propulsion Laboratory/ORSTOM; Prof. Allan Hall, GEWEX Programme, e o Prof. Roy Sidle, Intermountain Research Station, Logan, guiaram-me amavelmente na bibliografia utilizada. O Prof. Alfonso Risso, IPH-CEPSRM, colaborou com as imagens satelitais. O Prof Carlos Andres Mendes Bulhões, IPH, contribuiu com discussões teóricas sobre aspectos de escala. O Sr Neldo Costa Beber, proprietário das terras do Anfiteatro, permitiu generosamente a realização das medições de campo. A Prefeitura de Pejuçara, RS, através de seus funcionários, ofereceu enorme ajuda no monitoramento e apoio logístico.

A equipe técnica do Serviço de Hidrometria e do Laboratório de Solos do IPH: César Gonçalves, Agustín Sánchez y Vacas, Paulo, Pedrinho, Bruno, Chicão e Raupp, através de sua dedicação, tornaram possível um eficiente trabalho de campo. As funcionárias do IPH: Lígia O. Campos, Nadir Solari, Janete Gaudério, Nelsi de Feijó, como também as bibliotecárias Jussara Barbieri, Jussara Silva e Betti, dedicaram esforços e incentivo pela pesquisa realizada.

O grupo de colegas do IPH: Luis C. Brusa, Ana Beatris, Prof. José D'Amico, Adolfo Villanueva, Eduardo S. Martins, Javier Tomassella, Andréa Germano, Jaildo Santos Pereira, Valmir Pedrosa, estiveram a par nesta pesquisa e contribuíram a cada momento nas discussões e idéias novas. Especialmente destaco a colaboração de Néstor Campana, Nilza dos Reis Castro, Fernando Genz, que estiveram constantemente colaborando e ajudando (desde a correção ortográfica até com o trado no campo), e, o mais importante, com os quais fiz uma profunda amizade da qual hoje me orgulho.

O grupo de amigos e colegas: Claudia Cazeneuve e Juan Santiago Ramseyer, Luciene Rodrigues, Verónica e Marcela, com os quais, através de uma enorme força e ajuda, foi possível conviver (e superar) as faces desta vida. Rubén Saravia, Carlos Destéfánis, Rubén Sagrera, Gustavo Ferreira e Pablo Cacik, da Asociación de Ingenieros en Recursos Hídricos de Santa Fe, Argentina, e os amigos Claudio Franzetti, Daniela Montagnini e Lucila Grand, lhes agradeço o apoio e amizade constante, a pesar da distância. Ao Dr. Francisco Cachapuz e Eng. Bruno Graziottin Velho, pela amizade e experiência nas situações correntes de engenharia.

Minha família: Mario, Gloria e Javier Menciondo, ao igual que Marta, Carlitos, Luciana, Malvina, Fabiana Zazzetta e família, deram seu exemplo de vida, a força e paciência constantes, dia após dia, ano após ano, e dos quais fico eternamente agradecido.

E, com o mais profundo de meu ser, te agradeço Marisa este amor, esta senda, esta vida...

RESUMO

O Ciclo Hidrológico é o principal ciclo de energia e matéria na Terra, do qual dependem as relações entre os seres vivos. A melhor compreensão dos processos, em todas as escalas de espaço-tempo deste ciclo, têm surgido como uma das prioridades urgentes a serem resolvidas. A representatividade e validade das variáveis envolvidas e a enorme diversidade de sub-processos acoplados dificultam a transferência de informação entre a micro e macro escala. Isto é hoje conhecido como 'problema de escala em hidrologia'.

A geração de escoamento é um dos processos onde são mais evidentes os problemas de escala. Na sua caracterização, estudam-se as bacias representativas e experimentais. Esta pesquisa direciona-se na micro e meso-escalas hidrológicas encontradas nas sub-bacias embutidas do Rio Potiribú, RS. Elas são representativas do Derrame Basáltico Sul-Riograndense, que cobre parte dos estados de Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, no sul do Brasil.

Na micro-escala é estudada uma vertente de cabeceira, sujeita a lavouras. A diversidade de fatores é relacionada de forma distribuída e multivariada. A amostra é composta por parâmetros da hidráulica sub-superficial, fatores pedo-geomorfológicos e limitantes agrícolas. A variabilidade espacial de parâmetros mostra-se dependente do desequilíbrio antrópico, existindo anisotropia com relação a declividade geral da vertente. A condutividade hidráulica saturada muda conforme o relevo e localização da amostra dentro da vertente. A representatividade espacial de parâmetros é diminuída ante a presença de terraços agrícolas.

Na meso-escala, utiliza-se uma abordagem concentrada, comparando respostas das sub-bacias embutidas desde a escala de microparcela de 1m^2 até uma bacia desenvolvida. Os limites de iniciação de escoamento e as áreas de contribuição são identificados. Os tipos de respostas características das sub-bacias são relacionados com fatores físicos e do ciclo cultural. A escala intermediária, bacia de segunda ordem, apresenta maior mistura de respostas. Na comparação inter-bacias, as vazões específicas e os coeficientes de escoamento têm mudanças sazonais. No entanto, quando as vazões máximas são relacionadas com volumes escoados, as sub-bacias mostram uma tendência regional. A dinâmica dos caminhos preferenciais e as evidências macroscópicas no campo permitem levantar as primeiras hipóteses integradoras sobre a geração de escoamento em sub-bacias embutidas do derrame basalto sulriograndense.

Palavras chave: *integração de escalas hidrológicas / geoestatística / bacias embutidas*

ABSTRACT

The Hydrologic Cycle is the main cycle of matter and energy in the Earth, on which living creatures depend. A better understanding of its processes, at all hydrological scales in space-time, has emerged as a priority. The representivness and validity of variables as well as the great diversity of coupled sub-processes, complicate information transfer between micro- and macro-scale. Today this is called the problem of scale in hydrology.

Runoff generation is one process in which scale problems are most evident. To represent it, experimental basins are studied at hydrological micro- and meso-scales. This work is performed in nested sub-basins of Rio Potiribú, RS. These basins are representative of the Sulriograndense basaltic plateau which covers states of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul, in Southern Brazil.

At the micro-scale, a headwater hillslope under crop is studied. Factor diversity is related in a distributed multivariate approach, with variates consisting of sub-surface hydraulic parameters, pedo-geomorphological factors and crop perturbation indicators. Anthropic disequilibrium influences parameter spatial variance and there is anisotropy related to headwater slope. Saturated hydraulic conductivity changes with topography as well as with hillslope context.

At the meso-scale, lumped approach is used. Nested sub-basins ranging from plot scale (1m^2) to developed basin are compared in terms of hydrologic responses. Both the runoff initiation thresholds as runoff contributing areas are identified. Physical and cultural factors influence the types of response. At the intermediate scale, a second order sub-basin shows greater complexity of responses. In inter-basin comparisons, maximum specific runoffs and runoff coefficients show marked seasonal changes. Nevertheless, when maximum is related to runoff excess volumes, sub-basins show a regional trend. The dynamics of hydrological pathways and field macroscopic evidence allow the postulation of preliminary integrating hypotheses about runoff generation in nested sub-basins of the South Brazilian basaltic fan.

Keywords: *hydrologic scale integration / geostatistics / nested sub-basin approach*

ÍNDICE

1. A NECESSIDADE DE "ESCALA" EM HIDROLOGIA	1
1.1 Introdução.....	1
1.2 Objetivos do trabalho.....	3
1.3 Organização do texto.....	5
2. ASPECTOS GERAIS DAS ESCALAS HIDROLÓGICAS	7
2.1 Fatores Condicionantes na Escala Hidrológica.....	7
2.1.1 Contexto histórico recente.....	7
2.1.2 Contexto disciplinar.....	9
2.1.2 Contexto conceitual.....	10
2.2 Escala: visão qualitativa.....	13
2.2.1 Discreto	14
2.2.2 Relativista	14
2.2.3 Dominante	15
2.2.4 Sistêmico	16
2.2.5 Complexidade	17
2.2.6 Transdisciplinar.....	18
2.3 Escala: visão quantitativa.....	19
2.3.1 Escala observacional e escala de flutuação.....	19
2.3.2 Hierarquias escalares.....	21
2.3.3 Invariância e transição escalar.....	22
2.3.4 Heterogeneidades naturais.....	24
2.3.5 Fontes e tipos de heterogeneidades.....	25
2.3.6 Visão tradicional e fractal das heterogeneidades.....	26
2.3.7 Heterogeneidades da paisagem.....	27
2.3.8 Micro e macro escalas gerais.....	30
3. CONCEITUAÇÃO DE ESCALAS HIDROLÓGICAS	33
3.1 Meso-escala, entropia e incertezas hidrológicas.....	33
3.2 Sensibilidade às condições iniciais.....	36
3.3 Universalidade das equações físicas de escoamento.....	37
3.4 Parâmetros constitutivos.....	39

3.5 Métodos para abordar os problemas de escala.....	41
3.5.1 Parametrização na micro-escala.....	44
3.5.2 Parametrização na meso-escala.....	47
3.5.3 Parametrização na macro-escala.....	48
3.6 Procura da conceituação e leis da meso-escala.....	52
3.6.1 Transição na meso-escala hidrológica.....	52
3.6.2 Transição escalar e transferência de informação.....	54
3.6.3 Vertentes como Áreas de Transição Escalar.....	55
4. HIPÓTESE INTEGRADORA DE PROCESSOS NA ESCALA DE VERTENTE (BACIA DE ORDEM ZERO)	59
4.1 Hipóteses de Horton	61
4.3 Hipóteses de Hewlett	62
4.3 Diversidade de processos nas vertentes naturais	63
4.3.1 Escoamentos internos.....	64
4.3.1.1 " <i>Piping</i> ".....	65
4.3.1.2 Fluxo através de macroporos.....	67
4.3.1.3 Escoamento de retorno e "efeito pistão".....	69
4.3.1.4 Intumescência da camada saturada.....	70
4.3.1.5 Escoamento superficial devido à saturação.....	71
4.4 Combinação dos mecanismos de geração de escoamento.....	72
4.5 Relação da bacia como um "todo": os caminhos preferenciais da água	75
4.6 Novo Contexto Histórico-Conceitual na Escala de Vertentes	79
4.7 Hipótese Integradora de Processos, ESIP.....	82
4.7.1 Novas questões.....	82
4.7.2 Funcionalidade.....	84
4.7.3 Proximidade.....	86
4.7.4 Transição Escalar.....	88
4.7.5 Contextos das Hipóteses Integradoras.....	88
5. SUB-BACIAS EMBUTIDAS DO RIO POTIRIBÚ.....	91
5.1 Introdução.....	91
5.2 Local	92
5.3 Geologia e solos.....	94
5.4 Clima.....	96
5.5 Coberturas primitivas.....	96

5.6	Coberturas e práticas atuais	97
5.7	Sub-bacias de estudo	99
5.8	Reconhecimento nas vertentes de cabeceira.....	102
6.	INTEGRAÇÃO NA MICRO-ESCALA HIDROLÓGICA.....	104
6.1	Introdução.....	104
6.2	Enfoque geoestatístico na <i>micro-escala</i>	105
6.2.1	Hipóteses iniciais.....	105
6.2.2	Campos estacionários e não estacionários.....	108
6.2.3	Área representativa elementar.....	109
6.2.4	Transição escalar e área representativa elementar.....	110
6.3	Parâmetros representativos.....	112
6.3.1	Condutividade hidráulica saturada, K_s	112
6.3.2	Varição de K_s com a profundidade, α	115
6.3.3	Saturação potencial, $\ln(\alpha/tg\omega)$	115
6.4	Aplicação na vertente do Anfiteatro (0,125 km ²).....	116
6.4.1	Determinação de K_s e α	118
6.4.2	Resultados iniciais.....	122
6.4.3	Análise multidimensional.....	125
6.4.4	Variogramas e correlogramas experimentais	129
6.4.5	Sub-grupos em função de " $K_s, \alpha, Dist$ ".....	133
6.4.6	Sub-grupos em função de " $K_s, \alpha, Dist, \ln(\alpha/tg\omega)$ ".....	136
6.4.7	Escala espacial e grau de não estacionariedade.....	140
6.4.8	Áreas representativas elementares.....	141
6.4.9	Indicadores da transição escalar.....	146
6.5	Representatividade dos resultados.....	147
7.	INTEGRAÇÃO NA MESO-ESCALA HIDROLÓGICA.....	152
7.1	Introdução.....	152
7.2	Bacias embutidas.....	154
7.3	Variáveis de estado.....	157
7.3.1	Uso e preparo do solo.....	158
7.3.2	Estado de umidade antecedente: IPa	167
7.3.3	Limites de iniciação de escoamento.....	168
7.3.4	Varição espacial da capacidade de escoamento.....	176
7.3.5	Fração de área contribuinte ao escoamento: APC	185

7.4	Variáveis de entrada-saída.....	196
7.4.1	Similaridades nos hidrogramas	196
7.4.2	Fatores condicionantes das similaridades	205
7.4.3	Variáveis características das similaridades.....	209
7.4.3.1	<i>P, LES, Q_{máx}, Área, "lag-time"</i>	213
7.4.3.2	<i>Q_{máx}, LES, Área, T_{pico}</i>	215
7.5	Relações físico-empíricas	218
7.5.1	Relações lineares.....	219
7.5.1.1	Vazão máxima reduzida, <i>Q_{msU}</i>	222
7.5.1.2	Localização temporal da vazão máxima, <i>T_{pad}</i>	227
8.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	229
8.1	Integração na micro-escala.....	229
8.2	Integração na meso-escala.....	230
8.3	Perspectivas através da Hipótese Integradora.....	231
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	234

ANEXO 1: Índice $\ln(a/tg\omega)$ como potencial de saturação

ANEXO 2: Estimativa de K_s através do método "auger-hole" inverso

ANEXO 3: Dissimilaridades através de MDS

ANEXO 4: Dados básicos de K_s , α , $\ln(a/tg\omega)$, Dist, zh

ANEXO 5: Estimativas de K_s nas simulações de chuva no Anfiteatro

ANEXO 6: Características dos eventos registrados (agosto/92 - setembro/93)

ANEXO 7: Rotina computacional KALFA

ANEXO 8: Rotina computacional SEMIVAR

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Escalas naturais e escala humana	7
Figura 2.2	Algumas escalas espaço/tempo relativas ao ciclo hidrológico	9
Figura 2.3	Domínios de variabilidade com dois sistemas de porosidade	15
Figura 2.4	Gráfico esquemático entre um comportamento de semelhança própria e de multi-escala	23
Figura 3.1	Mecanismos, sistemas e agregados	52
Figura 3.2	Representação conceitual da relação entre a informação hidrológica e o tamanho do elemento usado através de interpolações na topografia	54
Figura 3.3	Ligação entre os canais e águas subterrâneas a) na escala de vertente e bacia, e b) em macroescalas a nível regional	56
Figura 4.1	Caminhos preferenciais na geração de escoamento numa vertente. Visão macro e concentrada	60
Figura 4.2	Caminhos preferenciais mais prováveis de acontecer na vertente hidrográfica	64
Figura 4.3	"Piping" ativo identificado na bacia do Arroio Turcato, RS	65
Figura 4.4	Perfil de <i>terra roxa estruturada</i> com macroporosidade desenvolvida na vertente do Anfiteatro, RS	68
Figura 4.5	Hidrogramas de escoamento superficial e sub-superficial	69
Figura 4.6	Ocorrência de vários processos de escoamento com relação aos seus principais controis	72
Figura 4.7	Mecanismos de geração de escoamento a nível concentrado	74
Figura 4.8	Características do CPAS-1 na vertente do Anfiteatro, RS	76
Figura 4.9	Cabeceira de canal de primeira ordem na bacia do Arroio Turcato, RS	79
Figura 4.10	A resposta hidrológica ante uma entrada ao sistema, a) visão tradicional, b) visão integradora de sub-processos	83
Figura 5.1	Derrame Basáltico Sulino	93
Figura 5.2	Bacia do Rio Potiribú e sub-bacias embutidas	93
Figura 5.3	"Catena" típica das vertentes do Arroio Turcato, RS	95
Figura 5.4	Marcas do uso de fertilizantes devido ao escoamento superficial	98
Figura 5.5	Sub-bacias de estudo	100
Figura 5.6	Microparcela (a), Anfiteatro (b), Donato (c), Turcato (d)	101

Figura 6.1	Integração de efeitos na micro-escala hidrológica	104
Figura 6.2	Representação da abordagem da transição de escalas	111
Figura 6.3	Parâmetros representativos de meio	112
Figura 6.4	Representação gráfica do índice de saturação	115
Figura 6.5	Vertente do Anfiteatro e direções de amostragem	117
Figura 6.6	Método "auger hole" inverso	118
Figura 6.7	Toposequência do Anfiteatro	121
Figura 6.8	Valores de K_s , a) alinhamento longitudinal, b) alinhamento transversal da vertente do Anfiteatro	124
Figura 6.9	Relações a) K_s - α , b) K_s -Dist, no Anfiteatro	126
Figura 6.10	Semivariogramas para K_s , direções longitudinal e transversal, segundo i) modelo de Matheron, ii) modelo de Cressie	129
Figura 6.11	Semivariogramas para $\ln(K_s)$	130
Figura 6.12	Semivariogramas para (K_s/α)	130
Figura 6.13	Autocorrelogramas espaciais, a) K_s , b) $\ln(K_s)$, c) (K_s/α)	131
Figura 6.14	Semivariogramas cruzados K_s - α . Direções a) longitudinal, b) transversal da vertente	132
Figura 6.14'	Grupo de amostras através de K_s , α e Dist	135
Figura 6.15	Semivariogramas de $\ln(K_s)$ para os tipos de dados I, II-a, e II-b	136
Figura 6.16	Componentes principais para o Tipo II-b	139
Figura 6.17	Determinação de áreas representativas elementares através de um mecanismo multivariado de agrupamento	143
Figura 6.18	Variação de K_s com a área de montante no Tipo I	144
Figura 6.19	Variação de K_s com a área de montante no Tipo II-b	145
Figura 6.20	Transição escalar de K_s segundo diferentes grupos de dados	146
Figura 6.21	Precipitações no Anfiteatro, RS, durante a amostragem de K_s	147
Figura 7.1	Tendências de agrupamento nas simulações de chuva no Anfiteatro, RS	162
Figura 7.2	Variação temporal de K_s (a); relação de K_s com C para o ciclo de inverno com sub-solador e verão com grade (b)	166
Figura 7.3	Limites de geração $f(IPa)$ para a) Microparcela de $1m^2$, b) Anfiteatro	170
Figura 7.4	Limites de geração em função de IPa para a) Donato, b) Turcato	171
Figura 7.5	Dinâmica das áreas de saturação: a) vertente pertencente do Donato	172
Figura 7.5	Dinâmica das áreas de saturação: b) obstruções nos canais do Donato, c) padrão de voçoroca no canal do Donato	174

Figura 7.6	Limites de geração em função de Qbi para a) Donato, b) Turcato	175
Figura 7.7	Primer sub-período de análise do coeficiente de escoamento	179
Figura 7.8	Segundo sub-período de análise do coeficiente de escoamento	179
Figura 7.9	Terceiro sub-período de análise do coeficiente de escoamento	180
Figura 7.10	Quarto sub-período de análise do coeficiente de escoamento	180
Figura 7.11	Detalhe de áreas alagadas da bacia do Arroio Turcato, RS	181
Figura 7.12	Remoção dos horizontes superficiais no plantio da aveia (Anfiteatro)	181
Figura 7.13	a) Regimes de descarga com antecedência aos eventos chuvosos	183
Figura 7.13	b) atividade subterrânea prévia para diferentes condições de escoamento no Donato e Turcato	184
Figura 7.14	Detalhe de áreas de contribuição ao escoamento	185
Figura 7.15	Áreas de pastagem próximas às áreas ativas do Turcato, RS	189
Figura 7.16	Relação APC/Área Total no período 17/08/92 a 28/10/92 (a); e no período 01/01/93 a 24/03/93 (b)	191
Figura 7.17	Áreas baixas do Turcato, a partir de imagem satelital Landsat Tm-3,4, e 5	193
Figura 7.18	Vazões máximas específicas para o período a) 17/08-28/10/92, e b) 01/01-24/03/93	195
Figura 7.19	Representação de hidrogramas: a)Anfiteatro, b)Donato, c)Turcato	198
Figura 7.20	a) Relação entre C e APC	202
Figura 7.20	b) relação de APC com Qbi segundo o tipo de resposta e época do ano	204
Figura 7.20	c) idem 'b' indicando o coeficiente de escoamento, para a bacia do Turcato	204
Figura 7.21	Variáveis do processo chuva-vazão utilizadas no BHCP	205
Figura 7.22	Respostas da bacia em função dos processos das vertentes através de a) "lag time", e b) vazão máxima específica.	210
Figura 7.23	Domínios de geração de escoamentos e valores observados no Anfiteatro e Donato, RS, entre agosto/92 e julho/93	211
Figura 7.24	Relação de Qesp com Tpico para as três sub-bacias	212
Figura 7.25	Relação de Qesp e C para as três sub-bacia e tipos de respostas identificadas	214
Figura 7.26	Relação de QmsU com a área de captação	216
Figura 7.27	Relação entre QmsU e Tpad	218
Figura 7.28	Ajustes de (Tpico/Tbase) para a bacia do Turcato	223
Figura 7.29	Ajustes de (QmsU) para a bacia do Turcato	224
Figura 7.30	Contribuição sub-superficial em função do C médio, desde a microescala (Anfiteatro, 0,125 km ²) até a macroescala (Andorinhas, 563 km ²)	226

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Escalas: contextos iniciais	7'
Tabela 2.2	Exemplo da visão hierárquica dos sistemas hidrológicos	16
Tabela 2.3	Heterogeneidades tradicionais e fractais	27
Tabela 2.4	Tipos de heterogeneidades espaciais da paisagem	29
Tabela 2.5	Escalas espaciais, a partir da escala global	30
Tabela 2.6	Escalas espaciais significativas para diferentes disciplinas hidrológicas	31
Tabela 3.1	Estruturas universais / não universais no meio sub-superficial	37
Tabela 3.2	Resumo de métodos para estimar os valores médios na microescala hidrológica	47
Tabela 3.3	Dados requeridos para uma macro-modelação hidrológica	50
Tabela 3.4	Conceituação, domínios e heterogeneidades nos processos de escoamento	58
Tabela 4.1	Diversidade de processos de escoamento numa bacia vertente	63
Tabela 4.2	Tipos de escoamento em função do clima e do solo	74
Tabela 4.3	Exemplo das múltiplas características dos CPAS do Anfiteatro	77
Tabela 4.4	Contextos histórico e conceitual que levam ao novo desafio teórico da Hidrologia de Vertentes	80
Tabela 4.5	Tendências conceituais com relação à geração de escoamento num plano vertente	81
Tabela 4.6	Matriz contextual DHC da nova geração de hipóteses na Hidrologia Básica	89
Tabela 5.1	A integração de processos hidrológicos e sua relação com a representatividade, diversidade e transferencia de informação	91
Tabela 5.2	Características pedológicas da Bacia do Rio Potiribú	94
Tabela 5.3	Vegetação primitiva remanescente na Bacia do Potiribú	96
Tabela 5.4	Porcentagem de diferentes coberturas nas sub-bacias do Rio Potiribú	97
Tabela 5.5	Velocidade de infiltração da água em <i>latossolo roxo distrófico</i>	98
Tabela 5.6	Características das sub-bacias estudadas	102
Tabela 5.7	Postos pluviográficos do Arroio Turcato	102
Tabela 5.8	Características das cabeceiras do Arroio Turcato	103
Tabela 6.1	Representatividade espacial de Ks	114

Tabela 6.2	Valor médio de umidade no Anfiteatro	120
Tabela 6.3	Características dos parâmetros estudados	122
Tabela 6.4	Matriz de correlações para o conjunto de pontos	123
Tabela 6.5	Características de Ks segundo a direção	123
Tabela 6.6	Testes de hipóteses para a condutividade hidráulica saturada nas diferentes amostragens	125
Tabela 6.7	Ajustes da curva monotônica para a matriz de dissimilaridades obtida a partir das variáveis "Ks, α e Dist"	127
Tabela 6.8	Ajustes da curva monotônica para a matriz de dissimilaridades obtida a partir das variáveis "Ks, α , Dist, I e zh"	128
Tabela 6.9	Cargas e variância explicada, Vertente de Tipo I, segundo Ks, α , Dist	134
Tabela 6.10	Classificação de sub-grupos, variáveis Ks, α , Dist	134
Tabela 6.11	Classificação de sub-grupos, variáveis Ks, α , Dist, I e zh	137
Tabela 6.12	Matriz de correlações para dados menos influenciados pela ação agrícola (Grupos II e III, Tipo II-b)	138
Tabela 6.13	Ajustes da curva monotônica para os grupos de dados menos influenciados pela ação agrícola	138
Tabela 6.14	Explicação da variância para o Tipo II-b	139
Tabela 6.15	Escalas de correlação espacial J e valores de SE, para diferentes tipos de dados	140
Tabela 6.16	Estimativa da não estacionariedade (σ_L/σ_H)	141
Tabela 6.17	Transição escalar para valores de Ks do Anfiteatro	146
Tabela 6.18	Discontinuidade no processo de infiltração nas vertentes de cabeceira do Donato	147
Tabela 6.19	Varição de Ks segundo a macroporosidade	147
Tabela 7.1	Passos para a aplicação da Hipótese Integradora na meso-escala hidrológica em bacias representativas	156
Tabela 7.2	Relação entre processos, fatores e métodos na hidrologia de vertentes	157
Tabela 7.3	Variáveis e parâmetros representativos do estado das vertentes	158
Tabela 7.4	Coefficientes de cultivo para as culturas típicas da Bacia do Turcato	160
Tabela 7.5	Evapotranspiração potencial média diária para a Bacia do Turcato	160
Tabela 7.6	Simulações de chuva no Anfiteatro	160
Tabela 7.7	Características de chuvas simuladas sobre parcelas de 1m ²	163
Tabela 7.8	Tempo médio de imbibição para a primeira e últimas simulações e fatores de rugosidade-porosidade respectivos	163

Tabela 7.9	Índices de rugosidade-porosidade e de cultivo médios mensais	164
Tabela 7.10	Comparação de diversos índices de estado antecedente	167
Tabela 7.11	Diferenças nas precipitações 1992-1993 entre maio e outubro	184
Tabela 7.12	Valores de área contribuinte	187
Tabela 7.13	Taxas de crescimento da APC com a precipitação e limites superiores de área de contribuição.	190
Tabela 7.14	Hidrogramas reduzidos para as sub-bacias do Arroio Turcato	197
Tabela 7.15	Explicação da variância através de AFC para o grupo de variáveis observadas no Anfiteatro, Donato e Turcato	206
Tabela 7.16	Velocidade de resposta unitária(Qesp/LES) média	217
Tabela 7.17	Características das tormentas analisadas	221
Tabela 7.18	Relações lineares ajustadas para QmsU e (Pico/Tbase) para o Anfiteatro, Donato e Turcato	221

LISTA DE SÍMBOLOS E VARIÁVEIS

- a: área a montante de contribuição por unidade de largura; m^2/m
- APC: áreas parciais de contribuição ao escoamento; %
- c_{EM} : erro de medição pertinente à escala de observação da variável regionalizada $Z(s)$; Z^2
- C: coeficiente de escoamento: LES/P ; %
- $C(0)$: variância de $Z(s)$; Z^2
- $C(h)$: função da variância espacial; Z^2
- D: escala da REA, $l_{min} \ll D \ll l_{máx}$; [L]
- Dist: distância horizontal entre a amostra e obstáculo superficial mais próximo; m
- ETPd: evapotranspiração média diária a partir da Penman-Monteith; mm/d
- $g\{s(\mathbf{x},t): \theta(\mathbf{x}):i(\mathbf{x},t)\}$: resposta hidrológica na micro-escala, dadas as entradas $i(\mathbf{x},t)$ e governada pelos parâmetros $\theta(\mathbf{x})$ que variam espacialmente e influem nas variáveis de estado $s(\mathbf{x},t)$;
- $G\{S(\mathbf{x},t): \Theta(\mathbf{x}):I(\mathbf{x},t)\}$: resposta hidrológica na macro-escala;
- h: distância de separação entre variáveis regionalizadas $Z(h)$; m
- $h_s[.]$, $h_\theta[.]$, $h_i[.]$: operadores que estabelecem a relação entre micro e macro escala das variáveis de estado, os parâmetros físicos e as entradas ao sistema;
- H: função de informação, entropia de Shannon, [.]
- I: índice de Beven e Kirkby; $\ln[m^2/m]$
- I30adi: relação (I_{max30} / I_m)
- Ic: índice de cultivo; [.]
- I_m : intensidade média de precipitação durante a tormenta; mm/h
- I_{max30} ; I_{max60} : intensidades máximas em 30, 60 minutos; mm/h
- I_r : índice de rugosidade-porosidade; [.]
- I_{Pa} : índice de precipitações antecedentes; mm
- J: escala de correlação espacial de Z^2 ; m
- K_s : condutividade hidráulica saturada; mm/h
- l_{min} : escala espacial das componentes variando rapidamente; [L]
- l_{max} : escala espacial das componentes variando lentamente; [L]
- "lag-time": tempo de retardo entre o máximo intervalo do chuva e o pico do hidrograma; min
- LES: lâmina de excesso superficial: componente rápida do hidrograma; mm
- Limb: lâmina de imbibição; mm.
- ne: parâmetro das equações de movimento em fluxo sub-superficial;
- N: número inicial de variáveis regionalizadas VR
- $N(h)$: número de VR separadas uma distância 'h'
- P: precipitação; mm

Qesp: vazão máxima específica : $Q_{mt}/Área$; litros/seg/km² ou mm/h
Qfim: vazão total instantânea no fim da componente rápida, LES, do escoamento; litros /seg
Qmt: vazão máxima total do hidrograma; litros /seg
QmsU: (Q_{mt}/LES); litros/seg/mm
r: taxa de crescimento das áreas de contribuição com a precipitação; ha/mm
ro*: similaridade entre amostras, [.]
SE: erro na estimativa da escala de correlação J; % ($= 3.J/(2.Δ)$)
tan(ω): declividade média superficial; m/m
TE(N;λ)_{ro*}: $(-∂H/∂ro)$ _{ro*} ; dado um nível de similaridade ro*, transição escalar de N pontos iniciais distribuídos espacialmente, representados por suas variáveis λ iniciais; [.]
Tpad: relação entre tempo do pico e tempo do base no hidrograma observado; [min/min]
Tabase: tempo de base do hidrograma; min
Tpico: tempo ao pico; min
W(s): processo estacionário intrínseco, com mudança gradual na escala média do campo 's'.
(xi-xo), (yi-yo): componentes longitudinal e transversal da distância entre a amostra e a foz da vertente; m.
zh: profundidade estimada dos horizontes superficiais da vertente; m.
Z(x): variável regionalizada
α: variação de Ks com a profundidade; cm⁻¹
βe: parâmetro da equação de movimento no escoamento sub-superficial;
ε: relação (lmin/Lmáx); [.]
ε(s): ruído branco da VR
Δ: discretização espacial entre as amostras; m.
φ (x,t), χ(x), ψ(x,t): campos de parâmetros espaço-temporais que caracterizam a heterogeneidade de s(.); θ(.); e i(x,t) através dos parâmetros básicos de fisiografia, climatologia, etc.
γ(h): função teórica do semivariograma, Z²
γ*(h): semivariograma experimental; Z²
γZ(s): variância da VR no campo 's', formada pela soma de γW(s), γ(s) e cEM
η (s): processo estacionário na micro-escala do campo 's'
λ_{ro*}ⁱ: parâmetro 'i', assumida como VR, e 'concentrada' para um grau de similaridade ro*
μ (s): estrutura determinística com uma variação no campo 's' numa escala maior
θ: umidade do perfil do solo; m³/m³
ρ (h): função de autocorrelação para a VR no campo espacial 's'
σ_H/ σ_L: grau de não estacionariedade da VR;
σ_Z² : σ_H²+ σ_L²; variância de VR

LISTA DE ABREVIATURAS

AD:	Adveção diferencial
ABRACOS:	Anglo-Brazilian Climate Observation Study
A-MHM:	Atmosphere - Mesoscale Hydrologic Model.
ATE:	Área de Transição Escalar
BAHC:	Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle.
BHCP:	Balanço Hídrico a Curto Prazo
CLC:	Camada Limite Convectiva.
CPAS:	Caminho Preferencial de Água Superficial
EI:	Escoamento interno (Hewlettiano)
ESI:	Escoamento superficial através de um mecanismo de Infiltração (Hortoniano)
ESIP:	Escoamento Superficial devido a uma Integração de Processos
ESS:	Escoamento Superficial sobre áreas Saturadas (Dunniano)
FIFE:	First ISLSCliP-(International Satellite Land Surface Climatology Project)-Field Experiment.
GCM:	General Circulation Model.
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment.
HAPEX-MoBilHy:	Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment and Modelisation du Bilan Hydrique
H I:	Hipóteses Integradoras (de processos)
IGBP:	International Geosphere-Biosphere Program.
LAI:	Leaf Area Index
LFV, HFV:	Low, High Frequency Variation
MAP, MAV:	Modelo de Área Parcial, Variável
MdD, MdE	Modelo de desagregação Determinística, Estocástica
MfA:	Modelo físico de Agregação.
mE, mH, mHG:	método Estocástico, de Homogeneização, Hidrodinâmico Geralizado
MHM:	Macroscale Hydrologic Model.
MSCM:	Multi-Scale Computation Method
NRC:	National Research Council
PED:	Padrão de Escoamento Difuso
REA, REV:	Representative Elementar Area, Volume
SVATs:	Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes.
VR:	Variável Regionalizada

1. NECESSIDADE DE "ESCALA" EM HIDROLOGIA.

1.1 Introdução

Em 1959, Ven Te Chow¹ definia a Hidrologia como "...a ciência que trata da água na Terra, sua ocorrência, circulação e distribuição, suas propriedades físicas e químicas, e sua relação com o meio ambiente, incluindo sua relação com as formas vivas...". Em 1990, o National Research Council² (Estados Unidos), ressalta no seu relatório que "...para estabelecer a identidade da Hidrologia como ciência levantada por Chow, deve-se estudar os processos físicos, químicos e biológicos do ciclo continental de água em todas as escalas e as características temporais e espaciais do balanço hídrico global e suas partes...". Assim, dentre as cinco prioridades científicas que o NRC ressalta em Hidrologia, aparece a escala dos processos dinâmicos, isto é, a dificuldade de transferência de processos que ocorrem em intervalos espaço-tempo diferentes.

Por outro lado, o Programa Ambiental das Nações Unidas indica que durante a última década têm havido um crescente interesse na melhor representatividade dos processos hidrológicos da superfície terrestre pelos modelos globais e/ou climáticos. Dentro dos modelos climáticos, a biosfera não é bem descrita e os processos hidrológicos são um dos aspectos piores representados, o que leva a uma maior ênfase na suas pesquisas.

Assim, o desafio de entender as interações através de uma ampla diversidade de fenômenos e escalas exige da comunidade científica uma nova era de colaboração, na qual a ação conjunta de hidrólogos, meteorólogos, agrônomos e ecologistas evite os estudos isolados e convirja para estudos verdadeiramente interdisciplinares. Meteorologistas trabalham freqüentemente com escalas espaciais entre 100 e 150 km ou maiores; os hidrólogos numa escala de ordem de magnitude menor; os ecologistas e os profissionais das ciências do solo desenvolvem sua pesquisa em escalas próximas a 1 km ou menos. Entretanto, existe um vazio conceitual que ligue as diferentes escalas de atuação e, assim, do ciclo hidrológico completo.

Dentro da necessidade de integrar várias destas conceituações, a pesquisa interdisciplinar atual coloca a ênfase nos estudos experimentais em áreas comuns. Em geral, estas áreas são representativas dos maiores biomas no mundo e, sobretudo, daqueles chamados ecossistemas de transição, onde possa-se capturar a maior diversidade de processos físicos, químicos e biológicos, incluindo muitas vezes a participação do homem.

¹: CHOW, V.T., 1959. *Handbook of applied hydrology*. New York: McGraw Hill.

²: EAGLESON, P., 1990. Opportunities in hydrological sciences. *IAHS Newsletters*, n.40, Set.

Desta maneira, todas as geociências iniciaram a década dos noventa com novos desafios disciplinares. O principal deles é contribuir para uma unificação dos conceitos que permitam retratar todos os processos dentro de uma escala global e planetária. O Ciclo Hidrológico é de fundamental importância neste contexto, pois os processos hidrológicos atuam acoplados com outros ciclos fundamentais de energia e matéria, num grande intervalo de escalas espaciais e temporais.

É importante salientar que as experiências de campo têm sempre uma abrangência tal que nos permitem dividir os processos estudados conforme variações locais, fenômenos de transição e processos estruturais numa escala regional. Esses processos são condicionados pelas suas heterogeneidades. Destas últimas podemos extrair qual é o grau de variação do fenômeno, qual sua dispersão no espaço e o seu comportamento frente a influências externas, sejam estas provenientes do ciclo natural ou de desequilíbrios introduzidos no sistema que, as vezes, são antrópicos.

Assim, um dos objetivos das pesquisas relacionadas com os problemas de escala é determinar qual é a área representativa apropriada de uma variável hidrológica, que identifique a escala do processo natural. Esta representatividade vem condicionada tanto de sua magnitude como de sua variabilidade. Estas últimas dependem do uso prático desta variável, mas também de como as perturbações ocorridas na escala pontual são logo integradas na escala de espaço e de tempo, para dar um padrão concentrado. Desta maneira, uma vez encontradas as variáveis explicativas numa escala, o passo seguinte é encontrar as funções de transferência para as escalas maiores ou menores.

Surge assim a primeira questão: uma escala maior ou menor é simplesmente uma medida espacial que nasce de um conceito puramente geométrico, ou na medida que muda o tamanho de área, as novas e as velhas complexidades do sistema introduzem heterogeneidades de tal maneira a permitir-nos ver o espaço físico como um lugar da integração dos processos? Esta integração de processos é função das condições iniciais, da relação entre variáveis estudadas e da forma com que a informação contida nas escalas menores é transferida às escalas maiores e viceversa.

Como até hoje não existe uma teoria para concentrar processos distribuídos em hidrologia, um grande número de trabalhos recentes têm examinado os efeitos da variabilidade espacial dos parâmetros nas vertentes hidrográficas naturais e as respostas das bacias de captação. Muitos destes estudos têm concluído que não é possível definir um único valor de um parâmetro efetivo para reproduzir as respostas de um padrão espacialmente variável e que afeta vários níveis de escalas. Segundo *Beven*(1989) a razão principal é que um parâmetro único não pode reproduzir a

heterogeneidade incluída nas respostas obtidas através da variabilidade das características da bacia de captação. Isto sugere que é difícil -senão impossível- o uso de equações tradicionais numa escala muito pequena como a escala da célula elementar. Esta discretização usada nos modelos ditos de parâmetros distribuídos deve agregar outro tipo de equações para descrever tais heterogeneidades. Assim, por exemplo o escoamento numa escala pequena como a de um macroporo "tende a se integrar" sobre alguma variabilidade inerente a essas escalas menores, diferentes das encontradas nas escalas próximas de uma bacia de captação.

Surge assim a segunda questão. A conceituização física usada tradicionalmente na Hidrologia Básica é realizada para retratar um processo numa única escala . Não seria mais promissor situar-se naquelas escalas que sejam "representativas" tanto da região (macro-estrutura) como da física intrínseca do meio (micro-estrutura), que apresentem a maior "diversidade" de processos naturais e observar como acontece a "transição" de informação entre escalas espaço/tempo adjacentes?

Por um lado, isto melhoraria as estimativas dos parâmetros nas bacias com dados insuficientes e serviriam para transferir as informações comuns escalarmente. É evidente que este tipo de enfoque pode encontrar-se na meso-escala, onde existe o maior interesse da comunidade meteorológica para desagregar dados de modelos globais e, por outro, onde existe também um interesse em agregar os processos descritos nas ciências dos solos. Desta forma, a meso-escala pertencente às "bacias representativas", capturam a informação que liga os níveis mais distantes do ciclo hidrológico: a micro e a macro-escala.

1.2 Objetivos do trabalho

É muito comum hoje em dia escutar a frase dita de "problema de escala"; no entanto não é comum encontrar respostas apropriadas para essa frase ampla e com abrangência em todas as geociências. Perguntas como "que", "onde" e "como" abordar este problema tornam-se necessários. Frente a este marco, numa fase preliminar, é preciso:

- introduzir aspectos metodológicos para estudar a hidrologia na micro, meso e macro-escala, levando em consideração os elementos quantitativos e qualitativos que se reúnem em torno ao conceito de "escala"; isto pode ser realizado a partir de uma visão comparativa das diferentes abordagens disciplinares existentes, o contexto histórico e o contexto conceitual;
- apresentar Hipóteses Integradoras plausíveis das escalas hidrológicas e os contextos em que se desenvolvem, a partir de um processo característico e numa unidade básica de análise: a geração de escoamento na vertente hidrográfica, ou bacia de ordem zero;

Na vertente hidrográfica, os fatores tais como solo, clima, topografia, vegetação e homem interagem de forma ampla, na qual estão presentes as características de representatividade, diversidade e transferência de informação dos processos. Na escala de vertente é comum encontrar a combinação da estruturalidade intrínseca na micro-escala e a funcionalidade de um sistema concentrado, respondendo ante a interação de entradas e variáveis de estado.

A nível de vertente existe uma alta "diversidade" de sub-processos hidrológicos, altamente dinâmicos e não lineares e que caracterizam uma escala intermediária, sujeita a uma interação de três domínios: atmosfera, solo e curso de água. Esta "transição" caracteriza as áreas passivas, sem escoamento significativo, e as áreas de transporte da rede de drenagem.

Neste trabalho, a "representatividade" é avaliada nas sub-bacias embutidas do Rio Potiribú-RS, que são monitoradas desde 1989 através de um projeto conjunto entre ORSTOM (Instituto Francês de Pesquisa Científica para o Desenvolvimento em Cooperação) e o Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Estas bacias são representativas do Derrame Basáltico Riograndense, que conta com uma extensão de 230000 km², cobrindo a parte leste dos estados do Paraná, Santa Catarina e a região norte do Rio Grande do Sul. As áreas monitoradas no projeto envolvem áreas desde uma escala de parcela experimental de 1 m² até uma escala sub-regional de 563 km², com as bacias menores embutidas dentro das bacias maiores. Existe uma forte agricultura na região que condiciona a cobertura e as respostas hidro-sedimentológicas em todas as escalas. Assim, para introduzir as relações físicas nos processos de chuva-vazão é indispensável realizar uma correta avaliação de como essas respostas mudam as suas características nas diferentes áreas de captação.

Desta maneira, a segunda parte deste trabalho concentra-se no retrato do processo chuva-vazão e seus fatores condicionantes em três bacias embutidas do Projeto Potiribú: Anfiteatro (0,125 km²), Donato (1,1 km²) e Turcato (19,5 km²). Este resgate da meso-escala como o nível fundamental implica:

- identificar a heterogeneidade de uma vertente de cabeceira, através de uma abordagem distribuída para levar em conta os efeitos da estruturalidade geofísica própria da micro-escala por meio de uma análise da variabilidade espacial de parâmetros sub-superficiais, características hidráulicas, pedo-geomorfológicas e de uso do solo, e como estes fatores mudam conforme sua posição relativa no plano vertente e o grau de intervenção antrópica;
- a partir da Hipótese Integradora, explorar o conceito de "transição escalar" entre o nível distribuído e o nível concentrado, mantendo os graus de similaridade entre os pontos

distribuídos no espaço e respeitando a natureza multivariada dos fatores atuantes sobre a vertente;

- explorar a funcionalidade na meso-escala hidrológica, comparando as respostas de três sub-bacias embutidas por meio de uma abordagem concentrada, através da descrição da "realidade" encontrada nos registros pluviográficos e fluviométricos desde a escala de vertente até a escala de bacia hidrográfica de ordem maior;

São estudados eventos chuvosos monitorados encontrando indicadores empíricos e com uma visão sistêmica que resgate os parâmetros das entradas, saídas e diferentes estados de umidade. Os dados utilizados são fundamentalmente de precipitação e vazão, parâmetros indicadores da evapotranspiração média diária e parâmetros de uso e preparo do solo segundo a época do ano.

1.3 Organização do texto

Este trabalho pode dividir-se em duas partes. A primeira, formada pelos Capítulos 2, 3 e 4, aborda os aspectos teóricos das escalas hidrológicas. Esse marco metodológico traça um roteiro coerente que permita o enunciado de uma integração espaço-tempo dos processos naturais.

O Capítulo 2 apresenta de forma geral os três contextos condicionantes do problema de escala, o histórico, o disciplinar e o conceitual, assim também como uma dialética dos aspectos quali e quantitativos que influem na identificação, estudo e aplicação prática nos problemas de escala.

O Capítulo 3, já restrito à disciplina hidrológica, enfoca inicialmente o contexto conceitual por meio das incertezas nas previsões, a universalidade das equações de fluxo, a sensibilidade do sistema às condições iniciais e os parâmetros constitutivos relativos à escala de análise. Identificam-se os métodos para abordar os problemas nas diferentes escalas. Logo, destaca-se a necessidade da conceituação da meso-escala hidrológica e evidencia-se às bacias de ordem zero como as Áreas de Transição Escalar.

Para apresentar as características de "diversidade" e de "transição escalar" das áreas elementares, o Capítulo 4 trata do contexto histórico no qual se desenvolveu a ciência hidrológica durante este século. A ênfase é dada nas contribuições teóricas dos múltiplos mecanismos de escoamento na vertente, desde uma visão de superfície de separação do início do século para alcançar hoje em dia uma visão de superfície de integração dos processos.

A segunda parte, é formada pelos Capítulos 5, 6 e 7. No Capítulo 5 apresentam-se as sub-bacias embutidas do Rio Potiribú, RS, as suas características fisiográficas e o monitoramento das variáveis hidrológicas.

O Capítulo 6 apresenta a estratégia usadas na micro-escala, através de um nível distribuído, aplicado na sub-bacia de Anfiteatro. Dada diferentes grupos de variáveis, é apresentada a análise geostatística correspondente e uma aplicação do conceito de Transição Escalar. A análise é discutida ante a representatividade dos resultados.

O Capítulo 7 retrata a observação da meso-escala hidrológica nas sub-bacias do Anfiteatro, Donato e Turcato. São relacionados as variáveis de entrada e saída, junto aos indicadores do estado de umidade das bacias e do uso e preparo do solo por técnicas agrícolas.

O Capítulo 8 apresenta as conclusões deste trabalho e as propostas para pesquisas posteriores com relação às multi-escalas hidrológicas em bacias representativas.

2. ASPECTOS GERAIS DAS ESCALAS HIDROLÓGICAS

Para abordar os problemas de escala são necessários retratar os seus fatores condicionantes, os seus aspectos qualitativos e as ferramentas quantitativas que permitem a estimativa das variáveis e parâmetros nas diferentes escalas. No Tabela 2.1 é apresentado um roteiro metodológico para estudar as micro e macro-escalas gerais em Hidrologia, com ênfase na escala de vertente. Este fluxograma organiza as três características comuns a todas as disciplinas das geociências que lidam com o problema de escala que são a: i) representatividade, ii) diversidade e iii) transferência de informação.

2.1 Fatores condicionantes na Escala Hidrológica

Os fatores condicionantes das escalas hidrológicas são caracterizados pelos seguintes contextos: disciplinar, histórico e conceitual, denominados de Matriz DHC.

2.1.1 Contexto histórico recente

O problema de escala na ciência não é recente. Já o filósofo grego Zenão tinha postulado a mais de dois mil anos atrás cinco paradoxos sobre os problemas nas escalas espaço-tempo, que ainda continuam criando controvérsia (Ray, 1991). Os problemas enumerados por Zenão apareceram em muitas áreas, desde a biologia e química, passando pela física, até a cosmologia (Figura 2.1).

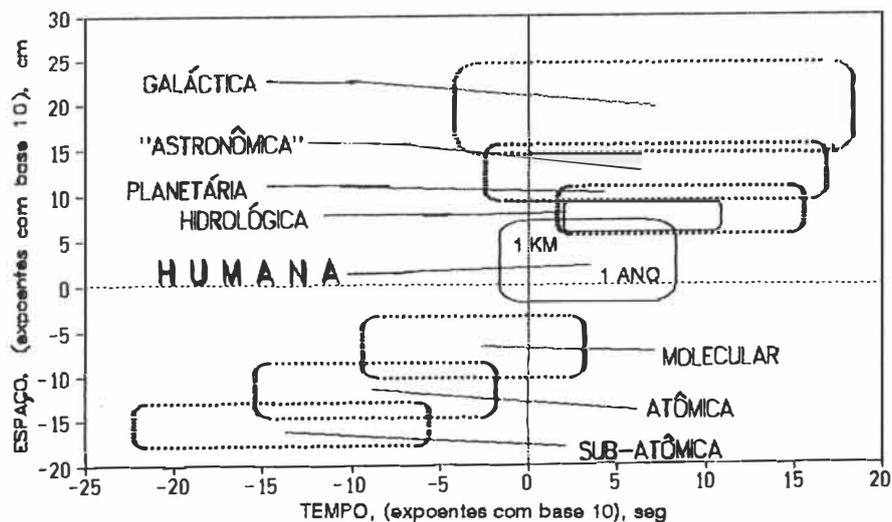


Figura 2.1 Escalas naturais e escala humana (Klemes, 1983).

Tabela 2.1 ESCALAS: CONDICIONANTES INICIAIS

CONTEXTOS		
DISCIPLINAR	CONCEITUAL	HISTÓRICO
<p>Representação</p> <p>Diversidade,</p> <p>Transferência de informação</p> <p><i>Acople Holístico em {X, T}</i></p>	<p>* Incertezas,</p> <p>* Sensib.Condições Iniciais,</p> <p>* Universalidade,</p> <p>* Parâmetros Efetivos</p> <p><i>Dialética de aspectos Quali e Quantitativos</i></p>	<p>* Hortonianas →ESI</p> <p>* Hewlettianas →Ei</p> <p>* Dunnianas →ESS</p> <p>* Caminhos Preferenciais e Integração de Processos →ESIP</p> <p><i>Vertentes ou encostas (bacias de ordem zero)</i></p>

ASPECTOS QUALITATIVOS

*Discreto, *Relativista, *Dominante, *Sistêmico,
* de Complexidade, * Transdisciplinar

ASPECTOS QUANTITATIVOS

ESCALAS	HIERARQUIAS	HETEROGENEIDADE
<p>*Observacional, * de Flutuação</p> <p><i>Área de Estudo, Escala de Integração</i></p>	<p><u>do Sistema:</u> <i>estrutural / funcional</i></p> <p><u>da Informação:</u> <i>contínua / discreta</i></p> <p style="text-align: center;">↓</p> <p>* FUNCIONALIDADE</p> <p>* TRANSICÃO ESCALAR</p> <p>* PROXIMIDADE</p>	<p><u>Fontes:</u> <i>Variabilidades / Discontinuidades / Processos</i></p> <p><u>Parametrização:</u> <i>determinística / estocástica; concentrado / distribuído; empírico / conceitual;</i></p> <p><u>Tipos:</u> <i>tradicional / fractal;</i></p> <p><i>parcelas naturais / intra-parcelária</i></p>

A maioria desses problemas de escala ficaram “confinados” às disciplinas que o estudaram devido a falta de interdisciplinariedade que caracteriza a ciência moderna até meados do século XIX. No início do século XX, com a aparição da Teoria da Relatividade e Mecânica Quântica, Einstein deixa a luz do dia as conseqüências do espaço-tempo em várias escalas, que não reconhecem “fronteiras disciplinares” e cuja aparição nos problemas práticos é mais freqüente do que se imaginava até então.

Assim, nos últimos cento e cinqüenta anos, as geociências em geral consolidam as suas disciplinas e, entre elas, a Hidráulica e Hidrologia. Na primeira metade desse século, a Hidrologia concentra-se na definição, em grande parte empírica e qualitativa (Tucci,1993), de processos individuais. A partir de 1960, com a Simulação Hidrológica, vários processos foram representados interagindo em parte do Ciclo Hidrológico, com o objetivo de obter, principalmente, o hidrograma na saída da bacia. Já na década seguinte e até a metade dos anos oitenta, Abbott (1992; p.251) expressa que a ênfase da modelação se focalizou num "slogan":

"...fazer o nosso mundo mais acessível através dos modelos..."

através de linguagens matemáticas apropriadas. No entanto, desde a segunda metade dos anos oitenta, ocorreu uma mudança na visão do uso dos modelos hidrológicos, sendo levantado, segundo o próprio Abbott, para:

"...fazer que os modelos sejam mais acessíveis dentro de nosso mundo...".

Segundo Abbott, esta última mudança deve-se, por um lado, à popularização dos sistemas computacionais que permitiram uma maior interface homem-máquina. Por outro lado, esta mudança abrupta transformou-se mais numa "re-empacotagem" do conhecimento existente até então do que uma "re-conceituação" do mesmo, favorecendo mais o aumento do meio tecnológico em detrimento do avanço e da conceituação em vários ramos da ciência.

É claro que isto teve as suas repercussões na hidrologia, que foi evidenciado em diversos artigos, por Dooge(1986), Klemes(1986) e Beven(1987). Na maioria dos trabalhos, os autores consideram que o passo seguinte na modelação hidrológica é desenvolver técnicas para obter melhores estimativas do escoamento em bacias sem dados observados, ligando os parâmetros dos modelos e as características físicas das bacias, com base em mapas, e validando com dados experimentais. Segundo Song e James(1992), este avanço têm sido difícil devido à heterogeneidade natural presente em todas as bacias. Assim, o escoamento é gerado através das diferentes interações de vários processos: interceptação, retenção superficial, infiltração, evapotranspiração, etc. Cada processo varia de forma espacial em função de parâmetros

dependentes das características físico-químicas, vegetação, topografia, e das alterações provocadas pelo homem (Figura 2.2).

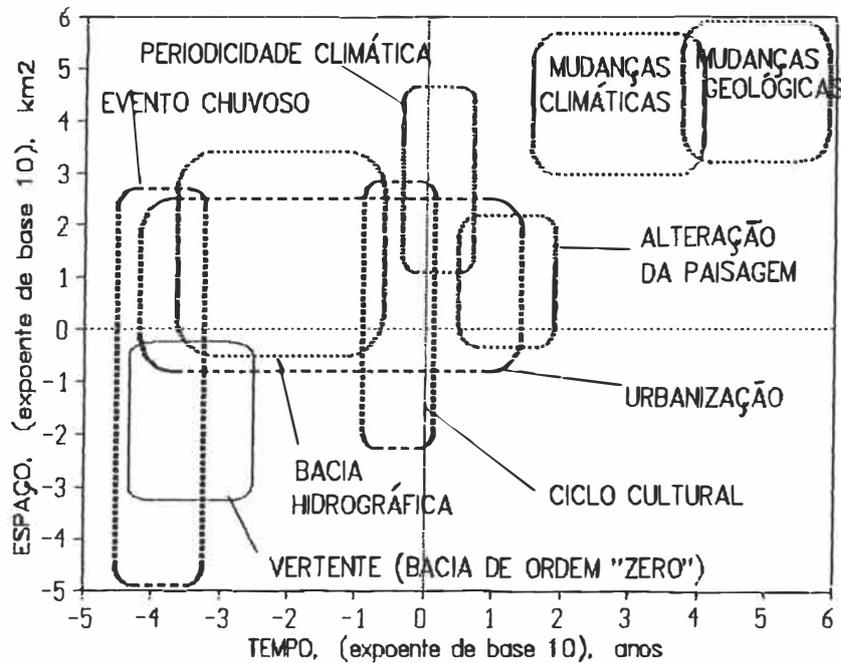


Figura 2.2: Algumas escalas espaço/tempo relativas ao ciclo hidrológico.

O processo de escoamento atua interligado e abrangendo as multi-escalas do ciclo hidrológico. Ao aumentar a escala espacial, do ponto até as grandes áreas, a geração do escoamento chega a ser menos sensível às variações pontuais. Dentro desta complexidade, o hidrólogo precisa encontrar a "escala do processo", definida como sendo o tamanho de uma unidade ou sub-bacia dentro da qual a resposta hidrológica às entradas pode ser tratada como homogênea (Song e James, 1992). Esta escala não deve ser muito pequena, para ser dominada pelas características locais, nem tão grande para ignorar a heterogeneidade significativa causada pelas variabilidades espaciais.

2.1.2 Contexto disciplinar

No âmbito das Geociências existem duas grandes áreas onde são tratados os problemas de escala dos processos naturais: i) as ciências que tratam com a cobertura terrestre e ii) as ciências atmosféricas. Nas primeiras se desenvolveram a maior quantidade de novas tecnologias para

melhorar o entendimento dos processos endógenos terrestres, e hoje existe uma profunda preocupação para acoplar esses processos diferentes em várias escalas (*Torgersen, 1994*). Por outro lado, as ciências atmosféricas têm recolhido, neste século, a maior parte da sua teoria científica. As previsões meteorológicas viram-se favorecidas com o uso de radar, sondas, técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas, SIG, que colaboram na aquisição de dados da superfície terrestre e da atmosfera, visando o uso de modelos de circulação geral ou GCMs (*Nemec, 1994*).

No meio desses dois grandes movimentos das geociências, fica um lugar em comum onde essas áreas colocam o maior desafio: a transferência de processos nas diferentes escalas da superfície terrestre. Sendo ela o maior suporte da ação do homem (escala humana), é necessário acoplar de forma eficiente os inúmeros fenômenos que agem neste sistema. A Hidrologia Superficial apresenta o campo de superposição mais procurado desses dois grandes movimentos, seja pela geração de precipitação como resultado do armazenamento de água na atmosfera ou por integrar processos pontuais e de interação no meio poroso no processo chuva-vazão

2.1.3 Contexto conceitual

Nas tendências disciplinares, cabe esclarecer que a Hidrologia caminha vagarosamente para ser vista como ciência (*Philip, 1992; p.204; Abbott, 1992; p.251*) e, portanto, são recentes as intenções de unificar os conceitos nesta área. Dentre os desafios científicos, *Dick e Baumert(1991)* destacam a importância de relacionar as interações entre o clima e a superfície terrestre através de apropriadas experiências de campo, modelação e análise de dados em todas as escalas onde o ciclo hidrológico atua. Eles colocam a importância dos modelos matemáticos como ferramentas para um objetivo maior que contenha como princípio fundamental a "hierarquia escalar", suas interrelações e efeitos no Ciclo Hidrológico.

As enormes heterogeneidades presentes neste ciclo e a imprecisão com a qual os parâmetros e processos são medidos, têm levado a adotar modelos estocásticos e processos geoestatísticos na previsão espaço-temporal. São essas heterogeneidades que estão empurrando os pesquisadores a desenvolver novas técnicas e metodologias não tradicionais na modelação hidrológica. Frente a isto, o pensamento de *van Genutchen (1991)* fica evidenciado quando evoca que:

"...são necessários novos esforços não só para melhorar os modelos já existentes, como também criar novas alternativas de modelagem e de medição..."

Assim, hoje em dia, a comunidade hidrológica depara-se com um problema de complexidade dos sub-processos e a relativa simplicidade com a qual podem ser integrados nas escalas maiores. É o caso típico dos hidrogramas nas saídas das bacias. Os hidrólogos cada vez mais são forçados a pensar e admitir, em termos de "complexidade temporal e espacial" e em padrões escalares combinados. No entanto, as ferramentas disponíveis de análise não são adequadas para acomodar de forma conceitual o estudo destas heterogeneidades. Segundo Beven(1987), isto leva a uma crise teórica eminente em Hidrologia e comenta:

"...Os hidrólogos compartilham um grupo comum de crenças e suposições sobre os sistemas hidrológicos que desenvolveram-se no decorrer do tempo mas que poucas vezes foram seriamente questionados. Sabemos que as suposições em que baseiam as nossas teorias da macroescala são inconsistentes com a realidade mas, ao mesmo tempo, podemos 'protegê-las' através dos processos de calibração que nos permitem evitar o questionamento delas com o rigor metodológico necessário. Se a Hidrologia não é uma ciência estagnada, então é o momento de considerar as limitações da nosso patrimônio teórico. Não é suficiente que possamos provar uma 'correspondência' entre as observações e as predições em termos de números, se a teoria é incompatível com a nossa percepção da operação -em todas as escalas- dos sistemas hidrológicos(...). Essas percepções são necessariamente pessoais, e têm sido condicionadas pelos nossos professores, livros de texto, experiência de campo e da modelação. Elas estão raramente impressas, talvez devido a que as mesmas entrariam freqüentemente em conflito com a teoria hidrológica corrente..."

Mais adiante, Beven(1987) agrega:

"...O meu próprio modelo de percepção (dos processos hidrológicos) é um que contém as variabilidades temporais e espaciais dos fluxos de entrada, dos caminhos da água e da resposta dinâmica não-linear que resultam da variabilidade espacial das chuvas, cobertura vegetal, estrutura do solo, e topografia. O meu modelo abrange a idéia que os caminhos preferenciais são importantes nos processos de escoamento em todas as escalas, a partir da micro-escala na física dos solos, passando pela escala da vertente nos escoamentos superficial e sub-superficial, até chegar a uma escala de bacia que é evidente pela expansão da rede de pequenos canais..."

Tudo isso implica em diferentes graus de heterogeneidade e leva a considerar nas predições a incerteza associada e, portanto, a responsável direta pelo grande paradigma na Hidrologia Básica atual. Beven acredita que existem duas linhas de progresso nesse respeito. A primeira é insistir dentro da comunidade hidrológica que as predições hidrológicas são fundamentalmente "incertas", segundo o qual é de esperar que o objetivo na simulação hidrológica não será só o ajuste das séries observadas e simuladas, senão também, e o mais importante, reduzir os intervalos de incerteza nas respostas hidrológicas estimadas.

A segunda, se refere a que a Hidrologia requer uma teoria da macro-escala, que trate problemas relacionados com a integração espacial de processos heterogêneos, não lineares e que interagem mutuamente. Isto inclui os efeitos dos fluxos e/ou caminhos preferenciais, para assim fornecer uma base rigorosa nas predições tanto do tipo concentrado como distribuído. Tal teoria, segundo o próprio Beven, seria inerentemente estocástica e tratará com os valores das observações e "aspectos qualitativos" com objetivo de reduzir: i) a incerteza respectiva, ii) as interações entre as parametrizações e incerteza, e iii) como muda a resposta hidrológica a medida que aumenta a escala espacial. Esse novo marco teórico levará a iniciar novas linhas de concepção dos problemas e novos métodos de medição, de análise e do teste de hipóteses na prática hidrológica.

Retomando a discussão, e num pontapé inicial, é possível ignorar o assunto de escala para qualquer problema particular. Uma pessoa poderia simplesmente definir variáveis físicas na escala desejada e realizar experimentos nessa escala. Baseado nesses resultados, pode desenvolver uma teoria pertinente nessa escala, com seus parâmetros determinados empiricamente. Na prática, este trabalho é limitado por dois fatores: i) os dispositivos de medição não podem ser construídos para operar em qualquer escala arbitrária de interesse; ii) esta abordagem levaria um corpo isolado na teoria para outras escalas vizinhas.

Na escala global, de acordo com *Milly* (1991), uma teoria física unificada das interações entre terra-atmosfera não pode escapar da grande quantidade de níveis hierárquicos naturais e/ou impostos pela forma no qual nós vemos o ciclo hidrológico. Assim, *Kartvelishvili* desde 1975 (*Klemes*,1983), já proclama que o desenvolvimento de uma tal teoria hidrológica, que seja corretamente formulada, poderia ser mais trabalhosa que o desenvolvimento da teoria da relatividade ou da própria física quântica!

O problema fundamental radica que a maioria de processos neste ciclo não reconhece fronteiras disciplinares para o seu completo estudo. Isto revaloriza o rol que desempenham as escalas intermediárias entre a micro e macro escala. As escalas da interface e dos sistemas de transição estão identificadas pelas seguintes características físicas: i) das "componentes" da interface, ii) das escalas espaciais das "forças externas" atuando sobre o sistema, iii) dos processos dinâmicos que criam as "condições de contorno", e iv) dos processos de "informação" e de computação.

O nosso objetivo neste trabalho não é discutir a problemática respeito a escala hidrológica, mas sim salientar as propostas plausíveis hoje presentes na prática de hidrologia superficial e sub-superficial. A seguir, é introduzida uma aproximação conceitual das Escalas Espaço/Tempo Hidrológicas. Esta abordagem teórica se embarca numa dialética entre os aspectos quali e quantitativos que condicionam as aplicações correntes em hidrologia.

2.2 Escala: visão qualitativa

Os níveis de escala, nos quais é possível uma conceituação, não são arbitrários e os seus intervalos não são contínuos (em contrapartida com suposições adotadas freqüentemente nas simplificações dos problemas físicos). As formulações mais apropriadas num dado nível usualmente não são aplicáveis nos níveis imediatamente próximos. Esta é uma das principais razões a qual deve-se o lento progresso na ciência hidrológica na escala de bacia, limitada pelos efeitos observados na escala hidráulica de canais e a de vertente hidrográfica.

Por um lado, nós estamos acostumados a ver a escala numa maneira puramente quantitativa, como uma simples redução ou aumento do tamanho espacial e/ou temporal, que pode ser mudado a vontade sobre uma faixa ampla e contínua. Este conceito, segundo *Klemes*(1983), é uma extrapolação dos vários exemplos da nossa experiência do dia a dia. Como a maioria das extrapolações, este conceito simples de escala não pode ser aplicado em qualquer situação, em especial com características naturais, onde as escalas dos objetos não são conhecidas "a priori". As mesmas são função da sua composição física e do balanço de forças que atuam sobre o sistema. Assim, em termos de natureza, nós não podemos "impor" escalas na própria natureza, mas sim procurar as suas interrelações que oferecem padrões que são percebidos por nossos sentidos. *Klemes* cita uma frase radical do filósofo *Popper* quando comenta

"...que todos somos estudantes da natureza, das formas não criadas por nós e, portanto, não sujeitas ao nosso controle (...), dessa maneira, projetar a razão humana por sobre a natureza... não pode ser considerado de ciência."

No entanto, os processos de tomada de decisão envolvem tanto a informação quantitativa como qualitativa. Tradicionalmente, a informação hidrológica têm sido prevista da primeira forma. Mas como o tipo de informação exigida na prática é cada vez mais complexa, deve-se reconhecer que raramente temos modelos que possam dar estimativas quantitativas com um total embasamento conceitual. A confiança nas estimativas quantitativas, de acordo com *Grayson et al.* (1993), já começa a ser substituída por uma compreensão do tipo qualitativo, da forma em que se comporta o padrão natural do escoamento e como esta informação é combinada, cada vez mais, com o raciocínio simples em que se apoia o processo de tomada de decisão. Estes métodos qualitativos podem não ser mais precisos que os modelos quantitativos complexos mas, na combinação de ambos, segundo *Hillel*(1986):

"...os modelos resultantes são mais modestos e parcimoniosos..."

Assim, a pouca apreciação destes aspectos qualitativos de escala na hidrologia pode ser uma das principais razões que provocam raros resultados nas previsões hidrológicas e suas extrapolações em várias escalas. A escala hidrológica se situa fora de nossa compreensão sensorial e não podemos ver, assim, os nós que ligam as escalas envolvidas que oferecem uma conceituação significativa (Klemes, 1983). Além disso, um aspecto importante desta dificuldade é o fato que a escala hidrológica não se situa demasiado longe da escala humana e, com frequência, existe uma superposição entre ambas, (Figura 2.1), seja pelos fenômenos habituais e/ou pela ação do homem no meio ambiente.

De modo geral, alguns dos aspectos qualitativos apresentados a seguir foram discutidos por Klemes(1983). Como nem todos os aspectos apresentados aqui são expressos com conceituação definitiva no mencionado artigo, são dadas às contribuições por *IGBP: International Geosphere-Biosphere Program* (1993), Nemeč(1994) e Beckie et al.(1994), entre outros. Esta natureza qualitativa está baseada por seis caracteres: discreto, relativista, dominante, sistêmico, de complexidade e transdisciplinar.

2.2.1 Discreto : Entre as características encontradas na natureza, o espectro de escalas mais comuns tendem a se concentrar ao redor de "estados discretos" os quais se diferenciam bem entre eles. Esta primeira característica colocada por Klemes(1983) é um axioma de como o ser humano percebe os diferentes sistemas naturais, nas suas diferentes escalas. Para Odum(1982; p.3) isto têm haver, por um lado, com o nosso tipo de raciocínio, que geralmente intui que um objeto, sistema, corpo, etc. é constituído por "partes" ou componentes separadas uma da outra, formando "agregados" diferentes. Por outro, isto se deve a nossa incapacidade de sintetizar todas essas partes do sistema quando elas interagem formando um processo dinâmico. Estes estados discretos servem para definir as estruturas quantitativas, como as hierarquias e as transições escalares, apresentadas nos itens 2.3.2 e 2.3.3 seguintes.

2.2.2 Relativista : Também existe um fato evidente em que diferentes conjuntos de leis físicas dominam em cada nível escalar e parecem ser anti-intuitivos quando são vistos a partir de outro nível diferente. Isto ocorre devido à importante característica de que um elemento numa dada escala têm lugar a partir de uma interação de um vasto número de elementos que atuam num nível menor a ele, o que causa que as leis expressas nos níveis maiores sejam formuladas através de "integrais ou valores médios" dos micro-processos (Klemes,1983). Assim, a relatividade de um fenômeno qualquer está intimamente ligada ao conceito de *ordem* no qual o sistema pode ser considerado em equilíbrio. Para René Thom (*Pessis-Paternak*, 1992) a noção de ordem é antes de mais nada morfológica e, em último caso, geométrica, relativa e não absoluta, de modo que :

"...em um sistema qualquer, a desordem perfeita, absoluta na micro-escala de estudo, pode numa escala macroscópica, ser considerada uma ordem perfeita, porque então todos os seus pontos têm as mesmas propriedades observáveis".

Por exemplo, na escala de poro as forças capilares são importantes quando comparadas com as forças da gravidade que atuam nas paredes dos macroporos (Beven e Germann, 1982; Kirkby, 1988). Mas quando aumentamos a área de estudo de alguns metros quadrados, o perfil do solo é menos sensível à macro-estrutura e começa a atuar de forma mais uniforme (Figura 2.3). Dali o comentário de Beven e Germann quando se referem a que um macroporo como um "termo relativo" ao problema em questão. Este caráter relativista serve para parametrizar os processos numa escala apropriada, e portanto para definir os denominados "parâmetros efetivos" que serão abordados no item 3.3.

2.2.3 Dominante : Existem diferentes "forças atuantes" que tendem a dominar nos níveis diferentes de escala e provocam severas limitações na validade das relações matemáticas dos objetos físicos formulados na base da evidência empírica que é encontrada numa dada escala (Klemes, 1983). Os domínios hierárquico e não hierárquico de Beven e Germann (1982) e o "domínio horizontal" e "domínio vertical" de Becker (1992) são exemplos deste postulado.

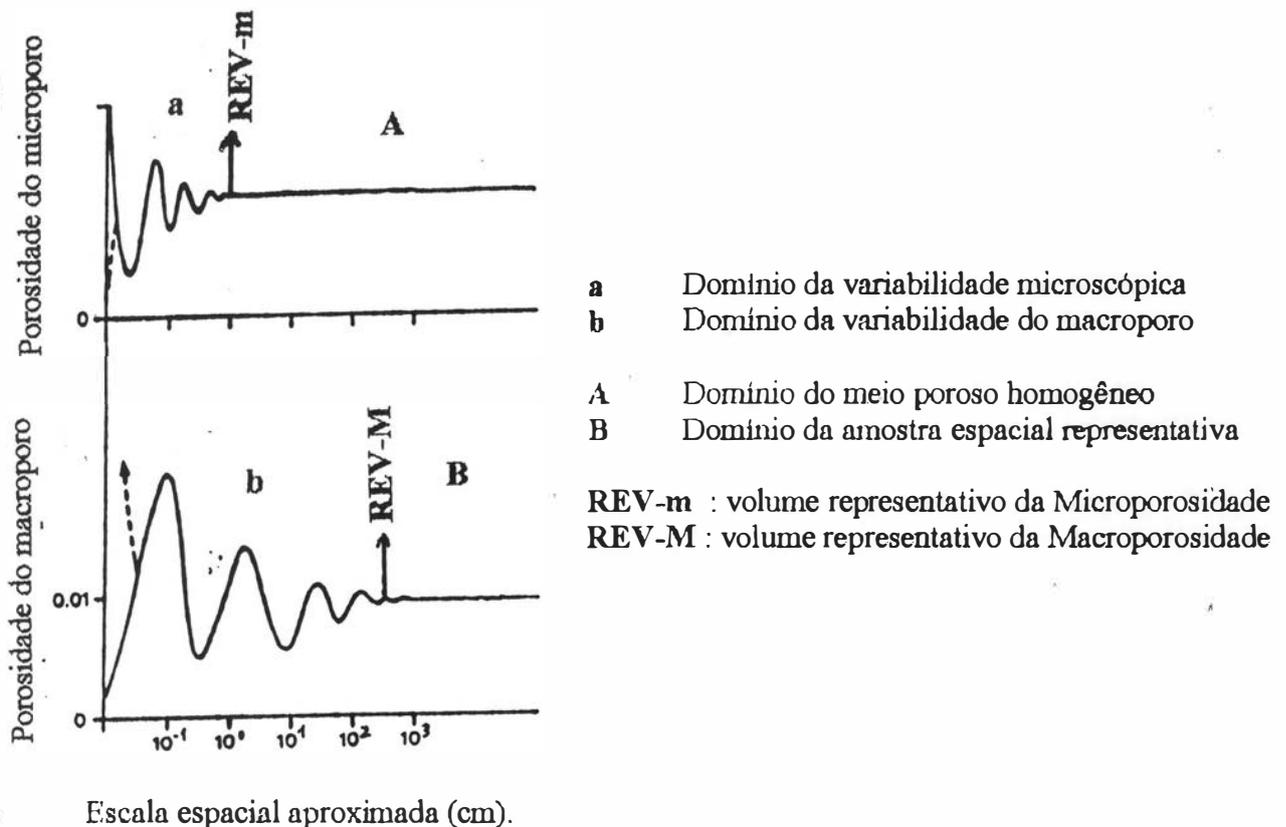


Figura 2.3: Domínios de variabilidade com dois sistemas de porosidade (Beven e Germann, 1982)

Quando é idealizado um sistema particular a sua "estrutura" é a primeira característica a ser estabelecida. Esta idealização se baseia, na maioria das vezes, nas unidades onde se produzem os fluxos ou caminhos preferenciais de energia. Assim, a maioria dos modelos definem dois domínios bem característicos: um domínio pouco hierarquizado onde existe uma predisposição para os fluxos interagir "através" dele, e outro domínio, bem hierarquizado, onde é mais evidente a condução dos fluxos "por meio" dele. Esta analogia aparece no trabalho de macroporos e de matriz do solo feito por *Beven e Germann* (1982, p.1317). Eles comentam sobre a existência de um "grupo de componentes" ou domínios que deve ser especificado e que pode ser generalizado para vários sistemas em diferentes escalas, como: i) natureza do fluxo no "domínio não hierarquizado"; ii) natureza dos fluxos no "domínio mais hierarquizado"; iii) características espaço-temporais da "rede hierarquizada"; iv) interação entre os domínios; e v) iniciação do fluxo no "sub-sistema hierarquizado".

Os domínios de um sistema superficial se compõem de fluxos verticais e fluxos horizontais, sendo que estes últimos podem ser caracterizados por um lado com caminhos preferenciais (o domínio mais hierarquizado) e uma estrutura matriz (ou domínio pouco hierarquizado e que geralmente contém a parte hierarquizada). Exemplos disso são: na micro-escala os fluxos de macroporos e "piping"; na meso-escala a rede de drenagem dentro da bacia hidrográfica, etc.; podendo assim vislumbrar esses conceitos relativos através da Tabela 2.2.

Tabela 2.2 Um exemplo da visão hierárquica dos sistemas hidrológicos (segundo ' * ': *Beven e Germann*, 1982; ' ** ' : *Vörösmarty et al.*, 1993)

Componentes	Níveis de escalas (Sistemas)			
	Poros *	Vertente	Bacia	Região **
Não preferencial (pouco hierarquizado)	Matriz do solo	Matriz do solo	Vertente	"Domínio Vertical"
Preferencial (muito hierarquizado)	Macroporo	Rede de "Piping" e Macroporos	Rede de Drenagem	"Domínio Horizontal"

2.2.4 Sistêmico : Refere-se à *interconexão* escalar no tempo e no espaço dos vários sub-processos atuantes num sistema. A relação intrínseca entre tempo e do espaço, de acordo com *Klemes* (1983), é freqüentemente ignorada na pesquisa hidrológica. Assim, os níveis dessas escalas são escolhidos independentemente, fazendo assim o entendimento do fenômeno natural mais difícil. De outro lado, *Chevallier*(1990; p.21) aborda a importância da vertente hidrológica como

sistema particular e assim indica que solo, água, vegetação e atmosfera, juntos e em interconexão, podem definir entidades geomorfológicas características. Esta concepção concorda de certa forma com a idéia de *diversidade* apresentada por IGBP(1993, p.7) referente à natureza de múltiplas variáveis que influem na formação de sistemas naturais. A partir de uma visão mais profunda, Odum(1982; p.4) introduz o conceito de "holismo" para ressaltar que o sistema todo chega a representar "mais" que a simples soma das suas partes e, dessa maneira, enfatiza as interações das componentes o que leva a uma noção de natureza multivariada dos processos naturais.

Nem todas as propriedades macroscópicas da bacia são resultado das propriedades dos seus componentes individuais e/ou das suas combinações num nível micro. Isto pode explicar as interações dinâmicas tanto dentro da bacia, ou seja de um domínio só, como da interrelação da bacia e o clima, que é o exemplo de dois domínios diferentes. Rodríguez-Iturbe e Gupta (1983) comentam que a estrutura e a forma de uma bacia natural representam a maneira na qual o sistema faz frente à introdução de energia e massa do meio ambiente. A consequência deste comportamento coletivo é que a grande quantidade de parâmetros, denominados de "graus de liberdade" (Milly,1991), nas equações dinâmicas e que se reduzem a um número pequeno de variáveis que governam a resposta do sistema na escala maior.

2.2.5 Complexidade: Segundo Morin (Pessis-Paternak, 1992), a complexidade se define como:

"...a extrema quantidade de interações e de interferências entre um número de unidades (...) que desafiam as nossas possibilidades de cálculo; e abrange também indeterminações e fenômenos aleatórios. Ela convive com uma parte de incerteza, seja nas raiz de nosso conhecimento, seja inscrita nos fenômenos".

Por um lado, a complexidade é representada pelo grau e tipo de *heterogeneidades* visualizadas no sistema (a ser abordadas no item 2.3.4). A medida que aumenta a escala observacional, aumenta também a complexidade e da dificuldade de estudo das escalas maiores em relação às escalas menores (Klemes,1983). Na "escala humana", o autor comenta como podemos ver que o "primeiro nível mais alto" de escala (Figura 2.1, as escalas maiores da escala humana) têm provado ser de maior dificuldade de enfrentar para uma ciência exata, que se comparado com o "primeiro nível mais baixo" da mesma figura. Klemes dá o exemplo da química que têm conseguido ao longo do tempo um considerável grau de rigor, mas as ciências que tratam com a escala planetária ainda têm dificuldades não só com teorias rigorosas como também para delimitar as suas respectivas fronteiras de estudo.

Recentemente, Gell-Mann (Brown,1994) resgata o postulado que trata a "*relatividade*" com que é visto o sistema e do grau de complexidade dentro dele, através da idéia de '*coarse-grained*' de Uhlenbeck(1973). Esta analogia expressa que quando medimos uma magnitude qualquer, isto

sempre é conseguido e limitado até um certo nível de detalhe. Isso é uma alusão de como os grãos porosos de um filme de fotografia impõem o limite da resolução da imagem. Assim, quando medimos as propriedades de um sistema é fundamental saber qual é "nível de granulação" usado e, portanto, a sua complexidade.

2.2.6 Transdisciplinar : Ao validar um modelo de simulação de um fluxo específico (água, de radiação, de biomassa, etc.) e logo justificar o comportamento desses fluxos em outras escalas diferentes à inicial, se introduzem novas forças dominantes. Como o modelo desconsidera as novas forças que possam agregar fluxos importantes de matéria diferente, aumenta-se a incerteza do seu resultado. É por isso que existe uma grande "superposição" dos conceitos de micro, meso e macro escala (item 2.3.5) nas disciplinas científicas sendo que essas áreas costumam ser bastante arbitrárias e baseadas em elementos tradicionalmente obsoletos (*Klemes, 1983*). Assim, existe a tendência de substituir a hidromecânica pela hidrologia; separar a hidrologia da meteorologia e climatologia por um lado, e da geologia por outro; separar a hidrologia subterrânea da hidrologia superficial; separar a hidrologia determinística da hidrologia estocástica, etc.

Para *IGBP* (1993; p.16) o desafio para entender as interações entre uma grande diversidade de processos e escalas requer que hidrólogos, meteorólogos e ecologistas...

"...interagirem sem os limites tradicionais...",

Até o momento os experimentos foram conduzidos na micro-escala que é onde existe maior falta de comunicação entre hidrólogos, meteorólogos, biólogos e geólogos (*Nemec, 1994*), sendo que ela é devida a dois aspectos. Um aspecto "*semântico*" que é o significado diferente que se dá nessas disciplinas ao conceito de escoamento. O outro aspecto, do tipo "*epistemológico*", que consiste na interpretação incorreta devido a tendência natural de cada pesquisador ignorar o conhecimento e métodos adquiridos numa outra disciplina. Estas duas causas limitam na atualidade uma interdisciplinariedade maior nas geociências e, de forma secundária, atingem a conceituação precisa da multi-escala dos processos naturais.

Analisando os resultados dos projetos na escala global tipo HAPEX-MOBILHY e FIFE, e o rol neles desempenhados pelos hidrólogos quando atuam em cooperação com os meteorólogos, *Nemec* (1994) critica a limitada atuação dos primeiros quando trocam a parte experimental pela modelação hidrológica que deve-se ajustar às condições de contorno impostas pelos GCMs. O programa do GEWEX declara que têm que existir uma alta prioridade aos esquemas que incorporem representações realísticas do balanço hídrico superficial e, portanto, o processo de escoamento têm fundamental importância. Ele pode servir para a integração espacial no sentido vertical e horizontal -sempre que seja considerada a heterogeneidade pela qual atravessam os fluxos- na micro, meso e macro-escala.

2.3 Escala: visão quantitativa

Na abordagem quantitativa, temos a considerar os diferentes tipos de escalas naturais. Uma vez feita esta distinção, pode-se estabelecer os critérios que definem as hierarquias e as transições escalares. As heterogeneidades, as suas fontes e classes, desempenham um papel fundamental para delimitar os processos homogêneos. Esses aspectos quantitativos fazem uso da visão qualitativa apresentada anteriormente. Logo, dentro dessa dialética entre aspectos quali e quantitativos que admita, se existirem, as bases teóricas para o estudo da escala hidrológica, podem-se apresentar uma concepção de micro, meso e macro-escalas gerais.

2.3.1 Escala observacional e escala de flutuação

O primeiro passo é diferenciar de forma clara o que é *escala espacial* e o que é *área de estudo* ou, ditos de outra maneira, o que se entende por *escala de flutuação* e que por *escala de observação*. De acordo com Cressie (1991; p.112), a *escala de observação* é a retratada pelos instrumentos registradores usuais, tais como as magnitudes de um segmento, a área de uma superfície ou o volume de um corpo. A outra é a chamada *escala espacial, escala de flutuação ou escala de integração*, que existe quando: i) as observações estão baseadas numa dada agregação e distribuídas de certa maneira no espaço, e ii) existe um certo grau de correlação entre elas. Essas duas hipóteses, segundo (Henley, 1981), se denominam de Estruturalidade e Aleatoriedade, respectivamente, e são aplicadas à Teoria das Variáveis Regionalizadas, VR, nas geociências.

As confusões habituais entre as duas derivam: i) do fato que as unidades usadas para expressar a escala de flutuação são as mesmas da escala observacional, ii) no entanto a escala observacional é usada para retratar unidades estáticas, a escala de flutuação é usada tanto para propriedades que podem ser estáticas ou dinâmicas, portanto esta última é aplicada nos processos físicos em geral.

A *escala espacial* de um processo representa qual é o domínio de integração que adotam as variáveis independentes que influem de forma significativa nas respostas das variáveis dependentes. Na física tradicional, escolhem-se o tempo e o espaço n-dimensional como as variáveis independentes que melhor retratam escalas diferentes. Por outro lado, a *área de estudo* é a representação bi-dimensional da escala espacial, sendo portanto uma expressão prática para individualizar a abrangência do fenômeno, por exemplo o de transformação chuva-vazão. Quando é estudado um determinado fenômeno, ele pode ocupar tudo ou parte dessa área de estudo e, por vez, uma ou várias escalas de integração em questão. Quando essa área de estudo coincide com o espaço onde começa e termina o processo de integração, pode-se dizer que a escala espacial coincide com a área de estudo.

A "significância" de um processo é dita quando as formulações na forma adimensional encontram uma ordem de grandeza comparável em seus termos das equações de movimento e continuidade dentro do domínio das variáveis independentes (*Richardson e Julien, 1994*). O "espaço n-dimensional" é um conceito mais difícil de abordar, porque até três dimensões visualmente pode ser acompanhado. A outra dimensão espacial que pode-se somar às três já conhecidas é o conceito da "hierarquia espacial". Também, pode-se assumir que a hierarquia está dada pelo percorrido mais provável que faz a água dentro do sistema, indicando portanto um caminho preferencial. Este tipo de hierarquia foi a estudada por *Horton(1945)* para representar as diferentes ordens que adotam os canais naturais pertencentes a uma bacia hidrográfica, e na qual entende-se que a medida que os canais vão confluindo entre si e formam canais de ordens maiores e, dessa maneira, a hierarquia do sistema aumenta.

Do ponto de vista sistêmico, a hierarquia pode ser a relacionada com os diferentes "graus de semelhança" existente entre os pontos que definem um campo espacial ou os "efeitos da memória dos caminhos percorridos mais prováveis" num sistema dinâmico (*Ilya Prigogine em Pessis-Paternak, 1992, p.39*). Neste segundo tipo de hierarquia, a ordem é entendida como um fator que expressa o modo com que pode ser agrupado o universo das variáveis dependentes do processo, através de um mecanismo que leve em conta "todas" as interações possíveis. Neste caso, o mecanismo mais simples de ser abordado é um enfoque multivariado, o que leva a uma conservação da independência e da invariância nas propriedades dos parâmetros (*Chatfield e Collins, 1980*).

A "independência" reflete a natureza do processo geral, e que caracteriza um sistema próprio da parcela estudada. Por exemplo, é óbvio encontrar semelhanças nos sistemas naturais de climas úmidos, que os diferencia dos climas secos, independente se a análise é feita nas cabeceiras ou nos canais de grande porte. Essas semelhanças são devido a que as heterogeneidades que atuam nas escalas desses sistemas apresentam magnitudes e quantidades próprias. Essas heterogeneidades filtram as entradas ao sistema de modo muito complexo, já que se alternam, se superpõem ou se combinam, determinando a estrutura do conjunto que produz um "padrão de interferência" singular, difícil de ser decifrado (desagregado) nas resposta completa da bacia.

Os seus efeitos são pouco discerníveis quando são abordadas cada uma das heterogeneidades por separado. É por isso que surge a idéia de "integrar" os processos de modo conservativo, e assim manter o efeito mais provável de acontecer na escala seguinte. Se essa integração é bem sucedida o comportamento do sistema frente às entradas apresenta uma certa periodicidade e frequência característica. Porém, *Wood et al.(1988)* e *National Research Council, NRC(1991)*, comentam que

"...localizar-se numa escala determinada de trabalho se reflete numa propriedade de invariância das distribuições de probabilidades das variáveis físicas sob diferentes estímulos a que é submetido o sistema..."

2.3.2 Hierarquias escalares

Para compreender melhor os processos de fluxos nos quais classifica-se o escoamento de forma geral, é imprescindível definir os termos de "hierarquia", "estrutura" e "função". De acordo com *Odum*(1982,p.7) a "hierarquia" representa o arranjo que os sistemas naturais apresentam para captar, transformar e liberar os fluxos de matéria e energia. A hierarquia de maneira geral, e por ser uma característica natural de qualquer sistema, fica condicionada aos diferentes compartimentos físicos onde a energia que percorre o sistema é transformada. Assim, o "arcabouço natural" dos sistemas onde estas relações ocorrem recebe o nome de "estrutura". A estrutura sozinha não pode representar todas as interações que existem entre as unidades do sistema, precisando assim definir quais são os comportamentos e as relações entre elas, e que fica representado pelos fluxos de energia que definem a "função". Desta maneira, a hierarquia pode ser classificada como hierarquia estrutural e hierarquia funcional.

Na hidrologia, ao se tratar do transporte associado (em conjunto) de fluídos que determinam o principal fluxo de energia, para classificar os tipos de escala de cada processo, devem ser distinguidos os diferentes "níveis" nos quais eles atuam. Estes "níveis" estão condicionados tanto pela sua posição relativa na estrutura geral como pela sua relação com o seu entorno. Segundo *Wheatcraft e Cushman* (1991) a "hierarquia estrutural" representa a ordem natural que apresentam as unidades físicas do sistema, sendo que elas podem ser descompostas em sucessivas sub-unidades físicas e embutidas, que condicionam a interação da energia dentro do sistema. Alguns exemplos de hierarquias estruturais são : i) o arranjo das partículas do solo, ii) as estruturas em blocos de um horizonte pedológico, iii) os armazenamentos hidrológicos considerados num sistema concentrado de interceptação, de detenção superficial e de umidade do solo, etc. Um exemplo bastante conhecido desta hierarquia é a rede de drenagem numa bacia hidrográfica.

A "hierarquia funcional" está associada à ordem intrínseca existente nos processos acoplados de transporte e desta forma se relaciona com os fluxos de energia. Exemplos podem ser vistos i) nos fluxos entre as partículas do solo, ii) nas interações dos fluxos internos numa vertente de cabeceira, iii) fluxos de energia a nível de modelos globais -GCMs-, etc. Se bem estes dois tipos de hierarquias estão intimamente ligadas, podem ter diferentes limites de escala que exijam (ou condicionem) a forma de como deve ser formulado o modelo teórico que retrata o sistema.

As hierarquias funcionais e estruturais também estão subdivididas em hierarquias discretas e hierarquias contínuas (Torgersen, 1994). As "hierarquias discretas" formam um conjunto finito de sub-unidades embutidas ou de sub-processos funcionais. Estas hierarquias estão representadas pelas quantidades de energia que podem ser armazenadas no sistema e representadas pelas variáveis de estado, específicas e relevantes num nível determinado de escala, associado a uma região no tempo e no espaço. Por exemplo, tomemos uma escala representativa dos tamanhos de poros, considerada microscópica num enfoque hidrológico. Se nos movimentamos no sentido das escalas maiores, são reduzidos os graus de liberdade que controlam o sistema e somente algumas porções da informação possuída nos níveis ou hierarquias menores são transmitidos para os níveis ou escalas maiores. Essa "perda de informação", associada a um movimento ascendente de níveis para as hierarquias maiores, manifesta-se na aparição de "novas variáveis constitutivas" nas escalas seguintes, as quais tratam de representar a informação e comportamento nas equações dos níveis inferiores onde elas foram formuladas (ver "parâmetros constitutivos", item 3.3).

Diferente daquelas, as "hierarquias contínuas" representam o número de sub-unidades e de sub-processos que não apresentam limites finitos e permitem a continuidade das equações dinâmicas. Nesta idealização, as hierarquias contínuas permitem que a informação de cada nível seja comprimida ou expandida e, de alguma forma, transmitida escalarmente. Em contrapartida, a informação não pode ser decomposta como no caso discreto. As hierarquias contínuas estão associadas com uma "organização própria" ou "organização intrínseca" natural, que as destaca por ter uma grande correlação das propriedades do sistema.

A vantagem de tratar o sistema com hierarquia discreta é que pode-se "desacoplar" as escalas e estudar a informação propagada às outras escalas. Já os sistemas com hierarquia contínua, por ter uma alta correlação entre escalas são inerentemente mais complexos de estudar porque não podem ser decompostos. Assim, as suas variáveis constitutivas manifestam-se como vetores que dependem do espectro de frequência espacial onde atuam (Torgersen, 1994; Davis *et al.*, 1994).

2.3.3 Invariância e transição escalar

Ao passar de uma escala para outra, as heterogeneidades mudam, mas a continuidade do fenômeno, em determinado fluxos de matéria e energia, pode ser a mesma. É por isso que se postula a "invariância escalar" como uma simetria estatística que possuem os sistemas naturais e complexos (Davis *et al.*, 1994). Estes métodos que tratam de encontrar a "semelhança própria" ou "scaling" (Voss, 1988) através de previsões de primeira ordem e cujos resultados sejam próximos às observações empíricas. Mas pela dinâmica dos sistemas estudados, precisa-se ter de generalizações de multi-escala.

Entanto, os sistemas naturais demonstram que os processos de multi-escala, como no caso da transformação chuva-vazão, apresentam uma dinâmica não linear (NRC, 1991). Isto dá lugar a possíveis violações dessas simetrias. Assim, quando são encontradas mudanças abruptas nas heterogeneidades e nos valores de referência que adimensionalizam as equações, pode-se estar assistindo a uma passagem de escala. Assim, o princípio de multi-escala parte da idéia de estimar os momentos estatísticos das variáveis que aparecem em escalas diferentes. Por exemplo, relacionar a declividade média dos momentos estatísticos com as diferentes escalas onde foram observadas as variáveis. Na Figura 2.4 aparece um gráfico cujas abcissas são as ordens dos momentos estatísticos considerados e as ordenadas representam o valor da declividade da curva "momento estatístico com relação à escala".

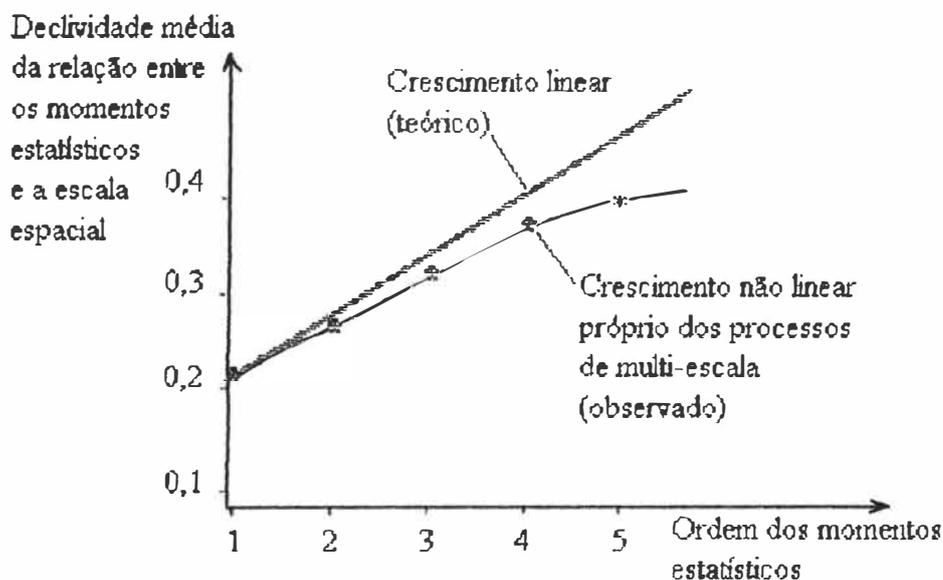


Figura 2.4. Gráfico esquemático entre um comportamento de "semelhança própria" e de "multi-escala" (NRC, 1991)

Nessa figura existe uma reta que representa uma invariância estatística através de uma "semelhança própria" (NRC, 1991) e que podemos chamar de teórica. Já no caso de dados reais, apresentam um comportamento côncavo não linear a medida que aumenta a ordem dos momentos estatísticos. A interpretação disto é que a variabilidade espacial nesses processos aumenta com uma diminuição da escala espacial. Encontrar esses "pontos de inflexão" na hipótese de invariância estatística ajudam a discriminar por um lado i) a mudança no grau e número de heterogeneidades que atuam na dimensão hierárquica, ii) as fronteiras das distintas escalas e, também, iii) a integração do processo de uma escala para outra, dessa maneira. Isto dá lugar às "transições escalares" (Bear, 1972; van Wirdum, 1991; Vörösmarty et al., 1993). Esses "pontos de inflexão"

não são iguais para todas as parcelas estudadas, eles dependem de fatores estruturais (topografia, pedologia, parcelamento do solo, etc.) e de fatores funcionais (por exemplo os fluxos de energia e de matéria dos processos químicos, físicos e biológicos). As transições escalares definem a forma com que é passada a informação entre vários níveis de escala e sua importância se baseia em que os processos dominantes em cada uma das escalas vizinhas têm uma ordem de magnitude comparável (Torgersen, 1994).

No caso de um sistema hidrológico, as "fronteiras escalares" dos diferentes processos envolvidos podem mudar de um evento chuvoso para outro -e até durante um mesmo evento ! -. Isto é devido aos diferentes padrões espaço-temporais das entradas e do estado antecedente das heterogeneidades que condicionam a resposta do sistema (Beven e Carling, 1989). Isto faz com que cada padrão de tormenta seja diferente demais e, portanto, permite dizer que as escalas de integração são dinâmicas e suas fronteiras não permanecem constantes no tempo e no espaço.

Já numa simples *área de estudo* estas "fronteiras" são fixas, condicionadas pela escala observacional que define a estrutura do sistema que a identifica, por exemplo uma bacia hidrográfica. Embora estas áreas de estudo sobre as quais são aplicáveis os modelos hidrológicos retratam fenômenos em uma ou várias escalas de observação, sua principal limitação sobressai quando os dados observados necessitam ser generalizados para as multi-escalas. Esta limitação se deve à sua impossibilidade de distinguir a dimensão hierárquica funcional.

2.3.4 Heterogeneidades naturais

De acordo com Van Genuchten (1991), o problema da "heterogeneidade" têm resultado, por um lado, no desenvolvimento de modelos estocásticos e têm fomentado a criação de novas técnicas para medir parâmetros hidrológicos mais relevantes. Quando é evidente o efeito da heterogeneidade da bacia, os modeladores subdividem grandes bacias e calibram as suas partes quando são disponíveis registros históricos. Dessa maneira, Song e James (1992) comentam que

"...os hidrólogos não têm formado um 'conceito metodológico da heterogeneidade física' e os nossos métodos de subdivisão são mais experimentais que conceituais e assim dependem mais da disponibilidade dos dados que da física do problema. Daí a importância da caracterização das heterogeneidades e seus tipos..."

As grandes bacias formam um complexo mosaico de domínios com diferentes usos do solo, cada um deles com uma dinâmica hídrica e energética própria. Descrever a heterogeneidade com funções dadas *a priori* podem obscurecer a "diversidade" aparente no mundo real. Para modelar a heterogeneidade de forma adequada se precisa uma abordagem empírica, rica em dados de campo

(Avissar e Pielke, 1988; Vörösmarty et al., 1993; Arola e Lettenmaier, 1994). Nessas abordagens os alvos principais que formam a malha superficial são representados pela sua proporção de área coberta, entando é mais custosa que a desenvolvida por Entekabi e Eagleson (1989) que utilizam as distribuições de probabilidade *a priori*.

2.3.5 Fontes e tipos de heterogeneidades

De um modo geral, existem três fontes de heterogeneidade (Song e James, 1992):

Variabilidades: o clima, a topografia, os solos e a geologia variam no espaço e no tempo, sobre um "continuo de escalas". Assim, o escoamento gerado a partir de uma determinada área é governado por combinações locais desses fatores.

Descontinuidades: o impacto hidrológico produzido pelas variabilidades é amplificado por fronteiras e/ou limites de cada fator, como os diferentes tipos de solos, as formações geológicas, diferentes coberturas de solo, etc. que afetam os diversos fluxos internos e externos do sistema.

Processos: a heterogeneidade hidrológica é aumentada pelos fatores que afetam processos específicos e que são a fonte da parametrização usual em hidrologia. Por exemplo, as diferentes propriedades físicas, químicas e biológicas controlam a interceptação, a retenção superficial, etc. em diferentes escalas.

Com relação a este último tipo, Philip (1980) define duas subcategorias encontradas no campo e que são parametrizadas nos modelos hidrológicos:

Heterogeneidade Determinística (hDET): é a mais simples das heterogeneidades encontradas. Neste caso as várias propriedades dos solos variam espacial e temporalmente numa forma conhecida. Este tipo de heterogeneidade demanda freqüentemente uma extensão dos métodos habituais de análise e, ocasionalmente, através dela são gerados importantes elementos não presentes no problema homogêneo análogo. Por exemplo, fluxos instáveis, níveis freáticos próximos à superfície ou um comportamento de histérese. Wang (1991) notou que muitas características desta heterogeneidade podem identificar-se através de micro-passagens, fraturas discretas, macroporos do solo e reservatórios presentes nas diferentes escalas.

Heterogeneidade Estocástica (hEST): nesta heterogeneidade a variabilidade espacial das propriedades dos solos é considerada irregular, podendo envolver várias escalas e, comparada com o tipo anterior, não é perfeitamente conhecida. Os elementos estocásticos podem, as vezes, formar parte das condições iniciais do sistema. A forma mais simples de hEST é denominada "homogeneidade não uniforme" ou "heterogeneidade uniforme", já que suas propriedades

estatísticas são consideradas independentes da sua posição e do tempo. No entanto, existem formas mais complexas de hEST nas quais a aleatoriedade pode se enquadrar numa tendência sistemática.

Tendo essas diferenciações, *Philip*(1980) propõe um exemplo simples através de várias simplificações: i) trata a heterogeneidade escalar limitada unicamente à variação da distância interna característica, λ ; ii) considera que pode-se alcançar um estado de heterogeneidade estacionária e portanto supõe que pode-se definir uma função de autocorrelação, iii) utiliza um sistema unidimensional, reduzindo a função autocorrelação a uma função escalar, não abordando a possibilidade de heterogeneidade vetorial; iv) as condições iniciais e condições de contorno são dadas deterministicamente, v) o processo de fluxo é reduzido a uma componente preferencial com um sistema inicialmente seco, condição mais simples, porque ao eliminar os efeitos da gravidade se remove a possibilidade de instabilidade do fluxo; vi) limita todas as possibilidades que podem tomar os pontos pertencentes ao sistema, 50 % podem tomar um valor λ_1 e o outro 50 % um valor λ_2 , sendo que $\lambda_1 \neq \lambda_2$; vii) supõe que a função de correlação diminui exponencialmente com a distância, viii) a equação de movimento é representada por um modelo conhecido tipo Green e Ampt.

Dentre as conclusões extraídas, tanto a teoria e os resultados experimentais sugerem que cada mudança na textura em qualquer sentido tende a reduzir a taxa de fluxo. É assim claro que um caracter macro do fluxo num sistema estocástico e heterogêneo dependerá, entre outras coisas, de um número de mudanças de textura -discontinuidades- na direção do fluxo e pode suportar pouca ou nenhuma relação dos parâmetros médios que foram estimados a partir de medições de pequenas amostras dos materiais componentes.

2.3.6 Visão tradicional e fractal das heterogeneidades.

As teorias de transporte estocástico se baseiam nos princípios de estacionariedade e ergodicidade. Assim, *Wheatcraft e Tyler* (1988) aplicam uma combinação da teoria tradicional de advecção-dispersão e os conceitos da geometria fractal. De acordo com esses autores, estas suposições implicam que o padrão de heterogeneidade pode ser visto como se cumprisse um comportamento periódico no espaço e que produz uma escala de correlação finita. Dessa maneira, a "visão tradicional" da heterogeneidade é que ela pode chegar a ser homogênea ou espacialmente periódica para algum determinado intervalo de escala espacial.

Um tipo de heterogeneidade que não satisfaz estes princípios é a chamada "heterogeneidade fractal" e que pressupõe uma semelhança própria. Isto quer dizer que exibe um padrão que é

comum num intervalo grande de escalas porque sua aparição é independente da escala de observação e, portanto, possui uma alta escala de correlação. Assim, na visão fractal da heterogeneidade não chega-se a encontrar nenhuma homogeneidade numa escala determinada. A Tabela 2.3 apresenta as diferenças entre estes tipos de heterogeneidades.

2.3.7 Heterogeneidade da paisagem.

No ciclo hidrológico a nível planetário, segundo *IGBP* (1993; p.13), tanto no armazenamento atmosférico como nas componentes continental e oceânica, existe uma ampla relação com outros ciclos naturais. Assim, *Becker* (1993) apresenta dois tipos de macro-heterogeneidades que necessitam ser consideradas: o parcelamento da paisagem e a sua heterogeneidade interna.

Tabela 2.3: Heterogeneidades tradicionais e fractais (*Wheatcraft e Tyler, 1988*).

Heterogeneidade Tradicional	Heterogeneidade Fractal
- Supõe satisfeitos as hipóteses de ergodicidade e estacionariedade.	- Não requer uma hipótese que implique um comportamento homogêneo.
- Produz uma escala de correlação finita.	- A escala de correlação não é finita sempre.
- Depende da escala analisada.	- Não depende da escala analisada.
- São mais fáceis de abordar dentro de uma visão do contínuo através dos valores das quantidades médias.	- Apresenta problemas quando trata-se de estimar os valores médios dentro das equações de continuidade (num meio fractal a estimativa do valor médio dependente do volume ou da área de controle respectiva, que neste caso, não pode ser definido de forma determinística).

Parcelamento da paisagem : refere-se à sucessão de diferentes tipos de alvos superficiais, como os mosaicos de campos de lavouras, florestas, áreas construídas, superfícies de água, etc., e várias peculiaridades topográficas, pedológicas e geológicas. Essas parcelas representam unidades com um comportamento hidrológico aproximadamente uniforme. *Kundzevicz et al.* (1991) estudaram os impactos da heterogeneidade espacial que cria a agricultura sobre as características hidro-ecológicas. O aspecto limitante por eles levantado é que quando se modela de forma distribuída, a permutabilidade dos fatores causadores de heterogeneidade não é cumprida nos sistemas dinâmicos não lineares. Dentre esses aspectos, destacam a importância da escala antrópica no parcelamento da paisagem e que aumenta a elasticidade e diminua a vulnerabilidade do sistema. Ela deve ser colocada junto do grupo dos ecossistemas de transição no controle dessas não linearidades.

Heterogeneidade interna das parcelas : é representada pela variabilidade de pequena escala do solo, da vegetação e de outros parâmetros microscópicos (densidade da vegetação, profundidade radicular, resistência dos estomas das folhas, profundidade dos horizontes, etc.). Como este tipo de heterogeneidade se apresenta de forma mais ou menos aleatória, os métodos estatísticos são normalmente utilizados. Eles consideram os seguintes processos e propriedades, apresentadas na literatura: "capacidade de armazenamento" de água nas camadas de solo que apresentam um desenvolvimento radicular significativo (*Becker e Nemec, 1987*); "coeficiente de escoamento" e evapotranspiração (*Entekhabi e Eagleson, 1991*); diferentes "características" do solo-planta (*Avissar, 1991*), e da interação topografia-solo-planta (*Famiglietti e Wood, 1991*). Todas essas abordagens são passos alternativos e são aplicados geralmente sem considerar que seu uso está limitado a zonas de força atmosférica uniforme.

Dentro do bloco continental, a "heterogeneidade na superfície terrestre" é a chave para o entendimento de importantes processos superficiais, em particular a evapotranspiração e a formação do escoamento. As heterogeneidades espaciais na topografia, uso do solo, vegetação e propriedades dos solos podem ser significativas. Isto se manifesta nas escalas menores, nas sub-regiões meteorológicas, hidrológicas, ecológicas e dessa maneira tanto nos fluxos de energia e umidade entre a superfície terrestre e a atmosfera, e no comportamento da infiltração quando se inicia o escoamento. A Tabela 2.4 descreve os principais tipos de heterogeneidades superficiais consideradas no BAHC (*IGBP, 1993*; p.13).

As complexas interrelações, dependências e retroalimentações existentes entre a "camada limite planetária" e a superfície terrestre geralmente não são bem entendidas nem representadas nas parametrizações dos processos superficiais da Tabela 2.3. Assim, as heterogeneidades conectadas com o fator topográfico requerem um estudo mais amplo para localizar o modo que interage a superfície terrestre e a atmosfera. (*IGBP, 1993*; p.13). É preciso classificar as paisagens heterogêneas da superfície terrestre em função da natureza e da extensão dos processos advectivos que ocasionam modificação no balanço de energia em qualquer uma das parcelas devido à ação da sua vizinhança.

Desta forma, *Raupach* (1993) define duas escalas dinâmicas de "camada limite convectiva" (CLC). A escala dinâmica ($U.t^*$), onde U representa a velocidade média do vento na CLC e t^* é uma escala temporal da turbulência convectiva da atmosfera, que caracteriza o tempo requerido pela CLC para alcançar uma mistura completa logo de ser superada uma distância determinada. Por outro lado, a escala dinâmica ($U.T$), onde T é o tempo necessário para chegar a um completo equilíbrio da CLC, e é aproximadamente o tempo para que a parcela superficial seja percorrida pelo fluxo atmosférico. Dessa maneira, definem-se três tipos de heterogeneidades a nível global,

em função a uma dimensão típica X , que atua o campo atmosférico ao longo da parcela considerada:

de Micro-escala: quando $X \ll U.t^*$, que ocorre quando se produz uma advecção máxima dentro da parcela da camada superficial;

de Meso-escala: quando $U.t^* \ll X \ll U.T$ e portanto a CLC resulta bem misturada mas acontece uma advecção numa escala próxima à da CLC, e

de Macro-escala: para $X \gg U.T$, na qual a advecção é desprezível e as parcelas são independentes do ponto de vista energético.

Tabela 2.4 Tipos de heterogeneidades espaciais da paisagem (IGBP, 1993; p.17)

Tipo	Características
1	Descontinuidades superficiais tais como os limites entre - a terra e os corpos d'água (oceanos, lagos, grandes rios, etc.); - superfícies úmidas e secas, em particular os limites entre os pântanos, áreas irrigadas e ambientes secos adjacentes (estepes, desertos, etc.)
2	Declividades em terrenos de montanha.
3	Descontinuidades caracterizadas em (1) com tamanho menor (parcelas) tais como oásis, pequenos lagos, pequenos rios e parcelas úmidas em ambientes secos.
4	Parcelamento geral da paisagem nos terrenos planos e de colinas, como os mosaicos de diferentes tipos de vegetação, tipo e uso do solo.
5	Parcelamento da paisagem como em (4) com superposição da topografia, e.g. respeito das diferenças distintivas na hidrologia dependendo na posição, inclinação, aspecto e condições sub-superficiais
6	Heterogeneidade intra-parcelária em termos de micro-heterogeneidade das características do solo e das plantas, tais como a capacidade de campo, retenção de água e capacidade de infiltração, micro-relevo, macro-poros superficiais.

2.3.8 Micro e Macro Escalas Gerais.

Uma vez apresentados os tipos e fontes de heterogeneidades é possível definir algumas micro e macro escalas, de acordo com as algumas disciplinas no qual o ciclo hidrológico é significativo. Nas ciências do solo existem várias escalas usadas na prática (*Wheatcraft e Tyler, 1988; Celia et al., 1993*):

i - escala de poro (10 - 500 μm): nesta escala são importantes as forças capilares e o movimento dos fluídos em conjunto; a heterogeneidade se deve à presença de uma fase sólida, representada pelas variações do tamanho e a forma do poro;

ii - escala do laboratório (1- 10 cm): a maioria das medições experimentais é feita próxima a esta escala; a heterogeneidade se apresenta devido à variação na compactação e a ruptura da estrutura dos cilindros usados nas experiências do laboratório e na distribuição do tamanho das partículas;

iii - escala intermediária do contínuo (1 - 50 m): a maioria dos trabalhos de simulação no transporte multi-fásico usam discretizações numéricas nesta escala;

d- macro-escala ou escala de campo (100 - 10000 m): a abrangência dos problemas reais ocorrem nesta escala e a heterogeneidade manifesta-se num aumento ou diminuição do tamanho das macro-unidades que a constituem.

Como podemos ver, excetuando a escala de poro, a classificação das escalas restantes é dada por um critério de como o problema é observado, não necessariamente com respeito à conceituação e parametrização dos processos em si. Isso dá as claras a importância dos aspectos qualitativos e quantitativos na definição dos termos "micro", "meso" e "macro".

Num outro extremo, segundo *Becker*(1992) é amplamente aceito que as escalas usadas habitualmente na Hidrologia não são equivalentes às usadas nas ciências atmosféricas, sendo as primeiras um ordem de magnitude menor que as últimas. Isto permite a definição de escalas em Hidrologia levando em conta os intervalos de transição dados na Tabela 2.5

Tabela 2.5: Escalas espaciais, a partir da escala global (*Becker, 1992*)

Escalas	Comprimentos (km)	Áreas (km ²)
Macro-escala	$> 10^2$	$> 10^4$
Transição (meso " α ")	$30 - 10^2$	$10^3 - 10^4$
Meso-escala (" β ")	3 - 30	$10 - 10^3$
Transição (meso " γ ")	$10^{-2} - 3$	$10^{-4} - 10$
Micro-escala	$< 10^{-2}$	$< 10^{-4}$

Os intervalos de transição são chamados de intervalos meso- α e meso- γ , usando uma analogia comum das ciências atmosféricas e aos processos que são comuns à várias disciplinas. Assim, junto ao trabalho de ICBP(1993) e Celia *et al.* (1993) pode-se sintetizar as escalas nas ciências hidrológicas, através do Tabela 2.6.

Tabela 2.6 Escalas espaciais significativas para diferentes disciplinas hidrológicas. Adaptado a partir de IGBP(1993) e Celia *et al.*(1993).

ESCALAS BÁSICAS				Escala espacial (km)	Áreas e Assuntos	Principais Fontes de Dados
Hidrometeorologia	Hidrologia Superficial	Hidrologia Sub-superficial	Hidrologia Ambiental			
↑ Macro ↓ X ↑ Meso ↓ X ↑ Micro. ↓	↑ Macro ↓ ↑ Meso ↓ ↑ Micro ↓	↑ Macro ↓ ↑ Meso ↓ ↑ Meso ↓ ↑ Micro ↓	↑ Macro ↓ ↑ Meso ↓ ↑ Micro ↓	10 ⁵	Escala Global. GCMs.	Dados de Satélites
				10 ⁴	Escala Continental	
				10 ³	Escala Regional.	
				10 ²	Camada Limite Planetária. Bacia Hidrográfica.	Fotografias Aéreas.
				10	Paisagens.	
				1		
				10 ⁻¹	Escala Parcelar.	Dados de Campo.
				10 ⁻²		
				10 ⁻³	Escala pontual do <i>continuum</i>	
				10 ⁻⁴		
10 ⁻⁵	Escala de Laboratório					

Pode-se abordar as geociências em geral através de uma visão de escalas comuns. Independentemente de uma ciência atmosférica que trabalha sobre grandes áreas ou das ciências do solo que trabalham com escalas quase a nível de poro, em todas elas existe quase uma unanimidade entre o que pode-se considerar de micro, meso e macro escala. É lógico que as fronteiras usuais não coincidam de uma para outra disciplina, mas o mais surpreendente da tabela anterior é que a escala onde têm maior intervenção antrópica, ("escala humana" na Figura 2.1 de

Klemes), serve, de forma bastante aproximada, como ferramenta para distinguir o que é chamado de micro, meso ou macro-processo. É nesta interseção de meso-escalas naturais e escala humana onde procura-se um conceito unificado enquanto a processos hidrológicos. Isto é parte do segundo grande desafio atual, apontado por *Beven* (1987), que é desenvolver dentro das ciências naturais uma Teoria Geral de Escalas que sirva para unificar os conceitos e processos das diferentes disciplinas.

3. CONCEITUAÇÃO DE ESCALAS HIDROLÓGICAS

Os sistemas dinâmicos, como é o caso das bacias hidrográficas, estão sujeitos aos aspectos qualitativos descritos no capítulo anterior. Assim, as suas escalas de flutuação no espaço e no tempo são melhor entendidas uma vez as características desses sistemas dinâmicos sejam monitoradas. Entre elas figuram: as incertezas na previsão, a sensibilidade das respostas às condições iniciais, o grau de universalidade nas equações básicas e os parâmetros constitutivos da ligação entre os níveis micro (distribuído) e macro (concentrado) do sistema

3.1 Meso-escala, Entropia e Incertezas Hidrológicas.

Enquanto progressos tem sido conseguidos na modelação matemática nas disciplinas apontadas na Tabela 2.4, *Goodrich e Woolhiser*(1991) apontam que:

"...ainda falta um melhor entendimento e conceituação nas respostas hidrológicas numa faixa de escalas dos 0,01 até 500 km²,..."

justamente a meso-escala hidrológica !. Assim, as melhoras encontradas nos modelos e as pesquisas de mudanças globais requerem um esforço maior na hidrologia das bacias como um todo. Segundo esses autores, as pesquisas tendem a concentrar a análise: i) nas bacias como sistemas permissíveis; ii) a complexidade própria dos modelos; iii) as escalas sobre as quais são válidas as simulações dos modelos; e iv) através de uma visão sistémica, a integração das componentes num esquema geral, formando uma estrutura dinâmica, onde a mudança em cada parte implique num efeito nas outras e vice-versa.

Os "sistemas permissíveis" são considerados aqueles sistemas no qual existe uma alternância entre estados de ordem e de desordem (*Prigogine, 1973,p.561; Dooge,1986*), permitindo a dissipação de energia no sistema (*Brown, 1994*). Esta alternância leva em conta o grau de complexidade do sistema e é ali onde se introduz o conceito de incerteza à qual dependem as previsões. As escalas hidrológicas requerem diferentes estratégias de modelação, e a integração dos diversos processos é parte da visão sistémica, em conjunto, com a qual são encarados os estudos das bacias hidrográficas.

Goodrich e Woolhiser destacam especial importância ao tratamento apropriado da "variabilidade espacial e temporal" tanto dos parâmetros como dos processos a nível de bacia para atacar a complexidade. O primeiro passo para isto requer que as escalas de medição e de modelação sejam

comensuráveis. Por outro lado, as melhoras na resolução dos fatores físicos (vegetação, solos, topografia, etc.) e a velocidade na captura da informação (sensoriamento remoto, GIS, GPS, etc.) não necessariamente levarão a uma melhora nas previsões hidrológicas a menos que sejam desenvolvidos modelos mais realistas, trabalhando com a física de todo o sistema (*Kirkby, 1988; Grayson et al., 1993*).

Nos últimos anos, tem sido desenvolvidos equações fundamentais "mais compreensíveis" e que retratam os processos com uma melhora na formulação das condições de contorno. Também os esquemas de diferenças e elementos finitos descrevem cada vez melhor a geometria do sistema a modelar, o que criou no fim da década dos oitenta um maior "interesse na verificação" dos modelos (*Westernik e Gray, 1991*). Apesar disso, a modelação do escoamento superficial ainda não é um problema por si só resolvido. Portanto as expectativas destes autores são iguais às de Goodrich e Woolhiser num maior esforço na ligação dos processos hidrológicos a nível espaço-temporal.

O escoamento é a resposta a um complexo conjunto de sub-processos, cada um exigindo apropriadas escalas espacial e temporal para serem avaliados. Essa complexidade é descrita pelas inúmeras variáveis envolvidas, havendo entre elas interacção, interdependência e mecanismos de retroalimentação. O mecanismo de cada processo, assim como as de suas consequências, pode ser perfeitamente conhecido de maneira determinística. Mas as interacções e os mecanismos de retroalimentação, regulando o ajuste das respostas, fazem com que as combinações entre tais conjuntos de processos ocorram de maneira aleatória (*Cristofolletti, 1980;p.113*). A acomodação do sistema ante estímulos externos pode levar ao aparecimento de respostas alternativas, todas elas possíveis, embora se possa pensar que as respostas mais comuns se organizem em torno do um valor mais frequente. Isto leva a uma abordagem probabilística numa fase de identificação das respostas, para logo conceituá-las através de comportamentos mais determinísticos.

A utilização da abordagem probabilística nos sistemas hidrológicos repousa no princípio de distribuição de energia no sistema. Essa distribuição tende ao estado mais provável governando o escoamento e as relações espaciais entre as diferentes partes do sistema, em qualquer tempo ou estágio (*Leopold e Langbein, 1963; p.189*). Em analogia com as leis termodinâmicas, essa distribuição pode ser descrita como "entropia". A entropia é função da distribuição da energia disponível dentro do sistema, e não uma função da energia total do sistema. Dessa maneira, a entropia relaciona-se com uma estimativa da ordem ou a desordem interna. Portanto, ela é uma medida para quantificar a complexidade e que pode ser descrito em "termos de probabilidade" do estado observado. Sob esta medida, a entropia pode ser considerada como medida da energia disponível em um sistema para realizar trabalho. Quanto maior a entropia, maior a desordem, e

menor a quantidade de energia disponível para o "trabalho mecânico" e, assim, é de esperar um aumento da variabilidade das respostas do sistema.

A análise da variância das respostas hidrológicas permite contornar melhor o conceito de incerteza. Isto foi abordado por Leopold e Langbein na geomorfologia das bacias hidrográficas em analogia aos sistemas abertos. Já na década dos noventa, esse enfoque recebeu várias contribuições, entre elas *Haan*(1989) e *Beven e Binley*(1992). Entende-se por incerteza às situações nas quais as leis físicas aplicáveis podem ser satisfeitas por um grande número de combinações de valores de variáveis interdependentes. Como resultado, numerosos casos individuais apresentarão diferenças entre si, embora sua média seja reproduzível em exemplos diferentes. Assim, qualquer caso individual, então, não pode ser previsto ou especificado, exceto estatisticamente.

Grande parte da incerteza percebida é o resultado da aproximação da natureza que é retratada pelos modelos através de seus parâmetros. Quando um processo em particular é modelado de forma insuficiente, os outros componentes do modelo são forçados a compensar este problema. Em consequência os modelos, ditos, de base física perdem a sua estrita interpretação realística. De acordo com *Haan*, (1989) a incerteza hidrológica pode ser classificada em três partes:

a- Incerteza da variabilidade própria dos processos naturais: refere-se à variabilidade no espaço e no tempo dos factores meteorológicos e processo associados como a precipitação, temperatura, radiação solar, escoamento, etc. De forma frequente, estes processos são modelados como processos estocásticos devido à forte componente aleatória que os caracteriza. Este tipo de incerteza está associada também com o erro inerente à medição das variáveis respectivas.

b- Incerteza do modelo: ou seja, a proximidade do modelo à realidade, no estabelecimento de sua estrutura, das suas componentes, suas condições iniciais e de contorno, etc.

c- Incerteza na parametrização: refletindo nos modelos incompletos, informação incompleta e técnicas inadequadas de estimativa de parâmetros. Dado um modelo e um conjunto de dados, vários grupos de parâmetros diferentes podem ser otimizados para ajustar o modelo aos valores observados. A diferença vale tanto para sua representatividade física como para o seu valor dimensional.

Tem sido apresentadas algumas metodologias para estimar as incertezas das respostas hidrológicas (caso "a", *Beven e Binley*, 1992; *Melching*, 1989), mas cada vez mais são os trabalhos que postulam uma retomada conceitual para atacar as incertezas do tipo "b" e "c" (*Beckie et al.*,1994). Assim, fica claro que a estimativa torna-se difícil quando: i) se incrementa o número de parâmetros, ii) existe uma falta de correspondência entre os parâmetros individuais e as propriedades físicas mensuráveis dentro da bacia, iii) existem objetivos múltiplos, iv) há uma

limitação dos dados e a pronunciada sazonalidade do regime hidrológico. É devido a isto que existe uma retomada dos aspectos qualitativos na modelação para verificar a validade da universalidade das equações usadas ante as situações naturais e com condições iniciais múltiplas.

3.2 Sensibilidade as Condições Iniciais

O conhecimento da condição inicial está sempre influenciado por certa imprecisão: não somos capazes de distinguir a condição inicial real de inúmeras condições iniciais imaginárias que estão próximas a ela. E não sabemos, por conseguinte, qual das previsões possíveis é correta (Ruelle,1991). A aleatoriedade e a resposta caótica de um comportamento dinâmico dependem das condições iniciais (Tong, 1990). Assim, nos sistemas naturais de comportamento aleatório e fortemente não-lineares, a incerteza inicial pode levar à imprevisibilidade a longo prazo do sistema.

Neste caso cabe-se questionar: a sensibilidade dos sistemas dinâmicos as condições iniciais é a exceção ou é a regra? Em termos gerais, a evolução temporal é ou não é previsível a longo prazo?. A maioria dos sistemas dinâmicos tem um comportamento misto, em que a predição a longo prazo é possível para certas condições iniciais, mas não para outras. No final do século XIX Hadamard (Ruelle,1991) demonstrou que, para certos sistemas, uma pequena mudança na condição inicial leva habitualmente a uma mudança tal da evolução seguinte que as predições a longo prazo se tornam completamente vãs. Isto ressuscita a observação de Poincaré que o acaso e o determinismo se tornam compatíveis mediante a imprevisibilidade a longo prazo:

"...Uma causa muito pequena, que nos escapa, determina um efeito considerável que não podemos deixar de ver, e então dizemos que esse efeito se deve ao acaso".

Esta formulação põe em evidência que nossa imprecisão das condições iniciais dos sistemas hidrológicos implicaria na pouca confiabilidade das previsões temporais, entre elas as previsões hidrológicas. Esta limitante pode ser surpreendentemente compensado na modelação hidrológica, em parte devido a que a maioria das respostas hidrológicas são *bem comportadas* através do tempo (por exemplo, se comparadas com as precipitações). Isto faz que os hidrogramas sejam relativamente suaves na resposta. Isso se deve que o hidrograma é o resultado da variabilidade integrada sobre uma área o suficientemente grande, os efeitos das variações de pequena escala são atenuadas ou completamente superadas. Mas, quando a área da bacia diminui até uma escala de vertente, este bom comportamento é cada vez menos distinguível. Em resumo, os sistemas hidrológicos, se comparados com outros sistemas dinâmicos, tem uma sensibilidade menor as condições iniciais quando existe uma maior probabilidade de integrar as entradas através do conjunto de variáveis de estado.

3.3 Universalidade das equações físicas de escoamento.

A maioria dos modelos são construídos numa escala de resolução pouco densa e dessa maneira existe uma variabilidade interna, de "sub-pixel", que não chega a ser resolvida. Assim é importante entender a interação entre a dinâmica não resolvida e dinâmica explicitamente resolvida pelo modelo. O conceito de universalidade é central para esta interação. A "universalidade" é a propriedade de um sistema físico que permite mudar a descrição do sistema de uma escala menor para uma escala maior, sem resolver em forma explícita a dinâmica de pequena escala (*Beckie et al.*, 1994).

Num sistema dinâmico complexo, as "dinâmicas universais" são aquelas que não requerem uma explicitação no modelo de grande escala, enquanto que as "dinâmicas não universais" devem ser explicitamente descritas. Ao construir um modelo com resolução finita deve-se determinar qual dinâmica toma um comportamento universal e, assim, não precisa ser resolvida de forma explícita. A universalidade válida para uma escala do modelo pode elaborar-se quando a dinâmica resolvida é suficientemente independente dos detalhes da dinâmica a nível de "sub-pixel". Nesse caso, um modelo é composto por uma estrutura universal e pelos seus parâmetros que representam os efeitos da dinâmica não resolvida (pequena escala) sobre a explicitada pelo corpo teórico.

Por exemplo, na modelação de fluxo em meios porosos, a dinâmica universal do modelo é aquela encontrada na escala de poro e representada pela da condutividade hidráulica saturada (K_s). A dinâmica na escala de malha de discretização espacial é a dinâmica não universal. Comparemos isto com um modelo na escala de poro mesmo. A dinâmica universal é aquela que acontece nas escalas moleculares e que são representados no poro através da viscosidade e densidade (ρ, ν), e a dinâmica não universal ocorre na vizinhança do poro. (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 Estruturas universais / não universais no meio sub-superficial (adaptado de *Beckie et al.*, 1994).

Escala de trabalho	Dinâmica Universal + Parâmetros	Dinâmica Não Universal
Pontual	Nível Molecular $\rightarrow \rho, \nu$	Escala de Poro
Areal	Nível de Poro $\rightarrow K_s$	Escala de Malha

A dinâmica não universal é afetada: i) pelas forças dominantes nas grandes escalas, ii) pelas condições iniciais e iii) pela geometria do domínio. A dinâmica universal é insensível a estas condições das grandes escalas, já que para a maior parte das moléculas, uma partícula de fluido "não sente" as condições iniciais ou a geometria.

Quando se descrevem os processos a nível pontual, no caso do "fluidos newtonianos", as dinâmicas não resolvidas aparecem na escala molecular, e são contabilizadas pelas viscosidades e densidades, as quais diferem entre diversos fluidos (com diferentes dinâmicas de pequena escala). A estrutura do modelo para esta classe de fluidos é universal: as equações de Navier-Stokes. Para aplicações encontradas na prática, estas equações devem ser simplificadas, e assim para as superfícies livres podem ser usadas às equações de Saint Venant (*Dooge*, 1986; *Abbott e Basco*, 1989; p.30) e no caso dos meios porosos, através de uma apropriada linearização, chegar à conhecida Lei de Darcy (*de Marsily*, 1986).

Os fluidos newtonianos turbulentos possuem uma "forte universalidade", onde a dinâmica numa faixa de escalas menores ao do problema não são independentes e por outro lado estatisticamente idênticas para todos os sistemas. A forte universalidade do fluidos turbulentos é explorada para desenvolver expressões para as viscosidades turbulentas efetivas que podem ser usadas nos grandes modelos com poucos graus de liberdade. É importante notar que para uma dada classe de fluxos (por exemplo. isotrópicos e homogêneos) as viscosidades efetivas são independentes da inicialização do problema. Em contrapartida com a turbulência gerada pelas interações fluido-fluido, o comportamento dinâmico do fluxo sub-superficial é imposta, externamente, pelo meio poroso. No entanto, explorando a forte universalidade existente no fluido turbulento, pode-se construir um modelo com ausência de medições da viscosidade. Já no fluxo sub-superficial é requerido medir ou caracterizar de alguma forma o tensor da condutividade hidráulica devido a estruturalidade em que se baseia o problema. Assim, na opinião de *Beckie et al.*(1994), a universalidade encontrada em vários sistemas geofísicos como o fluxo sub-superficial, é menor que a encontrada nos fluidos turbulentos, tanto da face gasosa (atmosfera) ou líquida (rios e mares).

Essa conclusão, sendo simples, tem uma importância fundamental: ela delimita o campo, e as dificuldades, na modelação do i) escoamento sub-superficial (escala de vertente), se comparado com o ii) escoamento nas redes de canais (escala hidráulica) e o iii) fluxo nas camadas atmosféricas (escala atmosférica). No caso da vertente existe uma relação "fluido-substrato", e nas outras duas se apresentam relações "fluido-fluido". Porém, parametrizar todos os sub-processos é uma tarefa interminável. Assim, quando se simula um evento hidrológico a nível de bacia, a delimitação e parametrização dos sub-processos associados em cada uma das duas grandes componentes (vertente e rede de drenagem), tentam se "acomodar" para que estes dois grandes grupos produzam "resultados convincentes", passíveis de serem estimados.

Os fatores que dificultam esta parametrização são (*Haan*,1989): a) especificação de critérios apropriados para selecionar os parâmetros; b) correlação existente entre os parâmetros; c) número de cálculos envolvidos em muitos modelos; d) restrições sobre os valores apropriados de alguns

parâmetros; e) a não existência de um único conjunto de parâmetros que satisfazem a função objetivo; f) os limites de validade estabelecidos para as funções hidrológicas contidas no modelo; g) erros nos dados.

3.4 Parâmetros Constitutivos

Intuitivamente, sabe-se que é possível construir um modelo com um comportamento de grande escala sem resolver toda a verdadeira dinâmica interna. Na realidade, esta é uma hipótese fundamental da física do contínuo ou Hipótese de Universalidade. Tipicamente, tal modelo consiste de i) uma estrutura universal, e ii) poucos parâmetros fenomenológicos que manifestam o efeito da dinâmica não resolvida sobre a dinâmica que pode ser resolvida (*Beckie et al.*,1994). Na prática, postula-se a estrutura universal dos efeitos da dinâmica não resolvida sobre a dinâmica que pode ser resolvida.

Duas abordagens são usadas comumente para chegar a uma estrutura universal. Uma "metodologia reducionista" requer que a estrutura de grande escala seja deduzida através uma re-escalação apropriada de um modelo conhecido de pequena escala (técnicas do grupo de renormalização, etc., *Beckie et al.*,1994). Outra abordagem, "empírica", requer a observação do sistema numa escala maior, e postular relações dimensionalmente consistentes entre as variáveis de estado. Só depois de especificar a estrutura universal podem ser determinados os parâmetros fenomenológicos pelos procedimentos inversos, desenvolvidos nas grandes escalas. Um modelo de grande escala é de pouca utilidade se requer um conhecimento detalhado das escalas não resolvidas. Assim, se essa tal estrutura universal não pode ser construída, o modelo não é universal.

Tomemos o exemplo de um sistema que é inteiramente linear. As equações para as condições de micro-escala podem-se integrar espacialmente sobre uma área específica e, assim, no modelo de macro-escala, encontrar uma relação para os valores médios das variáveis dependentes. Os parâmetros da macro-escala são os valores médios dos correspondentes parâmetros na micro-escala. Esta facilidade não representa uma grande vantagem, já que em tais situações as equações lineares podem, facilmente, ser formuladas na macro-escala também. Segundo *Dooge*(1986), isto deixa claro que o problema da parametrização na macro-escala chega a ser extremamente complexo se o processo é não-linear, como a maioria dos processos hidrológicos.

A dinâmica natural dos fenômenos que se manifesta em diferentes escalas interage através da não linearidade (*NRC*,1991;*Beckie et al.*,1994). A medida que o elemento de área aumenta, fica cada vez mais questionada a suposição que o valor medido de um determinado parâmetro (por

exemplo a condutividade hidráulica, K_s) é representativo do valor de todos os elementos pertencentes a uma dada escala observacional. Isto ocorre porque a variabilidade espacial do parâmetro é demasiado grande para ser representado por um simples valor. Podem-se medir muitos pontos para determinar a distribuição dos parâmetros, mas na prática isto torna-se inviável devido ao custo. Assim, pode-se considerar que os valores dos parâmetros são "valores efetivos" (Grayson *et al.*, 1993) quando resultam da relação de entrada-saída para um elemento particular mas não representam necessariamente um resultado medido.

Para Hassanizadeh e Gray (1979), estes "parâmetros efetivos", ("constitutivos" nas ciências do solo), não são parte do mecanismo que expressam o valor médio dos micro-efeitos numa escala maior, mas resultam de simplificações para que o procedimento seja acessível na prática. Por exemplo, no caso da quantidade de movimento no meio poroso, expresso através da Lei de Darcy, o parâmetro é a condutividade hidráulica.

No transporte de massa, quando se expressa a equação unidimensional é utilizado um parâmetro constante para o coeficiente de difusão/dispersão, que engloba a flutuação dos processos advectivos e difusivos no espaço e no tempo. Abbott e Basco (1989, p.29) comentam que para as escalas menores, como as visualizadas no fluxo laminar, o coeficiente de difusão deriva de propriedades moleculares e, assim, ele aparece como uma propriedade exclusiva do fluido. Mas, para as escalas macroscópicas em que existe turbulência, esse coeficiente não é uma propriedade do fluido senão que deriva tanto do processo usado na obtenção de um valor médio como do padrão de escoamento instantâneo. Ela depende do processo de integração sobre as escalas espaciais ou temporais para reduzir a impermanência do fenômeno total.

Hoje em dia, a metodologia para estimar "parâmetros efetivos" está incompleta sendo, então, calibrar os parâmetros mais importantes do modelo usando dados observados. Isto introduz, de acordo com Grayson *et al.* (1993), problemas associados com: a) o tipo de dados que geralmente temos disponíveis e b) a natureza distribuída dos modelos que estamos testando. Eles citam os resultados numa bacia australiana, onde foram conseguidos vários ajustes diferentes aos valores observados, utilizando em cada caso diferentes combinações de parâmetros no modelo THALES. Para cada combinação, os valores de profundidade e velocidade do escoamento em canal foram marcadamente diferentes. Os parâmetros foram "efetivos" no sentido que podem representar as relações de entrada saída. As estimativas internas do escoamento foram simplesmente valores que, na escala de integração adotada pelo modelo, forneceram estimativas satisfatórias das respostas das bacias, mesmo na extrapolação para outros eventos. No entanto não representavam o comportamento verdadeiro da bacia. Isto destaca a análise do comportamento distribuído, através de um valor integrado arealmente como o escoamento para observar o desempenho dos modelos.

Tratando com a heterogeneidade e seus efeitos no transporte de solúveis, *Sudicky e Huyakom*(1991) comentam que é essencial o uso de "parâmetros efetivos" de transporte para desenvolver as simulações devido à impossibilidade de medir as variações nas propriedades hidráulicas em cada ponto, dentro de grandes extensões. Os estudos com técnicas de traçadores tentam vencer este problema. *Beckie et al.*(1994) mostraram que uma Lei de Darcy local é um modelo resolvido e universalmente válido se as escalas resolvidas e de "sub-pixel" da K_s estão separadas pela denominada "brecha ou distância espectral". No entanto, se K_s possui muitas escalas de variabilidade, então é mais apropriado formular uma Lei de Darcy não local. Isto último sugere que os erros de uma formulação local com "parâmetros efetivos" são mais significativos nas escalas menores do modelo, diminuindo para escalas entre oito a dezesseis vezes o tamanho da escala de resolução. Este tipo de parametrização tem haver com os debates atuais da dependência espaço-temporal dos processos de dispersão.

3.5 Métodos para abordar os problemas de escala.

Existem quatro abordagens para tratar com os problemas de escala. Estes quatro enfoques são uma generalização do trabalho apresentado por *Dick e Baumert*(1991) onde mencionam as normas do WMO/ICSU, sendo elas:

- i) integrações* feitas nas escalas temporais e com resoluções espaciais determinadas, das escalas menores para as escalas maiores;
- ii) modelos regionais embutidos* para um número limitado de regiões;
- iii) modelos acoplados e paralelos*, entre um modelo numa escala maior que serve de condições de contorno para outro um modelo hidrológico de escala menor, aplicados em regiões selecionadas, capturando a dinâmica do processo hidrológico;
- iv) desagregações* da informação climática do modelo macro, numa resolução a nível de "pixel", e levando a uma resolução de "sub-pixel" através de alguma abordagem empírica ou estatística, que usem relações que sejam extraídas de observações e do conhecimento do funcionamento do sistema numa forma distribuída.

A procura por um apropriado nível de conceituação tem começado a estudar-se nos sentidos ascendente e descendente (abordagens "i" e "iv") ao mesmo tempo, ao longo da hierarquia de escalas. Ambas possibilidades, discutidas por *Klemes*(1983) através de um exemplo de desagregação, são retomadas por *IGBP* (1993, p.27) como os caminhos mais promissores para os problemas de escalas.

O *sentido ascendente*, (também chamado Processo de Agregação, Processo " Σ ", ou "up-scaling") trata através da síntese matemática fatos empíricos e o conhecimento disponível numa

escala menor, produzindo teorias capazes de prever eventos se numa escala maior, como por exemplo a nível de bacia hidrográfica. Nos trabalhos deste tipo, foram encontradas as seguintes limitações: a) tratamento matemático que obriga a simplificações muito empíricas, b) o conhecimento é incompleto sobre os fenômenos que se manifestam num nível inicial e que leva à necessidade de ocupar os vazios ("gaps") encontrados na teoria com hipóteses não verificadas, cujos efeitos aumenta a incerteza na resposta hidrológica.

O *processo descendente*, (também denominado Processo de Desagregação, Processo "d", ou "down-scaling"), começa tratando de encontrar "nós conceituais distintivos", diretamente num nível de interesse (maior) e procura os passos que poderiam levar a ele a partir de um nível mais baixo. Sua aplicação na hidrologia implica uma perda de nossa tendenciosidade própria da escala humana. Segundo *Klemes*(1983) isto se resume em que:

"...é difícil para um observador localizado na escala humana encontrar uma vantagem considerável a partir da qual um conceito hidrológico específico possa ser identificado em forma apropriada, com exceção do escoamento em canais que, por um lado, integra os processos que ocorrem nas escalas além dos níveis que possam ser comprovados pela nossa experiência direta..."

Sivapalan (1993) revê o rol das condições antecedentes atuando como variáveis de estado, e também a importância de desenvolver as suas relações de desagregação. Nesse trabalho, duas relações de escala são apresentadas para bacias no Oeste de Austrália onde existem sistemas de águas subterrâneas, próximos à superfície ('perched water'). Estas relações foram derivadas através de uma abordagem de simulação no estado permanente e de equilíbrio. A primeira relação usa um novo Índice topográfico para ligar as variáveis de estado, tomadas como armazenamentos, nas escalas da vertente e da sub-bacia, e que podem ser descritas através de sistemas de reservatórios.

A segunda relação liga os armazenamentos na escala de sub-bacia com o correspondente valor de armazenamento médio para uma bacia de área maior, com uma heterogeneidade maior, e usando índices da variabilidade espacial, da cobertura vegetal e das precipitações. Mesmo tendo conseguido equacionar as relações em escalas diferentes através de um mecanismo de agregação (soma), não foi estabelecido nenhum princípio novo de "como" essa integração pode ser realizada a medida que transitamos das escalas menores na direção da macro-escala. Além disso, são usadas as mesmas relações empíricas, de igual aplicação na micro e na macro-escala, o que chega a ser pouco aceitável (lembrar do Caráter Dominante que condiciona o problema de escala). Por último, este tipo de agregação de efeitos apresentado por *Sivapalan* serve para um determinado momento

(de equilíbrio por exemplo) e portanto não explica como muda esta integração durante um processo de transiente ao qual está sujeito o desenvolvimento completo de um evento chuvoso.

Para *Klemes* (1983), o caminho mais promissor para descobertas novas e significantes em Hidrologia é combinar as duas abordagens, no sentido ascendente e descendente,

"...Assim podemos nos basear em fatos existentes por um lado, e por outro lado colocando uma quota de imaginação e intuição no nosso trabalho de pesquisa para formular hipóteses possíveis de se testar..."

Encontrar os "nós representativos" para a conceituação dos processos hidrológicos é fundamental na estrutura dos modelos conceituais. O calcanhar de Aquiles desta geração presente destes modelos é a sua arbitrariedade na sua estruturação e, portanto, numa infra ou super discretização (*Grayson et al*, 1993). A estrutura do modelo é dada *a priori* e os valores da maioria dos parâmetros são otimizados para, dessa maneira, fazer com que essa estrutura produza um hidrograma simulado próximo aos valores observados.

Quando são utilizados parâmetros suficientes para que se representem todas as mudanças no tempo e no volume de resposta, poucas vezes este procedimento falha (pelos menos até onde é considerado um período de verificação) porque, em essência, ele não é diferente de construir um ajuste com um polinômio de alto grau a um segmento de curva. Assim, o próprio *Klemes*(1983; 1986), comenta que

"...o ajuste a um registro observado pode em muitos casos ser um objetivo prático e legítimo. Assim, seu uso é um critério suficiente para um "modelo de caixa preta", ele não pode representar o mesmo para um modelo dito conceitual, já que não pode prever situações onde um bom ajuste pode se obter a custa de valores irrealis de alguns parâmetros que compensam os erros conceituais (por exemplo os erros na estrutura e parametrização do modelo)..."

Portanto, os inconveniente destes modelos conceituais radicam no erro da estrutura de dados é o excessivo número de graus de liberdade que aumenta a sua incerteza.

Com relação aos modelos paralelos, (abordagem iii), *Celia et al.*(1993) apresentam um trabalho "especulativo" que propõe uma modelação paralela entre a escala de poro e a escala do contínuo intermediário. Assim, cada um deles soluciona as suas equações diferenciais e servem de condições iniciais e limites de forma mútua. Uma abordagem discutida é a *descrição estatística* da estrutura espacial dos meios porosos sub-superficiais, podendo ser gerados campos aleatórios apropriados. Devido a variabilidade espacial, é habitual encontrar distâncias de correlação em torno de centímetros na vertical e de vários metros na horizontal, os modelos precisam discretizar

as malhas numéricas com distâncias em torno de 5 cm na vertical e de 0,50 m na horizontal e, que aplicados em situações dos problemas práticos torna-se computacionalmente inviável.

Outra alternativa, é optar por grandes blocos tal que as variáveis que aparecem nas equações governantes são definidas tanto numa escala de poro como em outra escala maior que a primeira e que serve de condição de contorno para os resultados obtidos na micro-escala. Assim, através da malha numérica na escala de discretização apresenta uma vantagem econômica com relação ao método estatístico, sendo que o problema chave é como são determinados os parâmetros efetivos dos blocos. Isto forma a base para o "*método computacional de multi-escala*", MSCM, que coincide com o terceiro tipo descrito por *Dick e Baumert* (1991).

Quanto a abordagem "ii" de Dick e Baumert, os modelos regionais embutidos aparecem na tendência resgatada hoje em dia, sobretudo pelas experiências em grandes áreas, como GEWEX, BAHC, FRIENDS, etc. Este tipo de abordagem depende das condições locais e os tipos de variáveis monitoradas. No entanto, os seus resultados podem ser transferidos a outras sub-bacias unicamente as bacias nas quais eles são representativos.

3.5.1 Parametrização na Micro-Escala Hidrológica

Celia et al.(1993) comentam que existem dois aspectos importantes para "agregar" os processos na modelação de multi-fase ao longo de um intervalo de escalas pequenas. O primeiro envolve a "definição das propriedades da escala do *continuum*", agregando os efeitos dos movimentos na interface ocorrida na escala de poro, em resposta às pressões dos fluidos. Este tipo de observação dos processos na escala de poros é muito difícil e dessa maneira os progressos nesta área são realizados com micro-modelos não tradicionais, como a ressonância magnética numa escala molecular. Esses modelos necessitam ser incorporados na escala do *continuum* de forma sistemática e consistente. O segundo assunto envolve a "definição de uma malha numérica" ou propriedades na escala de campo que levam em conta a variabilidade na escala do *continuum* nas propriedades materiais. Como a maioria dos ensaios de laboratório consideram uma escala da ordem dos centímetros e o tamanho mais comum das malhas usadas na escala de campo fica em torno dos 10 metros, utilizam-se valores médios dentro desta última discretização, e portanto as propriedades podem ser definidas em escalas superiores onde foram feitas as observações.

Segundo *Wheatcraft e Cushman* (1991), os métodos de cálculo do valor médio podem ser classificados em: a) Métodos Hidrodinâmicos Generalizados; b) Métodos de Homogeneização; c) Métodos Estocásticos.

a) Métodos Hidrodinâmicos Generalizados -(mHG): A vantagem destes métodos radica em que não necessitam ter uma hierarquia discreta de escala. Na realidade, as teorias baseadas na hidrodinâmica generalizada são válidas em todas as escalas, incluindo o caso discreto, e podem facilmente ser reduzidas às teorias clássicas no caso de fluxos no meio poroso, em especial quando o meio poroso apresenta uma heterogeneidade do tipo fractal (*Wheatcraft e Tyler, 1988*).

b) Métodos de Homogeneização -(mH): Estes conceitos são deduzidos da "teoria das perturbações" (*Bear, 1972; Dooge, 1986*) e, mesmo sendo a homogeneização matematicamente rigorosa, o resultado final do processo é o mesmo que é obtido através do valor médio num volume unitário. Os "mHs" podem ser aplicados sobre qualquer sistema discreto de escalas espaciais, uma vez que o meio é periódico na escala mais pequena. Se consideramos o meio como uma micro-estrutura, com período " l ", sendo " L " a dimensão característica da macroescala, portanto $L \gg l$ e definindo $\varepsilon = l/L$. Quando ε tende a zero, representa uma medida da "transição escalar" a partir da micro para a macro-escala. Estes métodos são conhecidos na hidrologia pelo nome de REA, "*Representative Elementar Area*", (*Wood et al., 1988*), ou de "*Threshold Process*" (*Grayson et al., 1993*). Segundo *Beckie et al. (1994)*, estas abordagens ignoram as interações entre a dinâmica resolvida na escala de discretização do modelo e a variabilidade intrínseca, própria da escala de "sub-pixel", e dessa maneira, não deveriam usar-se para derivar modelos de grandes escalas a menos que a dinâmica possua uma brecha espectral na escala de resolução.

c) Métodos Estocásticos - (mE): A idéia é assumir que as equações de transporte, desenvolvidas através de uma técnica de cálculo do valor médio de uma propriedade, são válidas na escala local e o sistema é visto como um conjunto das estruturas do meio. Cada estrutura pode ser considerada como homogênea e isotrópica. O tamanho médio dessas estruturas ou blocos dependem da "escala integral" que é a escala no qual o meio apresenta-se periódico no espaço. A heterogeneidade na escala de campo deste modelo conceitual resulta da distribuição estatística dessas estruturas.

A escala de partida é a meso-escala do processo considerado, no entanto para estimar o valor médio são usadas quantidades ponderadas. A informação perdida na transição de escalas é a dispersividade (condutividade hidráulica no caso dos meios porosos) do tipo determinística, função do espaço. Esta informação é substituída por parâmetros que são funções dos momentos da sua distribuição estatística e que é, nesta escala, a macro-dispersividade ou a condutividade hidráulica a nível regional (*Wheatcraft e Cushman, 1991*) e que é uma função da média, da variância e covariância, influenciadas pela anisotropia.

Para isto admite-se: a condutividade hidráulica é uma variável aleatória ergódica e que tem uma componente pseudo-estacionária. Esta suposição implica que a macrodispersividade é, no início, dependente da escala numa "visão micro" com relação a escala integral e chega a ser quase

constante nas macroescalas, várias vezes maiores que a escala integral. Por isto, a tendência nos "mEs", é de que a escala final é várias vezes maior que a escala integral.

No exemplo do meio poroso, (Tabela 3.2) o esquema geral para nos movimentar entre várias escalas de interesse é baseado: a) numa escala de partida: a nível de poro; b) no método para agregar e estimar a média dos micro-efeitos numa escala maior: o método de valores médios tomados dentro de um volume de controle; c) na perda de informação: neste caso, menospreza-se a configuração geométrica da interface "sólido-vazio"; e d) na substituição da informação da micro-escala através de "parâmetros constitutivos e efetivos" que simulam o comportamento das propriedades materiais e o comportamento no transporte, num nível macroscópico.

Segundo Bear (apud *Wheatcraft e Tyler, 1988*), o sucesso dos experimentos de laboratório levaram a acreditar que o modelo de dispersão de Fick fornece uma descrição adequada para os processos de transporte de massa. Numerosas pesquisas na escala de campo tem demonstrado que as dispersividades medidas no campo são maiores que as medidas no laboratório para um mesmo tipo de meio poroso, no entanto as dispersividades medidas no campo são dependentes da escala de trabalho.

A flutuação de velocidades na escala microscópica do poro não é o processo dispersivo mais comum nos meios porosos heterogêneos e estratificados. É aceito que a maioria da dispersão ocorrida na escala de campo é causada pelas flutuações macroscópicas de velocidade entre as discontinuidades e das anisotropias próprias do meio, e que toma o nome de "adveção diferencial", AD, (*Wheatcraft e Tyler, 1988*). Uma "AD" ocorre na escala microscópica e é o que causa dispersão na macro-escala de laboratório. As flutuações de velocidades causam mudanças introduzidas no parâmetro que "transmite" a informação de uma escala para outra através da integração dos micro-efeitos e que, neste caso, é a condutividade hidráulica.

Para a heterogeneidade evolutiva, de autosemelhança ou heterogeneidade fractal, para que os processos que são espacialmente médios sejam significativos, as heterogeneidades devem ser relativamente pequenas se comparadas com a escala geral de observação (*Gelhar, 1986*). Ele sugere que as variações de grandes escalas podem, em teoria, ser tratados deterministicamente, mas as variações pequenas podem ser tratados de forma estocástica. A questão de "como" e "quando" a transição começa nas duas abordagens é uma das dificuldades existentes formulação e simulação numérica. Esta última questão depende do grau com que consegue-se delimitar o problema da "transição escalar".

Tabela 3.2: Resumo de métodos para estimar os valores médios na microescala hidrológica (*Wheatcraft e Cushman, 1991*)

↓ Assunto	Teoria →	Transporte Molecular Difusivo	Transporte do tipo Determinístico	Transporte do tipo Estocástico
Cálculo do valor médio		Mecanismo Estatístico (Movimento Browniano)	Valor médio volumétrico	Valor médio do conjunto
Perda de informação		Movimento aleatório das moléculas	Geometria do poro; Flutuação da velocidade numa escala de poro.	Distribuição da Condutividade Hidráulica.
Escala Inicial		Molecular	Poro.	Laboratório.
Escala Final		Poro	Laboratório	do campo.
Menor escala válida		Distância livre média das moléculas.	Volume Elementar Representativo, VER	de correlação espacial (escala integral).
Parâmetros e equações resultantes		Coefficiente de difusão molecular; Lei de Fick.	Dispersividade; Equação de Dispersão-Adveção	Macro-dispersividade; Dispersão-adveção estocástica (comportamento médio)

3.5.2 Parametrização na Meso-Escala hidrológica

Song e James (1992) sugerem que a escala ótima numa dada bacia, com variabilidades e discontinuidades, é determinada pelo desempenho em conjunto de processos múltiplos que geram o escoamento e a determinação dessa escala dependerá dos registros de chuva usados durante a avaliação de um determinado modelo. Os enfoques para uma otimização da escala:

a) Modelação física de agregação (MfA): a partir de células pequenas são aplicadas as equações hidrodinâmicas, logo são agregados os resultados locais para obter o total para toda a bacia. Como as equações diferenciais usadas discretizam com um valor médio do elemento, é de se esperar melhores resultados a medida que o tamanho da célula diminui de tamanho.

b) Modelação usando uma desagregação determinística (MdD): relações empíricas são aplicadas a toda a bacia e depois desagregadas para bacias menores. As equações podem ser representadas como: $Q = f_1(P_a, I)$, onde Q é um vetor temporal dos escoamentos simulados; I é uma entrada da matriz espaço-tempo de precipitação ou dados climáticos, e P_a é o vetor espacial dos parâmetros dos modelos que permanece constante através do tempo e pode ser

representada como $P_a = f_2(P_c)$, sendo que P_c representa as características físicas da bacia. Se P_a depende só das características do sistema e estas últimas são espacialmente uniformes, pode-se dizer que P_a é um valor simples (com variância zero). A variabilidade dos valores de P_c resulta em diferentes valores de P_a quando a bacia é modelada por partes.

c) Modelação usando uma desagregação estocástica (MdE): pode-se seleccionar a distribuição de probabilidades para cada parâmetro e, assim, executar o modelo com um P_a formado a partir de valores aleatórios para cada distribuição escolhida. A simulação estocástica emprega múltiplas execuções para cobrir todas as possíveis combinações dos valores dos parâmetros num modelo representado por: $Q = f_3 [P_a(\mu, \sigma^2), I]$, onde $P_a(\mu, \sigma^2)$ é um vetor das distribuições dos parâmetros usados, cada um deles com sua respectiva média e variância. Como as médias e as variâncias determinadas através da calibração dependem da escala usada, podem-se comparar os valores de Q em diferentes escalas com os valores observados para encontrar os resultados que melhor ajustam. Nesta escala "ótima" o modelo representaria melhor a maioria dos processos, já que os parâmetros estariam melhor correlacionados com as características das bacias. Desta maneira, a variância dos parâmetros é usada para representar a heterogeneidade.

3.5.3- Parametrização na Macro-Escala Hidrológica

Para uma estruturação hidrológicamente correta dos modelos numa macro-escala, *Klemes*(1983) propõe examinar criticamente a "transferência" dos modelos hidrológicos existentes e suas aplicações a longo prazo, em diferentes ambientes e para condições de mudança, no qual conclui que os modelos devem satisfazer os seguintes requisitos: a) a estrutura do modelo deve ter um "fundamento físico" e deve ser possível de validar cada componente de forma separada; b) os modelos devem ser geograficamente "transferíveis" e os seus parâmetros devem ser derivados das características reais, próprias de cada região do planeta. A questão aberta é que possibilidades existem para que uma estruturação seja adequada, com sentido físico, tanto no sentido vertical como na horizontal, dos modelos hidrológicos da macro-escala?

Por outro lado, *Becker* (1992) comenta sobre dois enfoques que são considerados "críticos" na modelação a nível macro. Primeiro a "abordagem concentrada", com valores médios das características dos processos (tais como as entradas, as condições iniciais, as propriedades da superfície, etc.) sobre grandes áreas. A aplicação de modelos concentrados para as grandes áreas só pode ser efetuada quando existem modelos distribuídos que registram o modo de como encontrar os valores médios na transferência de informação. Isto também faz uso da "extrapolação da validade" nas descrições feitas aos processos da micro-escala, a partir da escala pontual até a escala global. Isso fica evidente quando, mais tarde ou mais cedo, numa dada escala ou dimensão

característica, a "explicação mecanicista" perde sentido e deve, necessariamente, ser substituída por hipóteses multi-causais ou, as vezes, por representações estatísticas dos processos.

Entekhabi e Eagleson (1989) introduziram funções de densidade de probabilidade, *a priori*, para retratar a variabilidade espacial da umidade do solo e da precipitação com o objetivo de estimar tanto a não-linearidade da evaporação, em resposta à umidade superficial, como também para a interação entre os fluxos vertical e horizontal na distribuição da umidade. Assim, foram usadas estas funções em conjunto com as equações determinísticas da física elementar do solo para os processos hidrológicos com variação a nível de "sub-pixel", sem ser comprovada uma base física para a parametrização das distribuições estatísticas. Mais ainda, a umidade do solo foi tratada como um dado de entrada ao invés de ser derivada das variáveis tais como a precipitação e das propriedades do solo. Neste último aspecto, de acordo com *Dick e Baumert* (1991), o mencionado trabalho por um lado fornece uma ferramenta poderosa para abordar os processos distribuídos em bacias sem dados observados, e por outro, demonstra pouca concepção física para obter uma média simples devido, por exemplo, a que a heterogeneidade do mesmo padrão de chuva pode influir no balanço hídrico.

A heterogeneidade a nível de "sub-pixel" através de distribuições dos fluxos de energia, umidade do solo, e produção de escoamento, foi aplicada através da representação composta na superfície terrestre. *Liang*(1994) valida esta abordagem com dados extraídos do projeto ABRACOS. *Arola e Lettenmaier*(1994) introduzem os efeitos da cobertura da neve no biênio 90-91, sobre duas áreas do estado de Montana, Estados Unidos. Por outro lado, *Chehbouni et al.*(1994), centram a sua pesquisa na obtenção dos parâmetros efetivos nas técnicas de agregação usadas nos modelos de macro-escala. Eles concluem que os resultados das pesquisas nesta área não são definitivos, devido a que a relação entre as escalas locais e espaciais, dependem das hipóteses de partida, de acordo com o objetivo perseguido.

Arnell (1993), comenta que para os modelos com distribuições de probabilidade, *a priori*, como o de Entekhabi e Eagleson, quanto maior o número de variáveis escolhidas que seguem uma dada distribuição, mais complicada é a função de distribuição de probabilidade conjunta. Além disto, essa abordagem não permite que a superfície possa apresentar uma "memória própria do sistema" se ela segue de forma exclusiva um comportamento estatístico sem considerar o estado de umidade antecedente. Enquanto as parametrizações do tipo conceitual, são muito mais difíceis e requerem maior trabalho de detalhe, no entanto permitem uma estimativa da memória do sistema e, por isso, representam melhor uma interface entre águas superficiais e sub-superficiais. Arnell conclui que o desenvolvimento dos macro-modelos precisam de dados observados numa resolução

espacial e temporal maior (por exemplo cada 15 minutos numa resolução menor de 1 km), devido a que podem ser desagregados também para bacias experimentais.

Arnell apresenta o tipo de dados necessários para modelar os processos hidro-atmosféricos na macro-escala, sendo compostos por: a) propriedades fisiográficas estáticas: são consideradas constantes no tempo e incluem propriedades dos solos (porosidade, profundidade dos substrato rochoso, condutividade hidráulica saturada, curvas de retenção, etc.) e topografia, digitalizadas através dos modelos digitais do terreno (DEMs) com uma resolução entre 20 (SPOT) e 30 metros (Landsat), ou através dos mapas topográficos numa escala de 1:50000 ou próxima; b) propriedades dinâmicas das bacias: as mais importantes é a cobertura vegetal que pode variar com o tempo (capacidade de interceptação, profundidade médias das raízes, índice foliar, rugosidade aerodinâmica, albedo, etc.), sendo que outras características, como a capacidade de infiltração e a condutividade hidráulica não saturada) apresentam uma variação local em função da compactação artificial dos solos ou época do ano; c) e d) dados hidrológicos e climatológicos (ver Tabela 3.3)

Tabela 3.3: Dados requeridos para uma macro-modelação hidrológica (Arnell, 1993)

Tipos de dados	Objetivos da modelação		
	Desenvolvimento	Inicialização, operação	Validação
Fisiográficos (estáticos)	sim	sim	
Propriedades dinâmicas	sim	sim	
Hidrológicos e climatológicos	sim	sim	sim

Por definição, o "modelo de Balanço Hídrico" é mais aplicável quando os problemas dominantes se referem aos fluxos de energia e de umidade no sentido vertical. Entretanto, o "modelo de transporte" cobre um domínio mais restrito aos problemas com fluxos no sentido horizontal, próprios da superfície terrestre. A modelação dos fluxos verticais pode ser atribuída a qualquer área de interesse (unidades, parcelas, vertentes, etc.), entretanto os modelos de transporte devem associar-se, principalmente, com sistemas hidrológicos (bacias hidrográficas por exemplo). Adotando este conceito, *Becker e Nemeç*(1987) sugerem o conceito de modelação de "dois níveis", com referência aos dois domínios da macroescala. Para distingui-los, pode-se expressar:

i) no "*domínio dos fluxos verticais*" pode ser aplicada qualquer discretização espacial, aplicando-se às malhas regulares, de qualquer tamanho, e nas sub-áreas de igual comportamento hidrológico

(com relação às propriedades da superfície terrestre, as entradas climáticas, etc.), não é necessária uma relação *a priori* dos reservatórios, limites das bacias hidrográficas, etc.;

ii) no "*domínio dos fluxos horizontais*" ou laterais, a modelação deve ser desenvolvida a partir das nascentes das bacias, em especial na modelação regional e continental. Os modelos de componentes para este domínio são relacionados claramente aos reservatórios e, em muitos casos, os modelos conceituais simples são suficientes para representar às bacias e sub-bacias por completo;

Nos estudos das bacias hidrográficas, unicamente aquelas partes que pertencem ao um "domínio de fluxos vertical" devem ser acoplados a um "modelo de transporte". No caso dos GCMs, é muito importante uma boa modelação no domínio de fluxos verticais. Já o domínio dos fluxos laterais são de interesse só até onde os fluxos são usados para propósitos de validação ou para as pesquisas das interações entre os sistemas de recursos hídricos e o clima.

A tarefa mais importante na modelação dos fluxos verticais é estimar qual esquema de discretização espacial é aplicado para garantir um cálculo com embasamento físico da heterogeneidade espacial e evitar, assim, uma errada concepção do processo (Becker, 1992; p.105). Aplicar malhas regulares, com resolução cada vez maior, sempre é possível, no entanto leva a um trabalho maior e não comprova eficiência num ganho substancial de informação. Dessa maneira, uma abordagem semi-distribuída é uma solução muito útil. Ela permite ao hidrólogo levar em conta a variação espacial dos processos de forma correta, sendo que as sub-áreas a modelar separadamente podem ser escolhidas bem maiores e não precisam dividir-se em pequenas partes.

Existem três abordagens principais para "agregar" processos, a nível macro (Dick e Baumert, 1991):

- a) um *tratamento estatístico das heterogeneidades*, através da formulação de funções de densidade de probabilidade, tanto das medições como dos atributos superficiais em diferentes pontos;
- b) identificação de sub-áreas com *processos hidrológicos dominantes* e configurações de parâmetros característicos ; (REA),
- c) *uso do sensoriamento remoto*, já que o pixel é um espaço que integra informação em si mesma.

Em todas as experiências é citado o sensoriamento remoto como a área mais promissora para fornecer uma integração espacial dos elementos componentes do balanço hídrico na escala pontual, a maioria deles baseados na análise física contínua dos fluxos. No entanto, os estudos hidrológicos que incluem imagens de satélite indicam a grande dificuldade de produzir um "macro-pixel" médio espacial (Kirkby, 1988; Short et al., 1993). Dessa maneira o sensoriamento remoto não chega a ser "a solução" mas sim uma ferramenta parcial.

Um segundo exemplo é a escala de influência na integração espacial e que fora abordado por vários hidrólogos tais como *Dooge* (1982), *Becker e Nemeç* (1987) e *Wood et al.* (1988). As soluções propostas por eles, as quais incluem modelos hidrológicos de macro-escala, são pouco utilizados pelos padrões científicos das organizações internacionais, nas quais o ponto de partida é sempre os "mega-parâmetros" que são definidos nos modelos de escala global, GCMs, e que a maioria das vezes ignoram a redistribuição horizontal dos fluxos de umidade, tanto a nível superficial como sub-superficial (*Nemeç*, 1994).

3.6 Procura da conceituação e leis da meso-escala.

A conceituação de escalas está relacionada através da menor ou maior capacidade existente dentro das transições escalares que experimentam as variáveis e parâmetros das áreas vertentes. Desta maneira, além de transmissoras de informação entre áreas passivas e de condução, elas podem ser consideradas como Áreas de Transição Escalar.

3.6.1 Papel da transição na meso-escala

Na atualidade, a hidrologia superficial se serve da abordagem da micro-escala que se baseia, por um lado, na mecânica do contínuo e também, por outro, na abordagem da macro-escala, baseado no estudo estatístico dos grandes agregados (*Dooge*, 1986; Figura 3.1).



Figura 3.1 Mecanismos, sistemas e agregados (*Dooge*, 1986)

Nenhum desses métodos é apropriado, de forma exclusiva, para a hidrologia regional já que esta pertence aos sistemas intermediários, os quais caracterizam-se por ter um tamanho que vai desde a escala local da física hidrológica até a escala global da região geográfica.

Dooge(1986) insiste que ao invés de trabalhar com a mesma conceituação os processos de micro e macro-escala, é melhor encontrar "leis de equilíbrio" ou "similaridades", numa meso-escala, do mesmo modo que uma abordagem num mecanismo estatístico. Dessa maneira a escala de interesse pode ter limites inferior e superior em função de um estado de excitação característico, que leva a estudar as heterogeneidades numa "escala de flutuação comparável". Os enfoques de micro e macro-escala são relevantes para formular e verificar as leis hidrológicas na meso-escala da bacia hidrográfica. Isso é absolutamente verdadeiro se as "leis" da hidrologia básica estiverem baseadas em:

- a) *parametrização das equações não-lineares da "micro-escala"*, próprias da variabilidade intrínseca dos processos hidrológicos; ou
- b) *desagregação de relações a longo prazo* e que podem apresentar um equilíbrio na "macro-escala";
- c) *combinação de ambos enfoques*; o mesmo ocorre quando trata-se de derivar "leis hidrológicas" na escala de bacia, já que os resultados na micro e macro-hidrologia podem ser uma fonte de hipóteses análogas para a "meso-escala".

Do anterior, *Becker*(1992) conclui que: a) os modelos físicos, ditos conceituais, são mais apropriados para modelar os processos superficiais na "meso-escala"; b) no intervalos da "macro-escala", a área do modelo pode ser sub-dividida em áreas de tamanho próximo à meso-escala e os modelos conceituais podem ser assim aplicados nessas sub-áreas; c) para modelar a "micro-escala" pode-se basear nas equações diferenciais fundamentais da hidro e da termodinâmica com resoluções espaciais bem detalhadas.

Estes resultados devem ser procurados na escala de bacia, ou seja a meso-escala, os quais contribuem para o desenvolvimento das "leis" um pouco melhor do que o simples ajuste de expressões empíricas aos dados (os quais sempre apresentam um componente desconhecido, próprio do filtrado que produz o sistema). Assim, o método científico deve ser seguido explícita ou implicitamente. De acordo com *Dooge* (1986), os passos são:

- i) *A geração de Hipóteses Plausíveis*: elas sobressaem na tentativa de combinar as equações não-lineares que descrevem os processos hidrológicos na escala do contínuo com suposições simples e que expliquem a variabilidade dos parâmetros da micro-escala; nesta abordagem é possível simplificar consideravelmente vários processos da micro-escala e a variabilidade dos micro-

parâmetros sem poder reduzir muito o potencial de predição dos modelos de meso-escala resultantes;

ii) *Desagregação*: dos macro-processos que atuam a nível global;

iii) *Interdisciplinariedade*: nos mesmos problemas, sendo portanto o âmbito geral das geociências.

3.6.2 Transição escalar e transferência de informação

Consideremos o exemplo teórico de um modelo do tipo distribuído para simular escoamento superficial e sub-superficial. Os dados da topografia são utilizados para definir a rede de elementos e os pontos fornecem informação hidrológica para simular os modelos. A Figura 3.2 apresentada por *Grayson et al.* (1993) indica a qual é a mudança do "conteúdo da informação hidrológica" a medida que diminui o tamanho do "pixel" ou elemento de área (resolução espacial).

A informação hidrológica é entendida como o "limite máximo de descrição de um modelo" a partir de um conjunto determinado de dados. A mencionada figura mostra que o aumento do tamanho do "pixel", ou seja uma diminuição da resolução, além da escala onde foram feitas as medições, existe uma diminuição da quantidade de informação que é provista pelo modelo. Isto é uma noção geralmente aceita na prática e é causada pela concentração da informação que existe a nível de "sub-pixel" dentro de cada elemento que compõe a malha.

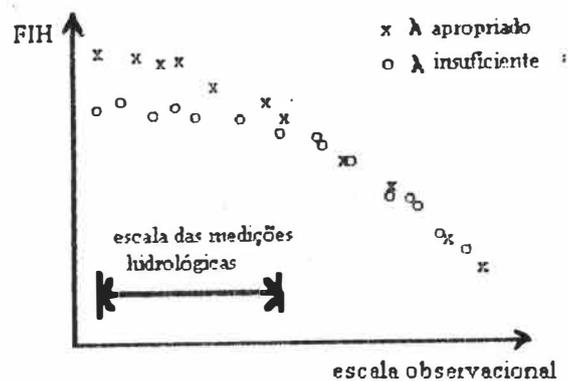


Figura 3.2: Representação conceitual da relação entre a informação hidrológica e o tamanho do elemento usado através de interpolações na topografia (*Grayson et al.*, 1993)

Grayson e colegas colocam a topografia como fator mais sensível na parametrização física do modelo para estudar esta transferência de informação de uma escala observacional para outra. Se o tamanho do elemento é reduzido, dois possíveis cenários podem ser avisados. No primeiro caso, a topografia é assumida como uma ferramenta útil para os processos dominantes (nessa escala menor), então uma resolução espacial mais fina aumentará o conteúdo de informação. Esta é a base dos métodos baseados nos índices do terreno propostos por *Beven e Kirkby*(1979) e *Moore et al.* (1991).

Outro caso, ocorre quando os processos estão dominados por outros fatores, muitos comuns nas vertentes hidrográficas, tais como as discontinuidades da estrutura geológica, as características do micro-relevo, caminhos preferenciais d'água superficial que não podem ser relacionados diretamente com a topografia (macro-poros e/ou "piping"), e, na maioria das bacias rurais, a "influência da escala humana" com os diferentes usos do solo por agricultura, impermeabilização, etc. que cria padrões diferentes aos naturais nas outras escalas. Neste caso, uma maior resolução espacial não aumenta o nível de informação hidrológica. O conteúdo de informação pode só ser aumentado por interpolação se duas premissas são cumpridas: se existem e se podem ser definidas as relações que ligam este comportamento em diferentes escalas.

O problema da transferência de parâmetros de uma escala para outra é abordado através de uma abordagem simples que trata a resposta de um volume grande da interface superfície-atmosfera-bioma como se fosse uma simples soma das respostas nos volumes menores, que constituem a interface e que não chegam a interagir entre si (Hipótese de Estaticidade). Assume-se que a relação entre a entrada e a saída é conhecida numa determinada escala, e esta relação é uma média de um conjunto espacialmente variável de entradas, de parâmetros ou de ambos. Em geral, esta abordagem é incompleta, segundo *Milly* (1991), já que a saída, ou resposta física, de um elemento do sistema retroalimenta outras partes do mesmo. A água de chuva que é liberada num ponto qualquer de uma vertente é logo absorvida em qualquer outro lugar do plano de declividade onde se produz o escoamento superficial.

3.6.3 Vertentes como Áreas de Transição Escalar

Um problema inerente da simulação de várias superfícies do solo e os fenômenos atmosféricos associados através de uma ligação A-MHM (Atmosphere-Mesoscale Hydrologic Model) é a quantidade enorme de escalas de tempo características requeridas para "mover" um sistema acoplado de equações a um estado de equilíbrio dinâmico. *Vörösmarty et al.* (1993) cita o Committee on Global Change enquanto os tipos de escalas temporais reconhecidas a nível disciplinar, tanto atmosféricas como terrestres. Ele destaca, como Dooge, a importância dos

"processos intermediários", entre os quais figuram os balanços hídricos em geral e a geração do escoamento. As grandes diferenças nas escalas temporais apresentam problemas operacionais para atribuir uma apropriada discretização a cada sub-sistema componente. Também *Bruijnzeel*(1993), como revisor dos trabalhos atuais nas regiões de climas úmidos, sugere que a maioria dos experimentos de campo dever-se-iam realizar em "lugares chaves" que capturem toda a diversidade do meio ambiente.

As primeiras evidências de existir uma transição escalar a nível de vertentes hidrográficas foram colocadas por vários autores que trabalham na macro-escala. Dentro de todos os componentes (biológicos, ecológicos, químicos, físicos, etc.) de um modelo na meso-escala a componente hidrológica tem um rol fundamental. As experiências mencionadas por *Vörösmarty et al.*(1993), comparam modelos de hidrologia superficial e subterrânea, de forma conjunta, a nível distribuído e concentrado(Figura 3.3).

Estes modelos indicam que, segundo as características típicas encontradas em campo, existe uma "escala espacial característica" adjacente aos canais naturais na qual tanto o canal e as águas subterrâneas interagem de forma significativa. Passando esta distância característica, no sentido de montante, existe uma descarga uni-direcional do escoamento, e a jusante dela se localiza a rede de drenagem. Baseados nas estimativas dos níveis subterrâneos ou através do sensoriamento remoto, cada malha na meso-escala é atribuída como uma porção da paisagem dentro e fora dessa zona de interface.

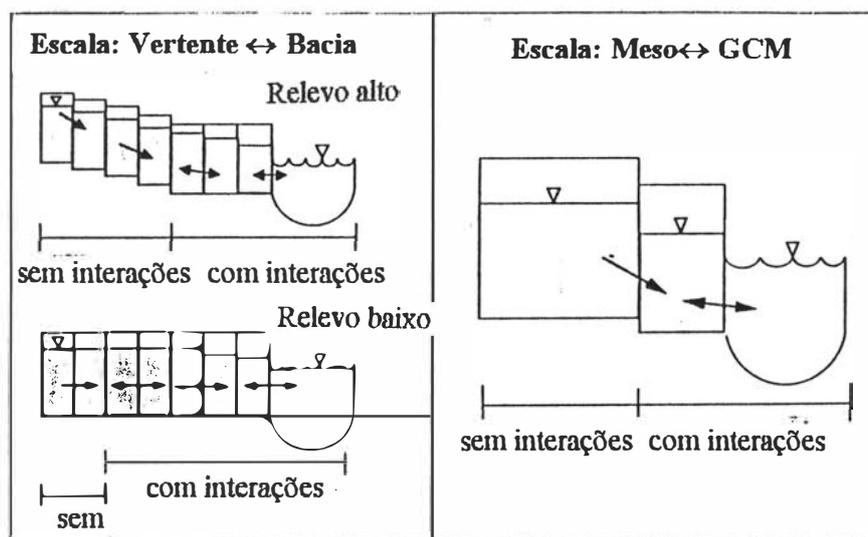


Figura 3.3: A ligação entre os canais e as águas subterrâneas na a) escala de vertente e bacia, e b) em macro-escalas a nível regional(*Vörösmarty et al.*,1993)

Num sistema de drenagem natural, e dentro da visão geomorfológica proposta por *Cristofolletti* (1981), a medida que os tributários vão se confluindo com o rio principal, as diversas variáveis estão interconectadas, e converte o escoamento um processo de multiescala. Do ponto de vista da geração do escoamento, podemos classificar por um lado as áreas passivas e ativas. As primeiras recebem água de chuva e não geram escoamento superficial significativo já que os processos de interceptação, armazenamento superficial e infiltração são mais importantes. As áreas ativas são aquelas áreas adjacentes e influenciadas pela rede no "transporte e condução" dos volumes d'água. Estes dois tipos de áreas apresentam um complexo sistema de heterogeneidades próprias, cuja invariância as caracteriza de forma marcada uma da outra, distinguindo, assim também, duas escalas respectivas.

No meio desses dois grupos diferenciáveis, figuram as áreas compreendidas numa escala intermediária, onde existe por um lado a geração de escoamento (bacias de hierarquia zero, segundo *Burt*, 1988) tanto por um mecanismo de saturação superficial e afloramento de água nas depressões do micro-relevo, mantendo íntima ligação com aspetos tais como início e forma da passagem de volumes d'água para as áreas de transporte. Por outro, nessas áreas continua existindo um processo de perdas cuja ordem de grandeza é comparável com a geração do escoamento significativo.

O grau e o número de heterogeneidades que se destacam nesta escala estão influenciadas pela mudança abrupta da variabilidade do processo, representado pela mudança nas distribuições de probabilidade dos parâmetros que caracterizam as equações dinâmicas, e pelos valores que adimensionalizam as equações e que expressa a filtragem do meio. Segundo *Betson* (1964), uma mesma área de estudo localizada numa vertente as vezes pode se comportar como se fosse uma área passiva ante eventos chuvosos fracos (sujeito a perdas importantes); ou como área de condução e transporte nos eventos de extrema magnitude, formando parte do sistema de drenagem hierarquizado.

A universalidade das equações de escoamento em diferentes domínios, no meio poroso e na rede de canais, permitiu até o momento uma boa conceituação física e matemática dos processos. Assim, a multi-escala com que eles devem ser caracterizados fica limitada nas regiões de transição, justamente na geração do escoamento desde o meio poroso até chegar à rede de drenagem. Cada uma destas regiões apresentam heterogeneidades próprias, diferentes entre si, (ver Tabela 3.4), deixando por parte da modelação a estruturação das componentes secundárias do sistema. Estes componentes estão ligados à micro e macro-escala do ciclo hidrológico, o que dá um maior peso nos trabalhos interdisciplinares com as ciências do solo e atmosférica.

As vertentes hidrográficas apresentam uma grande diversidade de processos hidrológicos (abordados no Capítulo III) e o estado de umidade delas é representativo de todo o sistema. Elas combinam os fatores de clima, solo, topografia, vegetação, etc. de tal maneira que dão uma estrutura e unidade básica para a Hidrologia (Chevallier, 1990; p.7), permitindo retratar as características das bacias de ordens maiores como é feito na geomorfologia (Eagleson, 1970; p.345; e Rodríguez-Iturbe e Valdés, 1979). Essa característica de produzir uma filtragem nas entradas através das heterogeneidades locais fornece o nome de áreas ativas ou de transferência de processos de uma escala para outra, e por ter ao mesmo tempo as suas "fronteiras escalares dinâmicas" lhes confere a característica de ser Áreas de Transição Escalar (ATE). Como a transformação chuva-vazão é um processo com variabilidades extremas em várias escalas, a análise dentro das áreas de transição escalar permite encontrar a ligação fundamental dos microprocessos numa escala pontual aos macroprocessos na escala de bacia.

Tabela 3.4 Conceituação, domínios e heterogeneidades nos processos de escoamento.

DOMÍNIOS	HETEROGENEIDADES DOMINANTES	
	Estrutural	Funcional
Meio Poroso	Lei de Darcy, Equação de Richards, etc.	Casos especiais: interação rio-aquífero, etc.
Vertente Hidrográfica.	?	?
Meio Fluvial	Casos especiais: ressalto hidráulico, etc.	Equações de Saint Venant

A parametrização realizada dentro das vertentes hidrográficas estão influenciadas tanto pela universalidade das equações de escoamento, no meio poroso e nos canais. Assim, o uso de um valor médio muitas vezes pode chegar a ser "um ato de fé" estando subordinado ao conhecimento do funcionamento do próprio modelo. Binley *et al.* (1988b) tem mostrado que este ato de fé pode ser justificado só para o fluxo sub-superficial. Eles tem demonstrado que numa escala de vertente é muito difícil apontar um valor apropriado do parâmetro efetivo para uma distribuição conhecida, ainda quando essa distribuição é estacionária no espaço. Isto em parte é devido ao fato que uma vertente pode representar só uma pequena amostra de uma ampla população de variabilidade espacial, onde há uma correlação espacial significativa.

4. HIPÓTESE INTEGRADORA DE PROCESSOS NA ESCALA DE VERTENTE (BACIA DE ORDEM ZERO)

De um modo geral, a relação entre o escoamento de um rio e a precipitação pode ser expressa em termos de uma circulação contínua de água através do ciclo hidrológico. Em condições naturais cada curso natural recebe água somente através de sua própria bacia hidrográfica ou área de captação. Cada área de captação pode ser vista como um sistema recebendo entradas de precipitação e transformando estas em saídas de evaporação, evapotranspiração, perdas profundas, etc. e escoamento. Isto introduz as noções de "fluxos externos" (tanto de entrada como de saída) e de "fluxos internos" do sistema estudado.

A ênfase deste trabalho está colocada em analisar como estes fluxos interagem de modo complexo para criar a transição entre os dois meios que dominam no processo de geração do escoamento nas bacias elementares: a atmosfera e a superfície terrestre. Essa transição somente pode ser entendida quando a grande "diversidade" de processos forem identificados com as escalas respectivas. O ciclo hidrológico, que toma parte tanto na atmosfera como na superfície terrestre, é constituído das pequenas e grandes singularidades naturais que ocorrem nos sub-processos que o compõem. Assim, ao agregar meios diferentes (atmosfera, solo, rio) numa "transição de domínios" onde atua o ciclo hidrológico, é obtida uma "transição de escalas" dos sub-processos respectivos.

A principal vantagem é que desta maneira pode ser explorada a funcionalidade dos sistemas hidrológicos. A meso-escala hidrológica indica que as vertentes hidrográficas são as áreas elementares onde as escalas locais e globais do ciclo hidrológico, e os domínios "atmosfera-superfície" terrestre também, produzem uma maior interrelação, integrando os micro-efeitos através de respostas que podem ser medidas ou estimadas em forma numérica. Segundo *Wheater et al.* (1993), a "visão integradora dos processos" representa a síntese conceitual que unifica tanta diversidade de fatores e variáveis, que sobressaem dos múltiplos mecanismos que atuam sobre as vertentes naturais como principais unidades hidrológicas.

A análise de eventos chuvosos ocorridos nas vertentes (bacias de ordem zero no sistema de Strahler), constitui um meio de estudar esta transição escalar. Assim, as respostas hidrológicas produzidas nestes eventos indicam que uma parte da precipitação inicial toma um caminho rápido até os canais que compõem a rede de drenagem ("escoamento rápido"). Por outro lado, a continuidade do fluxo através de espaçados períodos de estiagem indicam que outra parte da precipitação inicial toma um caminho usualmente referido como o escoamento de base ("escoamento lento"). Estes dois componentes principais aparecem em cursos de água de vários

tamanhos. Assim, nos sistemas de grandes rios os efeitos da propagação da onda dentro do canal principal e seu vale de inundação, junto a multiplicidade das contribuições de vários tributários, tornam difícil a interpretação do hidrograma de resposta. Por isso, a análise das áreas pequenas tais como as vertentes das cabeceiras são mais simples.

Nestas áreas, de acordo com *Dunne* (1978), sugere-se que a precipitação pode chegar ao trecho do canal através de caminhos bastante diferenciados: a) precipitação direta sobre a superfície do canal; b) escoamento superficial; c) escoamento subsuperficial próximo à superfície; e d) escoamento subterrâneo profundo como pode ser visualizado na Figura 4.1.

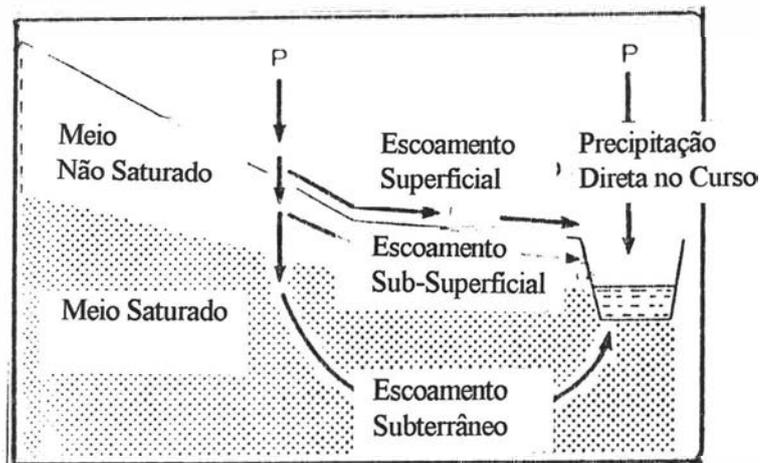


Figura 4.1: Caminhos preferenciais na geração de escoamento numa vertente. Visão "macro" e concentrada (*Dunne*, 1978).

Alguns destes caminhos principais chegam mais rapidamente até o curso natural, tais como a precipitação direta e o escoamento superficial. Assim, segundo *Ward* (1984):

"...é fácil entender por que por muitos anos tem sido o escoamento superficial quem dominou a explicação da resposta hidrológica em termos gerais..."

Devido a isto, as principais concepções teóricas que estudaram o mecanismo de geração de escoamento nas áreas elementares receberam atenção em três épocas diferentes neste último século: Horton na década dos anos trinta, Hewlett em meados da década dos sessenta e as hipóteses atuais formuladas a partir do início dos anos oitenta até hoje.

4.1 Hipóteses de Horton

Horton em 1933 propôs de forma bastante simples que

"...a superfície do solo divide a chuva numa parte que rapidamente é convertida em escoamento superficial até chegar aos cursos d'água naturais e que a outra parte é introduzida no solo e assim, de forma gradual, escoar através da matriz do solo até o canal ou perde-se por evapotranspiração para a atmosfera..."

Este enunciado estava baseado em três considerações básicas:

- i) A capacidade de infiltração, f , é definida como a taxa máxima de absorção da água superficial. Essa magnitude começa com um valor máximo no início da chuva e logo diminui, conforme a compactação da superfície pela ação das gotas, o preenchimento coloidal dos interstícios do solo, saturação de água nas camadas superiores, etc. Portanto, foi suposto que f podia ser facilmente medida no campo, e que conhecendo o seu valor e a intensidade de precipitação, i , precipitação em excesso seria obtida de forma simples e, assim, uma estimativa do escoamento superficial.
- ii) Foi considerado que o solo atua como um plano de "separação hidrológica" entre os volumes que geram "escoamento rápido" e "escoamento lento".
- iii) É formada uma "lâmina de água" que acumula-se sobre a superfície e escoar sobre o plano hipotético.

De fato, estes três postulados empíricos podem ser revistos fisicamente. Quanto as suas críticas, pode-se relacionar o seguinte: a) é evidente a dificuldade encontrada em extrapolar satisfatoriamente as medições de infiltrômetros para áreas maiores às dos ensaios (*Binley et al*, 1988), para que assim sejam iguados o escoamento superficial de toda uma bacia com o produto da precipitação vezes um índice de infiltração, da forma: $Q_0 = (i - f).t = P.\phi$; b) o conceito de "superfície de separação", escapa à realidade já que na superfície existe uma "transição" entre a massa do solo e a atmosfera, tal que a porosidade e a condutividade hidráulica, de forma geral, tendem a aumentar nas camadas mais próximas à superfície e só nos casos de extrema compactação a superfície do solo aproxima-se a esse conceito Hortoniano (*Ward*, 1984); c) com relação à "lâmina de água" superficial, *Chorley* (1978) observou que Horton tinha dedicado uma considerável atenção à hidráulica dela, talvez para explicar por que, a maioria das vezes, não era percebida no campo!

Dentre as mais importantes vantagens desta abordagem Hortoniana, destacam-se a noção de "sistema" estudado, delimitando os processos externos como a precipitação, a evaporação e o

escoamento canalizado. E por outro lado, destacam-se a noção de "fluxos" ou "taxas", tanto de entrada (precipitação) como de perda Hortoniana (infiltração). Essas noções simples, estando implícitas na sua abordagem inicial, formam uma estrutura de fundamentação sólida no estudo de todos os ambientes naturais (Odum, 1982) e portanto foi o grande passo conseguido pela Hidrologia Básica.

4.2 Hipóteses de Hewlett

Uma hipótese alternativa surgiu na década dos 60 devido a que o serviço florestal americano observou que o escoamento do tipo Hortoniano não acontecia tal como foi postulado acima. As observações de Hewlett e Hibbert em 1963 e 1967, e posteriormente por Weyman(1970), mostraram que até nas chuvas intensas, toda a precipitação nas partes altas da bacia se infiltrava dentro do solo, aumentando o teor de umidade local e transmitindo a saturação para as áreas de jusante. Nestas últimas, como resultado de uma ação combinada da infiltração e do fluxo sub-superficial, é formada uma camada saturada a pouca profundidade e próxima aos cursos naturais e, em consequência, nos vales com pequena declividade. Nestas áreas de saturação superficial, foi constatado que a capacidade de infiltração era muito baixa, dessa maneira toda a precipitação que caía sobre elas, seja qual for a sua intensidade, convertia-se a precipitação em excesso, Pe^1 , que foi denominado "escoamento superficial de saturação", $Qo(s)$, em contraste com o escoamento superficial Hortoniano, Qo .

Desta forma, as suposições intrínsecas de Hewlett foram:

- i) As áreas saturadas da bacia atuavam como únicas fontes de "escoamento rápido", tanto que o restante das áreas podem absorver a precipitação e convertê-la em escoamento subterrâneo, mais lento.
- ii) Essas áreas de geração de escoamento em superfície saturada eram "contíguas" aos cursos de água naturais.
- iii) Que essas áreas eram alimentadas tanto pela precipitação incidente sobre elas como pelo fluxo sub-superficial das áreas a montante.

Uma das conclusões ressaltadas por autores como Betson (1964), Dunne (1978) e Burt (1988), é que essas áreas fontes de escoamento rápido eram de tamanho variável e muito dinâmicas, para cada evento e para cada estado de umidade antecedente. Eles também alegam que uma geração significativa de escoamento superficial se produzia quando alcançava-se um estado próximo ao de

¹ : A precipitação em excesso aqui definida é idêntica à Lámina de Escoamento Superficial, LES, mencionada no Capítulo 7.

saturação do solo, sem implicar que necessariamente a intensidade de precipitação fosse maior que a capacidade de infiltração que era o postulado Hortoniano.

O aumento do potencial de pressão com a profundidade nos lugares com pequena declividade representa uma condição que facilita uma rápida saturação nas camadas superficiais quando pequenas quantidades de água são agregadas ao perfil do solo através de um mecanismo de infiltração ou de escoamento sub-superficial a pequena profundidade. Esse comportamento produz uma liberação importante de volumes retidos no solo quando são infiltrados volumes não tão importantes de precipitação. Mas o principal efeito que desencadeou esta nova visão da geração do escoamento foi o grande interesse hidrológico para entender melhor, além do que acontecia na superfície, também os processos "dentro" do solo.

4.3 Diversidade de processos nas vertentes naturais

Dentre as abordagens recentes é considerada a multiplicidade de escoamentos internos da vertente. Isto representa a base de entendimento de como poder-se-ia relacionar o excesso de escoamento sobre uma superfície saturada, para assim identificar como se produz a combinação de mecanismos de tipo Hortoniano e Hewlettiano. Isso provê uma terceira alternativa, mais ampla e que é a relação da bacia de forma conjunta, como um "todo", através dos múltiplos caminhos d'água.

Tabela 4.1: Diversidade dos processos de escoamento numa bacia vertente

PROCESSOS	Linha de Pesquisa
Escoamento Superficial devido a excesso de Infiltração ;	<i>Horton(1933)</i>
Escoamentos Internos :	<i>Hewlett e Hibbert(1967)</i>
i) Efeito Pistão ;	<i>Ward(1984)</i>
ii) Escoamento de Retorno ;	<i>Dunne(1978)</i>
iii) Fluxo de Macroporos :	<i>Beven e Germann(1982)</i>
ii-1) Condutos sub-superficiais longitudinais ('piping') :	<i>Jones(1971)</i>
iii-1-1) Devido ao gradiente potencial, ('seepage piping');	<i>Jones(1986)</i>
iii-1-2) Por interconexão ('by-pass piping');	<i>Dunne e Black (1970)</i>
iii-2) Condutos Verticais ;	<i>Germann(1986)</i>
iv) Intumescência da camada saturada;	<i>Sklash e Farlvoden (1979)</i>
Escoamento Superficial devido a um excesso de Saturação .	<i>Dunne(1978, 1983)</i>
Escoamento Superficial devido à Integração de Processos (*)	<i>Kirkby(1988), Grayson et al. (1992), Wheeler et al.(1993)</i>

A Tabela 4.1 apresenta uma síntese da diversidade dos principais processos de escoamento e as linhas de pesquisa correspondente. Pode-se ver como a hipótese de Hewlett traz consigo um maior número de sub-processos na escala de vertente. Isto é o que acelera a chegada de hipóteses novas: o escoamento superficial devido a um excesso de água devido à saturação (ESS), e por outro lado a geração de escoamento devido a uma Integração de Processos (ESIP).

4.3.1 Escoamentos internos

Trabalhos posteriores às hipóteses apresentadas por Hewlett, aprofundaram-se a) na localização mais precisa das áreas saturadas superficiais; e b) nos mecanismos "internos" das vertentes. Assim, foram monitoradas muitas bacias pequenas cujos resultados demonstraram de forma clara que essas áreas de saturação poderiam ocorrer em outros lugares afastados dos cursos naturais. Essas áreas distantes, tem conexões hidrológicas efetivas com as partes baixas dos vales ou nos lugares de declividade baixa que podem contribuir com "escoamento rápido" para os canais através dos caminhos preferenciais e fluxos internos do perfil do solo. *Atkinson(1978)*, apresenta um esquema geral dos fluxos internos (Figura 4.2) o que representa, de forma resumida, os alcances obtidos nessa era Pós-Hortoniana.

Os caminhos preferenciais sub-superficiais e superficiais estão intimamente ligados uns aos outros. *Betson(1964)* menciona que naquelas bacias que sofriam uma grande interferência humana, com vegetação bastante esparsa, com uma compactação superficial severa, o escoamento Hortoniano era mais provável de acontecer. Mas menciona que a procura de áreas fontes de escoamento rápido chegaram a ser rapidamente ligadas com a evidência de "convergência do fluxo". *Kirkby e Chorley(1967)* sugeriram três tipos de convergência do fluxo que levariam a ocorrência de um escoamento superficial de saturação: as concavidades da declividade em planta, as concavidades encontradas no perfil, e naquelas áreas com uma notável diminuição dos horizontes superficiais. Um quarto tipo de convergência é encontrada quando a água que percola verticalmente encontra valores de condutividade hidráulica menores com a profundidade o que permite a formação de uma camada de saturação ('perched water'). Normalmente, segundo *Freeze(1972)* o gradiente hidráulico no sentido de jusante remove esta acumulação de água através do escoamento sub-superficial antes que esta camada alcance a superfície. Mas, nas áreas planas ou naqueles planos inclinados que sofrem uma grande precipitação, o escoamento superficial de saturação tende a aparecer devido ao aumento desta camada.

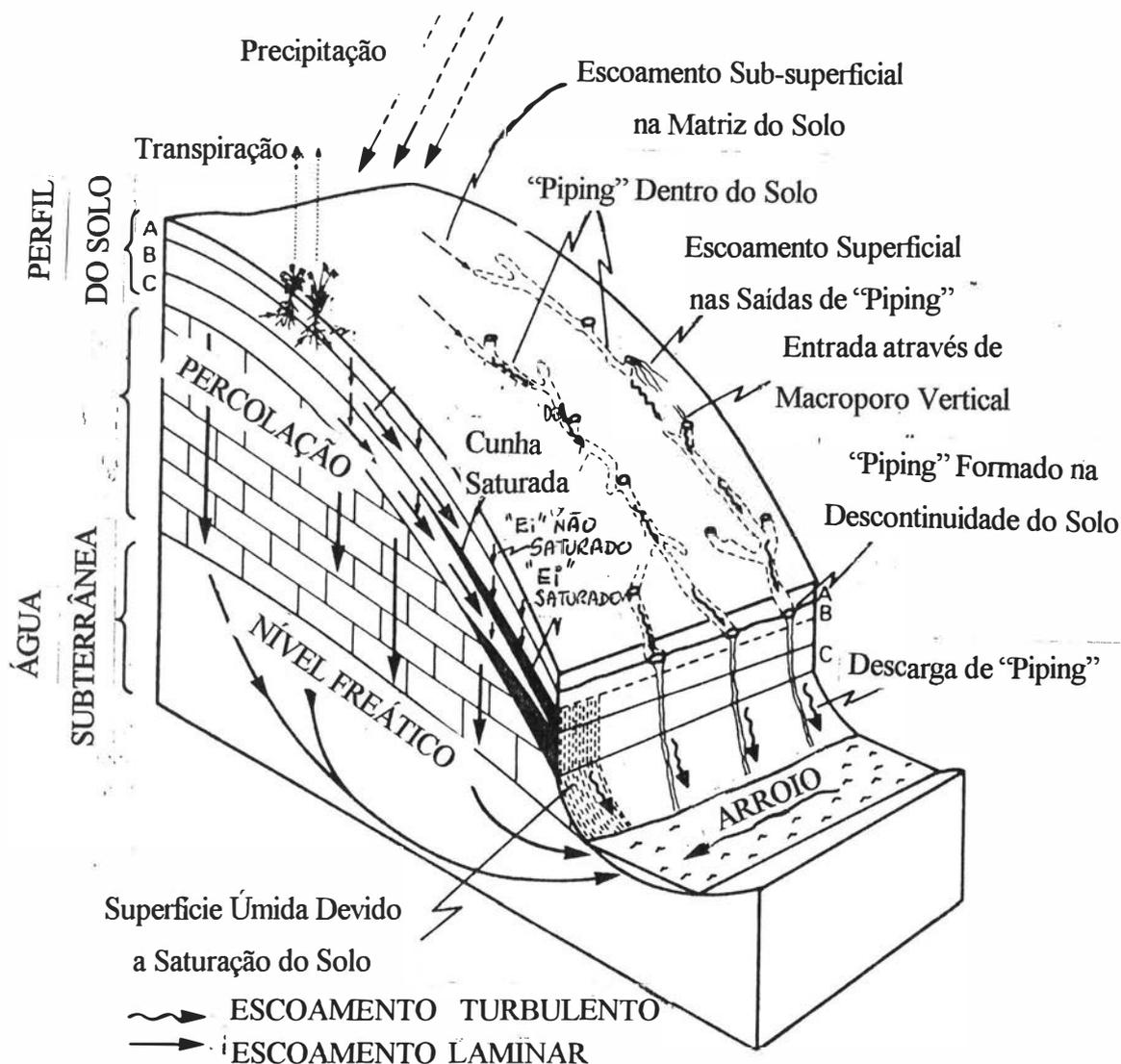


Figura 4.2: Caminhos preferenciais mais prováveis de acontecer na vertente hidrográfica (Atkinson, 1978).

Os escoamentos internos mais significativos na escala de vertente são, entre outros, o "piping" ou macroporos longitudinais, os macroporos no sentido vertical, o "efeito pistão", o escoamento de retorno e a intumescência da camada saturada.

"Piping": Para estender os conceitos de Hewlett, Jones (1971) demonstra satisfatoriamente que existem conexões hidrológicas dentro do solo e que resultam numa rápida transmissão de água entre aquelas áreas separadas e a rede de canais hierarquizado. Assim, revalorizou-se o velho

critério de Hursh que em 1944 propôs a sua teoria baseada nos condutos sub-superficiais quase cilíndricos. Neles o fluxo alcança o regime turbulento e na maioria das vezes são criados pela própria fauna e flora, que ao formar cavidades dentro do solo, constroem caminhos preferenciais favorecendo a passagem da água (Figura 4.3). Segundo *Beven e Germann* (1982), o 'piping' é formado pela ação erosiva dos escoamentos sub-superficiais. Na bacia experimental Plynlimon, do Institute of Hydrology, Inglaterra, quase a metade do escoamento que chega até os canais naturais passa através de um sistema de "piping". Os diâmetros reportados por *Ward*(1984) são de uma ordem maior aos 10 cm. e uma distância média de 600 metros. *Bonell et al.*(1984) mostraram também que para um solo argiloso em Luxemburgo, o "piping" era tão rápido que não podia ser diferenciado do escoamento superficial.

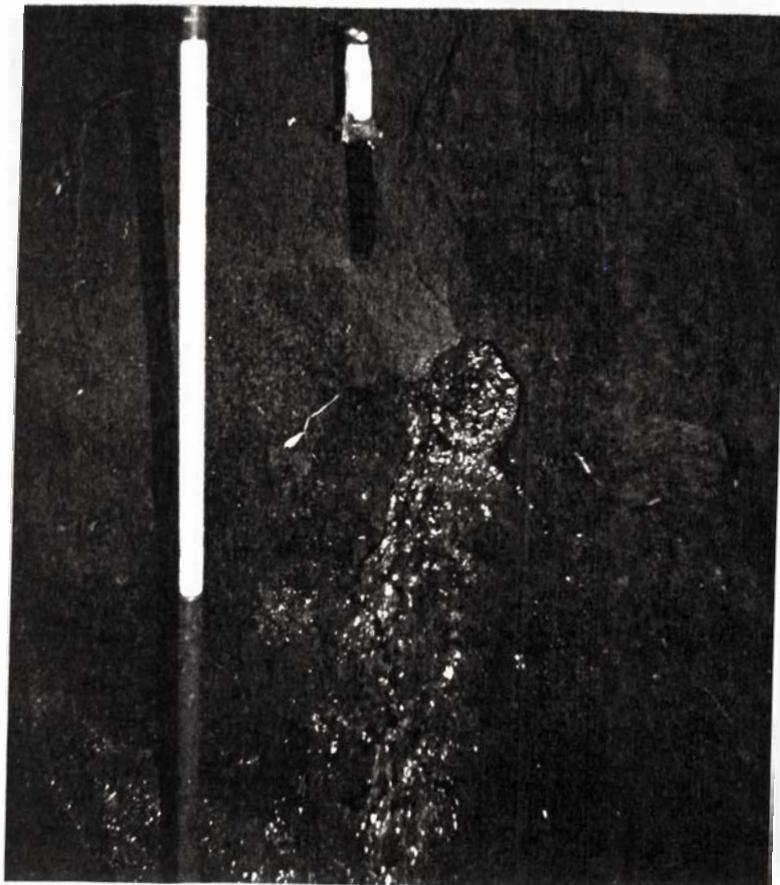


Figura 4.3 "Piping" ativo identificado na bacia do Arroio Turcato, RS (novembro de 1994).

Existe uma forte crença que o escoamento interno movimenta-se lentamente para produzir volumes consideráveis de água e somente o escoamento superficial seria o maior responsável dos hidrogramas na saída, portanto, contra a noção de existência de 'piping'. Existe também um amplo apoio da comunidade hidrológica da verticalidade da infiltração desde a superfície até o nível

freático. *Hewlett e Troendle*(1975) melhoraram o entendimento referente à natureza anisotrópica do perfil do solo quando postulam que o caminho vertical pode ser o menos provável de acontecer, dizendo que a água responde às mudanças nos gradientes hidráulicos e que na maioria das vezes ela escoar mais ou menor paralela à superfície, dependendo dos conteúdos de umidade, condutividades e magnitude dos gradientes topográficos.

Fluxo através de macroporos: Quando um poro converte-se num macroporo? Numa escala microscópica, num determinado vazio do solo, o armazenamento e o fluxo d'água dependem do tamanho e da natureza irregular do vazio. Em particular, pode se dizer que as taxas de fluxo são controladas pelos vazios mais pequenos numa passagem do tipo contínua e simples do fluxo dentro do solo. Dessa maneira, espera-se uma complexa relação entre a geometria desse vazio e as características numa escala macroscópica de interesse, o que leva a diferentes métodos de classificar o espaço ocupado pelos poros. O método mais usado para estimar a porosidade é interpretar a curva de retenção de umidade do solo em termos de classes de tipo de solos, quando uma medida do poro efetivo é função do potencial de capilaridade usando a equação de Laplace (*Bear, 1972*). Isto envolve uma analogia entre as características macroscópicas da retenção no solo e os conceitos microscópicos do conjunto de tubos capilares. Esta técnica não pode fornecer uma definição única do macroporo, sendo a escolha de um tamanho efetivo de macroporo necessariamente "subjetivo" e sendo relacionado mais às características do experimento do que com relação as considerações dos processos de escoamento interno (*Beven e Germann, 1982*).

A porosidade também pode ser classificada de acordo com a condutividade hidráulica do solo. Assim, frações volumétricas do espaço do poro são diretamente relacionadas aos incrementos da condutividade hidráulica. Esta abordagem fica restrita aos casos onde os gradientes hidráulicos podem ser definidos de forma correta. Isto nem sempre é o exemplo encontrado em solos com macroporos individuais quando eles se apresentam mais longos que largos (*Bear, 1972*). Com base nestas condições, não é apropriado o conceito tradicional de meio poroso, com um único gradiente de pressão que pode ser especificado para um 'volume representativo elementar' do tipo macroscópico. Quando os poros estruturais são maiores com relação aos seus vizinhos, o movimento de água através dos macroporos, uma vez inicializada, pode ser muito mais rápido que a chegada de equilíbrio dos potenciais atuantes na matriz do volume representativo. Ocorrendo isso, serão diferentes os gradientes de potenciais associados aos dois sistemas. Tal comportamento descontínuo cresce a medida que aumenta o tamanho e a conexão dos macroporos, como também são menores os efeitos da tensão capilar dentro dos macroporos (*Durner, 1994; Tomasella et al., 1994*).

O principal efeito hidrológico dos macroporos é que importantes volumes de água tomam um caminho preferencial com relação ao sistema restante, produzindo um tempo de resposta bem menor que através da matriz do solo comum, interconetando rapidamente -'by-pass'- as camadas do solo afetadas (Figura 4.4).

Assim, pela importância do mecanismo, *Beven e Germann* (1982) tentam esclarecer que ao usar a palavra 'macroporo' se referem à estruturas que permitem um tipo de fluxo canalizado e não equilibrado, qualquer que seja o seu tamanho. Eles definiram vários tipos de macroporos, entre os quais figuram: i) os poros formados pela fauna; ii) os poros formados pelas raízes das plantas; iii) fissuras e rachaduras; e iv) condutos naturais dentro do solo (piping). O terceiro grupo, está composto freqüentemente pelo dessecamento dos solos argilosos e devido à algumas técnicas de cultivo convencional, como o sub-solamento. O quarto grupo, 'piping', passaria a ser, segundo estes autores, um tipo especial de macroporos, cujo desenvolvimento é dado preferentemente no sentido da declividade da vertente, estendendo assim a definição ampla de macroporo antes mencionada, ao piping.

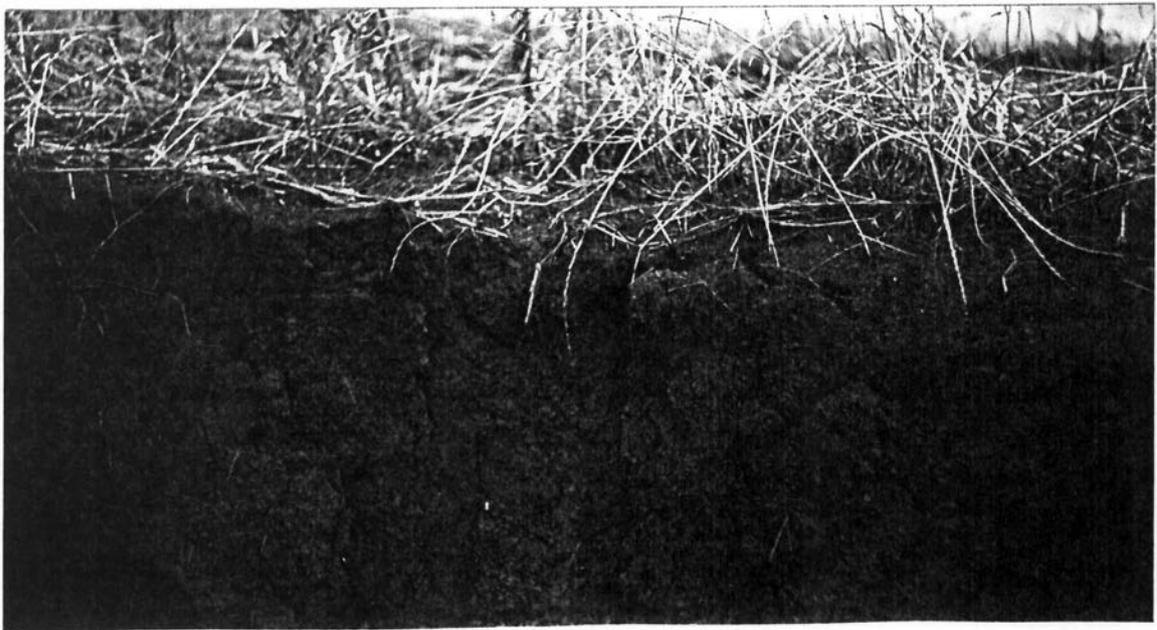


Figura 4.4 Perfil de terra roxa estruturada com macroporosidade desenvolvida na vertente do Anfiteatro, RS (dezembro de 1994).

Kneale(1986) estudou a infiltração em amostras de 9 cm da camada superficial de solos franco argilosos com evidentes rachaduras. Para intensidades de chuva acima de infiltração média de 2,2 mm.h⁻¹ o efeito de "by-pass" era evidente através das rachaduras. Entanto, a magnitude absoluta

de absorção através das suas aberturas aumentava quando havia um crescimento na intensidade, de tal maneira que a relação entre a entrada e a saída era de 55 % a uma intensidade de 22 mm.h⁻¹. Com esses valores, nas épocas do verão na região de Oxford, Reino Unido, o fluxo através os macroporos representava entre um 10 - 20 % das precipitações. Posteriormente, foi estimada a condutividade hidráulica da matriz do solo que só chegava a 1,4 mm.h⁻¹, sendo que o valor para a estrutura toda (com rachaduras) aumentava para 1800 mm.h⁻¹. Os valores encontrados na vertente do Anfiteatro, Bacia do Potiribú-RS, evidenciam o efeito dos macroporos em dois pontos onde foram estimadas as condutividades hidráulicas saturadas, K_s (Tabela 6.20, Capítulo 6). Os acréscimos em K_s devido a macroporosidade foram de 371 % e 94 % nesses pontos. Desta maneira, um mapeamento correto dos macroporos a nível distribuído contribui na melhor caracterização da vertente e a relação com as respostas que ela produz.

Escoamento de Retorno e o "Efeito Pistão": Caso não exista um sistema sub-superficial de canais desenvolvidos e/ou macroporos, como é que o fluxo através do solo seria capaz de chegar rapidamente até os canais naturais e formar o hidrograma, sendo que a taxa máxima de movimento no solo -condicionado por K_s - frequentemente é da ordem de alguns poucos metros por dia?

Hewlett abordou esse problema com base em dois mecanismos: i) em várias bacias parte do volume infiltrado logo emerge na superfície em alguns pontos a jusante; ii) cada incremento da precipitação implica num deslocamento dos volumes de água retidos no solo, e as vezes denominados de "mais velhos", forçando-os a sair no extremo inferior do sistema.

Conceituam-se dois novos processos secundários: o "escoamento de retorno" e o "fluxo de translação". O último deles é uma analogia com o "efeito de um pistão de água" (Chevallier, 1990), mas os volumes de entrada e de saída só se aproximam quando o conteúdo de umidade dentro do solo é máximo. Portanto, este último mecanismo é mais evidente depois de várias chuvas antecedentes. Nos estados de umidade baixos, seu efeito diminui bastante o que proporciona um comportamento altamente não linear.

Se estes processos explicavam parte do que acontecia nas proximidades da superfície do terreno, eles eram mais evidentes uma vez que finalizavam o escoamento superficial no hidrograma de saída. Ward(1984) assinala que praticamente a drenagem do meio não-saturado é suficiente para explicar a recessão dos hidrogramas nas vertentes de cabeceira e que a cunha de área saturada não era em si mesma uma "fonte" de geração, mas um "meio" através do qual a drenagem lenta da umidade do solo passa e alcança o canal. Isso representa um indicador de como a "transição escalar" apontada no início deste trabalho já havia sido questionada anos atrás. Em adição a este efeito imediato, o escoamento interno pode ocorrer na forma de hidrograma que se manifesta várias horas ou até dias depois de acontecida a chuva. Em alguns casos, eles podem ter um volume igual ou maior ao produzido pelo escoamento superficial, com vazões máximas

significativas. Assim, o escoamento lateral sub-superficial é crucial para estes hidrogramas. *Burt*(1988) apresenta as componentes superficiais e sub-superficiais de um hidrograma com dois picos(Figura 4.5). O escoamento interno responde rapidamente durante a chuva e contribui consideravelmente no primeiro pico. O segundo pico é inteiramente escoamento sub-superficial, com influência nas bacias de clima temperado.

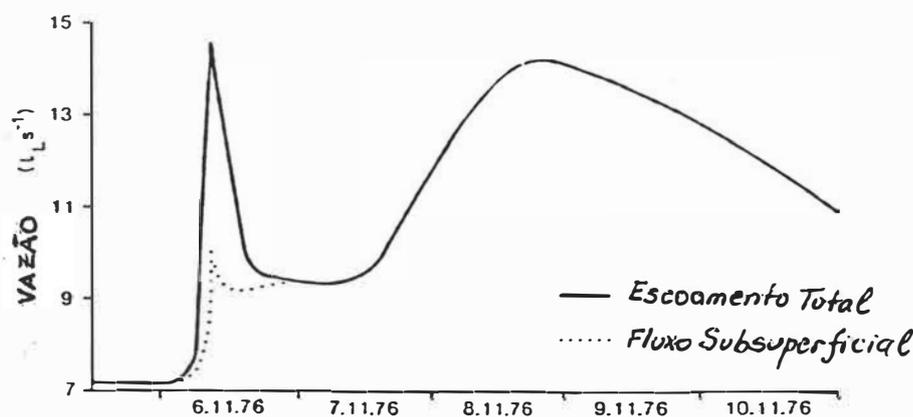


Figura 4.5 Hidrogramas de escoamento superficial e subsuperficial (*Burt*, 1988)

Intumescência da camada saturada: Após as primeiras conclusões extraídas do trabalho de Hewlett, fica bastante claro que a relação entre as componentes dos fluxos nos meio saturado e não saturado depende do valor da declividade. Mais inclinado está o solo, maior é a contribuição do fluxo não saturado para sustentar o escoamento de saída da vertente. Daí, a nova questão criada era saber qual poderia ser o efeito direto do escoamento subterrâneo e sua "lenta" resposta no sistema. *Sklash e Farvolden*(1979) estudando duas pequenas bacias canadenses, argumentaram através dos resultados de medições com traçadores e níveis piezométricos que existe uma ativa resposta da água subterrânea nos eventos chuvosos. A questão da rapidez com que o escoamento subterrâneo chegava até os cursos naturais foi resolvida por eles com base na evidência de uma grande e rápida formação do potencial subterrâneo perto dos canais, o que refletia num aumento do nível freático de forma localizada ("intumescência"). O alto gradiente hidráulico resultante produz importantes contribuições à rede de drenagem. Vários autores confirmaram que nas áreas baixas o gradiente hidráulico pode aumentar significativamente como resultado de modestas entradas de água de precipitação. Já que os vales naturais apresentam um perfil côncavo, este tipo

de resposta é favorecida pela topografia local também. Nas bacias altamente permeáveis, o escoamento subterrâneo é o maior componente do escoamento nos canais.

Excesso de Escoamento Superficial devido à Saturação: É impossível separar o mecanismo de geração de escoamento sub-superficial em relação à produção do volumes superficiais devido à saturação do solo. O excesso de escoamento superficial devido à saturação do solo -ESS- é uma mistura de fluxo de retorno, fluxo translatório ("efeito pistão") e escoamento produzido pela chuva que não pode infiltrar dentro do terreno saturado. Quando a saturação superficial ocorre numa ampla zona da bacia, o ESS domina a resposta da escoamento d'água de chuva com uma descarga pico maior e com tempos menores dos característicos ao escoamento sub-superficial (Dunne, 1978). Mais ainda, segundo este autor, com solos permeáveis a zona de saturação está muito restrita e dessa maneira os coeficientes de escoamento são muito baixos (Dunne apresenta uma grande variação do coeficiente de escoamento conforme o tipo de solo e clima, portanto estas grandezas não podem ser livremente generalizados). Assim, nas áreas úmidas com solos de uma baixa condutividade hidráulica, as áreas saturadas são maiores e uma percentagem maior da chuva é transladada e convertida em 'escoamento rápido'.

Burt(1988) mostra que a frequência e a magnitude do escoamento das chuvas é controlado pela extensão das áreas saturadas, variáveis com o tempo e o espaço, dando lugar aos Modelos de Áreas Variáveis -MAV-. A não-uniformidade espacial na produção do escoamento está relacionada tanto com a capacidade de infiltração, f , como com as distribuições da umidade do solo. A localização destas Áreas Fontes Variáveis pode ser determinada pela topografia (Beven e Kirkby, 1979) já que sua existência depende do movimento da umidade do solo no sentido da declividade. A este respeito, o papel da topografia (ver Figura 4.5), sendo entanto secundário se comparado com o clima e o solo, exerce um padrão espacial fundamental para a geração do escoamento nas bacias de clima úmido. Já nas bacias dos climas áridos é mais provável de gerar escoamento quando a superfície apresentar características impermeáveis e com pouca vegetação que favoreça a infiltração devido a uma rica estrutura do solo. Nos climas áridos, as áreas potenciais de saturação são praticamente fixas porque as contribuições ao armazenamento de umidade do solo tem um pequeno efeito na extensão da saturação superficial. Isso levou a Yair e Lavee(1985) a formular o modelo de Área Parcial -MAP- como mais apropriado para este tipo de regiões. A característica de ser relativamente fixas é o que as diferencia das condições antecedentes de alta umidade (climas úmidos), nas quais uma pequena quantidade de infiltração pode expandir fortemente a área fonte do escoamento. Betson(1964) define a área fixa que contribui na geração do escoamento superficial, como a razão entre o "pico da descarga do canal" e a "intensidade máxima da chuva". Ele encontra que para a maioria das bacias americanas a área contribuinte é uma pequena fração da bacia total. Essa área tem sido associada com uma área que

é saturada diretamente tanto via fluxo de retorno ou chega a se saturar com o aumento da precipitação.

4.4 Combinação dos Mecanismos de Geração de Escoamento

As provas anteriores permitiram a *Dunne*(1983) esboçar que os controles dominantes na geração do escoamento são o clima e os solos, sendo a topografia um segundo controle importante numa escala de sub-bacia e que aparecem na Figura 4.5. As "setas" desta figura indicam as variações possíveis, tanto do solo e topografia, como o clima. Assim, os diferentes mecanismos podem interatuar segundo as condições ambientais, sempre limitados pelas condições impostas nos processos hidrológicos que ocorrem na atmosfera e na superfície terrestre.

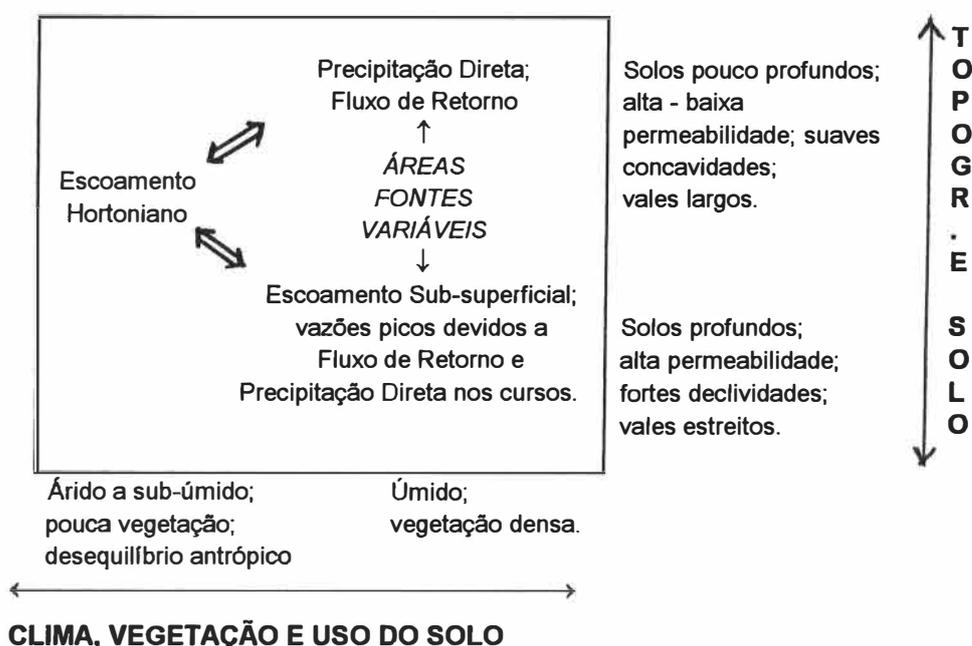


Figura 4.6: Ilustração esquemática da ocorrência de vários processos de escoamento em relação aos seus principais controles (*Dunne*, 1983).

Considerando que a dinâmica do sistema vertente é tão complexa, o passo inicial é o retrato dos parâmetros primários que representem um estado característico do sistema. Por exemplo, aqueles que estabelecem um balanço de entrada/saída numa capacidade de armazenamento limite da vertente. Isto é, que para discernir a qual situação teórica o comportamento da vertente mais se aproxima (das apontadas na Figura 4.5) durante um evento chuvoso isolado, o sistema tem que experimentar um estado de umidade característico, por exemplo um estado de saturação. Os

comportamentos diferentes ante situações comparáveis, permitem identificar o tipo e a forma de geração de escoamentos nos sub-processos embutidos na vertente. Estes parâmetros primários, por exemplo K_s , estão menos influenciados pela variabilidade espaço/tempo (com relação a outros parâmetros) e portanto conseguem acompanhar os sub-processos mais sensíveis aos eventos chuvosos. Assim, os seus resultados são mais fáceis de comparar ante climas, solos e ocupações diferentes. *Kirkby*(1978) relacionando K_s e intensidades de chuva, determina "domínios" para cada processo de geração.

É claro que existem casos onde encontram-se exemplos intermediários, em especial naqueles solos onde a perturbação antrópica é maior. *Kirkby*(1978) apresenta o comportamento dos dois mecanismos através da relação entre i) o volume de chuva que infiltra antes de começar o escoamento e ii) as taxas que incidem na geração de escoamento: a intensidade da chuva e a condutividade hidráulica do meio poroso. Os solos com K_s baixa estão dominados por um escoamento ESI, e aqueles com K_s maior por um ESS. Os dois modelos de geração de escoamento igualam-se numa determinada intensidade, sendo mais oportuno o uso de cada modelo em função da intensidade de precipitação estar acima ou por abaixo deste ponto característico. Dessa maneira, um modelo de armazenamento simples, tipo ESS, está mais próximo à realidade sob condições onde as intensidades de chuva são menores que a capacidade de infiltração, sendo também mais útil sob condições de chuvas frequentes e mais fracas. O modelo de infiltração tradicional, tipo ESI, está mais próximo à realidade sob condições onde as intensidades de chuva comumente excedem à capacidade de infiltração e quando as chuvas são menos frequentes e mais fortes.

O modelo clássico de infiltração (modelo Hortoniano) considera um solo semi-infinito onde os efeitos de armazenamento são pouco importantes e que o escoamento superficial ocorre só quando a intensidade de infiltração supera à capacidade de infiltração. Em solos que apresentam diferentes camadas, K_s pode diminuir com a profundidade, sendo o armazenamento limitado. Dessa maneira, se a intensidade de chuva é bem menor que a capacidade de infiltração, o escoamento superficial ocorrem quando as camadas superiores se saturam. *Zaslavsky e Sinai* (1981) consideram a relação entre as camadas do solo e a geração de fluxo de escoamento lateral, demonstrando que a medida que aumenta a relação entre a K_s das camadas superiores e inferiores, a direção do fluxo aproxima-se à declividade da superfície. Este panorama levou à classificar condições potenciais mais prováveis para a geração do escoamento resumidas na Tabela 4.2. Os vários tipos de geração deram lugar a variantes nas formulações conceituais (Figura 4.7) numa bacia vertente e que representa a evolução do contexto histórico-conceitual na Hidrologia Básica.

Tabela 4.2: Tipos de escoamento em função do clima e do solo (Burt,1988)

SOLOS	C L I M A	
	Árido	Úmido
Permeável	Sem escoamento, exceto que o armazenamento esteja no seu máximo ou quando os restos coluviais diminuem a capacidade de infiltração.	"ESS" é mais importante, exceto quando solos profundos limitam com o canal, sendo nesse caso mais dominante o escoamento sub-superficial.
Impermeável	Saturação só dos horizontes superficiais. A presença de micro-canais indicam "ESI". Movimentos pouco profundos de solo indicam saturação na superfície.	"ESI" é mais provável, mas para as baixas intensidades pode ocorrer um "ESS". O escoamento sub-superficial limita-se a "piping" e macroporos.

Pode-se ver que os primeiros mecanismos respondem a uma visão Hortoniana da produção de escoamento, onde toda a bacia (Horton-original) ou parte dela (Horton-modificada por Betson) contribui com escoamento superficial. Nenhuma das duas considera as camadas saturadas do solo. Num outro extremo, os mecanismos de Hewlett e Hibbert em 1967 e Weyman(1970), qualificam a produção de escoamento através da passagem da água de chuva através do solo da vertente, minimizando a ocorrência do escoamento superficial. A diferença entre o mecanismo de Hewlett e de Weyman(1970), é que no primeiro a dinâmica da saturação do solo está em função da dinâmica do nível freático e que no segundo isto depende da anisotropia que apresentam as camadas superficiais do solo. Isto permite a aparição temporária de camadas saturadas ('perched water') segundo a posição relativa do frente de umidade, da declividade da vertente e da espessura das camadas do solo.

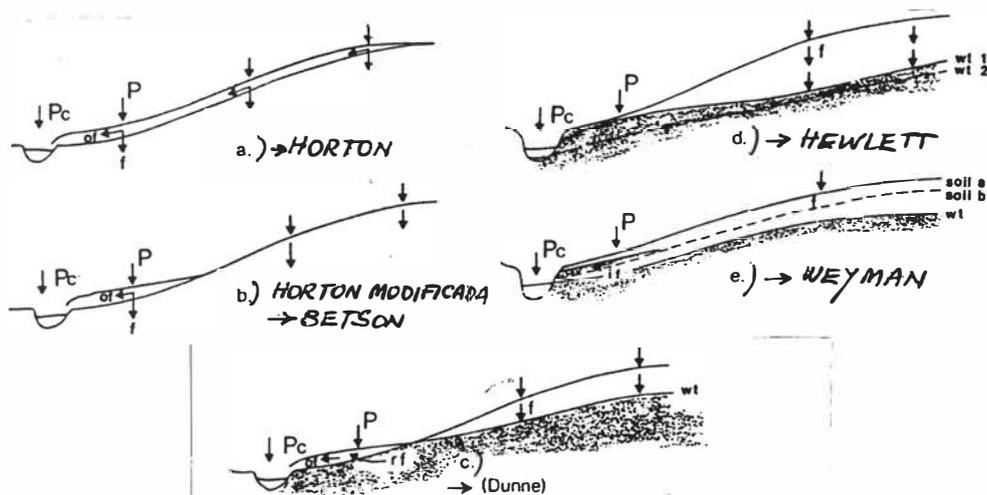


Figura 4.7: Mecanismos de geração de escoamento a nível concentrado (Beven, 1985).

Um tipo intermediário, o mecanismo descrito por Dunne, é uma composição entre os dois grandes grupos antes mencionados. Ele tem a vantagem de combinar os processos que dominam a geração do escoamento, tanto na superfície como no sub-solo respectivamente. É por este motivo, que o seu uso é amplamente adotado em problemas práticos, já que apresenta uma certa flexibilidade ante condições diferentes. Entretanto, este e os mecanismos anteriores são retratos a nível "macro" da vertente, e portanto servem para resolver a continuidade do fenômeno e o equilíbrio de forças atuantes numa visão concentrada. As heterogeneidades locais que influem nas hierarquias escalares apontadas no Capítulo 2, só podem ser abordadas através de uma conceituação da funcionalidade, através dos caminhos preferenciais d' água no meio superficial e sub-superficial, desde uma ótica distribuída do sistema.

4.5 Relação da bacia como um "todo": os caminhos preferenciais da água

As unidades para modelar a resposta da vertente completa são os caminhos preferenciais d'água superficial e subsuperficial (*McCullogh e Robinson, 1993*). Dentro deles, os gradientes topográficos e a larguras podem variar ao longo de seu desenvolvimento, sendo que esta última pode interatuar pouco com os caminhos preferenciais vizinhos. Tanto os caminhos preferenciais como as velocidades superficiais dependem da dinâmica de escoamento. Eles refletem o padrão de desenvolvimento dos estados internos do sistema e sua variabilidade espaço-tempo (*Quinn et al., 1991*). Nem todos os modelos hidrológicos utilizados nas bacias e nas celas quadradas dos modelos distribuídos são construídos a partir dos caminhos preferenciais. Mas se os processos hidrológicos de vertente são reconhecidos como os principais formadores do hidrograma, então os caminhos preferenciais produzem um meio eficiente para reduzir a dimensionalidade das soluções (*Chappell e Ternan, 1991*).

O Caminho Preferencial d'Água Superficial -CPAS- (Figura 4.8) é a configuração física da passagem do escoamento superficial, com suas convergências e divergências em planta. Ele permite visualizar o "trabalho das chuvas" e assim estimar medidas da hierarquização do fluxo a nível macroscópico para o olho humano, entando influa em maior medida na micro-topografia da vertente. As suas áreas fontes evidenciam-se pelo efeito do escoamento superficial laminar, devido a uma diminuição na capacidade de infiltração, diminuição do crescimento do cultivo, percentagem maior de pastagem, etc. Isto dá lugar ao Padrão de Escoamento Difuso -PED- que representa a forma em planta do escoamento superficial quando a microtopografia não provoca um único micro-canal. Na maioria das vezes se apresenta como um padrão de superposição contínuo entre os mesmos micro-canais, sendo difícil estimar características geométricas (largura, comprimento, profundidade aparente). A "profundidade aparente" dos caminhos preferenciais é

evidente nas vertentes sujeitas a lavouras, quando os micro-canais formam-se também pela disposição espacial dos restos da colheita e assim logram vencer os pequenos obstáculos da microtopografia. Assim, ficam formados no terreno, "pseudo-canais", cujos taludes se formam pela mesma palha e o solo.



Figura 4.8- Características do CPAS-1 na vertente do Anfiteatro, RS (dezembro de 1994)

Na Tabela 4.3 aparecem alguns caminhos preferenciais levantados na vertente do Anfiteatro, RS. São notórias as múltiplas características e que implica numa dificuldade na modelação matemática quando interessa introduzir uma abordagem distribuída dos planos vertentes hipotéticos. Isto levanta novamente a importância dos trabalhos de campo onde estes detalhes, apontados por *Atkinson* (1978), *Chevallier*(1990) e *Generaux et al.* (1993), podem ser cruciais para uma fiel representatividade do sistema.

Os efeitos dos caminhos da água se combinam na saída da vertente para formar hidrograma resultante, através da filtragem da mata ribeirina, próxima do início do canal. As características necessárias para a modelação (*Kirkby*,1988) são um algoritmo de propagação em canais e um bom conhecimento da distribuição das entradas dentro da bacia total. Estes fatores influem no tempo de resposta. Isto acompanha a grande dinâmica espaço-tempo dos próprios caminhos principais que afetam estas respostas. Isto faz impraticável e antieconómico a sub-divisão da bacia numa

densidade similar à dos caminhos d'água naturais das bacias pequenas quando se estudam áreas de 1-10 has, devido a que ela fica dependendo de mudanças espaciais e sazonais.

Tabela 4.3: Um exemplo das múltiplas características dos CPAS. (Anfiteatro, junho de 1994)

CPAS	Forma	Distância até a foz, (m) *	Comprimento, (m) **	Declividade Principal (%)	Superficial, Área Fonte	Talvegue Bxh, (cm) ***	Observações
1	união "Y"	22,0	28,0 (P)	14,3	13,3	(40 x 4)	Área deposição
2	união "Y"	65,0	17,5 (P)	14,3	15,0	(30 x 3)	PED e microcanais
3	união "Y"	15,0	35,0 (P)	9,4	9,0	(20 x 2)	Sinais de Exfiltração
4	área fonte circular	144,0	3,0 (P)	16,6	20,1	(50 x 3)	PED
5	segmento	177,0	5,0 (S)	20,0	-	(20 x 2)	PED
6	segmento	88,0	16,0 (S)	12,5	-	(b:2 x y: 5)	Vários microcanais e área deposição
7	segmento	200,0	58,0 (T)	15,5	-	(30 x 4)	Corte de Terraços
8	área fonte + segmento	166,0	13,0 (S)	38,4	25,0	(20 x 3)	PED e Voçoroca

Notas:

* : Distância entre a foz da vertente e o ponto mais a jusante do CPAS

** : "P"= comprimento do CPAS principal, "S"= comprimento do segmento sem área fonte, "T"=comprimento do segmento que atravessa vários terraços dos cultivos.

*** : "B"= largura do microcanal principal do CPAS, "h"= altura do microcanal + altura aparente, "b" e "y"= largura e altura aparente média de vários micro-canais

Desta maneira, as bacias podem ser vistas como uma seqüência de armazenamentos de umidade, alguns deles trabalhando em série e outros trabalhando em paralelo (Kirkby, 1988). Por exemplo, o fluxo de um ponto na bacia, com direção ao canal deve passar por armazenamentos de detenção superficial, infiltração, percolação vertical não saturada, escoamento saturado e escoamento em canais. Para qualquer seqüência de armazenamento em série, o comportamento é explicado por aqueles componentes que possuam os maiores tempos de residência e, assim, filtrem as entradas e forneçam o padrão não linear nas respostas. Em muitos casos práticos de simulação, encontrar os dois armazenamentos mais lentos do sistema natural é suficiente para satisfazer o desempenho do modelo. Isso é válido tanto para a micro e macro escala do ciclo hidrológico.

Para uma bacia menor é mais eficiente construir um modelo que leve em consideração a infiltração, a percolação e o escoamento saturado. Se essa mesma área está localizada numa bacia maior, é preferível simplificar a resposta hidrológica do plano vertente e só considerar fluxo não-saturado combinada com a propagação em canais. Assim, existe uma grande justificativa para usar a hidrologia de vertentes numa maneira simplificada dentro de modelos de grandes áreas de captação. Por outro lado, estes comentários de Kirkby respeitam a natureza de domínios diferenciados "preferencial/não-preferencial", apresentados no Capítulo 2 (Tabela 2.1).

Nos comentários anteriores pode-se incluir uma visão concentrada dos mecanismos de vertente. Nestes primeiros, o clima e o tipo de solos condicionam as principais variabilidades naturais. Já no enfoque distribuído, a principal informação extraída passa a ser a topografia (*Grayson et al.*, 1993). Na discretização do sistema, os resultados dependem da malha usada, que é sensível à presença de caminhos preferenciais. *Quinn et al.*(1991), aplicando um modelo numérico do terreno na vertente africana de Booro-Borotou, conseguem formular uma estratégia que levava em conta a partição do fluxo superficial proporcional às declividades da vizinhança de uma célula qualquer. No entanto, eles salientam que os caminhos preferenciais e gradientes hidráulicos somente podem estimar-se a partir da topografia nas zonas mais ativas, como os fundos dos vales.

Com isto, o problema mais crítico em combinar os processos atuantes tanto nas vertentes como nos canais é que "não existe um método único" para determinar a posição exata das cabeceiras dos canais e os caminhos preferenciais que nelas convergem. Não só existem diferentes critérios usados nos mapas topográficos, senão que as bacias de ordem zero, segundo *Kirkby*(1988) e *Burt* (1988), são poucas vezes identificáveis desde o ar. Isto é um problema quando usa-se o sensoriamento remoto nas regiões com floresta ou mata ciliar, e de difícil acesso por terra. Assim, a ligação possível é encontrar como a agregação de caminhos preferenciais interfere na rede de drenagem propriamente dita e a dinâmica temporal das cabeceiras dos canais.

Nesta transição de domínios "sistema vertente-sistema fluvial" podem ser encontradas evidências deste mecanismo duplo. Já o apontado por *Dunne* (1978) e *Ward*(1984) quanto ao aumento do potencial de saturação nas cabeceiras implica que se formem tanto o "piping" numa primeira fase. Se a convergência de fluxo é forte, e existe e se tem uma discontinuidade na estrutura do solo, a erosão regressiva cria a "erosão de ravinamento" (*Burt*,1988) e logo passar a formar uma "voçoroca"¹(Figura 4.9). O mapeamento destas macro-evidências nas cabeceiras condiciona a

¹ : "Voçoroca": do guarani *îvî*: terra, *soró*: romper; terra que desmancha. (PERALTA, A. 1949. *El guarani en la geografia de América*. Buenos Aires: Ediciones Tupã, 272p.

discretização da bacia completa. O problema fundamental é que tampouco este tipo de comportamento pode ser generalizado sem antes verificar como ele ocorre no campo.



Figura 4.9- Cabeceira de canal de primeira ordem na bacia do Arroio Turcato, RS (o padrão de "voçoroca" se forma com a convergência de fluxos sub-superficiais através de "piping", e uma discontinuidade entre o caminho preferencial superficial e afloramento da rocha; a baliza -que tem 2 m de altura- é próxima a esta discontinuidade; esta área apresenta vegetação nativa considerável; junho de 1994.)

4.6 O Novo Contexto Histórico-Conceitual na Escala de Vertentes

A síntese histórico-conceitual sobre os quais se desenvolveu a Hidrologia de Vertentes aparecem na Tabela 4.4. A hidrologia Hortoniana interessou-se pelos "fluxos vizinhos" ao sistema superficial, como a intensidade de chuva " i " e a vazão de saída " Qo ", e pelas taxas representativas da interação atmosfera-solo, como ser a capacidade de infiltração " f ". A seguir, houve uma fase onde a ênfase era dada para os "fluxos internos" do sistema, que permitiram um diagnóstico aproximado de como o sistema concentrada reagiria aos estímulos ou precipitações. A maioria destes trabalhos desenvolveu-se nas áreas de climas temperados. Assim, devido às intensas experiências realizadas e às limitações encontradas nos ajustes dos modelos computacionais aos dados observados, chegou-se de novo a um ponto de inflexão na Hidrologia de Vertentes. Ante tal limitante, *Kirkby*(1988) comenta que o "paradigma do escoamento superficial Hortoniano" deu lugar ao "paradigma do escoamento sobre superfícies saturadas" e portanto começou-se uma nova reviravolta para os trabalhos experimentais que validassem os postulados teóricos.

Tabela 4.4: Os contextos histórico e conceitual que levam a novo desafio teórico da Hidrologia de Vertentes: a Integração dos processos nas escalas espaço/temporal (*)

Problemas de partida	Avanços hidrológicos	Hipóteses resultantes
Falta de conceituação da hidrologia superficial	Parametrização da separação de escoamento (ESI)	<i>Hortonianas</i>
Paradigma Hortoniano	Parametrização física dos fluxos internos (Ei) e de saturação (ESS)	<i>Hewlett-Dunnianas</i>
Paradigma dos ESSs	Retrato distribuído do sistema. Estabelecimento de "domínios"	<i>Caminhos Preferenciais</i>
Escala dos processos	Interação dinâmica entre fatores naturais. Hierarquias e Transições Escalares. Aspectos qualitativos das heterogeneidades.	<i>Integração de Processos (*)</i>

Numa etapa seguinte, com o advento da informação do tipo distribuída, e dado que a ênfase era colocada no que acontecia "dentro" do sistema, o descobrimento dos caminhos preferenciais abriu uma nova procura. Escolher um único valor que representasse as taxas internas do sistema não traduzia o verdadeiro comportamento. Assim, ficou reconhecido que as parametrizações poderiam responder a valores mais prováveis devido à heterogeneidade natural, suposta conhecida uma certa variabilidade intrínseca e uma dada similaridade na vizinhança que era evidente até uma distância determinada. A idéia básica para responder a questão de variabilidade espacial é descrever o comportamento médio do sistema numa escala que seja consistente com a escala da discretização numérica (*Jensen e Mantoglou, 1991*). Este sistema de grande escala tem parâmetros que são funções espaciais, por exemplo autocorrelação espacial, na escala da célula numérica que permite uma discretização das equações dos processos.

Como esses valores estatísticos dependiam da escala na qual as medições eram feitas, as heterogeneidades naturais produziam diferentes domínios na qual os resultados eram válidos. Portanto, a pesquisa dirigiu-se para a avaliação dos mecanismos múltiplos que atuam durante o ingresso, a passagem e a saída de água nas vertentes naturais. Estes processos são distinguíveis nas diferentes hierarquias escalares, tanto no espaço como no tempo, e desta forma a combinação desses processos estabelecem um comportamento dinâmico não-linear que pode ser abordado pela integração multivariada de processos. *Grayson et al. (1992)* questionam a urgente necessidade da informação qualitativa desse tipo e *Wheater et al. (1993)* apresentam um trabalho experimental nesta nova tendência. Nesta fase, os aspectos qualitativos enumerados no Capítulo 2 tornam-se

valiosos no auxílio das técnicas de medição e, sobretudo, para encontrar os critérios válidos enquanto à transferência de parâmetros ao longo das escalas do ciclo hidrológico.

Esta "ligação de processos" através do tempo e espaço pode ser retomada através da funcionalidade do sistema, isto é, através dos seus caminhos preferenciais. De acordo com *Kirkby*(1988), um modelo satisfatório de plano vertente deve ser insensível à densidade exata dos caminhos preferenciais escolhidos (por exemplo canais naturais) e para obter isto, as previsões extraídas a partir de uma base de declividades dos planos vertentes e dos canais menores devem formar um contínuo de respostas. *Wood et al.*(1988) aplicam este critério de continuidade através de suposições "a priori" sobre as heterogeneidades das cabeceiras e que é direcionado por *Genereux et al.*(1993) para estimar a 'representatividade' das escalas estudadas. Por tal motivo, dado o conhecimento presente dos processos atuantes nas vertentes, a resposta nestas áreas de transição escalar devem assim ser representadas através dos escoamentos superficiais, dos fluxos através de macroporos e dos canais de forma integrada. Essa integração potencial dos processos satisfaz os requisitos de "diversidade de processos", de "representatividade" dos parâmetros efetivos e "transição escalar" entre as áreas mais passivas e as áreas de condução da rede de drenagem. Segundo *Ward*(1984),

"...talvez esta seja uma síntese conceitual que integra as aparentes hipóteses conflitivas nos últimos sessenta anos..."

O hidrograma, como função integradora de múltiplos processos em escalas diferentes, é capaz de acoplar as propriedades geo-pedológicas, bióticas, humanas e climáticas que atuam na vertente hipotética. Essa nova visão, pode-se resumir na Tabela 4.5 junto às tendências propostas historicamente na Hidrologia de vertentes.

Tabela 4.5: Tendências conceituais da geração de escoamento no 'plano' vertente.

Processo	Síntese Conceitual com relação as Bacias de Ordem Zero.
ESI	<u>Superfície de separação das entradas ao sistema</u>
Ei	<u>Meio de transferência das entradas ao sistema</u>
ESS	<u>Armazenamento superficial dinâmico e com memória finita.</u>
ESIP (atual)	<u>Escala de integração de processos que dependem de varios fatores (climáticos, pedológicos, bióticos, geomorfológicos, humanos, etc.), atuando em em forma acoplada e interagindo entre si.</u>

Os processos internos anteriores, motivaram *Ward*(1984) a levantar uma visão integradora dos mecanismos intervenientes na geração do escoamento. Com as evidências apresentadas até aqui,

ele sugere o mecanismo dinâmico, que é sem dúvida diferente do apresentado inicialmente por Horton, tendo como papel principal a dinâmica da ascensão de camadas saturadas, e portanto uma interação mais forte entre os caminhos superficiais e sub-superficiais. Estas camadas recebem o escoamento interno através do efeito pistão, que se soma ao gradiente da própria matriz do solo e ao fluxo da rede de macroporos, tanto no sentido vertical como no sentido longitudinal da vertente.

4.7 Hipótese Integradora dos Processos

Entanto *Ward*(1984) apresenta esta visão integradora, *Dooge*(1986), *Klemes*(1986) e *Beven*(1987) indicam a necessidade de contar com novas ferramentas conceituais, produto de novas hipóteses plausíveis, e que incluam as escalas de atuação dos processos em forma mais distribuída. Assim, por um lado aparecem novos interrogantes e surgem as primeiras noções sobre a possibilidade de integração de processos.

4.7.1 Novas Questões

São apresentados aqui interrogantes remanentes das visões Hortoniana, Hewlett-Dunniana e de Caminhos Preferenciais apresentadas acima e que norteiam a aparição de novas hipóteses:

Pergunta I: Tendo a possibilidade de aparecer mecanismos ESI e ESS num ponto característico da vertente, como pode ser assumida através de uma visão do tipo distribuído uma ocorrência simultânea de um mecanismo ESI em algumas células e em outras um mecanismo ESS?

A resposta está direcionada principalmente à ocorrência de um caminho preferencial. Uma vez ele formado e detetado no campo, ele é de certa maneira "independente" se na sua vizinhança o escoamento se gera através de um mecanismo Hortoniano ou Hewlett-Dunniano. O caminho preferencial representa, numa visão distribuída, uma região diferente dentro da vertente, produto da ação combinada do clima, solo e topografia, numa escala local. Portanto ele não pode ser encarado através de técnicas de homogeneização espacial que subestime ou superestime sua verdadeira atividade hidrológica. A única hipótese que pode ser levantada é que o caminho preferencial realmente representa vários processos que atuam em forma conjunta numa determinada área fonte localizada imediatamente a montante do mesmo. Por isso, numa visão integradora a unidade fundamental do processo de transformação chuva-vazão é o caminho hierarquizado d'água e o seu contexto espacial é a vertente que o contém. Cada um deles conforma uma estrutura diferencial, portanto condicionam uma heterogeneidade do tipo estrutural. Assim, o caminho preferencial é um indicador macroscópico (para o olho humano) da diversidade de processos de escoamento atuando na micro-escala da vertente.

Pergunta II: *Como relacionar os caminhos preferenciais com a funcionalidade do sistema?*

A funcionalidade do sistema pode-se explicar pelas respostas de suas unidades mais dinâmicas (Odum, 1984), ou ditas em outras palavras, através de suas componentes mais hierarquizados. Se são apontados os caminhos preferenciais como as unidades elementais, a resposta na saída do sistema vertente pode-se obter pelos volumes de água gerados numa combinação ESI/ESS nas áreas fontes dos caminhos preferenciais e conduzidos por estes últimos. Esta idéia implica uma "dupla integração". Num primeiro lugar, se integra o mecanismo de excesso de escoamento numa área fonte a montante do caminho respectivo. Por outro lado, se integra o efeito pontual do balanço hídrico numa escala pequena, distribuída em todo o sistema vertente, com a resposta na saída da mesma, numa escala maior. Assim, o excesso de água está num "constante trânsito" até a saída, o que implica inúmeras infiltrações e exfiltrações através dos caminhos mais hierarquizados.

Pergunta III: *Se esta segunda integração, da escala pontual para a escala espacial, pode ser formulada, onde ela aparece?*

Uma vez o sistema excitado externamente através do impulso unitário de chuva, começa uma fase de "ordem → desordem" dinâmica na sua função a nível concentrado (Figura 4.10).

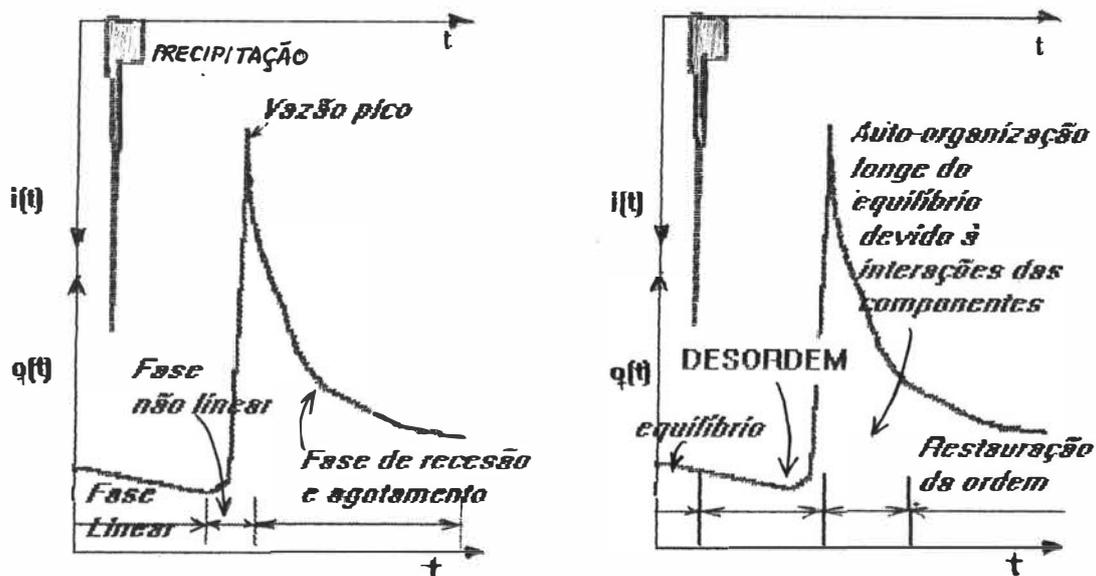


Figura 4.10- A resposta hidrológica ante uma entrada ao sistema. a) visão tradicional, b) visão integradora de sub-processos

Esta integração é o que desencadeia por um lado a facilidade do sistema, a interatuar internamente e formar o que se conhece por "uma auto-organização longe do equilíbrio" (Prigogine e Stengers, 1988). Isto é, uma resposta mais suave e menos caótica que a entrada que a

deu origem. Este comportamento é o responsável pela aparição de novas coerências² a nível macroscópico e percebidas numa função de resposta do sistema tipo hidrograma. Estas coerências são o retrato fiel de que os parâmetros que num início da precipitação dependiam das condições iniciais impostas a nível distribuído, elas agora interatuam para dar um padrão concentrado. Essa capacidade adaptativa do sistema hidrológico representa por um lado a funcionalidade e, por outro, a transição escalar no espaço e no tempo dos processos atuantes dentro dele. Se observamos então o hidrograma de saída numa bacia podemos encontrar as combinações de estados de "ordem-desordem-interações-organização" que implicam esta segunda integração.

Enquanto as três noções que aparecem com estes novos interrogantes, elas são apresentadas seguidamente através de uma discussão do tipo heurística, ou seja no sentido de tornar a Hipótese Integradora de modo plausível atendendo o roteiro de *Dooge*(1986), mas sem apresentar as demonstrações completas. Isto se deve ao carácter preliminar deste postulado, e sua "verdadeira" demonstração pode ser considerada "em aberto". No entanto, existem duas noções que podem ser formalizadas na atualidade, a de Transição Escalar e a de Proximidade, dada a natureza quantitativa do problema. Já para a noção de Funcionalidade, apresentamos as idéias básicas que podem ser enriquecidas com trabalhos futuros.

4.7.2 Funcionalidade

O objetivo deste princípio é mostrar como os efeitos se integram para condições fora do equilíbrio, portanto destacando as "interações em si mesmo" uma vez começado o escoamento superficial a confluir a um ponto ou exutório da bacia. Este princípio não faz uma mera descrição temporal das diferentes etapas a que está sujeito um hidrograma de saída, mas analisa as atividades internas da vertente. Através da funcionalidade pode-se ter uma explicação de como o sistema evolui para diferentes estados possíveis de desordem, e que podem ou não ser função única do tempo. A causa (precipitação) e o efeito (vazão) influem através do balanço de massa e energia e as interações entre as partes do sistema influem na forma com que é feita a relação de causa e efeito. Assim, se são agregadas as interações dentro do sistema, com seus diversos processos e escalas espaço-tempo atuando em forma conjunta, o resultado é uma resposta entre as múltiplas respostas que o sistema pode fornecer para uma dada entrada (*Beven e Binley, 1991*)

Bem no início do evento chuvoso, quando os processos de perdas iniciais e infiltração são mais importantes e existe um equilíbrio nas vazões de saída, representando portanto um estado de ordem frente aos impulsos externos. A medida que o sistema interconecta as componentes de

² : Segundo Prigogine e Stengers, coerência é o resultado da combinação de múltiplos processos e escalas interagindo em forma conjunta e que fornece um padrão de comportamento numa das variáveis observadas a nível macroscópico, seja numa estado permanente ou com um desenvolvimento muito forte de não-linearidade.

respostas mais rápidas devido ao funcionamento dos caminhos preferenciais, o hidrograma começa a receber um complexo de informações de magnitude e tempo diferentes, caracterizando um estado de desequilíbrio ou "desordem". Nesta etapa a função do sistema permite uma grande liberação de excessos de chuva, representado pelo ramo ascendente do hidrograma. As componentes do sistema, com tempos de resposta rápidos e/ou lentos, começam a experimentar "interações" mais fortes. Finalmente, o sistema consegue se adaptar às novas condições de não equilíbrio imposta externamente, e tende a uma "organização" (*Pessis-Pasternak*, 1991).

É importante destacar que esta auto-organização longe do equilíbrio inicial pode-se dar também na parte superior do hidrograma e continuando na recessão do mesmo. Ou seja, que a organização depende de como o sistema se acomoda escalarmente, em função das suas condições iniciais e das excitações externas, para criar uma resposta. Se as "interações" dentro do meio de transferência (vertente) são mínimas (ou seja que são poucas as variáveis regionalizadas -VRs- que apresentam correlações espaciais significativas), para uma entrada unitária de chuva é provável encontrar um único valor máximo na resposta. Esta é a explicação através de um mecanismo Hortoniano que permite de forma racional encontrar uma resposta instantânea do sistema.

Pelo contrário, se as "interações" entre as componentes são importantes, é possível ter mais de um valor máximo para uma entrada unitária de chuva (próximo a uma explicação através de mecanismos ESS e Ei atuando de forma conjunta, Hewlett-Dunniano). No mecanismo Hewlett-Dunniano, tem-se em conta os armazenamentos finitos a satisfazer em cada componente do sistema. Como a memória depende do estado de umidade, o aumento areal deste estado implica melhores correlações espaciais das VRs. Esta correlação entre as partes varia com o decorrer do tempo devido a que o processo de geração passa da micro-escala (ponto) para uma escala espacial de vertente. Assim, ao integrar espacial e temporalmente as precipitações, continuam-se produzindo relações menores entre as partes, mas com valor ainda significativo. Isto dá lugar às correlações de longo alcance (*Prigogine e Stengers*, 1988), longe do estado de equilíbrio inicial, pré-evento chuvoso.

Isso é o que representa uma evolução sistêmica que implique uma dinâmica "ordem-desordem-interações-organização". Segundo *Pessis-Paternak* (1991) e *Ruelle* (1991) este esquema representa a nova tendência para estudar sistemas naturais, reconhecidos como dinâmicos, complexos e dependentes das condições iniciais, como as vertentes hidrográficas.

4.7.3 Proximidade

Muitas vezes um modelo pode proporcionar resultados razoáveis sem ter uma razoável descrição do sistema (Klemes,1986). Por isso, encontrar a verdadeira resposta de um sistema hidrológico chega a ser na maioria das vezes um problema "transcientífico" (Philip,1992). Isto é, para encontrar uma real descrição nos grandes sistemas (caso das bacias hidrográficas) não sempre chega a ser positivamente respondido pelo método hidrológico de uma simples modelação matemática. Existem evidências quali e quantitativas no campo que devem ser avaliadas e que devem ser invocadas através de um grau de sensibilidade hidrológica (Quinn et al., 1991). Desta maneira a expectativa desenvolvida na simulação hidrológica tem objetivo de aproximar o modelo teórico do sistema real.

Usando a notação de Hromadka e Whitley (1989), seja um modelo hidrológico que para um evento "j" obtenha a resposta hidrológica M_j através das transformação das entradas $I_j(\cdot)$ pela interação com os parâmetros λ , mediante uma função "f1" como:

$$M_j = f1(\lambda, I) : I_j(\cdot) \rightarrow M_j(\cdot). \quad (4.1).$$

O parêntese (.) representa às variáveis independentes. O vetor $\lambda = \{ \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n \}$, apresenta "n" parâmetros do modelo, sempre que λ_k seja um parâmetro representativo de uma propriedade física do sistema, P_k (Song e James, 1992). Seja FIH uma expressão da informação hidrológica que é fornecida pelo conjunto λ para diferentes escalas observacionais "x" no espaço, portanto

$$FIH = f2(\lambda) \quad (4.2).$$

A função de informação hidrológica pode ser definida de diferentes formas. Grayson et al.(1993) apresentam uma de natureza univariada, dependente só da topografia. A principal desvantagem do método univariado é que desconsidera a "diversidade" de fatores e processos apontada antes, e que traduz um modelo hidrológico deste tipo "rico em dados" mas "pobre em informação" (Beven e Moore, 1991). Neste trabalho estendemos o conceito a um universo multivariado da física em questão, por meio da similaridade encontrada entre os parâmetros físicos observados e/ou estimados em diversos pontos da vertente. Se λ é um bom indicador das propriedades P, para o intervalo de escalas [a,b], sempre se cumpre que:

$$FIH(\lambda_{x=a}) > FIH(\lambda_{x=b}), \quad \forall a < b \quad (4.3).$$

Isto quer dizer que para valores cada vez menores na escala observacional, a função de informação hidrológica aumenta de forma monotônica, para se aproximar a seu verdadeiro valor a medida que a escala tende à escala de medição do experimentos, ou seja:

$$\lim_{x \rightarrow \text{escala de medição}} \hat{F}(\lambda_x) = F(\lambda) \quad (4.4)$$

Mas, se λ representa um conjunto de parâmetros insuficientes, que não consegue retratar a dinâmica intrínseca nas escalas menores, não pode se afirmar (4). Portanto, para um trio qualquer $a < b < c$ na escala observacional, não se pode estabelecer que a função de informação hidrológica aumente de forma monotônica até o seu verdadeiro valor.

Se agora Q_g é a vazão que integra os efeitos de uma área de captação de escala R , podemos definir o número de elementos estruturais que a compõem por $m = R/x$. Para uma formulação distribuída do modelo M a ser aplicado na escala R , e para um evento chuvoso "j", os erros entre as observações Q_g^j e o modelo M^j podem ser iguais à:

$$[Q_g^j(\cdot) - M^j(\cdot)] = \sum_{i=1}^{i=m} [\epsilon_{F^j}^i(\cdot)] + \epsilon_d^j(\cdot) + \epsilon_r^j(\cdot) = \epsilon_{M^j}(\cdot) \quad (4.5)$$

onde

$\epsilon_{F^j}^i(\cdot)$: erro de modelação devido a aproximações insuficientes dos processos físicos,

$\epsilon_d^j(\cdot)$: erro nas medições da precipitação e na vazão,

$\epsilon_r^j(\cdot)$: erro remanecente e que não pode ser explicado, por exemplo pela variação da chuva efetiva sobre a bacia, entre outros fatores.

Assim, podemos dizer que o erro do modelo, quando a função hidrológica estimada se aproxima ao verdadeiro valor para uma dada escala observacional $x=x^*$, é:

$$\sum_{i=1}^{i=m} [\epsilon_{F^j}^i(\cdot)] = \sum_{i=1}^{i=m} [F(\lambda) - F(\lambda)]_{x=x^*} \quad (4.6)$$

Desta forma, sempre existirá um erro $\epsilon_{F^j}^i(\cdot)$ na modelação devido a que é impossível aproximar um conjunto λ numa determinada escala observacional que faz nula a diferença entre a estimada e a verdadeira função de informação hidrológica. A proximidade entre o "real" e o "simulado" só poderia ser alcançada através de um contínuo de informação a nível distribuído e explorando a funcionalidade do sistema a nível de multi-escalas.

4.7.4 Transição Escalar

Se temos um processo hidrológico a nível distribuído em "m" pontos do sistema: as variáveis regionalizadas, por exemplo os parâmetros λ do modelo, que representam estes "mxN" valores estão relacionadas através de um mecanismo multivariado. Em cada um dos "m" casos amostrados, pode ser determinada a área a montante que contribui para ele. Através de um critério estruturalmente distribuído do sistema, as "m" variáveis regionalizadas podem agrupar-se em forma hierárquica para diferentes graus de similaridades, "ro". Para um número "n" de grupos de variáveis, sendo $n < m$, temos $n = f_3(ro)$. A informação atribuída a cada nível de similaridade pode ser retratada pela entropia encontrada para cada distribuição de probabilidade marginal de um dos parâmetros, $P_i^{(ro)}$, segundo *Cressie*(1991) como:

$$H(ro) = - \sum_{i=1}^n P_i^{(ro)} \cdot \log_{10}(P_i^{(ro)}) \quad (4.7)$$

O valor $H(ro)$ apresenta um valor máximo daqueles valores distribuídos inicialmente. Para $ro=ro^*$, existe um número característico de variáveis regionalizadas, e associações respectivas, que é significativo, $n^* = f(ro^*)$. Assim o parâmetro $\lambda_1 = f_4(A)$. "A" é a área observacional que integra as propriedades nos sub-sistemas em que estão inseridos cada uma das variáveis regionalizadas ou, caso contrário, um valor médio representativo de agrupações com correlaciones maiores, isto é com uma natureza mais distribuída espacialmente.

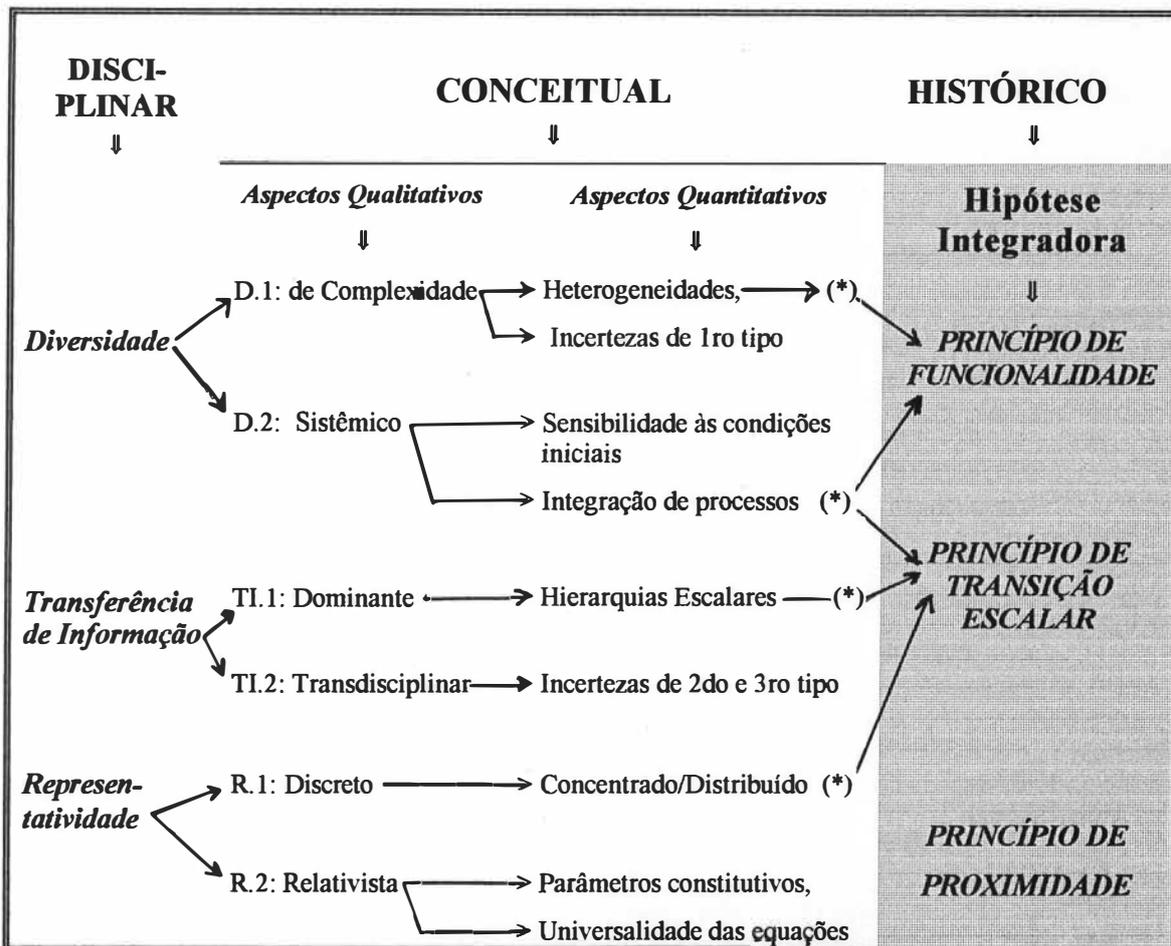
Portanto, pode-se definir uma área que caracteriza a micro e macro-escala de variação do parâmetro λ_1 , A^* , em função do grau de similaridade, ro^* . Este tratamento foi apresentado por *Bear*(1972) e retomado por *Wood et al.*(1988) através de uma visão univariada, sem considerar a natureza de vários parâmetros atuando em conjunto e com uma estrutura das similaridades "entre" eles. Assim, podem ser definidas áreas representativas elementares para diferentes graus de correlação. Quando $\lambda_1 = cte$, (a sua variância é mínima) tem-se conseguido "concentrar o parâmetro" arealmente, com um custo de uma perda de correlação intrínseca no universo multivariado, $ro=r_{lim}$. Portanto, a entropia $H(r_{lim})$ terá um valor igual a zero já que existe um único bastão no histograma de frequência.

4.7.3 Os contextos das Hipóteses Integradoras

Na Tabela 4.6 é apresentada uma matriz dos contextos Disciplinar, Conceitual e Histórico - matriz DHC-, relacionando os diferentes aspectos na qual se aprofunda a Hipótese Integradora. Nota-se como os princípios de Funcionalidade, de Transição Escalar e de Proximidade cobrem os aspectos quali e quantitativos que interferem na escala hidrológica, referente ao mecanismo de

geração de escoamento superficial, que foram apresentados no Capítulo 3. Este esquema teórico traça um panorama amplo do estudo das escalas hidrológicas a nível de mesoescala hidrológica, em especial enquanto a geração de escoamento.

Tabela 4.6: Matriz contextual DHC da nova geração de hipóteses na Hidrologia Básica



(* indica os aspectos que são abordados neste trabalho)

Podemos resumir que o princípio de Proximidade lida com os aspectos "discreto/relativista". Neste trabalho é abordado o problema de expectativa na modelação hidrológica em função do tipo de informação a utilizar. Este princípio proporciona detalhes sobre a "Representatividade" do sistema estudado através do conjunto de parâmetros físicos.

O princípio de Funcionalidade trata dos aspectos "sistêmico / de complexidade". No presente trabalho ele ocupa-se do tratamento das "heterogeneidades naturais" e da possível "integração dos processos" via caminhos preferenciais. Portanto, este princípio trata a "Diversidade" dos

ecossistemas de meso-escala e como através de uma análise qualitativa no campo, podemos prever os diferentes estágios da resposta da vertente, por meio de interações que impliquem fases de ordem-desordem-organização nas respostas (p.e., hidrogramas) quando a dinâmica do sistema, em especial ante as precipitações frequentes.

O princípio de Transição Escalar coloca seu fundamento nos aspectos qualitativos "sistêmico / dominante", portanto ele conduz à "integração dos processos e às "hierarquias escalares". Esta noção permite estudar tanto a "Diversidade" quanto a "Transferência de Informação" dos sistemas hidrológicos.

Esses marcos metodológicos são a base inicial do presente trabalho, a nível de micro e meso-escala hidrológica. Desta maneira, nos Capítulos 5, 5 e 7, são apresentadas as técnicas utilizadas na micro e meso-escala das sub-bacias embutidas do Rio Potiribú,RS, através desta abordagem integradora de processos, com ênfase na hidrologia das vertentes.

5. SUB-BACIAS EMBUTIDAS DO RIO POTIRIBÚ

5.1 Introdução

Existem duas fases na relação entre as características de representatividade, diversidade e transferência de informação abordadas nos capítulos anteriores. Segundo *Jacquet*(1970), a primeira, denominada descrição "*a priori*", é relativa às condições de equilíbrio dos fatores físicos como clima, vegetação, relevo, solos, etc., que identificam as bacias representativas dos ecossistemas maiores (Tabela 5.1). A etapa seguinte, a descrição "*a posteriori*", pode por sua vez estar sub-dividida numa fase que visa ao retrato da diversidade de processos e outra que diz respeito ao uso das relações marcantes desta diversidade. Isto é, a identificação e levantamento de hipóteses hidrológicas, para logo transferir informação às sub-bacias com dados insuficientes.

Tabela 5.1 : A Integração de Processos Hidrológicos e sua relação com a representatividade, a diversidade de fatores e a transferência de informação.

Representatividade	Diversidade (*)		Transferência de informação
<p style="text-align: center;">BACIAS REPRESENTATIVAS e EXPERIMENTAIS</p> <p style="text-align: center;">↑</p> <p style="text-align: center;">Clima, vegetação, relevo, solos, ação antrópica, etc</p> <p style="text-align: center;">↑</p> <p style="text-align: center;">Análise de Condições em equilíbrio.</p> <p style="text-align: center;">↑</p>	<p style="text-align: center;">⇒ Parâmetros e ⇒ variáveis de entrada, saída e de estado do sistema (g_1, g_2, \dots, g_n)</p> <p style="text-align: center;">↑ ↑</p> <p style="text-align: center;">Eventos chuvosos, ensaios in situ, etc.</p> <p style="text-align: center;">↑ ↑</p> <p style="text-align: center;">Análise de Condições fora de equilíbrio</p> <p style="text-align: center;">↑ ↑</p>	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin: 10px auto; width: fit-content;"> <p style="text-align: center;">Integração de processos nas escalas temporais e espaciais</p> $I = \int_x \int_t g_i dx dt$ </div> <p style="text-align: center;">↑ ↑</p> <p style="text-align: center;">Caminhos preferenciais de matéria e energia</p> <p style="text-align: center;">↑ ↑</p> <p style="text-align: center;">Estudo das unidades integradoras de sub-processos hidrológicos</p> <p style="text-align: center;">↑ ↑</p>	<p style="text-align: center;">⇒ BACIAS COM DADOS INSUFICIENTES</p>
<p>← Descrição "<i>a priori</i>" →</p>	<p>← Descrição "<i>a posteriori</i>" →</p>		

(*) Atributos naturais mais atributos introduzidos pelo homem.

5.3 Geologia e Solos

A maior parte da área é constituída por derrames basálticos da formação Serra Geral, os quais ocupam a parte superior do Grupo São Bento (*Carvalho et al.*, 1990). Estas formações têm sua máxima manifestação no Jurocretáceo e com uma idade aproximada de 130 milhões de anos. As rochas basálticas dão origem aos solos descritos na Tabela 5.2 e as partes mais elevadas encontram-se influenciadas por arenitos (Formação Tupanciretã) com sedimentos pós Serra Geral.

Os Latossolos Roxos (Tabela 5.2) estão constituídos por solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B latossólico. Segundo *DNPA*(1973), estes solos pertencem aos subgrupos "*Haplorthox*" na classificação americana USDA de 1967 e aos grupos de "*Rhodic Ferralsols*" da classificação FAO de 1970. Eles são de coloração arroxeada, muito profundos e friáveis, muito drenados, com argila de baixa capacidade de troca de cátions e com elevados teores de sesquióxidos de ferro e alumínio. Possuem seqüência de horizontes A,B,C, sendo claras ou graduais as transições entre o A e o B, e difusas entre os sub-horizontes do B.

Tabela 5.2- Características pedológicas da Bacia do Rio Potiribú.

Unidade de mapeamento (<i>DNPA</i> ,1973)	Santo Ângelo, SA	Santo Ângelo, SA	Passo Fundo, PF e Cruz Alta, CA	Charrúa, Ch
Classificação				
Brasil (<i>Carvalho et al.</i> ,1990))	Latossolo Roxo	Terra Roxa Estruturada	Latossolo vermelho escuro (substrato basalto e arenito)	Litólico (substrato basalto)
FAO (<i>Buring</i> ,1979)	<i>Rhodic Ferrasol</i>	<i>Eutric Luvisols</i>	<i>Rhodic e Orthic Ferrasols</i>	<i>Haplic Phaeozems</i>
Horizontes	A, B, C	A, Bt, C	A, B, C	A, R
Permeabilidade,mm/h (*)	3,2	4,0	1,4	s/d
Infiltração Final,mm/h (*)	6,0	3,3	48,0	s/d
Armazenamento, mm/m (*)	28,0	64,0	23,0	s/d

(*) Segundo *Beltrame et al* (1993)

De acordo com *Carvalho et al* (1990), o alto grau de flocculação de argilas, a alta porosidade e o fato de ocorrerem em áreas de relevo suave, conferem aos solos desta classe uma resistência à erosão em estado natural. Quando sob cultivo, o uso continuado de maquinaria pesada forma uma

camada adensada (pé de grade) de uns 5 a 10 cm de espessura, com profundidade média de 15 cm. Isto dificulta a penetração da água e das raízes e favorecendo a erosão. Estes solos localizam-se nos topos e nas partes médias das vertentes, com declividades variando entre 0 e 13 %. Quando os arenitos estão misturados com basalto, dão origem aos Latossolos Vermelho Escuro. Também do subgrupo *Haplorthox*, são solos profundos, bem drenados e localizados na parte superior das vertentes, com as declividades entre 0 e 8 %. As suas características são próximas ao grupo anterior, porém com quantidade menor de silte e argila. A Terra Roxa Estruturada -*Eutric Luvisols*, (FAO,1971; apud *Buringh*,1979)- compreende solos minerais não hidromórficos de coloração avermelhada e com horizonte B textural argiloso. São profundos, bem drenados, com sequência de horizontes A, Bt, C e derivados de rochas eruptivas básicas. Ocupam as encostas inferiores das elevações, com declives entre 8 e 15 %.

Em menor quantidade, existem solos minerais hidromórficos (Glei Pouco Húmico), de textura franco argilosa, formados em porções baixas com grande influência do lençol freático, em relevos planos e com má drenagem. Existem também os Solos Aluviais, com sequência de horizontes A/C, em condições de má drenagem e de textura arenosa. Finalmente, encontram-se os Solos Litólicos, que são solos poucos desenvolvidos (espessura inferior a 50 cm com sequência A/R, com material de rocha em decomposição. Estes solos ocorrem normalmente em áreas de declive (20 % ou mais), sob vegetação tipo floresta subtropical. As localizações destes solos são sumarizadas na Figura 5.3, onde aparece o perfil típico das encostas encontradas na região.

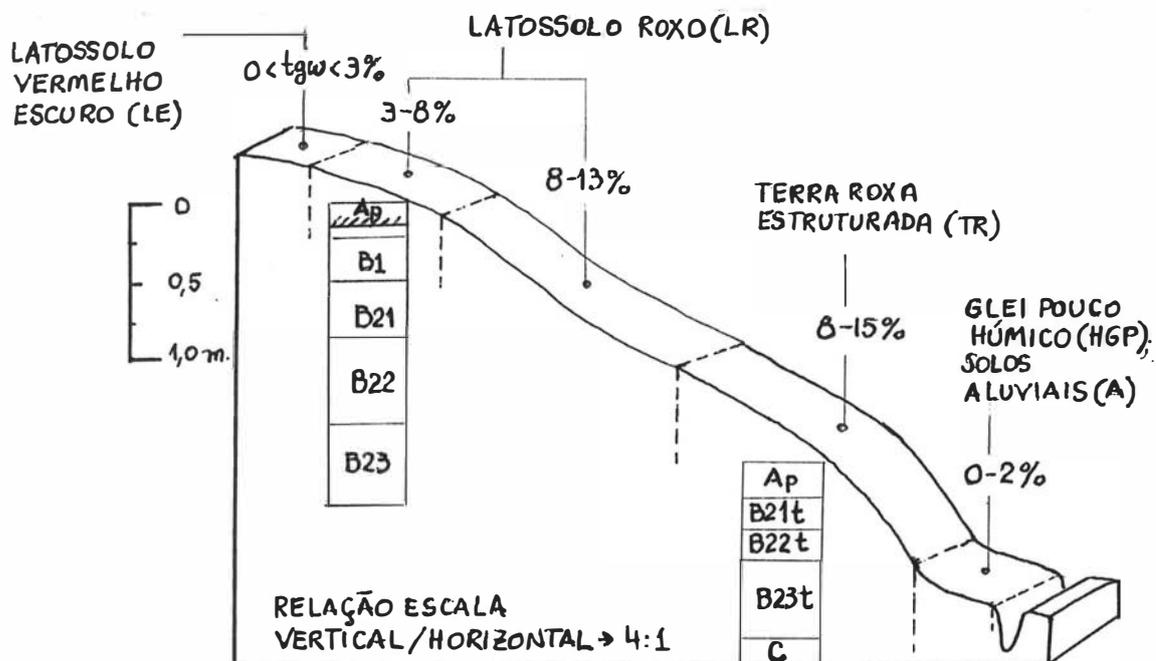


Figura 5.3: "Catena" típica das vertentes do Arroio Turcato, RS (adaptado a partir do levantamento de solos de *Carvalho et al*,1990).

5.4 Clima

A área está sob influência de clima úmido, sendo que a precipitação média anual situa-se entre 1600 e 1700 mm. Este regime pluviométrico é regulado pelo anticiclone úmido e quente do Atlântico Sul (*Castro et al.*, 1993). Uma discontinuidade frontal, ativa durante todo o ano, se movimenta regularmente do sul para o norte, causando tormentas longas e de moderada intensidade e com um regime com distribuição uniforme ao longo do ano.

Segundo *IPAGRO* (1989), a temperatura média anual para a cidade de Cruz Alta oscila entre 18 e 19 ° C, sendo julho o mês mais frio (13-14 °C) e janeiro o mais quente (24 °C). A amplitude térmica é muito grande, sendo que a média das temperaturas máximas é 32 °C e a média das mínimas fica em torno de 8 °C. A umidade relativa do ar têm um mínimo 65 % em dezembro e alcança um 80 % em junho. Nesses meses, as evaporações médias diárias são da ordem de 2,3 mm e 4,2 mm, respectivamente, alcançando 1200 mm no ano.

5.5 Coberturas primitivas

A vegetação primitiva era florestal do tipo intermediário tropical-subtropical (*DNPA*,1973; *Carvalho et al.*,1990). Na atualidade, resquícios destas matas não chegam a 10 % da área da bacia do Potiribú (*Risso*,1992), sendo que a maior parte da floresta original foi destruída para dar origem a lavouras. A vegetação remanescente é formada por espécies arvóreas, arbustivas, rasteiras e ciliares. A Tabela 5.3, apresenta um resumo das espécies encontradas ainda hoje.

Tabela 5.3- Vegetação primitiva remanescente na Bacia do Potiribú (extraído de *DNPA*,1973, e *Carvalho et al.*,1990)

Vegetação tipo	Nome regional e espécies
Grande Porte	Cabriúva (<i>Myrocarpus frondosus</i>); Cangerana (<i>Cabralea oblongifolia</i>); Guajuvira (<i>Pata gomula americana</i>); Timbaúva (<i>Euterolobium contortisiliquum</i>); Angico (<i>Piptadenia spp.</i>)
Baixo Porte	Cincho (<i>Sorocea ilicifolia</i>); Laranjeira do mato (<i>Actinostemon concolor</i>); Crissiumas (<i>Chusquea spp.</i>); Urtigão (<i>Urera baccifera</i>); Pau ervilha (<i>Trichilia elegants</i>)
Rasteira	Gramma forquilha (<i>Paspalum notatum</i>); Barba-de-bode (<i>Aristida pallens</i>), Carquejas(<i>Baccharis</i>)
Ciliar	Canafistola (<i>Peltophorum dubium</i>); Açoita cavalo (<i>Luhea divaricata</i>); Pitangueira (<i>Eugenia uniflora</i>); Aroeira preta (<i>Lilhraea brasiliensis</i>); Salgueiro (<i>Salix humboldtiana</i>); Corticeira (<i>Sebastiana klostkiana</i>)

5.6 Cobertura e práticas atuais

Uma forte expansão agrícola descontrolada vem ocorrendo no planalto basáltico sul riograndense, causando sérios problemas: compactação dos solos, aumento do escoamento superficial e da concentração de sedimentos, depósitos nos rios e assoreamento nas pequenas barragens (Castro,1992). Na bacia do Rio Potiribú, as principais culturas da região são a soja e o milho no verão, e o trigo e a aveia como culturas de inverno. Em uma pequena parte da bacia é desenvolvida a atividade pecuária.

Em geral, na maior parte da bacia, os solos estão cobertos o ano inteiro com lavoura e pastagem. O solo fica desprotegido da cobertura original logo da colheita de uma safra e logo após já é plantada a próxima cultura. Na sub-bacia do Arroio Taboão (163 km²), as áreas cultivadas, com resteva e pastagem cobrem mais do 80 % da superfície (Risso,1992) (Tabela 5.4). Os valores das últimas três colunas foram obtidos com planimetração manual.

Tabela 5.4- Percentagem de diferentes coberturas nas sub-bacias do Rio Potiribú-RS

Cobertura	Bacia e Área de Captação, km ²			
	Taboão(*), 165	Turcato, 19,5	Donato, 1,1	Anfiteatro, 0,125
Floresta	10	6	16	3
Pastagem	31	18	-	-
Cultivo	50	67	83	97
Solo nú	8	1	1	-
Urbano	1	8	-	-

(*): Extraído de *Risso*(1992).

Até maio de 1994, a maioria dos agricultores utilizava o terraço como técnica conservacionista. Em geral, o terraço têm base estreita e composto de duas partes: um canal de seção convexa funcionando para retenção do escoamento e um camalhão de seção côncava usado de barreira para evitar que a água não transpasse para o terraço seguinte. Os terraços têm 2 metros de largura entre a primeira e última fileira de cultivo, com uma distância média de 20 metros entre cada, variando com a declividade. A declividade dos canais é próxima de 1 a 3 % (Castro *et al.*,1993). Estas técnicas influem na dinâmica dos horizontes superiores, assim um latossolo roxo distrófico é sensível às práticas da agricultura intensiva como acontece na bacia do Rio Potiribú (Tabela 5.5)

Tabela 5.5- Velocidade de infiltração da água em Latossolo roxo distrófico após nove horas.
Fonte: Machado(1976) citado por Castro(1992).

Cobertura	Mata Nativa	Campo virgem	Lavouras		
			de 4 anos	de 8 anos	de 14 anos
Taxa, mm/h	148,3	119,3	90,8	17,4	6,6

Esta forte agricultura influencia a poluição não pontual sobre as águas naturais. Os resultados do monitoramento de mais de quarenta (40) parâmetros físico-químicos (*Bauermann, 1994*) induz que há poluição química, principalmente por teores de metais traços em níveis tóxicos, mas inexistindo poluição de matéria orgânica bio-degradável. Com isto, as água das sub-bacias do Rio Potiribú, podem ser consideradas de Classe 2, segundo o CONAMA, tanto no cenário de seca como de chuva. Existe, porém, uma predominância de fosfatos sobre nitratos no período de verão (Figura 5.4), confirmando o uso de fertilizantes fosfatados na região.



Figura 5.4 As marcas do uso de fertilizantes devido ao escoamento superficial (vertente do Anfiteatro, dezembro de 1994).

5.7 Sub-bacias de estudo

Inicialmente, existiam seis(6) sub-bacias embutidas que começaram a ser monitoradas. *Chevallier*(1993) descreve as características destas áreas, sendo que três(3) delas foram desativadas após as chuvas excepcionais que ocorreram em maio de 1992 (*Chevallier e Dhein*, 1993). As áreas selecionadas do estudo foram: microparcela experimental, Anfiteatro, Donato e Turcato (Figura 5.5). Nesta figura aparecem também o mapeamento dos caminhos preferenciais superficiais e sub-superficiais em atividade.

A parcela experimental de 1 m², embutida dentro da vertente cabeceira do Anfiteatro (Figura 5.6,a), foi monitorada através dos anos 1992 e 1993, e coletados volumes de água escoada e carga de sedimentos produzidos em cada evento chuvoso. *Chevallier*(1993) apresenta as características fluvio-pluviométricas das sub-bacias do Rio Potiribú (Tabela 5.6). A sub-bacia do Anfiteatro corresponde a parte de uma gleba maior pertencente a um único produtor, sendo que ela fica dentro da sub-bacia do Donato. Os escoamentos superficiais são coletados pela valeta a margem noroeste da estrada de chão que atravessa a bacia do Donato. No ponto mais baixo desta valeta, um bueiro permite o escoamento por baixo da estrada. Uma obra de concreto a montante do bueiro coleta as vazões vindo directamente da bacia e das valetas. À jusante da estrada, há outra obra, constituída de um pequeno canal retangular de fundo triangular, com dois metros de comprimento (Figura 5.6,b), que possibilita medir as descargas com molinete. O posto começou a funcionar a partir de agosto de 1992, permanecendo em funcionamento até hoje.

O posto do Donato foi instalado em novembro de 1989, num trecho reto à jusante da confluência dos três cursos permanentes de água que constituem a rede hidrográfica. Sua foz fica aproximadamente 200 metros da confluência com o arroio Turcato. Inicialmente tinha sido instalado um linígrafo e uma ponte de madeira para as medições de vazão. No decorrer do primeiro ano, a seção de medição revelou ser muito instável devido a falta de controle estável à jusante(Figura 5.6,c). A seção foi estabilizada em março de 1991, com a construção da soleira de concreto e a retificação do leito.

A bacia do Turcato é uma sub-bacia do Arroio Taboão e é a maior das sub-bacias embutidas analisadas neste trabalho. O posto foi instalado em novembro de 1989, num trecho reto e bem encaixado (Figura 5.9). Além de linígrafo e da régua linimétrica, a estação foi equipada de uma instalação de medição de vazão por teleférico, e é possível usá-lo para coletar amostras de sedimentos em suspensão.

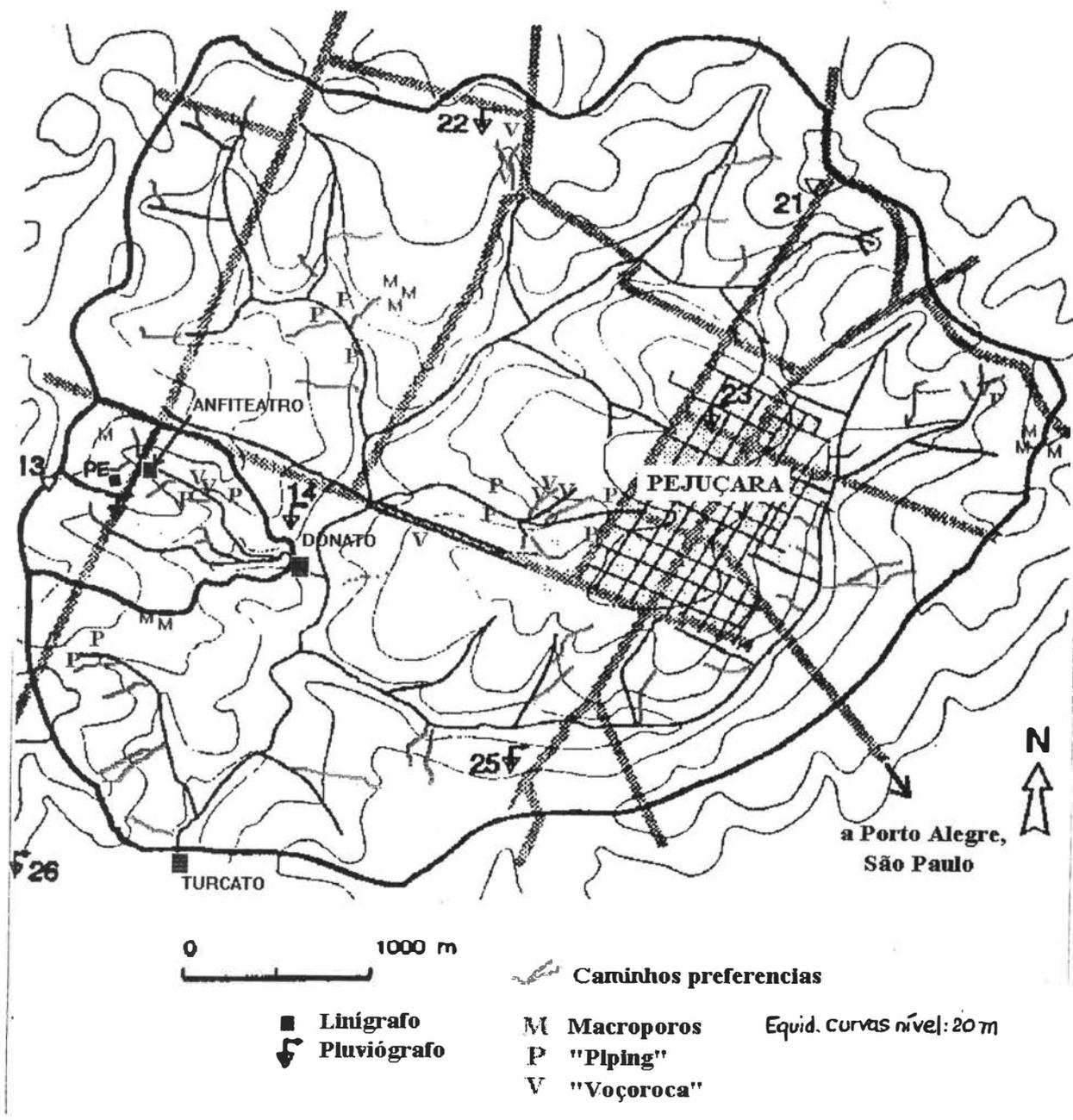


Figura 5.5 Sub-bacias de estudo: "07": Anfiteatro, "01": Donato, "02": Turcato, "PE": parcela de 1 m².

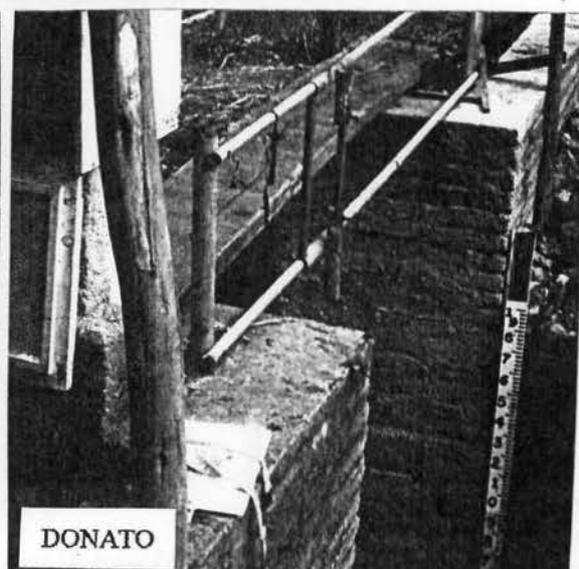


Figura 5.6- Microparcela(a), Anfiteatro(b), Donato(c) e Turcato(d)

Tabela 5.6- Características das sub-bacias estudadas (Fonte: *Chevallier*,1993).

Código	2597591901-1	2597591901-2	2597591901-7
Nome	Donato	Turcato	Anfiteatro
Latitude exutório	28°25'24" S	28°26'19" S	28°25'00" S
Longitude exutório	54°40'33" O	53°40'57" O	53°41'15" O
Área (km ²)	1,10	19,5	0,125
Perímetro (km)	4,54	17,9	1,42
Cota zero régua (m)	386,8	365,5	430,5
Desnível (m)	81,9	119,5	38,0
Declividade (m/km)	51,2	22,1	92,3

Existem cinco pluviógrafos na bacia do Arroio Turcato, cujos dados foram utilizados nesta pesquisa. As características principais são apresentadas na Tabela 5.7. Eles oferecem uma densidade de 4 km²/posto na sub-bacia do Arroio Turcato, considerada satisfatória para avaliar a uniformidade espacial das precipitações naturais.

Tabela 5.7- Postos Pluviográficos do Arroio Turcato

Código	Nome	Latitude Sul	Longitude Oeste	Área do Turcato, %	Funcionamento, % (11/89)-(12/93)
11	Donato Central	53°41'13"	28°25'15"	21,5	78
22	Alto Turcato	53°39'53"	28°24'02"	20,3	75
23	Pejuçara Cidade	53°39'14"	28°25'05"	34,1	95
25	Pejuçara Leste	53°39'41"	28°26'00"	19,9	43
26	Baixo Turcato	53°41'39"	28°26'29"	4,2	95

5.8 Reconhecimento nas vertentes de cabeceira

No período Agosto/92-Dezembro/94, foram realizadas várias campanhas para levantar informações básicas, monitorar a rede e determinar parâmetros físicos. O objetivo destes levantamentos quali-quantitativos "in situ" é contribuir com informação adicional aos dados de precipitação-vazão. Especial ênfase foi colocada na dinâmica espaço-temporal dos caminhos preferenciais da água, superficiais e sub-superficiais, de trinta (29) vertentes de cabeceira identificadas no Arroio Turcato. A distribuição espacial destes mecanismos além de ser difícil de generalizar para toda a área, apresentam uma forte dinamicidade sazonal, tanto pelo regime

chuvoso como pela interferência do ciclo de agricultura intensiva. As características físicas, de cobertura, uso e caminhos identificados em cada uma delas aparecem na Tabela 5.8.

De forma geral, os gradientes topográficos das encostas aumentam no sentido de jusante até um certo ponto e logo começam a diminuir para os canais de ordens maiores. Este comportamento pode ser generalizado para bacias determinadas, para estimar as áreas saturadas nas cabeceiras (nas concavidades das nascentes) e nas seções a jusante (nas planícies de inundação).

Tabela 5.8- Características das cabeceiras do Arroio Turcato, RS (n=29).#

Características	Média	Mínimo	Máximo
Superfície da vertente, ha	6,34	0,95	17,85
Densidade de drenagem (1/Lfon), m/ha:	78,3	22,6	283,0
Distribuição dos Solos nas vertentes, ha			
* Latossolo Vermelho Escuro, LE	3,6	-	9,3
* Latossolo Roxo Distrófico, LR	1,6	-	9,2
* Terra Roxa Estruturada, TR	1,0	-	6,9
Uso do solo nas bacias de 1ra ordem, %			
* Mata nativa + capão	2,3	-	15,2
* Pastagem	3,0	-	29,5
* Agrícola (milho, soja, aveia)	15,4	-	51,4
* Urbano (localidade de Pejuçara,RS)	1,6	-	12,1
Distância até foz do Turcato, m			
* desde a foz da bacia de 1ra. ordem	2515	140	3690
* desde a foz da vertente	2895	380	3880

(#) Planimetria de cartas existentes escala 1:50000, com apoio das visitas de reconhecimento.

6. INTEGRAÇÃO NA MICRO-ESCALA HIDROLÓGICA.

6.1 Introdução

Nos capítulos anteriores foi apresentado de que modo a diversidade e representatividade espacial condiciona a transferência de informação entre a micro-macro-escala. Assim, numa Área de Transição Escalar -ATE-, a diversidade pode ser retratada pela sua natureza multivariada de parâmetros. Alguns destes parâmetros conseguem capturar a "universalidade" e, assim, ser chamados de "constitutivos" (ver itens 3.3 e 3.4) da micro-escala.

Entre os múltiplos estados possíveis do solo, é possível distinguir um característico, tanto na pequena e grande escala. Ao estudar a variabilidade espacial sob esse estado característico das heterogeneidades, estes parâmetros podem ser "representativos" de uma integração de pequenos efeitos que condicionam a transferência de informação. No entanto, a escala humana apontada por *Klemes*(1986) no Capítulo 2, interfere neste equilíbrio de várias maneiras e, assim, agrega uma componente externa que também deve ser avaliada (Figura 6.1) nessa transferência.

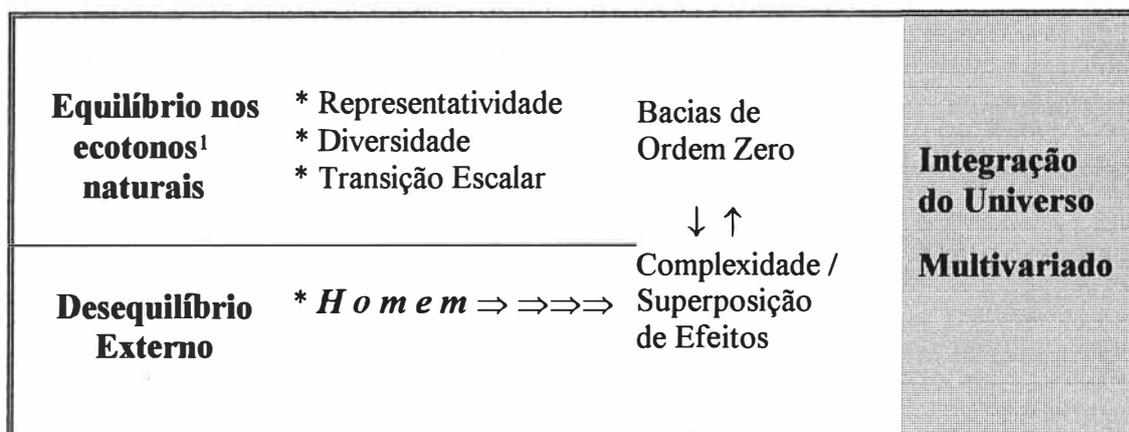


Figura 6.1- A Integração de Efeitos na micro-escala hidrológica

Porém, com base numa excitação externa do sistema, por exemplo durante uma chuva natural, todas as escalas naturais e antrópicas, apresentam uma interação mútua, portanto espera-se um certo nível de semelhança entre os pontos distribuídos no espaço. Por outro lado, a variância

¹: Num sentido amplo, o ecotono é considerado um sistema de transição.

espacial dos parâmetros de estado fornece a identificação dessas escalas de correlação dentro de uma vertente. Essas semelhanças com base numa hierarquia de agrupamento natural são independentes da distância na escala observacional entre os pontos estudados, mas é indicadora das "proximidades" num espaço escalar paramétrico. Esta hierarquia, de certa forma têm uma analogia com a integração mais provável dos micro-efeitos num mecanismo de produção de escoamento.

O enfoque variacional no espaço pode ser abordado através de técnicas geoestatísticas (Clarke,1994). No entanto, estas técnicas têm que ser relacionadas com métodos de homogeneização, caso da REA de Wood *et al*(1988), e, nesta visão, onde poderia ser fundamentada a transição escalar. Assim, na no início deste capítulo, são fundamentadas estas técnicas geoestatísticas que retratam as propriedades das áreas representativas elementares e a transição escalar. Estas propriedades são apresentadas através de i) uma visão multivariada de factores, e ii) para diferentes graus de similaridade estatística entre amostras. A seguir, são fornecidos os parâmetros de estado para o estudo variacional no espaço. Eles são agrupados através de uma semelhança interamostral, tendo em conta além dos parâmetros da dinâmica subsuperficial, o grau de perturbação da ação antrópica, e macro-parâmetros geo-hidrológicos.

6.2 Enfoque geoestatístico na *micro-escala*.

Sejam s as coordenadas de um ponto no espaço e $Z(s)$ uma variável distribuída no espaço denominada "Variável Regionalizada" (VR). Por um lado elas trazem consigo uma característica "aleatória" que se manifesta na irregularidade e variação imprevisível de um ponto para outro; e por outro, manifestam-se as características "estruturais" que são refletidas nos processos geo-hidrológicos. Assim, para representar as diferentes componentes das VRs, Cressie (1990, p.112) propõe o seguinte modelo:

$$Z(s) = \mu(s) + W(s) + \eta(s) + \xi(s) \quad (6.1)$$

onde $\mu(s)$ é uma estrutura determinística com uma variação numa escala maior, $W(s)$ é um processo intrinsecamente estacionário que muda suavemente numa escala média, $\eta(s)$ um processo estacionário numa micro-escala, e $\xi(s)$ um ruído branco relacionado com o erro na escala de medição.

6.2.1 Hipóteses iniciais

Dentre as hipóteses da abordagem geoestatística, a hipótese de estacionariedade de segunda ordem implica que os dois primeiros momentos da função aleatória são invariantes, sendo que sua

covariância depende só da distância e da direção entre pontos e, portanto, independente da sua posição s . Assim, a esperança matemática e a covariância, vem expressas por:

$$E [Z(s)] = E [Z(s+h)] = m(s) = m(s+h) \quad (6.2)$$

$$Cov [Z(s_1), Z(s_2)] = Cov [Z(s_1+h), Z(s_2+h)] \quad (6.3)$$

onde ' h ' representa o vetor de separações entre os pontos num espaço e ' m ' é o valor esperado da VR. A autocorrelação é o processo de comparação dentro da própria função aleatória. Ela expressa a correlação linear entre os membros de uma série espacial e outros membros separados uma distância ' h ', sendo que esta definição implica uma estacionariedade de segunda ordem. Assim, a dependência espacial é caracterizada pela função de autocorrelação, $\rho(h)$. Se é cumprida a hipótese de segunda ordem, a autocorrelação pode ser expressa por:

$$\rho(h) = C(h) / C(0) = 1 - [\gamma(h) / C(0)] \quad (6.4),$$

sendo

$$C(0) = var[Z(s)] = E[Z(s)^2] - \{E[Z(s)]\}^2 \quad (6.5),$$

$$C(h) = E [Z(s) Z(s+h)] - \{E[Z(s)]\}^2 \quad (6.6),$$

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad (6.7),$$

onde $\gamma(h)$ é a função semivariância que expressa a distribuição da variância como uma função de separação entre componentes espacialmente dependentes de uma função aleatória; $C(h)$ é a covariância numa separação ' h ' e $C(0)$ a variância *a priori* do processo (Vieira et al, 1983). Desta maneira, tendo uma estacionariedade de segunda ordem, podemos re-escrever em (6.1) a variância espacial de $Z(s)$ como (Cressie, 1991):

$$\gamma_Z(s) = \gamma_W(s) + \gamma_\eta(s) + c_{EM} \quad (6.8)$$

Para valores grandes de " h ", a quantidade c_{EM} é pertinente à escala observação, devido a sua dependência dos erros na medição da variável $Z(s)$ e portanto está associada a uma escala observacional. Os outros dois termos do lado direito contêm informações com relação à escala de correlação, J . No caso unidimensional, a coordenadas das VRs são dadas por uma variável. Assim quando uma função aleatória estacionária existe, Russo e Jury (1987a) definem uma escala de correlação espacial para um processo uni-dimensional $s = x$ como:

$$\hat{J} = \int_0^{\infty} \rho(h) \cdot dh \quad (6.9)$$

O semi-variograma experimental tradicional (Matheron, 1964, apud de Marsily, 1984) é:

$$\gamma^*(h) = 1 / [2N(h)] \cdot \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (6.10),$$

sendo $N(h)$ o número de pares de pontos de $Z(x)$ com uma distância igual a 'h'.

Um modelo variográfico deve ser robusto para descrever procedimentos de inferência que permanecem estáveis quando hipóteses se afastam do modelo anterior. Esta robustez vem de vários fatores e, entre eles, da quantidade e qualidade de informação usada, já que o variograma é uma função estatística. Para usar uma estimativa robusta do variograma, Cressie (1991) evita a tendenciosidade dos dados produzidos por 'outliers' através de um variograma robusto expressado por :

$$2 \gamma(h) = \{1/N(h) \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2\}^4 / [0,457 + 0,494/N(h)] \quad (6.11)$$

No caso dos pontos estarem espaciados por distâncias não regulares, definem-se classes de distância e $\zeta(h)$ e tomam-se todos os pontos distantes $h \pm \zeta(h)$ para a estimativa de $\gamma^*(h)$. Se os dados se apresentam em forma errática no espaço o semivariograma terá de ser calculado a partir de uma regularização angular e por classes de distância. Tomando-se um ponto qualquer $Z(x_0)$ considera-se segundo a direção angular β , um cone de abertura $2 \cdot \beta$ e procura-se os pontos que caiam "dentro" do cone nas classes de distância definidas.

Como o variograma depende da direção em que é calculado é fácil compreender o surgimento de andamentos diferentes conforme a direção considerada. Assim, quando existe anisotropia nos dados, o variograma pode ser muito diferente numa dada direção do espaço. Temos então duas fontes de variabilidade independentes, uma componente isotrópica e uma componente zonal. O variograma decompõe-se assim em dois termos, um isótropo, $\gamma(|h|)$, e outro ligado à direção preferencial, $\gamma(|h_p|)$.

Quando é preciso associar duas variáveis, a abordagem é feita através dos semivariogramas cruzados. Sejam $Z_1(x)$ e $Z_2(x)$ e duas variáveis aleatórias distribuídas no espaço o semi-variograma cruzado tradicional é dado por:

$$\gamma_{x_1, x_2}(h) = 1/2N(h) \cdot \sum \{ [Z_1(x+h) - Z_1(x)] \cdot [Z_2(x+h) - Z_2(x)] \} = \gamma_{x_2, x_1}(h) \quad (6.12)$$

6.2.2 Campos estacionários e não estacionários.

O semi-variograma $\gamma(h)$ é a esperança matemática do quadrado dos acréscimos da VR na direção definida pelo vetor 'h'. Em termos práticos, o variograma é o valor médio do quadrado das diferenças entre todos os pares de pontos existentes no campo geométrico e distanciados de 'h'. Contudo, é necessário que o número de pontos amostrados seja suficiente para que a média tenha significado estatístico.

O variograma experimental é uma curva irregular com flutuações que crescem com h. Para distâncias "h" maiores, as ordenadas médias do variograma são calculadas com menos pares de pontos, por isso na prática só se toma até um quarto ou até a metade da dimensão total do campo para ajustar o modelo teórico. Portanto só se calcula o variograma para distâncias que não excedam estes limites. Isto se deve a que a curva experimental obtida $\gamma^*(h)$ é na realidade um estimador do verdadeiro variograma desconhecido, $\gamma(h)$.

No caso que a variável $Z(x)$ se apresentar como um campo não estacionário, pode ser visto como um processo composto por duas componentes (*Russo e Jury, 1987; Rajaram e McLaughlin, 1990*): i) uma componente estocástica caracterizada por uma variação de alta frequência e relativamente de pequena escala (HFV); e ii) uma componente determinística, a deriva, caracterizada por uma variação de baixa frequência e de escala maior (LFV). As características das escalas espaciais e componentes da frequência de variação destas componentes podem afetar de forma significativa a forma dos variogramas estimados e, portanto, suas escalas de correlação. Neste caso a variabilidade total de $Z(x)$ é expressa por:

$$\sigma_Z^2 = \sigma_H^2 + \sigma_L^2 \quad (6.13)$$

onde σ_H^2 é a variância devido a variações de alta frequência da componente estocástica de $Z(x)$, σ_Z^2 , de média zero; e σ_L^2 representa as variações de baixa frequência, e portanto componente determinística de $Z(x)$, que pode ser definida para um processo uni-dimensional como:

$$\sigma_L^2 = \int_x [m(x) - \mu]^2 dx / X \quad (6.14)$$

sendo μ é o valor médio de $Z(x)$. A relação σ_L / σ_H afeta a forma dos variogramas, e a medida que ela cresce os variogramas são cada vez menos estacionários.

6.2.3 Área Representativa Elementar

Uma bacia de captação pode ser tratada como sendo composta por infinitos pontos onde infiltração, evaporação e escoamento formam fluxos locais do balanço hídrico. *Wood et al. (1988)*

afirmam que se é possível manter uma representação do contínuo, pode-se substituir a bacia real com toda sua heterogeneidade nos solos, topografia e entradas de chuva, por uma bacia representativa integrada espacialmente.

As variáveis hidrológicas em cada ponto dentro dessa bacia são retratadas pelo seu valor médio através de algumas distribuições de probabilidades associadas. Esta área que atua como o menor ponto discernível, representativa do contínuo, é chamada de Área Representativa Elementar (REA em inglês). Este conceito é uma extensão da definição do Volume Representativo Elementar - REV- introduzido por *Bear*(1972). O REV têm uma escala de abrangência intermediária entre uma escala de processos variando muito rápido e outra variando mais lentamente. Dessa maneira, o suporte das medições deve permitir o desenvolvimento e a integração dos efeitos das micro-heterogeneidades, envolvendo o percurso do fluxo próximo ao que acontece no realidade. A REA têm as seguintes propriedades:

i) De acordo com *Hazzanizadeh e Gray*(1979) a REA satisfaz a seguinte desigualdade:

$$l(\min) \ll D \ll L(\max) \quad (6.15)$$

onde $l(\min)$ é a escala observacional característica dos componentes variando rapidamente na resposta hidrológica, e $L(\max.)$ é a escala das quantidades variando lentamente. D é a escala da área representativa elementar. *Bear*(1972) argumenta que os valores promédios devem ser independentes do tamanho da REA, ou variar lentamente com o aumento do tamanho dela para assegurar que os valores sejam estatisticamente representativos do contínuo.

ii) Assim, de acordo com *Cushman*(1984), a REA é governada por as Hipóteses de *Indiferença* e a de *Invariância*. A primeira afirma que dado um trio ordenado de escalas (l_{\min} , D , L_{\max}), elas se mantêm constantes, independente do campo das variáveis estudadas. Por exemplo, a REA deve ser a mesma para a produção do escoamento e da precipitação (*Wood et al.*,1988). A segunda hipótese, postula que o trio se mantêm invariante ou variando muito lentamente no tempo e com a localização relativa sobre o campo.

iii) As equações associadas com a REA devem conter todos os mecanismos físicos dos processos das sub-REAs. Usando o modelo conceitual proposto por *Sivapalan* (1987) e o modelo de geração de escoamento de *Beven e Kikby* (1979) que utiliza uma equação do estado sub-superficial com um decaimento exponencial de K_s , *Wood et al.*(1988) concluíram que a existência da REA está fortemente influenciada pela topografia. Esse trabalho é realizado com base uma discretização a nível de grade inter-bacias, mas suas conclusões são extraídas para uma escala de bacia maior. Porém, uma comparação destes alcances a nível de vertente é pouco explorado ainda.

6.2.4 Transição Escalar e Área Representativa Elementar

No Capítulo 4 foi apresentada uma abordagem para estimar a informação que é transferida da escala pontal para a escala areal. Dessa maneira, considera-se:

- i) o processo hidrológico pode ser visto a nível distribuído em "N" pontos (VRs) do sistema,
- ii) as VRs, neste caso os parâmetros hidrológicos amostrados, estão relacionadas através de um mecanismo multivariado;
- iii) existe um Hierarquia Estruturalmente Distribuída, isto é: as "N" VRs podem agrupar-se de forma hierárquica para diferentes graus de similaridades, portanto existe uma função que expressa o decréscimo do número de variáveis e associações de variáveis (n) para diferentes graus de similaridade (ro); isto é, existe uma $n = f_1(ro)$; (Figura 6.2)
- iv) a informação atribuída a cada nível de similaridade (ro) pode ser retratada por alguma função que explique a distribuição de probabilidades desse sub-grupo, sendo um indicador $H(ro)$;
- v) a transição entre uma escala pontual (nível distribuído) e uma escala areal (concentrado) é definida através do desenvolvimento da Função de Informação (H) com relação a diferentes níveis de similaridade (ro), isto é:

$$TE_{(N;\lambda)}|_{ro=ro^*} = \left[\begin{array}{c} -\partial H \\ -\partial ro \end{array} \right]_{ro^*} \quad (6.16).$$

Onde $TE(.)$ representa a Transição Escalar dos "N" pontos distribuídos no espaço, representados através de seus "λ" parâmetros hidrológicos iniciais (neste caso são contadas como variáveis), para uma dada similaridade $ro = ro^*$. O caráter de derivada parcial ∂ , é devido a que a TE também pode ser definida com relação a um parâmetro hidrológico em particular. O sinal "-" colocado no numerador e denominador no (6.16) se deve a que tanto a função de Informação como o grau de similaridade diminuem na medida em que o Processo Distribuído \rightarrow Processo Concentrado.

- vi) Para $ro = ro^*$, para uma associação característica de VRs, pode retratar a REA de uma variável em particular. Portanto, existe uma função

$$\lambda i_{ro^*} = \lambda i(A_{ro^*}) \quad (6.17)$$

sendo " A_{ro^*} " é a área observacional que integra as propriedades nos sub-sistemas em que estão inseridos cada uma das variáveis regionalizadas². Portanto, pode-se definir uma área que caracteriza a micro e macro-escala de variação do parâmetro λ^i , em função do grau de similaridade, ro^* .³

vii) Quando $\lambda^i \rightarrow cte$, têm-se conseguido "concentrar o parâmetro" espacialmente, através de uma perda de correlação intrínseca no universo multivariado, $ro=r_{lim}$. Portanto, $H(r_{lim})$ terá um valor igual a zero, isto é, a distribuição têm um único bastão no histograma de frequência.

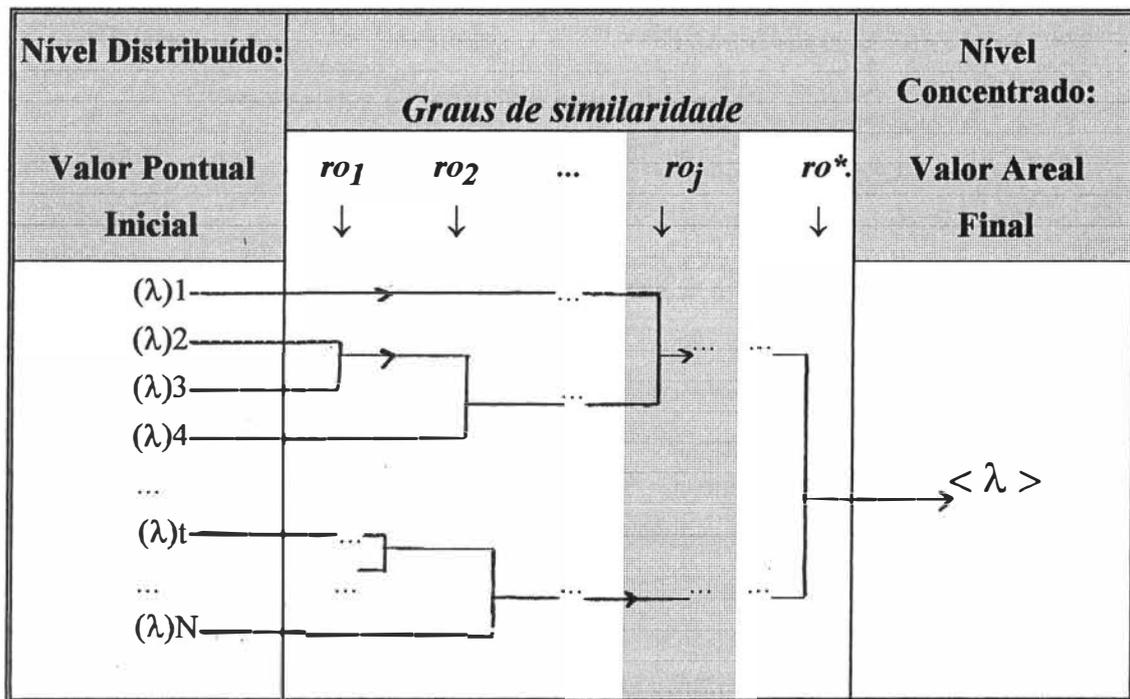


Figura 6.2 Representação da abordagem da transição de escalas

² :Ela também pode ser um valor médio representativo dos sub-grupos respectivos , isto é, com uma natureza mais distribuída espacialmente. Neste trabalho foi explorado o primeiro caso, ou seja uma escala observacional extraída do conceito da REA.

³ : Este tratamento foi apresentado por *Bear*(1972) e retomado por *Wood et al.*(1988), considerando unicamente i) a natureza univariada e ii) sem levar em conta os diferentes graus de similaridade existentes nas amostras. Agregando estes dois itens, podem ser definidas áreas representativas elementares para diferentes graus de correlação.

6.3 Parâmetros representativos

A variabilidade espacial das características hidráulicas dos solos têm sido mostrada através de estudos experimentais de valores medidos correlacionados no espaço (*Vieira et al.*, 1981; *Russo e Bresler*, 1982). Portanto, na física do solo existe uma necessidade para caracterizar a dinâmica de forma conceitual na micro-escala e, logo, confrontá-las com as evidências macroscópicas que se manifestam nas escalas maiores. A combinação destas duas abordagens têm como objetivo a procura dos parâmetros representativos dessa interação micro-macro (Figura 6.3).

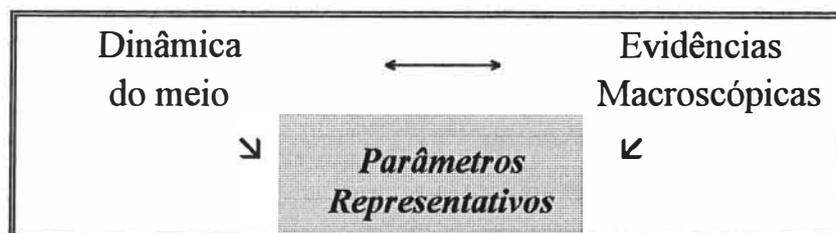


Figura 6.3 Parâmetros representativos do meio

Entre os parâmetros escolhidos neste trabalho, aparecem a condutividade hidráulica saturada, a anisotropia vertical do perfil do solo, a profundidade dos horizontes superficiais, a combinação da topografia (através da área e da declividade) e um indicador da influência espacial da atividade antrópica. A seguir são apresentadas as características de cada um desses indicadores e que logo são adotados como variáveis regionalizadas.

6.3.1 Condutividade Hidráulica Saturada, K_s

Evidências macroscópicas: Tamanha complexidade do meio poroso, quando é estudada numa escala a nível de perfurações (escala da Lei de Darcy), é caracterizado por duas propriedades intrínsecas dos solos, que são a condutividade hidráulica saturada K_s e um parâmetro característico da distribuição do tamanho dos poros no solo. As variabilidades espaciais dessas duas propriedades podem ser estimadas quando são correlacionadas com características observadas macroscopicamente (textura, tamanho do grão, estrutura do perfil, etc.), através dos ábacos apresentados por Rawls e Brakensiek (apud *Silveira*, 1993). A condutividade hidráulica é uma função do arranjo poroso do solo, devido a isso ela varia para um mesmo solo, com sua porosidade e grau de compactação. Assim, os trabalhos de campo sugerem que a correlação entre K_s e textura do solo é muito baixa, o que pode explicar a grande incerteza nas estimativas de K_s baseadas somente nos dados da distribuição dos tamanhos dos grãos. (*Nielsen et al.*, 1973).

Dinâmica da água no solo: na escala de trabalho de campo, as propriedades que afetam o fluxo e o transporte na região sub-superficial variam irregularmente no espaço e suas distribuições estão sujeitas a muita incerteza. Na percolação de água através do solo, a condutividade hidráulica é o coeficiente de proporcionalidade entre a velocidade do fluxo e o gradiente hidráulico.

No fluxo não saturado da região sub-superficial, a equação de movimento de Darcy e a equação de continuidade são combinadas através da equação de Richards:

$$\partial\theta/\partial t + \partial[K(d\Psi/d\theta) \cdot (\partial\theta/\partial z)]/\partial z + \partial K/\partial z = 0 \quad (6.18)$$

sendo K a condutividade hidráulica, z a coordenada vertical. Freqüentemente $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$ são relações determinadas empiricamente. *Bresler et al.*(1978) adotam representações analíticas para ajustar às medições, sendo

$$K(\Psi) / K_s = (\Psi_w/\Psi)^{ne},$$

$$se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (\Psi_r / \Psi)^{\beta e} \quad (6.19).$$

Aqui Ψ_w é um valor característico, se é a redução no conteúdo de saturação d'água, θ_s e θ_r são os conteúdos para a umidade de saturação e para $K \rightarrow 0$, respectivamente; ne , βe são coeficientes empíricos. Pode-se dizer então que as propriedades hidráulicas do solo são caracterizadas por seis constantes: n , β , K_s , ψ_w , ne , βe (*Dagan e Bresler, 1983*).

Para comparar heterogeneidades na macro-escala deve-se admitir que os pontos distribuídos no espaço de um macro-parâmetro como a condutividade hidráulica têm que expressar um valor potencial como estado limite de uma ampla variedade de estados possíveis. Isso diminui o número de incertezas para a predição espacial de heterogeneidades que em cada tempo variam dentre os multi-estados possíveis de umidade. Resultados de *Russo e Bouton*(1992) coincidem que o estudo da correlação espacial dos valores de umidade e tensão capilar representam uma difícil tarefa na hidrologia de macroescala, o que nos leva a escolher K_s como parâmetro mais indicado a estudar a variabilidade espacial. Assim, logra-se uma maior simplificação ao assumir que só K_s é espacialmente variável, e que os outros cinco parâmetros são mantidos relativamente constantes no campo.

Representação do meio: desta maneira, a distribuição espacial do fluxo de água requer a estimativa de três parâmetros do solo (*Chappell e Ternan, 1991*): i) a permeabilidade intrínseca, k , que é função da condutividade hidráulica saturada, K_s , através de: $k=(K_s \cdot \mu)/(\rho \cdot g)$, onde μ e ρ são a viscosidade e a densidade da água, respectivamente, e g é a aceleração da gravidade; ii) a

dependência da condutividade hidráulica não saturada, seja retratada por $K(\psi)$ ou $K(\theta)$; e iii) a capacidade específica da umidade ($d\theta/d\Psi$), onde ψ é o potencial de capilaridade e θ o conteúdo de umidade do solo. A modelação matemática indica que simulações são mais sensíveis à magnitude de K_s (Freeze, 1972; Loague e Freeze, 1985). Assim, aparecem dois problemas:

- i) a grande incerteza estatística associada para representar a população de K_s ; e
- ii) uma falha em caracterizar a estrutura ou a variabilidade espacial dentro de um campo de condutividades hidráulicas saturadas (Gelhar et al., 1985).

Estes problemas levam a estudar a multiplicidade de valores otimizados, as reduções dimensionais e a falha na aditividade das amostras (Tabela 6.1).

Tabela 6.1: Representatividade espacial de K_s

Questão	Problema	Autor
Falha de Aditividade	As equações de fluxo não saturado são não lineares; os parâmetros efetivos de grandes volumes não são necessariamente representados pela média de uma distribuição estatística e com medições feitas numa escala pequena.	Gelhar et al. (1985)
Multiplicidade de valores Otimizados	Valores efetivos de K_s para grandes blocos de solo são obtidos em geral através de ajustes dos seus comportamentos concentrados e observados nos hidrogramas.	Beven (1989)
Reduções Dimensionais	Integrando cada medição de K_s sobre um grande volume, pode-se remover os efeitos de qualquer discontinuidade não medida na estrutura do solo ante a passagem da água.	Chappell e Ternan (1991)

Ao assumir que toda a variabilidade encontrada nas amostras não é correlacionada com a heterogeneidade própria das bacias, poderia significar que as previsões de geração de escoamento em uma dada escala de resolução (isto é, numa escala menor da escala concentrada da bacia) sejam similarmente incertas e, segundo Chappell e Ternan (1991), não podem ser interpretados. Afortunadamente, a verosimilhança das propriedades internas que caracterizam o estado do solo mostram uma estrutura determinística na meso-escala, nas medições feitas em volumes de $0,1 \text{ m}^3$ até bacias (geológicas) da ordem de 10^7 m^3 , o que parece bastante razoável dada a diferenças de escalas hidrológicas. Segundo estes autores, esta estrutura de meso-escala têm a sua própria dimensionalidade característica, conforme dimensionalidade dos caminhos preferencias da água sub-superficial.

Como os caminhos preferenciais estão correlacionados com o desenvolvimento vertical do solo, o relevo e estão influenciados pela perturbação antrópica, devem somar-se à caracterização de K_s outros parâmetros conforme esta dimensionalidade de micro-escala. Na meso-escala, estes efeitos estão relacionados através de componentes tridimensionais. No sentido vertical, através do desenvolvimento e do grau de anisotropia dos solos. No sentido horizontal, através da combinação da declividade e áreas de captação.

6.3.2 Variação de K_s com a profundidade, α

Considerando uma variação exponencial da condutividade hidráulica saturada com a profundidade "z", expressando através de uma formulação simples como (Sivapalan *et al.*, 1987; Troch *et al.*, 1993):

$$K_s(z) = K_s(0).exp(\alpha.z) \quad (6.20)$$

onde $K_s(z)$ é a condutividade saturada a uma profundidade z; $K_s(0)$ a condutividade numa profundidade padrão e α é o parâmetro que descreve a mudança potencial da condutividade hidráulica com a profundidade, devido aos efeitos capilares e gravidade, que influem nas medições de campo. Num estudo da variabilidade espacial, o coeficiente α descreve a forma de variabilidade vertical de K_s , e, portanto, é um indicador potencial da anisotropia no sentido vertical.

6.3.3 Saturação potencial: $\ln(a/tg\omega)$

Numa pequena bacia, a resposta média dos solos saturados são representados por um armazenamento sub-superficial com redução exponencial, caracterizando um fluxo mais retardado. O escoamento superficial é caracterizado por uma resposta rápida das áreas saturadas, condicionadas pela topografia da bacia. Beven e Kirkby(1979) (Anexo A-1), com base na hipótese de regime permanente, propõem um modelo de geração do escoamento levando em consideração aspectos tais como a topografia e o estado de saturação sub-superficial. O índice $\ln(a/tg\omega)$, onde "a" representa a área de drenagem a montante do ponto considerado por unidade largura, e $tg\omega$ é a declividade local do terreno (Figura 6.4). Este parâmetro é usado para prever a redistribuição topográfica da umidade sub-superficial e seu mapeamento dentro da bacia se aproxima ao mapeamento de maior ou menor saturação na bacia. Vários trabalhos recentes (Robson *et al.*, 1993; Merot e Bruneau, 1993) têm aplicado o índice de Beven e Kirkby para retratar a variabilidade espacial do potencial de saturação superficial, como fator para explicar o mecanismo de geração de escoamento em vertentes.

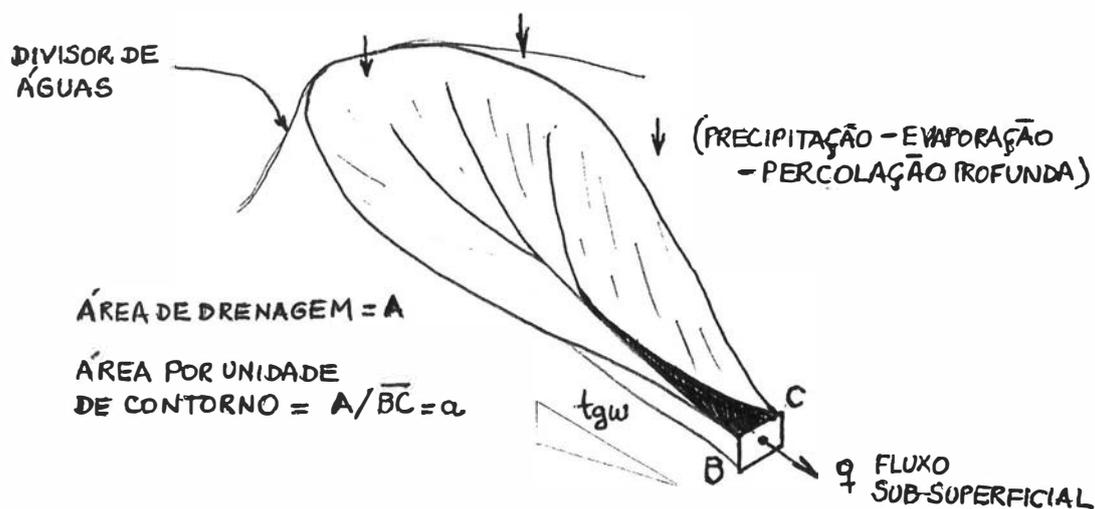


Figura 6.4: Representação do índice de saturação (de *Beven e Kirkby*, 1979)

6.4 Aplicação na vertente do Anfiteatro-RS

Uma área de estudo candidata a se comportar como uma Área de Transição escalar -ATE- não necessita ter um mapeamento total da sua superfície, devido a que nos interessa saber o comportamento dos parâmetros naqueles lugares onde se produzem as maiores mudanças, no espaço e no tempo, durante a integração das entradas ao sistema. Também por exigências econômicas, esta fase preliminar precisa obter as primeiras conclusões dentro de possíveis comportamentos na vertente sujeita a ação antrópica.

Isso nos leva a considerar um método aplicável no campo: de baixo custo, fácil operação, que não degrade o meio ambiente (pouco movimento de terra). A vertente do Anfiteatro de 0,125 km², Figura 6.5, embutida nas sub-bacias monitoradas do Donato (1,1 km²) e Turcato (19,5 km²), respectivamente, foi o lugar escolhido para desenvolver a pesquisa. Nela foram retratados parâmetros da dinâmica sub-superficial, da geomorfologia e da perturbação antrópica.

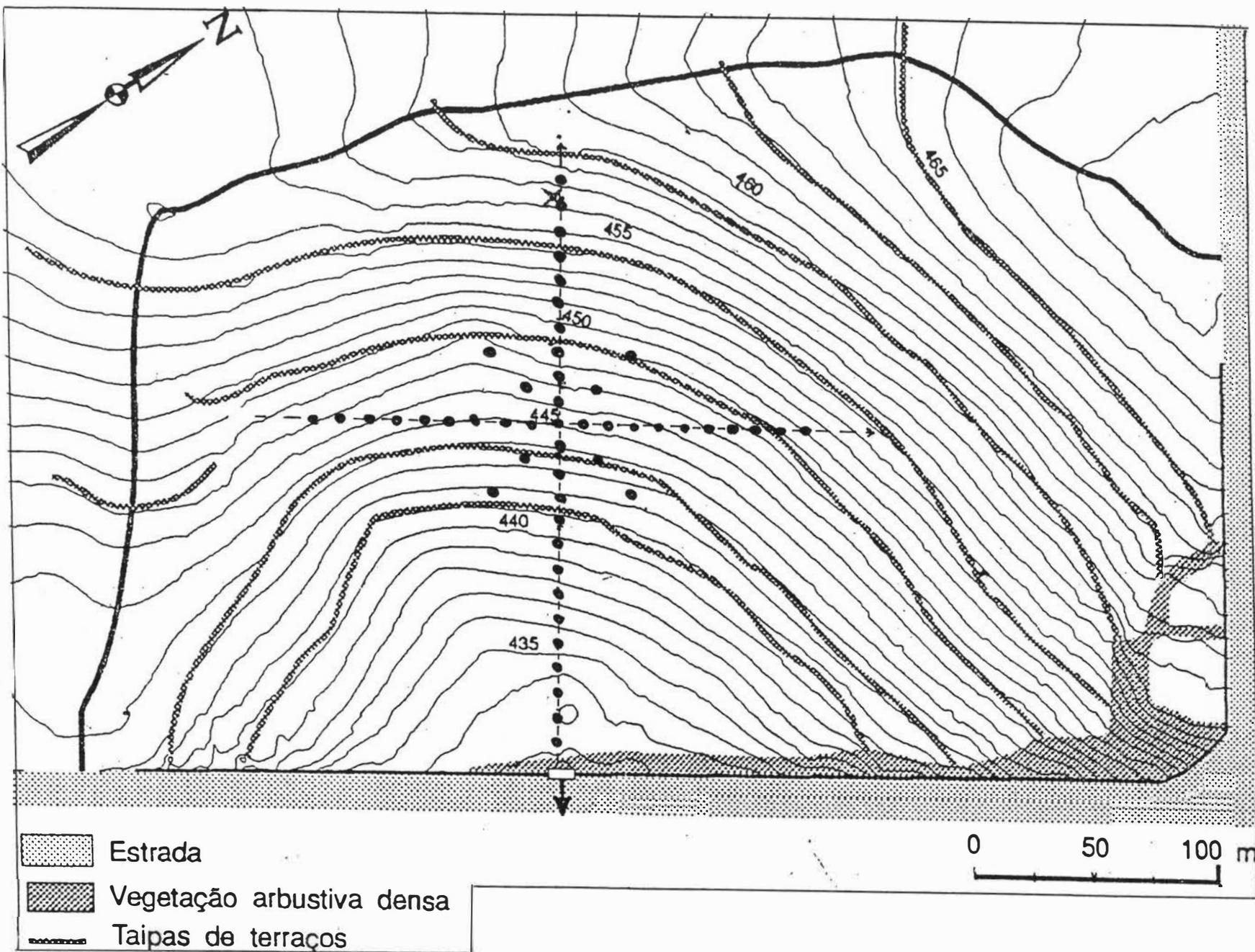


Fig. 6.5: Vertente do Antifeatro-RS [segundo Chevallier, 1993].

Localização das medições de Condutividade Hidráulica.

6.4.1 Determinação de K_s e α

Para a determinação de K_s é utilizado um método que capture a resposta do fluxo nas camadas superiores dos diferentes horizontes. Para uma análise espacial devem ser considerados: o número de medições com significado estatístico, o tamanho da abrangência da amostragem e, sobretudo, o tamanho do suporte das medições. Este suporte deve ser pequeno se comparado com a escala de variação espacial das heterogeneidades da área de estudo, mas também deve ser grande comparado com as micro-heterogeneidades numa porção do solo de tal maneira que elas possam ser integradas na escala da medição.

O método do "auger hole" inverso (*Kessler e Oosterbaan, 1974, Figura 6.6*) consiste em abrir um poço com trado, saturá-lo com água e logo medir a velocidade de abaixamento do nível. Em solos argilosos este tipo de método não apresenta muitas diferenças de amostragem num mesmo poço e portanto não é necessário ter muitas repetições. O objetivo é integrar os diferentes valores da condutividade hidráulica, tanto do horizonte cultural como do horizonte do subsolamento mecânico.

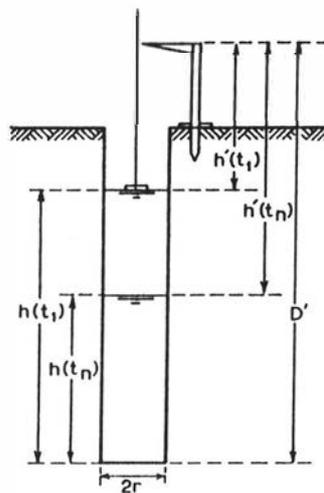


Figura 6.6: Método "auger hole" inverso (acima do lençol freático) extraído de Cauduro e Dorfman (1993).

A profundidade escolhida para os furos foi de 1,0 m com um diâmetro ($2.r$) de 80 mm, feitos com um trado do tipo holandês (Cauduro e Dorfman, 1993). Através de uma lei logarítmico (Anexo A-2) das alturas ($h_i+r/2$) e o tempo em que é feita cada medição, a condutividade hidráulica saturada é obtida através de:

$$K_{ref} = r/2 [\ln(h_1+r/2) - \ln(h_2+r/2)] / (t_2 - t_1) \quad (6.20)$$

onde K_{ref} é igual a K_s na profundidade de referência onde alcança um estado de proporcionalidade entre ($h_i+r/2$) e tempo, expressa em (cm/min) ⁽⁴⁾; h_i é a altura d'água no tempo i , em (cm); e t_i é o tempo em (min).

Os diferentes valores de K a distintas profundidades onde é verificada a proporcionalidade, permite o cálculo do valor K_s mediano, por ser o mais representativo da integração. É possível também a obtenção do valor do parâmetro α , para cada par altura-tempo, sendo relacionado com um par sub-seqüente que fique dentro da região de proporcionalidade. Os valores de K_s e α foram determinados com a rotina KALFA, apresentada no Anexo A-7.

O número de amostragens por dia é variável com a equipe técnica e o jogo de instrumentos disponíveis. No nosso caso, isto consiste em três jogos de trena, aste, cronômetro e caderneta de campo. A disponibilidade de água para realizar cada ensaio foi coletada em "botelhões" plásticos, com apoio do Serviço de Hidrometria do IPH-UFRGS. A duração total da campanha foi de oito(8) dias, sem evento chuvoso no meio o que favoreceu para que os fatores climáticos não produzissem tendenciosidade nas amostras coletadas em dias diferentes.

A estratégia de amostragem têm que ser capaz de capturar a variabilidade do processo, de acordo ao objetivo. Um malha de amostragem regular e muito espaçada não alcança a retratar as pequenas variações. Uma malha muito refinada fica dependente da orientação escolhida, do custo que demanda e uma maior alteração das culturas plantadas no Anfiteatro. Assim, como na nossa vertente existe a presença de banqueteadamentos perpendiculares ao gradiente topográfico surge a necessidade de analisar a variabilidade paralela à declividade superficial e paralela aos terraços. Dessa maneira, estaremos tomando a variabilidade no sentido do desenvolvimento da topografia e, portanto, do escoamento sub-superficial.

⁴: Estas unidades são as obtidas através de (6.20). No texto, a continuação, serão apresentadas já convertidas em mm/h

No caso do Anfiteatro foram realizados 52 ensaios de poço invertido, com profundidades na ordem do metro, e estimadas a K_s para cada furo e seu respetivo coeficiente de abatimento vertical α . Devido à presença do trigo estar a uma altura de 50-60 cm, não foi recomendável escolher uma malha quadrada, cujo assentamento seria prejudicial para a lavoura nas atividades de traslado do material. Assim, foram escolhidas só 4 direções (Figura 6.5) para retratar o comportamento espacial da condutividade hidráulica. O principal alinhamento foi no sentido da vertente (Longitudinal) de 24 pontos, com a numeração no sentido de jusante para montante. Por exemplo, o ponto L1 é o mais próximo da foz, logo continua L2, L3,..., até L24. Um alinhamento secundário, no sentido transversal (Seção) a vertente com 21 pontos de ensaios, com numeração da margem direita a margem esquerda da vertente (S1-S21). Existem duas diagonais (D) de 4 pontos cada uma, D1-D4, e D5-D8. Os pontos foram distanciados 10 metros no caso dos eixos principal e secundário e 20 metros nas diagonais.

Com essa distribuição pode-se retratar uma variabilidade num sentido da dinâmica sub-superficial preponderante do escoamento, com uma formação convergente à foz, e outra que retrate a heterogeneidade num sentido transversal ao escoamento sub-superficial. As diagonais proporcionam informação adicional quando são estimadas as variâncias espaciais para uma tolerância angular determinada.

Para evitar tendenciosidade nas medições devido a efeitos de capilaridade, os poços foram previamente saturados por duas vezes antes de começar com as verdadeiras medições. Houve ensaios que foram refeitos devido a presença de macroporos superficiais próximos à estas amostras e que produziram um aumento na condutividade. Foram extraídas amostras para determinar o conteúdo de umidade nos extremos e no centro dos principais alinhamentos de amostragem a profundidades de 0-30, 30-50, 50-70 e 70-100 cm (Tabela 6.2). Também foram retratadas a estrutura do solo, o grau de compactação, a presença de rachaduras próximas, não apresentadas neste trabalho.

Tabela 6.2: Valor médio de umidade. Anfiteatro, setembro 1993.

Amostra	L1	S10=L12	L24	S1	S21
Umidade (0-100 cm), %	43,1	43,5	35,1	42,9	38,6
Localização na vertente	foz	metade	topo	margem direita	margem esquerda

As diferenças entre os teores médios de umidade da Tabela 6.2 estão influenciadas diretamente pela configuração em planta dos terraços. Alguns destes terraços capturam parte da água sub-superficial, que escoar próximo à superfície (interfluxo). Outra porção de água sub-superficial tende a exfiltrar nas partes baixas da vertente, onde existe uma concavidade maior na topografia, que facilita a acumulação de volumes. Desta maneira, a distribuição espacial da umidade no perfil logo depois das chuvas é condicionada pela proximidade à montante dos terraços. O índice de Beven&Kirkby expresso como o $\ln(a/tag\omega)$ é estimado tomando a declividade média superficial da área de cada ponto até o terraço mais próximo a montante, devido à redistribuição da umidade que estes exercem sobre a vertente. O $\ln(a/tag\omega)$ influencia outros parâmetros próximos à superfície, conforme o intervalo de profundidades analisados (1 m).

Para considerar o desenvolvimento vertical, foi utilizado o levantamento de solos de *Boulet et al.*(1993), considerados como "terra roxa estruturada" os solos do Anfiteatro. O primeiro horizonte é um horizonte cultural argiloso (de 20-30 cm de espessura), cor vermelho escuro. Este horizonte está sujeito à existência de macroporos verticais devido a rachaduras das argilas na estiagem. A maioria das raízes estão contidas neste horizonte. O segundo horizonte (30-50 cm) é mais duro, com porosidade média a fraca, mais compactado, com transição abrupta. O terceiro horizonte (50-190), menos compactado, apresenta a mesma cor que o anterior e macroporosidade maior. O horizonte seguinte é caracterizado por pequenos fragmentos de rocha (basalto) alterada. Entanto se informe uma faixa de profundidades próximas, foi constatado que estes valores podem ter uma grande variabilidade espacial no campo.

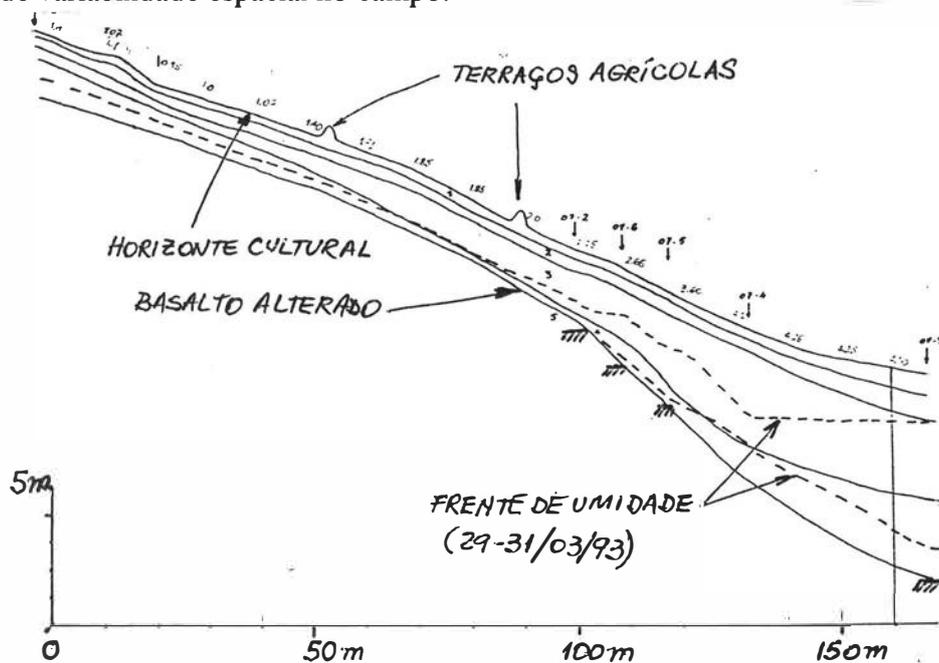


Figura 6.7: Toposequência do Anfiteatro (*Boulet et al.*, 1993)

Os primeiros três horizontes se desenvolvem com uma profundidade aproximada de 220 cm nos lugares mais à montante da vertente até chegar a valores próximos a 500 cm a jusante conforme o levantamento original de *Boulet et al.*(1993) (Figura 6.7). Devido a configuração côncava da vertente, as perfurações com trado até profundidades próximas aos 5 m (Serviço de Hidrometria IPH-UFRGS, comunicação pessoal), revelam que profundidade dos solos pode ser correlacionadas como função da topografia. Assim, quando um ponto se afasta da foz do Anfiteatro é possível estimar o desenvolvimento vertical de seus horizontes superficiais. Uma forma simples e expedita é retratar que o desenvolvimento vertical para um ponto é explorado através desta configuração convergente em planta. Sendo "i" um ponto qualquer, a profundidade é estimada através da:

$$F \{ [(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2]^{0.5}, zh \} = 0 \quad (6.21)$$

sendo (x_i, y_i) o par de coordenadas do ponto qualquer, e (x_0, y_0) as coordenadas da foz da vertente, zh é a profundidade das camadas superficiais do solo no ponto "i" respectivo.

6.4.2 Resultados Iniciais

Na Tabela 6.3 aparecem as estatísticas iniciais dos parâmetros estudados dos pontos amostrados. *Dist* é a distância do ponto até o obstáculo superficial mais próximo que evidencie um movimento de terra (por exemplo, banquetamentos, postes de eletricidade, etc.). *I* representa o Índice de Beven e Kirkby, *zh* a profundidade estimada do solo até o terceiro horizonte. Os dados básicos aparecem no Anexo A-4. Na Tabela 6.4 se apresenta a matriz de correlações entre as variáveis. Nota-se desta tabela, que as únicas variáveis que apresentam uma certa correlação são o Índice de Beven & Kirkby e a profundidade dos horizontes superficiais.

Tabela 6.3: Características dos parâmetros estudados. Anfiteatro-RS (Amostras=52)

	<i>Ks</i> , [mm/h]	α , [cm ²]	<i>Dist.</i> , [m]	$I = \ln(a/\tan\omega)$	<i>zh</i> [m]
Mínimo	3,34	0,016	0,4	0,05	0,85
Máximo	52,90	0,162	40,0	12,30	4,70
Média	16,17	0,058	11,5	5,55	1,63
Variância	116,32	0,001	82,9	4,36	1,25
CV	0,66	0,63	0,79	0,37	0,69

Tabela 6.4: Matriz de correlações para o conjunto de pontos (N=52)

	<i>Ks</i>	α	<i>Dist</i>	I	zh
<i>Ks</i>	1				
α	-0,385	1			
<i>Dist</i>	0,230	-0,123	1		
I	-0,125	-0,098	0,091	1	
zh	-0,356	-0,006	0,280	0,563*	1

As Figura 6.8,a e 6.8,b apresentam os valores de *Ks* para os alinhamentos principais, Longitudinal (L) e Transversal (S). Pode-se evidenciar os decaimentos dos valores para aqueles pontos perto dos obstáculos de banquetamentos concêntricos. Nos lugares onde o solo está mais removido pela maquinária agrícola, se produz uma maior compactação do solo, uma redução no número de vazios e, portanto, um decréscimo de *Ks*. Pode se observar o aumento gradativo dos valores a medida que percorremos a vertente de jusante para montante, o que responde a uma dinâmica que caracteriza duas regiões com comportamento diferentes. Uma zona de maior recarga, localizada a montante da vertente, e caracterizada por valores altos de *Ks*. A outra zona localiza-se próxima à foz e pelos valores baixos de *Ks*, evidencia uma maior atividade de descarga de volumes.

As estatísticas para as duas direções mais importantes podem ser observadas na Tabela 6.5. Nela evidencia-se uma diferença nos valores médios e na variância de cada alinhamento, o que supõe uma característica de anisotropia, refletida também na relação (mín / máx) que é próxima de 0,44 no sentido transversal da vertente e que cai para 0,19 no sentido longitudinal da mesma. A influência da topografia condiciona claramente estas relações.

Tabela 6.5: Características de *Ks* segundo a direção

Direção com relação à vertente	Média, (mm/h)	Variância, (mm/h) ²	N
Longitudinal	17,7	171,6	24
Transversal	14,6	53,3	21

Considerando que os logaritmos da condutividade hidráulica e da transmissibilidade, (expressa como ' Ks/α '), podem apresentar uma distribuição normal, os pontos foram testados através do

erro quadrático médio entre a frequência teórica e a empírica (EQMF) dado um valor da variável, e erro quadrático médio da variável (EQMF) dado um valor de frequência. Também foi usado o teste de Kolmogoroff e do Chi-Quadrado, cujos resultados aparecem na Tabela 6.6. O comportamento log-normal apontado por vários autores (*Gelhar, 1984; de Marsily, 1984; Loague e Gardner, 1990*) é encontrado nos testes dos dados amostrados.

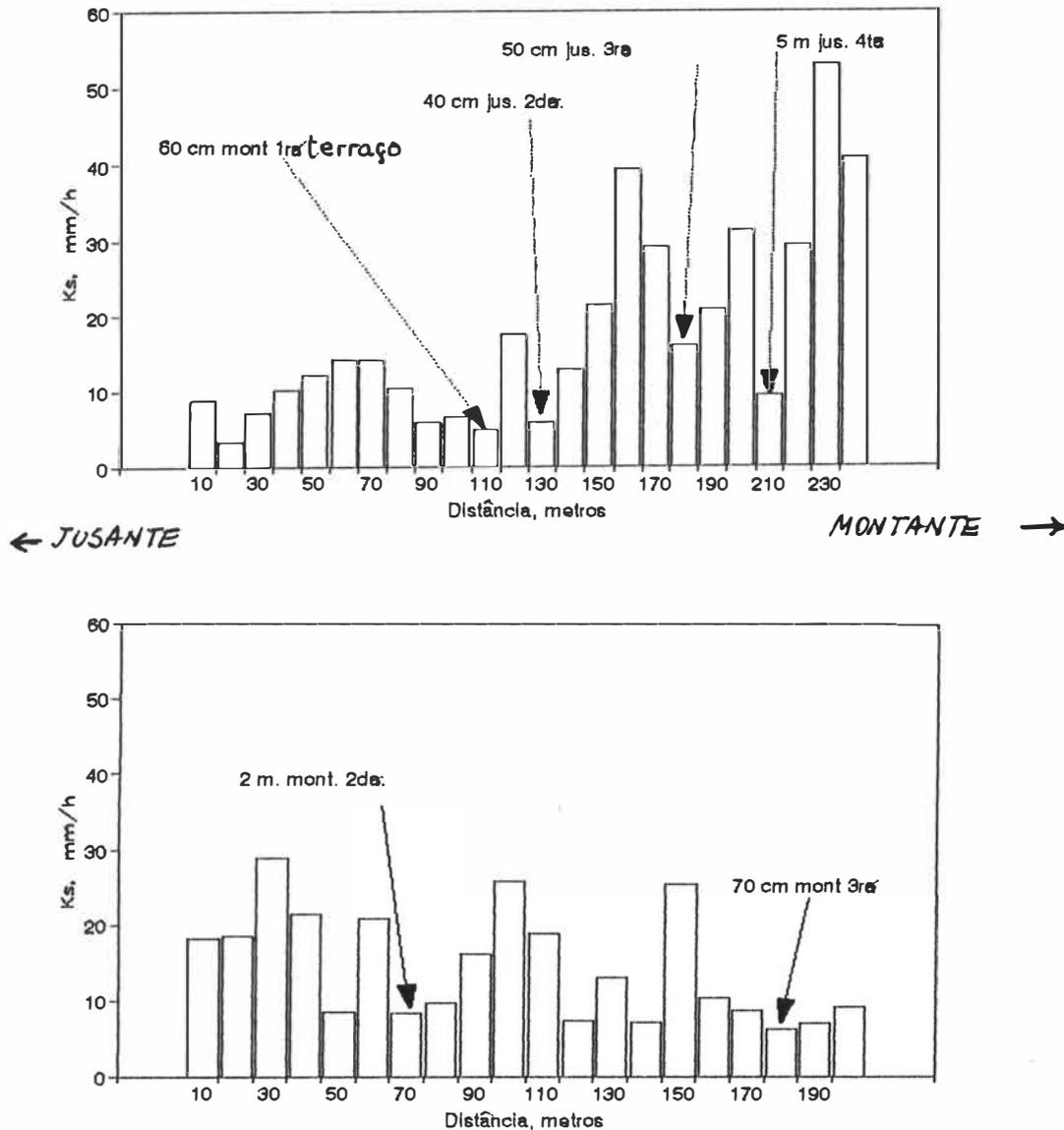


Figura 6.8: Valores de K_s , a) alinhamento longitudinal, b) alinhamento transversal da vertente do Anfiteatro

Tabela 6.6: Testes de hipóteses para a condutividade hidráulica saturada (K_s) nas diferentes amostragens(#).

Variável	Direção	Distribuição	Hipótese(*)	EQMF(**)	EQMV(**)
K_s	Longitudinal (N= 24)	Normal	A / -	0,088	4,6
		Log-Normal	A / -	0,033	2,3
K_s	Transversal (N = 21)	Normal	A / -	0,087	2,2
		Log-Normal	A / -	0,081	1,8
K_s	Total (N =52)	Normal	A / A	0,083	4,2
		Log-Normal	A / A	0,033	1,7
K_s / α	Total (N = 52)	Normal	A / A	0,081	0,039
		Log-Normal	A / A	0,057	0,025

(#): K_s expresso em mm/h, e (K_s/α) em m^2/s

(*): Test de Kolmogoroff / Test χ^2 ao nível de 5% de significância; 'A': aceita, 'R': rejeita, '-': não foi estimado

(**): EQMF: Erro Quadrático Médio da Freqüências empírica e teórica para valor da variável; EQMV: Erro Quadrático Médio das Variáveis para um dado valor da freqüência.

As Figura 6.9 a e 6.9,b mostram o comportamento encontrado entre as três variáveis analisadas, K_s , " α ", e distância até um obstáculo superficial. No caso da relação " K_s " vs " α ", é encontrada uma relação inversa não linear. Os pontos com um valor alto de " K_s " apresentam uma mudança menor com a profundidade, refletido por valores menores de " α ". Os pontos que tem uma " K_s " baixa, apresentam variações de α mais importantes. Já a plotagem de " K_s " versus "Distância" não apresenta mistura, devido a que existem pontos amostrados localizados em diferentes partes da dinâmica de recarga e descarga da vertente. Assim, os oito primeiros pontos do alinhamento longitudinal (L1,...,L8) que não cortam nenhum banquetamento estão mais separados do restantes e se localizam na parte inferior do gráfico.

6.4.3 Análise Multidimensional

Para a identificação das variáveis que melhor retratam o conjunto de sub-processos é preciso utilizar técnicas que explicitem a heterogeneidade natural/antrópica e a multi-dimensionalidade estatística nos dados amostrados no espaço. Os critérios de escolha das variáveis se baseiam no aumento significativo da variância explicitada pelo mecanismo multi-variado proposto. Isto pode ser obtido através da identificação do grau de similaridade entre os pontos distribuídos espacialmente, explorando ao máximo as correlações existentes.

A análise multidimensional (MDS) é o termo usado para descrever os procedimentos que usam as "distâncias" existentes num conjunto de pontos, indivíduos ou objetos. Este método fornece informação quantitativa referente a essas "distâncias" e encontra uma configuração de pontos num número reduzido de dimensões(Anexo A-3).

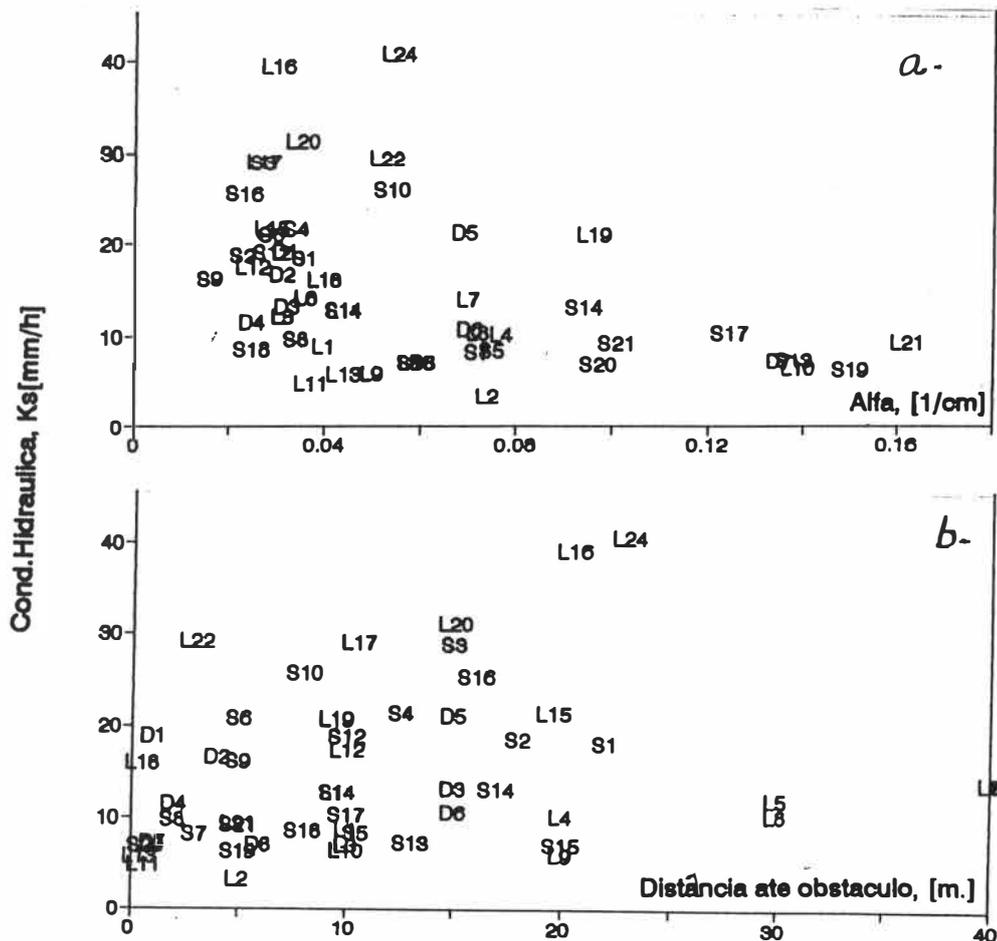


Figura 6.9 : Relações a) " $K_s-\alpha$ "; b) " K_s-Dist " no Anfiteatro-RS.

Dadas as coordenadas de um conjunto de pontos é fácil encontrar a distância entre cada par de pontos. As técnicas MDS trabalham diferentemente: dada a informação referente à "dissimilaridades" entre pontos, elas tratam de encontrar as coordenadas de pontos num universo multivariado. Entre as vantagens das técnicas de MDS destacam-se o retrato da complexidade da diversidade natural e/ou externa através de poucas dimensões estatísticas, e também permite visualizar quais variáveis físicas que condicionam a falta de similaridade podem se agrupar em dimensões comuns, e quais delas em dimensões diferentes.

Segundo *Chatfield e Collins* (1980) este tipo de abordagem é útil porque muitos conjuntos de dados podem se expressar seguindo dois tipos: a) como uma matriz ($n \times p$), sendo "n" o número de casos observados e "p" o número de variáveis determinadas para cada caso; ou b) como uma matriz ($n \times n$), cujos elementos comparam todos os pares de indivíduos, através do grau de similaridade (ou, no caso contrário, a falta de similaridade que é definida como "dissimilaridade") entre os pontos amostrados. Este segundo caso, é o exemplo de uma matriz de covariâncias entre pontos.¹

As matrizes de similaridade entre amostras ($n \times n$) foram obtidas a partir de matrizes de correlações entre os pontos com os valores das variáveis padronizados, com média zero e variância igual um. Assim, é definida $A(n \times p)$ como a matriz de dados, a sua transposta é $A^T(p \times n)$, e a matriz de correlação é $C(n \times n)$. Para o método iterativo trabalhou-se com a fórmula de "stress" de (Anexo A-3) que é a medida original proposta pelo Método de Kruskal², com a constante $R=2$. O número máximo permitido foi de 50 iterações. Para valores de $p^* \leq 2$ a convergência foi obtida nas primeiras 25 iterações. Para $3 \leq p^* \leq 5$, foi necessário utilizar as 50 iterações. Para o primeiro conjunto de dados ($Ks, \alpha, Dist$) os resultados são apresentados na Tabela 6.7.

Tabela 6.7: Ajustes da curva monotônica para a matriz de dissimilaridades obtida a partir das variáveis " Ks, α e $Dist$ " (expressos em % do stress)

Conjunto de dados	Número de DIMENSÕES (p^*)		
	1	2	3
Longitudinal (N=24)	34,37	0,03	0,06
Transversal(N=21)	23,05	0,03	0,11
Total (N=52)	33,84	0,08	0,09

Na literatura corrente de MDS, os valores de "stress" menores a 3,0 % expressam um muito bom ajuste entre as "dissimilaridades" e as distâncias entre os pontos. Pode-se observar a queda brusca do "stress" para $p^* > 1$, e onde o ajuste permanece dentro um valor constante (platô). As pequenas oscilações no stress final devem-se à própria convergência do método. Nota-se que para o conjunto completo de dados (N=52) o stress é próximo ao da direção longitudinal da vertente.

¹ : A matriz de covariâncias entre pontos tem dimensões ($n \times n$). No caso da matriz de covariâncias entre as "p" variáveis amostradas para os "n" casos, as suas dimensões são ($p \times p$).

² : Existem várias fórmulas de "stress" na literatura. O uso de uma fórmula determinada depende do tipo de variável analisada, a forma que apresenta o Diagrama de Sheppard, e da ordem da matriz $C(n \times n)$.

Nesta última direção, que é no sentido da declividade da vertente e onde o alinhamento de amostragem intersecta quatro(4) vezes (Figura 6.2) os terraços agrícolas, as dissimilaridades são maiores e, portanto, os desequilíbrios introduzidos pelo homem aumentam. Já na direção transversal, o stress é menor, devido que uma(1) única vez este alinhamento intersecta um terraço e, portanto, as heterogeneidades naturais são menos atingidas pela influência externa.

Para o conjunto completo de variáveis (K_s , α , $Dist$, I e zh), as técnicas de MDS apresentam ajustes monotônicos que aparecem na Tabela 6.8. Nela vemos como o stress volta a diminuir nos três conjuntos de dados. Para $p^* \leq 2$, nota-se uma maior dificuldade para retratar o conjunto completo, já que existem duas variáveis adicionais (I , zh) com relação à Tabela 6.7 e, desta maneira, maior diversidade para ser retratada no mecanismo multivariado. O conjunto completo de dados ($N=52$) apresenta maior stress, novamente seguido pela direção Longitudinal ($N=24$). Para $p^*= 3$ tem-se conseguido um ajuste satisfatório nas direções L e S, ou seja, num determinado vetor espacial. No entanto, para o conjunto completo, distribuído espacialmente, precisa-se de $p^*= 4$ para diminuir significativamente o stress.

Tabela 6.8: Ajustes da curva monotônica para a matriz de dissimilaridades obtida a partir das variáveis " K_s , α , $Dist$, I e Zh " (% do stress).

Conjunto de Dados	Nº de DIMENSÕES (p^*)			
	1	2	3	4
Longitudinal(n=24)	34,53	14,50	0,50	0,13
Transversal (n=21)	24,72	9,40	1,73	0,34
Total (n=52)	38,85	21,50	8,69	0,10

Esse resultado evidencia, que para as dissimilaridades retratadas por essas cinco(5) variáveis, "três dimensões" ou "fatores" são suficientes para retratar a heterogeneidade dos alinhamentos, sejam eles paralelos ou transversais o relevo geral da vertente. Mas para retratar a heterogeneidade espacial, representada pelo conjunto completo de dados ($N=52$), existiria uma "quarta dimensão ou fator" que precisa ser incluída. A hipótese mais convincente é que esta quarta dimensão seria estritamente uma "função da informação do contexto areal" e em especial seria condicionada pela forma do tipo côncavo que exibem os terraços em planta.

6.4.4 Variogramas e correlogramas experimentais

Para poder explicar a variabilidade espacial estimamos o variograma experimental através da rotina computacional SEMIVAR (Anexo A-8) em cada uma das direções, com uma certa tolerância linear dentro de um intervalo, e um ângulo de regularização escolhido. Foram testadas tolerâncias angulares de 2° até 45° para as duas direções principais, e notou-se que a forma geral dos variogramas não mudam em forma significativa. Ao usar ângulos maiores são filtrados alguns "picos" produzidos nos variogramas de ângulos menores em determinadas distâncias de separação ("lags"). Isto ocorre porque são utilizados mais pontos para o cálculo da ordenada média no semi-variograma.

Na Figura 6.10 a,b pode se ver os semi-variogramas de K_s para as duas direções mais importantes, com tolerância angular de $\pm 45^\circ$ e tolerância linear de $\pm 1,0$ m., estimados pelo método clássico de Matheron (6.10) e o estimador robusto de Cressie e Hawkins (6.11). O semi-variograma clássico comportou-se menos sensíveis nas mudanças fortes de K_s , e portanto foi escolhido para as análises seguintes.

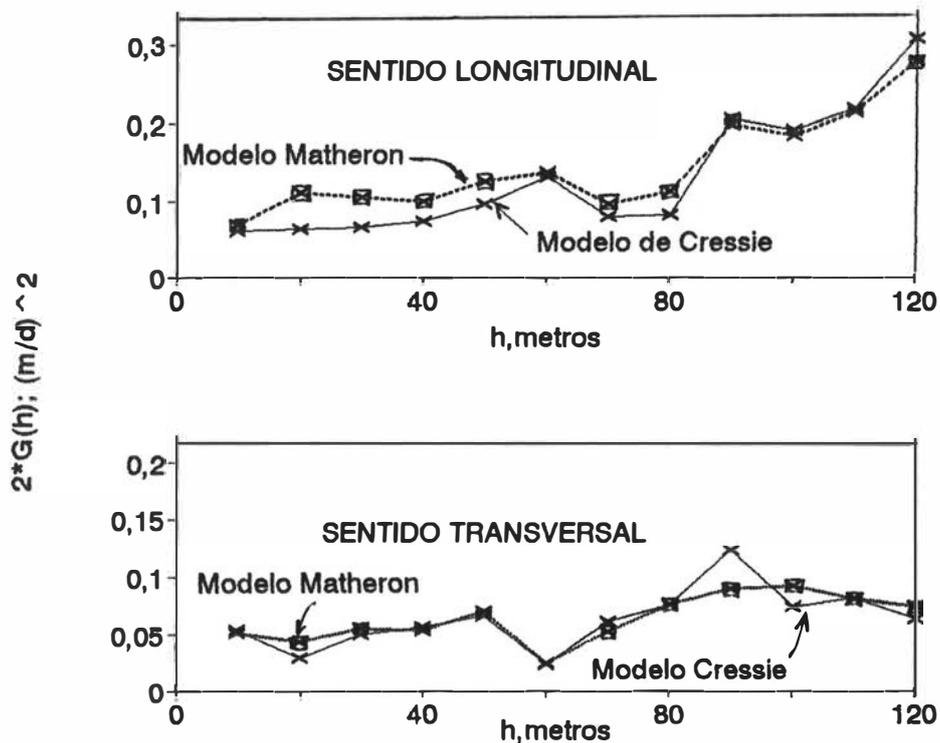


Figura 6.10: Variogramas para K_s , direções Longitudinal e Transversal, segundo a) modelo de Matheron e b) modelo de Cressie.

Na Figura 6.11 e Figura 6.12 são apresentados os variogramas para $\ln K_s$ [mm/h] e K_s/α [m/s]. É evidente a diferença na variância nos dois sentidos principais. O variograma cresce no sentido do maior desenvolvimento sub-superficial (direção principal), embora no sentido transversal da vertente distingue-se um *efeito pepita*. Isto é representado pela flutuação da variância, sem uma tendência significativa. Intersectando o eixo das ordenadas com essa tendência, obtém-se um valor de variância que está relacionada com a variabilidade local (igual a c_{EM} da equação 6.8). Os correlogramas para os dois sentidos principais aparecem na Figura 6.13 a,b,c.

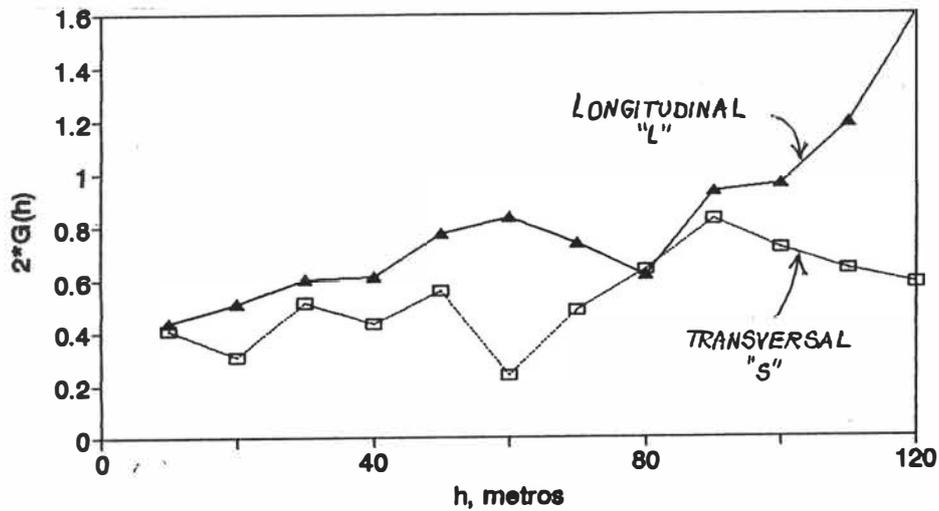


Figura 6.11: Variogramas para $\ln(K_s)$; K_s (mm/h)

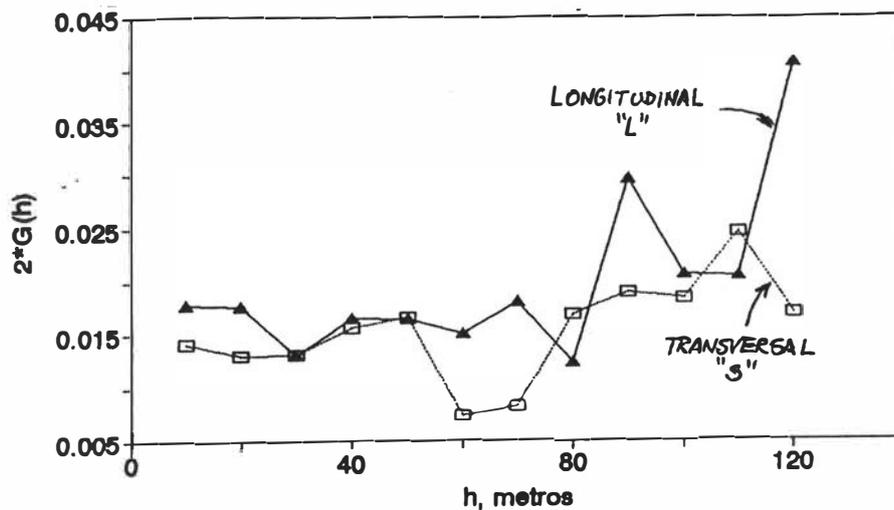


Figura 6.12: Variogramas para (K_s/α) ; K_s/α (m2/s)

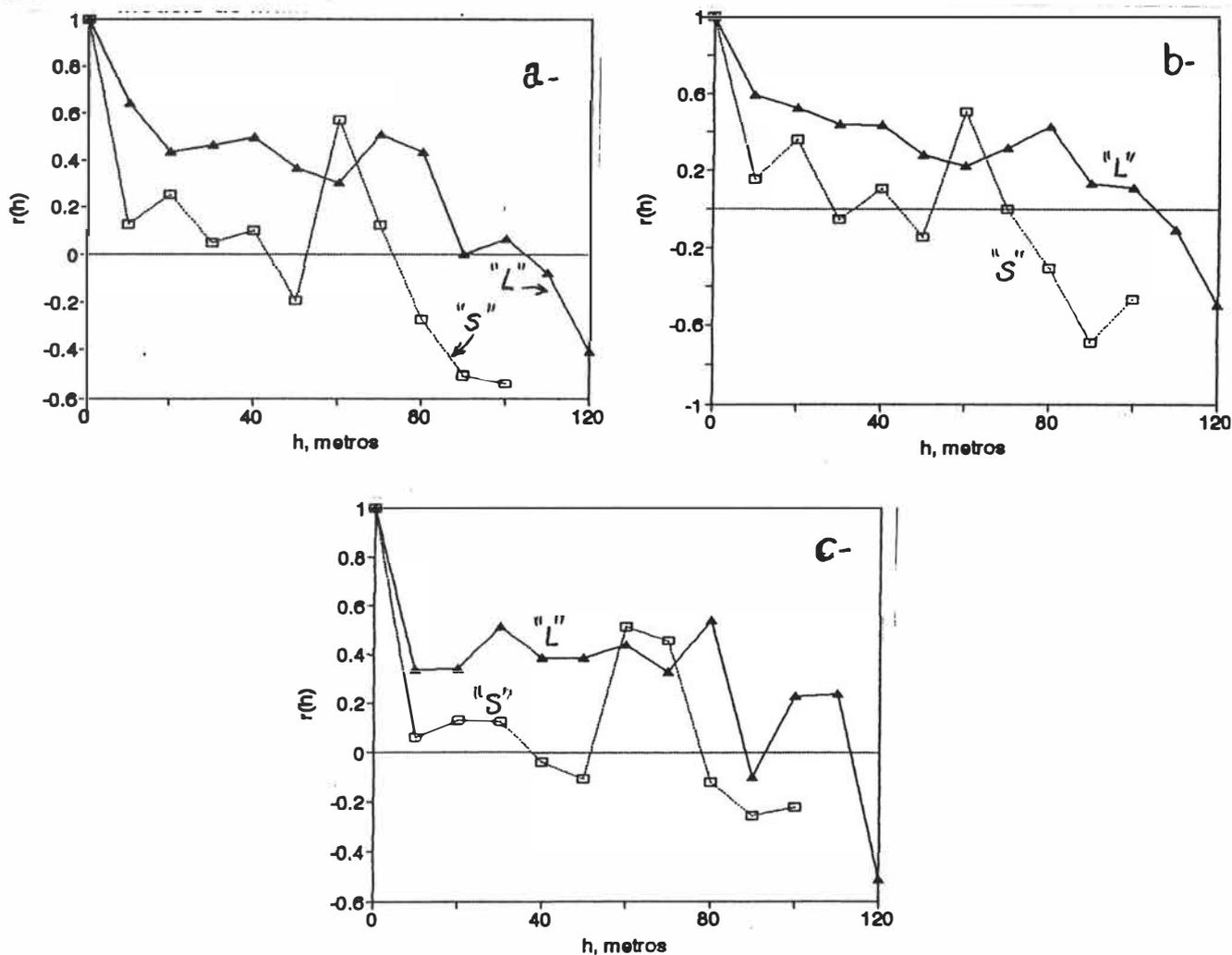


Figura 6.13- Autocorrelogramas espaciais; a) K_s , b) $\ln(K_s)$, c) (K_s/α)

Os semivariogramas cruzados de " $K_s-\alpha$ " e " K_s -Distância" aparecem na Figura 6.14a,b. No sentido Transversal, o semivariograma cruzado de " K_s -Distância" tem um crescimento uniforme. Isto poderia explicar que no sentido Transversal a amostragem em nenhum momento atravessou um terraço, mantendo sempre distâncias em um intervalo homogêneo. No entanto, o sentido Longitudinal, os primeiros 100 metros da amostragem não atravessam nenhum terraço, para logo ingressar numa "sub-região" onde os terraçamentos são importantes. Analisando a variância espacial, a partir de uma certa distância de separação, "h", é difícil encontrar um padrão de desenvolvimento previsível da variância por ter demasiados terraços atravessados pelo alinhamento. Assim na direção Longitudinal, nota-se um crescimento no semi-variograma, e logo uma descida abrupta para ter uma correlação insignificante para distâncias maiores que 80 metros

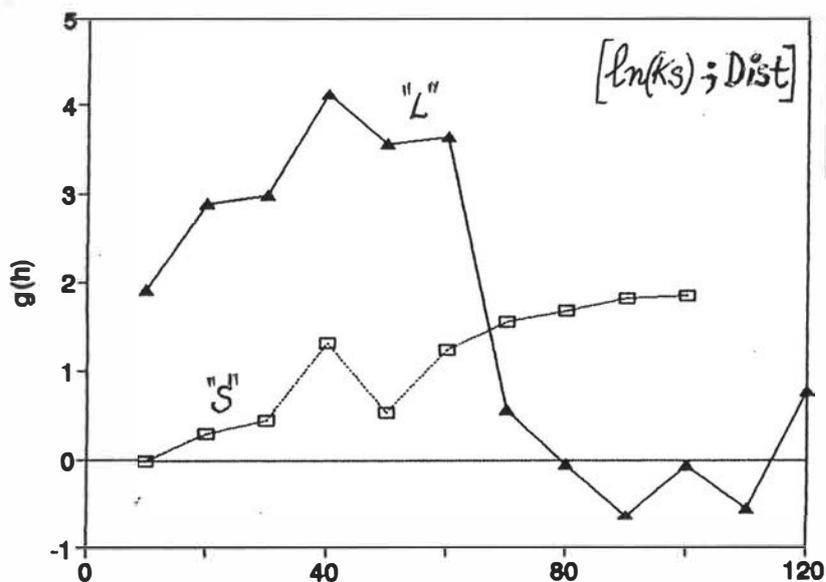
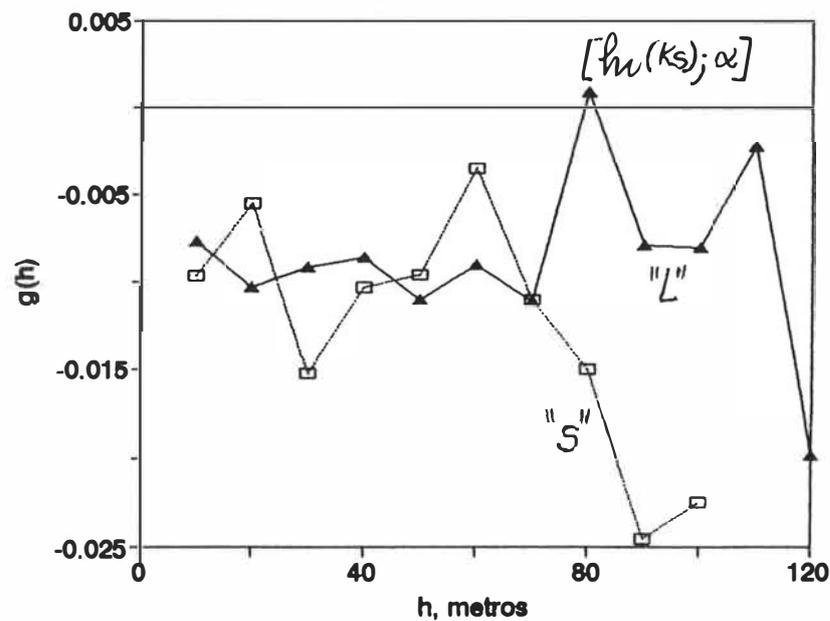


Figura 6.14: Semivariogramas cruzados de $Ks-\alpha$, e $ln(Ks)-Dist$ Direções Longitudinal (L), e Transversal (S) da vertente.

Como o cálculo é aplicado para todos os dados sem as características próprias, este tipo de análise variacional corresponde a uma vertente com uma superposição de escalas influenciadas pela ação antrópica, que chamaremos de *Tipo I*. Agora resta saber se é possível decompor esse grupo maior em grupos menores, mais ou menos afetados pelas lavouras.

6.4.5 Sub-grupos em função de " K_s , α , $Dist$ "

Para encontrar relações entre as variáveis, é preciso identificar se os pontos amostrados pertencem a uma mesma população de variáveis regionalizadas. A primeira vista, é possível dizer que a vertente é caracterizada por várias sub-regiões bem distinguíveis. A primeira delas é a grande área perto de sua foz, com forma convergente, com declividades menores e com distância até as curvas de nível relativamente grandes. Esta é uma das partes mais ativas do ponto de vista de geração de escoamento porque cada ponto é uma integração dos fluxos sub-superficiais convergentes de áreas de montante.

Numa outra sub-região, mais afastada da foz, está sujeita a uma maior perturbação devido aos terraços. Nesta segunda sub-região duas características se superpõem de forma contínua: as amostragens que ficam mais próximas e as que ficam mais distantes dos banquetamentos. Como a 'cruz' traçada passa por todas estas variantes, o primeiro objetivo é comprovar qual seria a validade de usar um modelo espacial para estimar as variações nas heterogeneidades ante um certo grau de ocupação agrícola, refletido pelos terraços e quedas de " K_s " nos lugares próximos a eles.

Foram tomadas inicialmente as variáveis " K_s , α e $Distância$ ". Para explicar a variância destes parâmetros foi proposta um Análise de Componentes Principais (*Johnson e Wichern*, 1992, p.356). Esta técnica consiste em encontrar um novo grupo de variáveis não correlacionadas, através de uma combinação lineal das variáveis originais. A análise tem como objetivo que as primeiras componentes expliquem a maior variância dos dados originais, para conseguir diminuir efetivamente a dimensionalidade dos mesmos (*Chatfield e Collins*, 1980).

Tomando os dados originais, pode-se explicar mais do 80% da variância total das amostras através de duas componentes (Tabela 6.9). Na primeira componente, os maiores pesos caem sobre " K_s e α ". Por ser características físicas do solo, este componente é denominado de "Dinâmico". A outra componente recebe mais peso devido a "Distância" que explica um 34.5 % da variância.

Para uma boa estimativa da escala de flutuação (6.9) devemos diminuir a probabilidade de mistura das populações diferentes de amostras. Isto é, sub-grupos de VRs com características próprias diferentes. Tendo " K_s ", " α " e " $Distância$ " como variáveis independentes, procura-se identificar três sub-grupos de dados, através de uma classificação do tipo exclusiva e particionada como o método de K-médias de McQueen (*Johnson e Wichern*, 1992, p.597). Os resultados alcançados são apresentados na Tabela 6.10 e na Figura 6.15 podemos observar como se distribuem os três grupos de variáveis.

Tabela 6.9: Cargas e Variância explicada Vertente de **Tipo I**, segundo K_s , α , $Dist.$ (N=52)

Variável	Componente "Dinâmica"	Componente "Antrópica"
α	-0,870	0,047
K_s	0,779	0,261
$Dist$	0,095	0,980
Variância Explicada, %	45,75	34,35

Tabela 6.10: Classificação dos sub-grupos. (Variáveis: " K_s , α , $Dist.$ ")

	Grupo I (N=27)			Grupo II (N=21)			Grupo III (N=4)		
	K_s mm/h	a [cm ⁻¹]	$Dist.$ [m.]	K_s mm/h	a [cm ⁻¹]	$Dist.$ [m.]	K_s mm/h	a [cm ⁻¹]	$Dist.$ [m.]
Mínimo	3,3	0,025	0,4	13,3	0,016	1,0	10,4	0,031	27,0
Máximo	20,9	0,162	20,0	52,9	0,069	23,0	14,1	0,072	40,0
Desvio	3,6	0,040	6,1	10,4	0,013	6,4	*1,8	*0,022	*6,0
Média	9,2	0,077	7,6	26,1	0,034	12,4	12,7	0,052	33,5
CV	0,39	0,52	0,80	0,40	0,38	0,52	*0,14	*0,42	*0,18

O **Grupo I** está formado por aqueles ensaios realizados em poços onde a influência da remoção da terra para construção dos terraços é forte, numa distância até obstáculos média de 7,6 m. Eles estão caracterizados por valores baixos de " K_s " e valores relativamente altos do coeficiente " α ". São solos com capacidade de infiltração baixa e com uma grande variabilidade vertical de " K_s ". Isto é devido à ruptura da estrutura original do solo e posterior compactação pela maquinás agrícolas, o que aumenta a sua heterogeneidade vertical. Este grupo está formado por mais da metade da amostra total recolhida.

O **Grupo II** conforma-se pelos ensaios que estão menos influenciados pela remoção dos terraços, a partir de um raio de 12,0 m. São pontos com conductividades altas, próprios de lugares de recarga ao sistema. Já que apresentam uma constante baixa de distribuição vertical de " K_s ", são mais homogêneos no seu comportamento hidráulico. Menos das duas quintas partes do total amostrado pertence a este tipo de perfil.

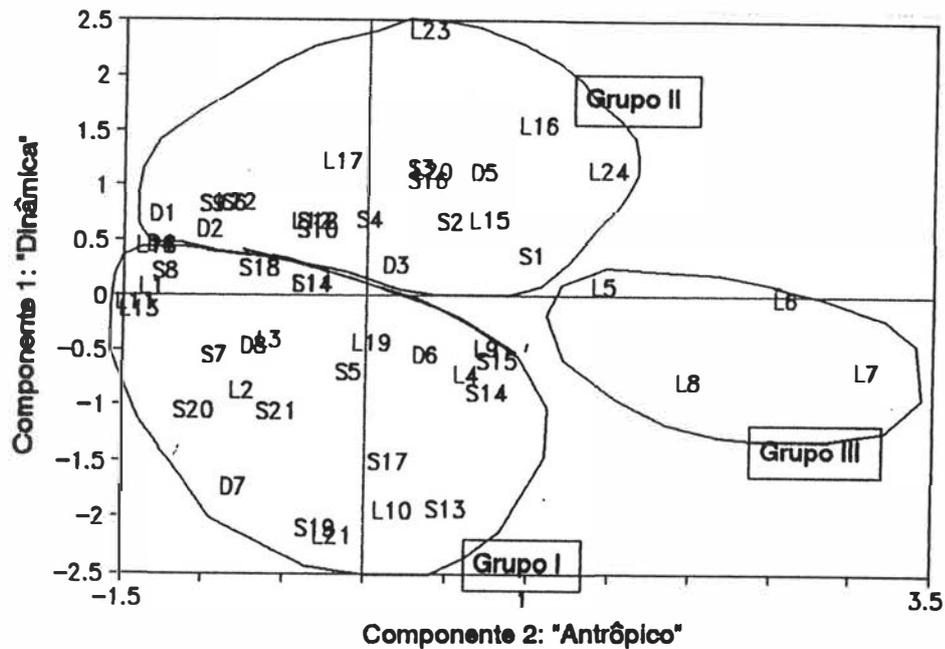


Figura 6.14': Grupo de amostras através de "Ks", " α " e "Distância" (N=52). A componente "Dinâmica" é função de "Ks" e " $-\alpha$ "; e a "Antrópica" é função da Distância até obstáculos.

O **Grupo III** é particular, já que suas características são de perfis que trabalham sob saturação periódica por ter baixos valores de "Ks", e um fator de " α " médio, localizados longes da sub-região de terraços. Esses pontos pertencem à amostragem Longitudinal, (pontos L5 ao L8). São poucos os pontos amostrados deste grupo, mas suas características são bem distinguíveis.

Os testes de hipóteses de diferenças das médias de "Ks" forneceram que nos **Grupo I** e **Grupo III** as diferenças são significativas, ratificando que as amostras pertencem a populações diferentes. O mesmo foi verificado para o coeficiente de variabilidade vertical, " α ". Por outro lado, o Grupo II e o Grupo III não cumprem a hipótese nula enquanto a "Ks", mas sem diferenças significativas nas médias de " α ".

Salvando a limitação no número de pontos do **Grupo III**, podemos inferir que este grupo pertence ao mesmo universo amostral que o **Grupo II** mas com mecanismos hídricos diferentes: o **Grupo II** com propriedades mais favoráveis à infiltração, respondendo a um mecanismo de recarga e o **Grupo III** trabalhando mais a saturação constante, próprio de lugares baixos sujeitos a saturações mais periódicas, caracterizando um mecanismo de descarga. Estes dois grupos podem definir uma estrutura variacional no caso que a vertente esteja menos influenciada pela ação antrópica, o que chamaremos de vertente **Tipo II-a**.

Para este tipo sem dúvida o eixo no sentido Longitudinal é quem tem maior número de pontos, e portanto pode dar um critério comparativo mais eficiente que no sentido Transversal onde o variograma não apresenta uma forma típica. Foram estimados o variogramas na direção do eixo principal, tomando a mesma tolerância angular ($\pm 45^\circ$) e comparados com a do **Tipo I** o que aparece na Figura 6.15

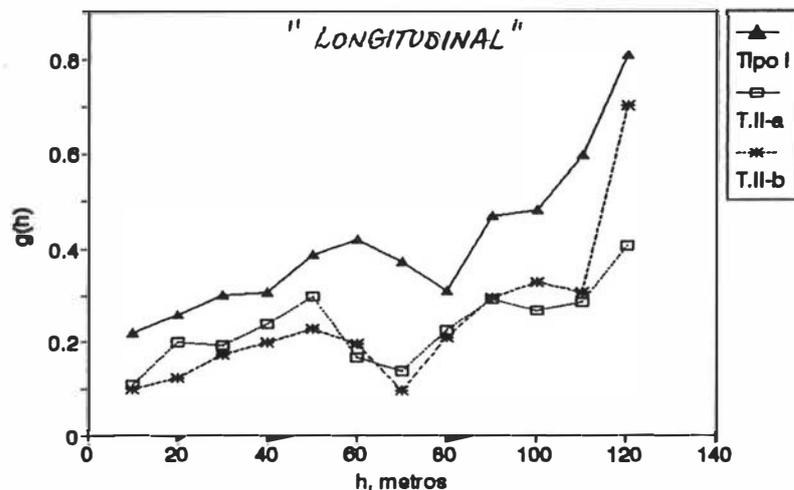


Figura 6.15. Semivariogramas de $\ln(Ks)$ para os tipos de dados I, II-a e II-b

6.4.6 Sub-grupos em função de Ks , α , $Dist$, Índice $\ln(a/tg\omega)$, zh

De forma similar ao item anterior, procede-se uma classificação exclusiva agregando aos parâmetros já existentes, o Índice de *Beven e Kirkby*(1979) e a profundidade do solo até o terceiro horizonte retratado por *Boulet et al.*(1993). Os resultados podem se observar na Tabela 6.11.

Os valores médios não mudam significativamente com relação à primeira classificação. Mas os pontos que apresentavam maior mistura de classes, e maior distanciamento dos centros de gravidade dos "clusters", ao ter dois parâmetros explicativos a mais com relação à primeira classificação, mudam para outros grupos. Por exemplo, os quatro primeiros pontos do eixo Longitudinal (L1-L4), estão influenciados pela remoção de terra perto da foz.

Se é levado em conta o desenvolvimento dos horizontes superficiais e um índice de saturação, como " zh " e " $\ln(a/tan\omega)$ " respectivamente, estes pontos apresentam características de poucas

perturbações, e portanto na segunda classificação ficam dentro do *Grupo III*. Isto é um comportamento esperado que leva em conta a morfologia da bacia, tanto no sentido areal como na vertical e, sem dúvida, tem um peso considerável nos valores de "*Ks*" e " α ". Só dois pontos que na primeira classificação pertenciam ao *Grupo II* passam para o grupo de maior perturbação antrópica (*Grupo I*) também por este motivo. Na análise de componentes principais para todos os dados é agregado um fator a mais, e só melhora-se um 3,5 % a explicação da variância com a inclusão dos parâmetros *I* e *zh*, relação a explicação feita no passo anterior da Tabela 6.9.

Tabela 6.11: Classificação dos sub-grupos. (Variáveis: *Ks*, α , *Dist*, $I = \ln(\alpha/\tan\omega)$, *zh*)

		<i>Ks</i> (mm/h)	α (cm ⁻¹)	<i>Dist</i> (m)	<i>I</i> (.)	<i>zh</i> (m)
Grupo I (N= 25)	Desvio	4,2	0,036	5,9	1,9	0,38
	Média	10,0	0,073	7,2	4,7	1,27
	CV	0,42	0,49	0,82	0,40	0,30
Grupo II (N= 19)	Desvio	10,4	0,011	5,6	0,8	0,25
	Média	27,1	0,037	13,5	5,5	1,10
	CV	0,38	0,30	0,41	0,14	0,23
Grupo III (N= 8)	Desvio	3,3	0,015	14,1	2,4	0,60
	Média	10,0	0,057	20,5	8,1	4,10
	CV	0,30*	0,26 *	0,69*	0,30*	0,15*

Se agora tomamos a nova classificação, e escolhemos os novos *Grupo II* e *Grupo III*, estaremos selecionando amostras de um campo menos influenciado pelos banquetamentos de forma exclusiva, representando melhor as características de vertente menos influenciada, e que chamamos de *Tipo II-b*.

Tomando os grupos de pontos menos influenciados pelos terraços, encontramos uma matriz de correlações entre variáveis tal qual aparece na Tabela 6.12. É evidente a melhora das correlações entre a Tabela 6.4 e a Tabela 6.12. Nesta última encontram-se correlações significativas entre "*Ks*, *I* e *zh*". A medida que *Ks* aumenta, diminuem o Índice de Beven & Kirkby e a *profundidade*, característica dos pontos mais a montante de uma área de vertente. Por outro lado, as variáveis α e *Dist* não apresentam correlações significativas com as restantes. Esta seria uma primeira evidência de que o trio (*Ks*, *I*, *zh*) captura em grande parte, e dentro de um mesmo fator característico, a dinâmica de saturação superficial da vertente.

Tabela 6.12: Matriz de correlações para dados menos influenciados pela ação agrícola (*Grupos II e III*, N=27; Vertente *Tipo II-b*)

	<i>Ks</i>	α	<i>Dist</i>	<i>I</i>	<i>Zh</i>
<i>Ks</i>	1				
α	-0,223	1			
<i>Dist</i>	0,028	-0,183	1		
<i>I</i>	-0,604	-0,311	0,376	1	
<i>Zh</i>	-0,704	-0,489	0,164	0,723	1

Para os Grupos II e III, dados menos influenciados, seja para o Tipo II-a ou Tipo II-b, a Tabela 6.13 mostra os valores de stress para o conjunto de dados. Estes valores são menores que os obtidos anteriormente na Tabela 6.8 e confirma que o critério de seleção das heterogeneidades pode ser melhorada eliminando o grupo que tem maior desequilíbrio antrópico.

Tabela 6.13: Ajustes da curva monotônica para os grupos de dados menos influenciados pela ação agrícola (stress, %)

Conjunto de variáveis	Tipo	Nº de DIMENSÕES (p*)			
		1	2	3	4
<i>Ks, $\alpha, Dist$; (N=25)</i>	II-a	25,27	10,40	2,36	1,11
<i>Ks, $\alpha, Dist, I, Zh$; (N=27)</i>	II-b	24,59	7,05	3,01	0,58

Se fizermos uma análise de componentes principais para a vertente *Tipo II-b* a explicação total da variância melhora um 11,5 % com estes parâmetros se comparada com a do *Tipo I*, o que pode observar-se na Tabela 6.14. A primeira componente é chamada de "Potencial de Saturação", devido que recebe o maior peso dos dois novos parâmetros (*I* e *zh*) e é inverso ao valor de *Ks*, e ela explica o 44,4 % da variância. Segue uma componente quase exclusiva da distância, enquanto ao grau de "Perturbação" explicando um 24,3%. Resta uma terceira componente que recebe o maior peso de α , e portanto representa um fator de anisotropia, com 23,3 % de explicação da variância. Nas Figura 6.13 a,b,c observa-se a plotagem dos pontos amostrados. No gráfico da Componente 1 versus Componente 2 (Figura 6.16) nota-se claramente os pontos localizados na parte a jusante da vertente, com um potencial de saturação maior. O ponto S9 é uma amostra cuja

área de montante apresenta uma certa concavidade e, se bem não tem uma área de captação muito grande, tem um potencial de saturação relativo maior que a sua vizinhança.

Tabela 6.14: Explicação da variância para o *Tipo II-b* (N=27)

Variável	Componentes		
	"Potencial de Saturação"	"Antrópico" (Distância)	"Anisotropia Vertical"
K_s	-0,925	-0,052	0,012
zh	0,860	0,096	0,387
$\ln(\alpha/\tan\omega)$	0,770	-0,493	0,263
$Dist.$	0,026	0,977	0,119
a	0,177	0,086	0,965
Var. Explicada, %	44,42	24,32	23,37

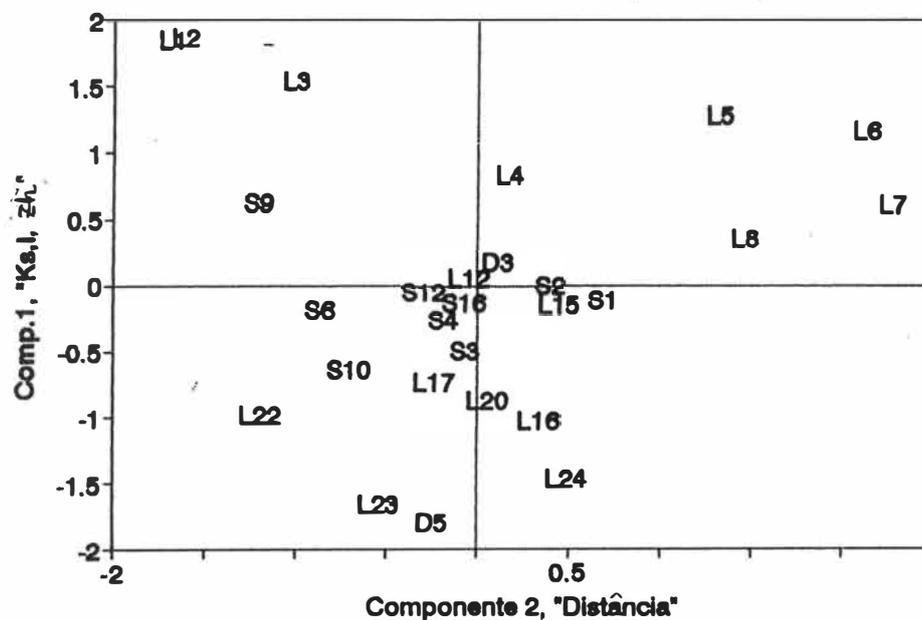


Figura 6.16: Componentes principais para o Tipo II-b de dados.

6.4.7 Escala espacial e grau de não estacionariedade

Aplicando (6.9) sobre o modelo experimental clássico foram achadas as diferentes escalas de correlação espacial, J , para diferentes variáveis Ks (mm/h); $\ln Ks$ (mm/h); Ks/α (m²/s) (Tabela 6.15). A variável $\ln(Ks/\alpha)$ não aparece na tabela. No sentido Longitudinal este tipo de variável deu uma correlação espacial $J=26,7$ metros e na direção Transversal de 24,6 metros para o *Tipo I*, e por estar fora da faixa dos outros resultados, não foi estimado para os *Tipos II-a e II-b*.

Na tabela se observa como aumenta a correlação quando é estimada sobre pontos de grupos homogêneos, caso do *Tipo II-a e Tipo II-b*, com relação ao *Tipo I* inicial, que engloba todos os pontos sem especificar o grau de heterogeneidade. Russo e Jury(1987a) trabalhando sobre campos estacionários gerados estocasticamente apresentam uma relação do erro relativo entre o valor de correlação achado, J , com a verdadeira escala de correlação, J , em função da relação

$$SE = 3.J / (2.\Delta) \quad (6.22)$$

sendo Δ a discretização da amostragem. A medida que "SE" aumenta, o erro relativo diminui. Para $SE > 2$ o erro relativo é menor a 10%. Os nossos resultados indicam que para o *Tipo I* na direção Transversal aparecem as menores correlações, perto do valor $SE = 2$, mas para a outra direção principal os erros são menores.

Tabela 6.15: Escalas de correlação espacial J (m.) para diferentes tipos de dados. Os valores de "SE" aparecem entre parêntese.

Direção	Variável	<i>Tipo I</i>	<i>Tipo II-a</i>	<i>Tipo II-b</i>
Longitudinal	Ks	39,1 (5,8)	41,5 (6,2)	64,1 (9,6)
	$\ln Ks$	36,3 (5,4)	42,6 (6,4)	73,1 (10,9)
	Ks/α	38,6 (5,8)	49,0 (7,3)	57,9 (8,8)
Transversal	Ks	13,9 (2,1)	25,3 (3,7)	25,6 (3,8)
	$\ln Ks$	12,7 (1,9)	13,3 (2,0)	14,0 (2,1)
	Ks/α	15,8 (2,3)	28,0 (4,2)	23,3 (3,5)

Através de (6.14) foram estimadas as variâncias da parte determinística do processo para cada direção principal e para cada tipo de vertente acima identificado. Devido a que o *Tipo II-b* explica melhor a variância do comportamento dos dados menos influenciados. Assim, são apresentadas

aqui só as relações entre a variância da componente determinística e a variância da componente estocástica, para o *Tipo I* e o *Tipo II-b* (Tabela 6.16).

Tabela 6.16: Estimativa da não estacionariedade (σ_L / σ_H)

Direção	Variável	<i>Tipo I</i>	<i>Tipo II-b</i>
Longitudinal	Ks	1,67	1,25
	$\ln Ks$	1,11	1,02
Transversal	Ks	0,59	0,31
	$\ln Ks$	0,67	0,33

No sentido Longitudinal é encontrada uma leve tendência à não estacionariedade em Ks que é diminuída de forma parcial usando os logaritmos da variável. Para o Tipo II-b a tendência é menor. Isto acontece pela diminuição da parte determinística, aproximando-se a um campo mais homogêneo e estacionário, devido a ter excluído, de certa maneira, o "ruído" da componente antrópica.

Para a direção transversal estas relações decrescem, já que o comportamento variacional observado é quase um "efeito pepita". Estes valores encontrados sugerem que o campo de " Ks " no sentido transversal da vertente é estacionário. Já no sentido do escoamento sub-superficial (direção Longitudinal) pode ser encontrada uma quase-estacionariedade nas áreas mais ativas do ponto de vista da saturação e produção do escoamento.

6.4.8 Áreas Representativas Elementares

A classificações anteriores nos ajudaram a encontrar diferentes grupos de amostras que influem nos parâmetros da vertente como " Ks ", para diferentes graus de desequilíbrio externo. Agora, dado um nível de correlação entre os pontos, nos interessa saber quais amostras começam a se agrupar em função do grau de similaridade no universo multivariado.

O método seguido é do tipo classificação "join", através de um ligação simples do vizinho mais próximo (*Chatfield e Collins, 1980; Johnson e Wichern, 1990*) e usando como distância métrica a correlação de Pearson multivariada. Os parâmetros de cada amostra são padronizados por:

$$\lambda_{ij} = (x_{ij} - xm_j) / sm_j \quad (6.23)$$

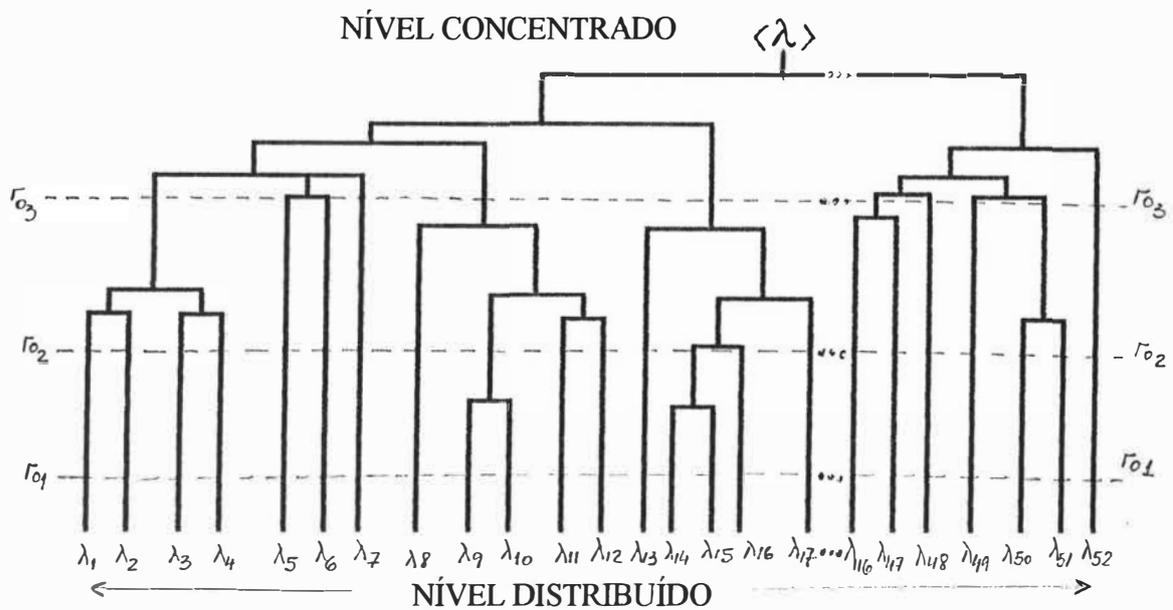
sendo λ_{ij} é a variável padronizada, para o caso "i" e o parâmetro "j"; x_{mj} e s_{mj} são a média e o desvio amostral da série, respectivamente. Isto permite que os dados estejam numa mesma escala comparativa.

Na classificação, os sub-grupos formados pela estrutura ramificada é proporcional a 1 menos a correlação Pearson, tomando K_s , α , $Dist.$, I e zh como parâmetros explicativos das similaridades. A medida que o grau de correlação diminui são encontrados menos agrupamentos, o que é conhecido na literatura como "dendrograma".

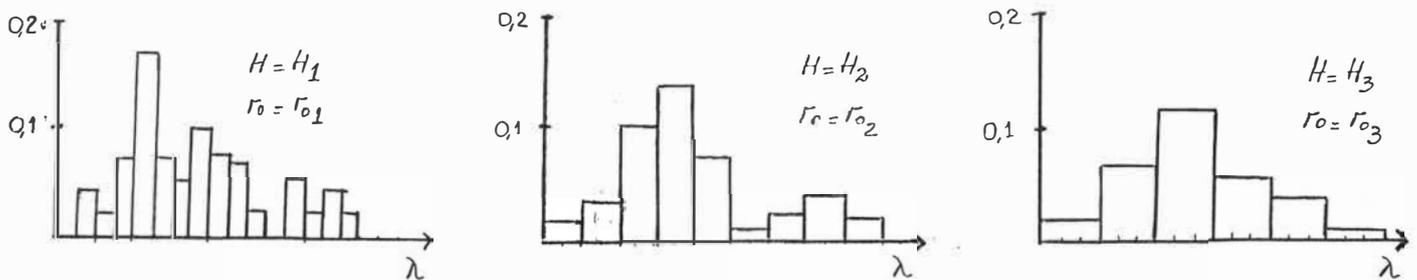
São escolhidos diferentes níveis de correlação. Intersectando os diferentes bastões do dendrograma, são encontrados os valores médios dos grupos dos parâmetros (neste caso " K_s " e "área de drenagem média a montante" da amostra considerada até um obstáculo como um banquetamento. Quando é intersectado um sub-grupo, os valores médios de " K_s " e "*Área de Drenagem*" são tomados como representativos desse sub-grupo determinado. Para cada nível de similaridade hierárquica temos "n" pares destes parâmetros, sendo que a medida que o nível de similaridade diminui, o número de sub-grupos é menor (Figura 6.17).

É aplicado este esquema hierárquico para todas as amostras (*Tipo I*) e para os grupos menos influenciados, representados pelas amostras do Tipo II-b. Para uma dado nível de similaridade, os valores de "*Área de Drenagem*" são ordenados de menor a maior. Logo é aplicada uma janela móvel, com os valores médios de " K_s " respectivos (Figura 6.17,b). Assim, a medida que a área aumenta, pode-se ver como os valores de condutividades hidráulicas integram o comportamento a montante e que deixam ver regiões bem definidas quanto ao desenvolvimento da variância.

Nas Figuras 6.18 a,b,c e Figuras 6.19 a,b,c são apresentados o comportamento de K_s com Área para Tipo I e Tipo II-b, respectivamente. Para os valores baixos da área se encontra um padrão de maior variabilidade, o que está representando a componente que varia mais rapidamente no espaço " $L_{mín}$ ". Quando a área é maior a variância diminui, o que é característico de um valor médio espacial do processo e da componente que varia mais lentamente, " $L_{máx}$ ".



a- HIETOGRAMAS EXPERIMENTAIS



b- ÁREAS REPRESENTATIVAS ELEMENTARES

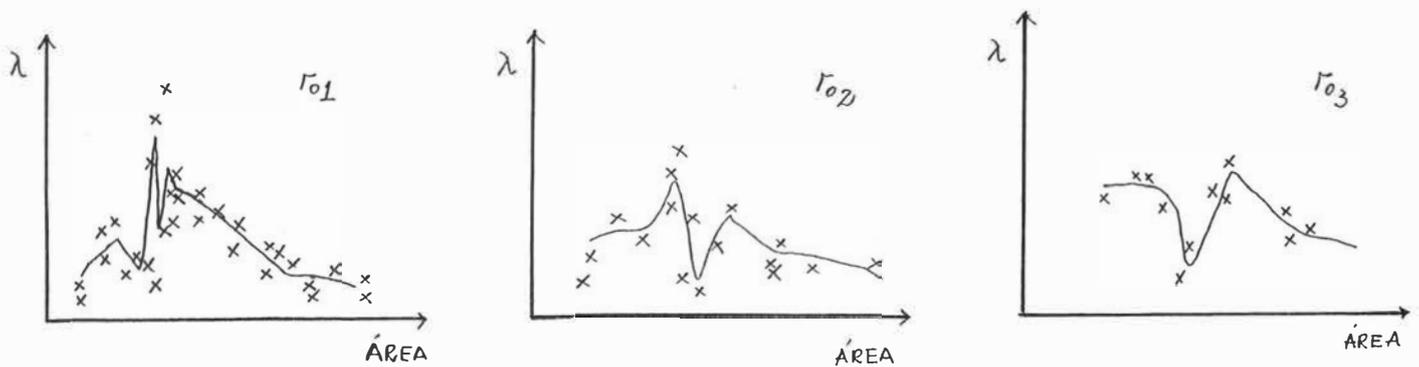


Figura 6.17: Determinação de Áreas Representativas Elementares através de um mecanismo multi-variado de agrupamento de variáveis. (a): séries em função do grau de similaridade escolhido, Γ_0^* , onde realizar o corte; b) ordenamento das variáveis em função do ordenamento da área de drenagem

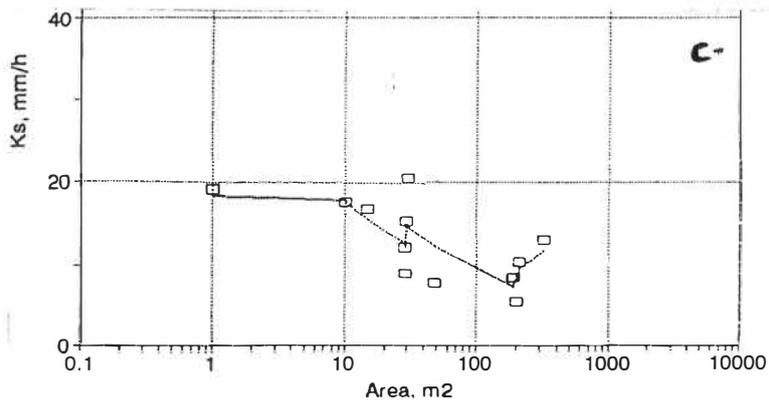
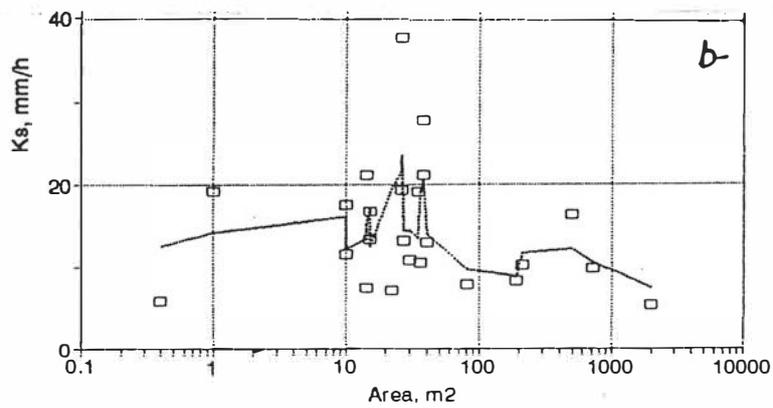
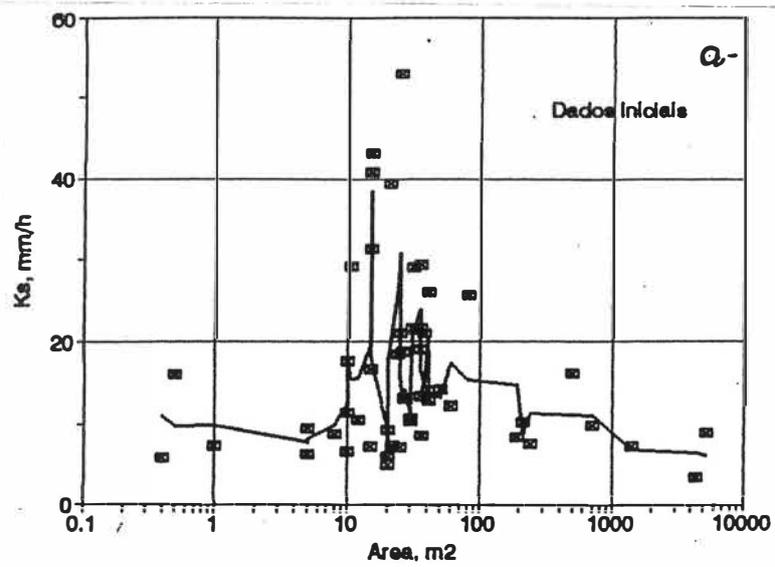


Figura 6.15: Variação de K_s com a área de montante no Tipo I.
 a) Dados iniciais, b) $r = 0,925$, c) $r_o = 0,85$

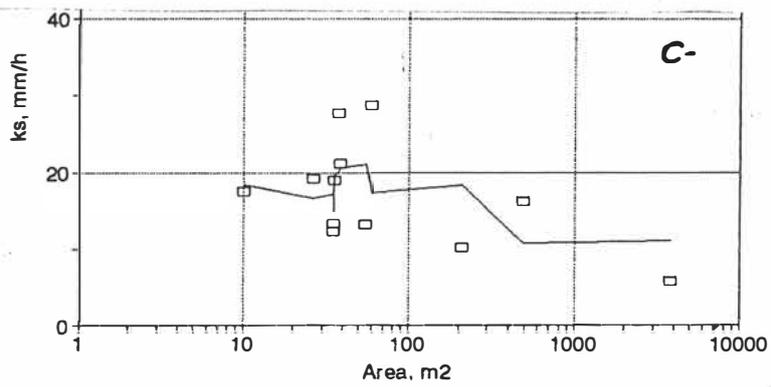
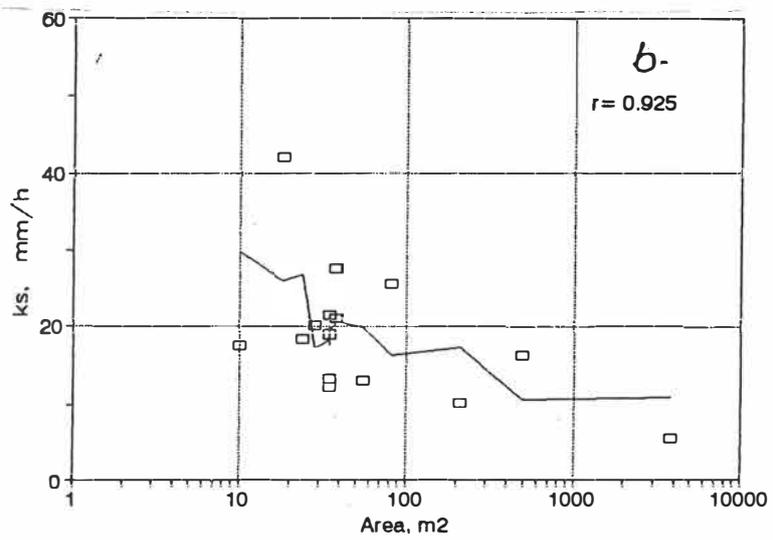
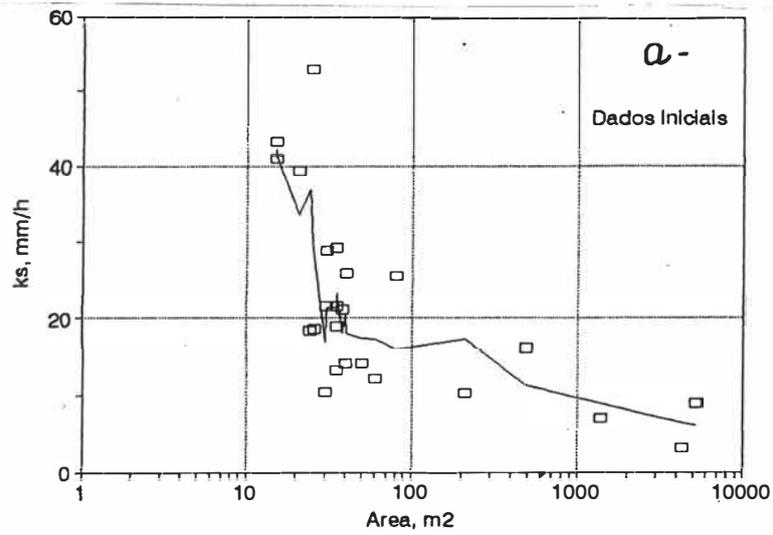


Figura 6.16: Variação de Ks com a área de montante no Tipo II-b.
a) Dados iniciais, b) $r = 0,925$, c) $r_o = 0,85$

6.4.9 Indicadores da Transição Escalar

A abordagem é feita de forma independente de uma direção determinada na vertente. Na mudança escalar, analisa-se as distribuições de probabilidade do parâmetro analisado (K_s , neste caso). Para os diferentes níveis de similaridade, são plotadas as distribuições de $\ln(K_s)$ que aparecem na Figura 6.18 e Figura 6.19. Esta transição escalar é retratada através de (6.16) para as vertentes Tipo I (sem separação em grupos) e o Tipo II-b (grupos menos influenciados, Tabela 6.17). Na Figura 6.20, apresenta-se o decréscimo de informação inicial conforme os graus de similaridade para o Tipo I e Tipo II-b de dados.

Tabela 6.17: Transição escalar para K_s do Anfiteatro. (*: a partir das séries logaritmizadas)

ro, (adim.)	Tipo I			Tipo II-b		
	K_s , mm/h*	H , .	$\partial H/\partial ro$	K_s , mm/h*	H , .	$\partial H/\partial ro$
1,000	$13,8 \pm 1,8$	5,745	-	$19,9 \pm 1,6$	2,812	-
0,975	$12,8 \pm 1,7$	4,442	52,0	$18,1 \pm 1,9$	2,703	4,4
0,950	$13,5 \pm 1,6$	3,247	48,0	$18,4 \pm 1,6$	2,377	12,8
0,925	$13,0 \pm 1,6$	2,812	17,2	$18,1 \pm 1,6$	1,832	21,8
0,900	$12,9 \pm 1,5$	2,485	13,2	$18,1 \pm 1,6$	1,832	0,0
0,875	$11,5 \pm 1,5$	1,613	34,8	$17,2 \pm 1,6$	1,723	4,4

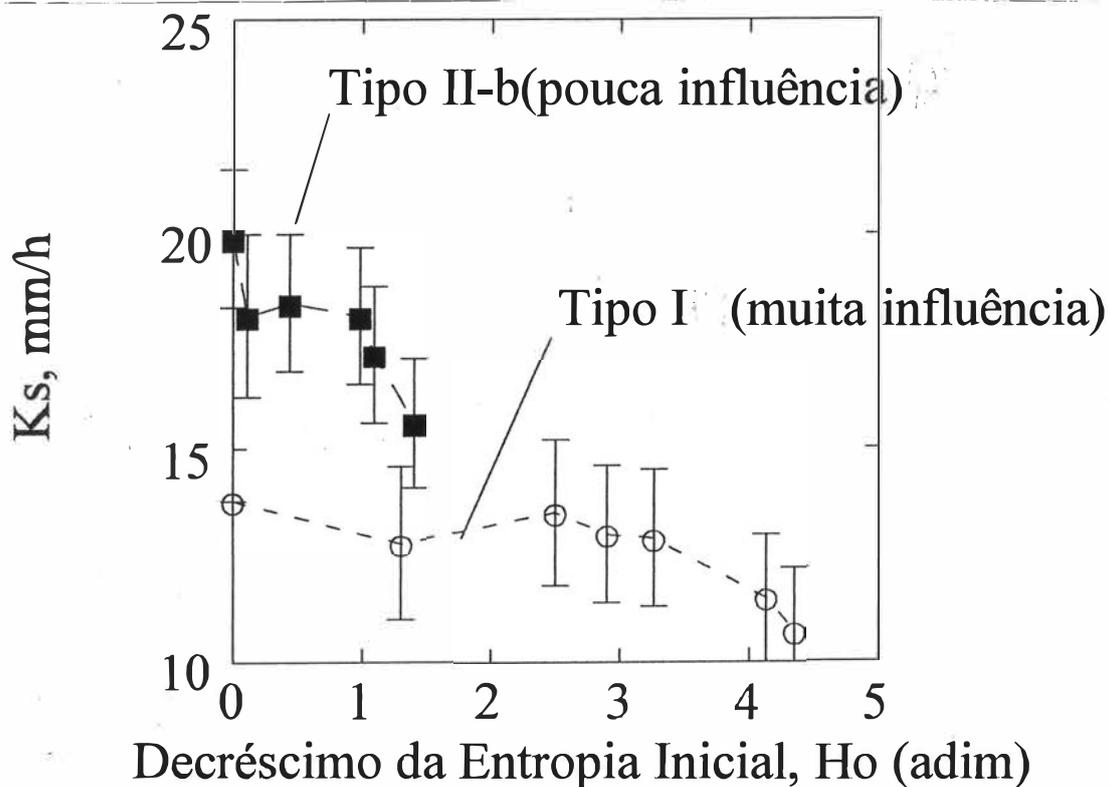


Figura 6.20 Transição escalar de K_s segundo o grupo de dados

6.5 Representatividade dos resultados obtidos

A análise variacional das 52 medições fornecem um entendimento preliminar da parte mais ativa da vertente de cabeceira do Anfiteatro. As discussões podem centrar-se em vários pontos, em especial com relação ao tipo de ensaio escolhido, dos pontos amostrados, dos dados básicos alcançados, das correlações espaciais nas direções principais, dos sub-grupos de dados identificados, da delimitação da "representatividade" de áreas elementares, e do significado da "transição escalar" com relação ao conceito de "transferência de informação".

O método de campo usado é utilizado amplamente nos trabalhos agronômicos numa fase preliminar. Vários autores correlacionam de um valor de K_s com a taxa final de infiltração, sendo esta última acrescida ou diminuída um valor constante, em função do tipo do solo analisado (Loague e Gardner, 1990a; Silveira, 1993). Assim, para caracterizar a *descontinuidade* dos tipos de solos, podem ser utilizados tanto os valores de taxa de infiltração final ou de condutividade hidráulica saturada de cada horizonte. A existência do horizonte superficial com "pé de grade" em várias vertentes de cabeceira do Arroio Turcato, condiciona o método e os horizontes a retratar (Tabela 6.18) e que é o principal obstáculo nos trabalhos de campo.

Tabela 6.18: *Descontinuidade* no processo de infiltração nas vertentes de cabeceira do Donato.

Vertente	Solo (1)	Prática Agrícola	I _f : Taxa final, mm/h (2)		Descontinuidade D ₁₋₂ (*)
			Horiz. Cultural	Horizonte 2	
Antonino	Latossolo roxo	Plantio Direto	27,6	41,4	-0,17
Antonino	Latossolo roxo	Plantio Direto	5,7	14,5	-0,40
Anfiteatro	Terra Roxa	Convencional	4,4**	43,8	-0,99
Anfiteatro	Terra Roxa	Convencional	7,6**	66,6	-0,94

(1): extraído do Levantamento de *Carvalho et al.*(1990) e de *Castro et al.*(1993)

(2): ajuste de equação tipo Horton ($0,85 < r^2 < 0,98$) aos dados básicos de ensaios de infiltração realizados pelo Serviço de Hidrometria do IPH-UFRGS,

(*): $(\log_{10}I_f[1] - \log_{10}I_f[2])$

(**): Sob efeitos do "pé de grade".

Deixando de lado as proximidades dos terraços, os valores obtidos de K_s estão influenciados pela atividade agrícola superficial. No entanto, o retrato espacial de K_s , junto a outros parâmetros

relacionados, depende do ciclo do uso e preparo (ver Capítulo 7). Um fator que afeta os ensaios de condutividade hidráulica é a ocorrência de eventos chuvosos significativos durante o trabalho de campo. Isto o que pode influenciar as condições de umidade das amostragens feitas em datas antes e depois de precipitações. Neste estudo, as amostragens foram feitas em curto período de tempo, oito dias em total (01-08/09/93), sem ocorrência de chuvas no meio. Este lapso de tempo é considerado aceitável para nos assegurar a uniformidade das condições que igual afetaram cada ensaio e, dessa maneira, a suposição de invariância no tempo referida a um regime permanente de infiltração pode ser aceito.

Dois dias antes de começar as amostragens, a bacia do Potiribú teve uma chuva de intensidade média e lâmina pequena (2,3 mm) (Figura 6.21). Como no mês de agosto tinha precipitado 15,1 mm, um valor abaixo da média, a chuva que aconteceu antes dos ensaios não alcançou a se distribuir na sua totalidade. Essa condição antecedente significou numa característica de baixa umidade inicial na camada superficial.

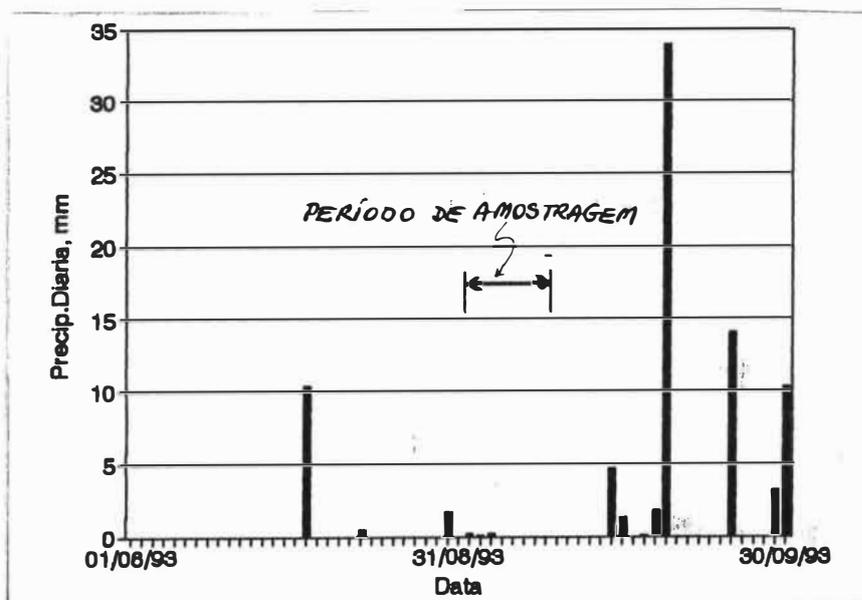


Figura 6.21: As precipitações no Anfiteatro,RS, durante a amostragem de K_s .

O comportamento dos solos condicionou duas premissas no campo. Primeiro, cada um dos furos tiveram que ser prévia e cuidadosamente saturados antes de começar as verdadeiras medições. Experimentou-se a diferença que existia comparando as velocidades de rebaixamento de ensaios com duas e três saturações prévias. Por exemplo, no ensaio L1, as velocidades de rebaixamento da

lâmina foram de: 9,0; 6,5, e 5,4 cm/min, correspondentes a primeira, segunda e terceira saturação, no dia 01/09/93. Comparando as duas últimas saturações e aplicando logaritmos aos valores, obtemos uma diferença percentual próxima aos 17 %. Este erro, se comparado com a média da direção Longitudinal, representa uma variação de ± 3 mm/h na estimativa de K_s .

Este erro na estimativa também pode ser correlacionado com alguns resultados dos no semivariogramas. Assim, para o semivariograma do Tipo I, no sentido Longitudinal, ajustando um modelo linear, obtemos uma expressão de:

$$2 \gamma(h) = 0,033 + 0,0018.h, R^2 = 0,965 \quad (6.24),$$

expressos em $(m/d)^2$. A constante desta equação (*efeito pepita*) representa o ruído local próprio das medições, igual a C_{ME} de (6.8). Isto representa uma variação $\pm 5,3$ mm/h. Este último valor é uma composição areal dos erros nas medições. Portanto, através da diferença entre a variância total da direção Longitudinal e o efeito aleatório temos: $(171,6 - 28,1) = 143,5 (mm/h)^2$ que correspondem a uma variação não local. Desta maneira, as duas saturações prévias realizadas para todos os ensaios mostraram-se satisfatórias para garantir uma determinação da variação espacial de K_s .

Em segundo lugar, as rachaduras superficiais sempre foram inventariadas quando se localizavam perto dos ensaios (Tabela 6.19). De igual modo, sabendo que essa característica macroscópica se repete dentro do solo até uma certa profundidade seria perigoso utilizar os resultados dos primeiros 20 cm em cada ensaio como uma continuidade da fórmula de decaimento exponencial (6.20). Esta primeira camada é a mais afetada pelo trabalho das máquinas agrícolas. Se bem os nossos ensaios tem retratado e medido as descidas em todo o perfil, uma estimativa conservativa de K_s e α pode ficar entre os 30 aos 70 cm de profundidade, que foi a faixa de profundidades analizadas para este trabalho.

Tabela 6.19: Diferença de K_s segundo a macroporosidade

Ensaio	Distância da foz, m	K_s (mm/h)	
		sem macroporo	com macroporo
L7	82	7,2	33,9
S4	182	16,4	31,8

Por outro lado, os valores de umidade do solo não mudam significativamente de uma profundidade para outra e entre ensaios localizados a montante ou a jusante, ocupando as conclusões de *Russo e Bouton*(1992) onde o conteúdo de água é menos variável com relação a K_s e α no campo das heterogeneidades espaciais.

As escalas de correlação encontradas foram extraídas dos correlogramas experimentais. No caso do Tipo I, com todos os dados sem sub-dividir em sub-grupos, foi testado a nível comparativo um modelo de ajuste para um processo unidimensional do tipo exponencial :

$$\gamma(h) = C(0)[1-\exp(-h/a)], (a= J) \quad (6.25)$$

para um nível de significância de 5 %. Os valores na direção Longitudinal ficaram num intervalo de $43,2 \pm 20,0$ metros para K_s ; $44,6 \pm 14,1$ metros para $\ln K_s$ e $41,2 \pm 27,6$ metros para K_s/α . Quando o ajuste teórico implica numa hipótese de estacionariedade da variância nessa direção, os valores médios são próximos aos encontrados através de (6.9). Por outro lado, os valores logaritmizados de K_s continuam proporcionando o menor coeficiente de variação nas estimativas da escala espacial e comportamento o mais próximo à estacionariedade *sensu strictu* dado por uma relação baixa de σ_L/σ_H (Tabela 6.16).

Assim, a representatividade dos valores de K_s podem ser analisada através das suas escalas de correlação no sentido Longitudinal e Transversal. Ao assumir que estas relações se cumprem em pontos próximos ao centro da cruz traçada, a representatividade areal está dada através da elipse ($\pi.a.b$), sendo "a" e "b" as escalas de correlação para as duas direções principais. Para os valores logaritmizados da Tabela 6.15, a representatividade areal é igual a 1448 m^2 para o Tipo I, e 3215 m^2 para o Tipo II-b. Desta maneira, de acordo como as amostras estejam mais ou menos influenciadas pela atividade agrícola, pode-se ter uma diferença de mais de 100 % no valor espacial de K_s !. No entanto, quando a interferência é mínima (Tipo II-b), a representatividade areal de um valor pontual é igual a 2,5 % da superfície total da vertente.

Dentro desta abrangência espacial, a analogia entre as similaridades dos atributos relacionados com a REA, mostra que para pequenos decaimentos do coeficiente de correlação multivariado as amostras agrupam-se de forma rápida. Para a vertente *Tipo I*, a medida que diminui o grau de similaridade nota-se um aumento do valor médio de K_s para as áreas entre 1 a 10 m^2 . As áreas compreendidas entre 10 e 100 m^2 apresentam a maior variabilidade com todos os dados, e quando diminui a correlação esta faixa apresenta uma transição com gradiente negativo para as áreas menores. No caso da vertente *Tipo II-b*, este comportamento é visto em todos os graus de similaridade, devido a que os pontos com pouca área de drenagem geralmente pertencem ao

Grupo I (mais influenciado pelas curvas de nível). Para ambos tipos, a faixa entre 10 aos 100 m² continua sendo de maior transição escalar, independente da direção de integração.

Desta maneira, para uma diminuição progressiva da similaridade "ro", a entropia H cai de forma mais rápida para o *Tipo I* (mais influenciado) que com relação ao *Tipo II-b*. Isto evidencia uma maior perda de informação quando passamos de um sistema distribuído na micro-escala para um sistema concentrado na meso-escala. No entanto, esta transição escalar não apresentou uma tendência única, devido à existência de valores atípicos. De forma geral, a medida que o sistema vai se concentrando cada vez mais, existe uma tendência a diminuir de *Ks*. Isto evidencia que o "parâmetro constitutivo", a nível areal, não pode ser inferido através dos seus valores médios, o que implica uma falha de aditividade num processo espacial (Henley,1981), sujeito a discontinuidades naturais e antrópicas.

7. INTEGRAÇÃO NA MESO-ESCALA HIDROLÓGICA

O presente capítulo pode ser sub-dividido em duas partes. A primeira trata da parametrização na meso-escala, com ênfase nas variáveis de estado do sistema e através do estudo sobre bacias embutidas, pertencente à segunda classificação de modelos de análise de escala apresentadas no Capítulo 3, item 3.5. Estas variáveis de estado descrevem tanto as características naturais e as introduzidas pelo homem, através do ciclo cultural, que influenciam a iniciação e os coeficientes de escoamento, como também as frações de áreas contribuintes em cada uma das sub-bacias. A segunda parte apresenta as características do processo chuva-vazão nas sub-bacias do Rio Potiribú, condicionados por diferentes fatores físico-climáticos e variáveis de estado apresentados na primeira parte.

Isto destaca as similaridades nas respostas dos hidrogramas reduzidos, identificando o grupo de variáveis que explicam melhor a geração de escoamento nas sub-bacias do Anfiteatro, Donato e Turcato, com implicações a nível regional. Por último, apresentam-se e discutem algumas relações empíricas preliminares. Todo este quadro de resultados iniciais contribuem para o levantamento das primeiras hipóteses integradoras na geração de escoamento nas bacias do Derrame Basáltico Sulino.

7.1 Introdução

Como foi apresentado nos capítulos anteriores, a resposta hidrológica manifesta-se em si mesma como uma "hierarquia de escalas": pontoal, pequena parcela de campo, vertente, pequena bacia, bacia maior, região, etc. As parametrizações dos processos hidrológicos em qualquer uma das escalas devem, necessariamente, integrar as descrições da heterogeneidade que caracteriza as respostas hidrológicas e que é manifesta nas pequenas escalas.

Se chamarmos $\mathbf{g}\{\mathbf{s}(\mathbf{x},t) : \theta(\mathbf{x}) : \mathbf{i}(\mathbf{x},t)\}$ a representação da resposta hidrológica na micro-escala, (Sivapalan, 1993) sendo o vetor \mathbf{g} o conjunto de processos heterogêneos (como podem ser a infiltração, a percolação, o escoamento sub-superficial, etc.). Essa resposta expressa a resposta do vetor das variáveis de estado do sistema $\mathbf{s}(\mathbf{x},t)$ que estão sujeitas ao vetor de entrada $\mathbf{i}(\mathbf{x},t)$, e que está governada por um conjunto de parâmetros que variam espacialmente $\theta(\mathbf{x})$ (como sendo as propriedades do solo, a topografia, a vegetação, etc.). As respostas do sistema estão expressadas por um vetor $\mathbf{o}(\mathbf{x},t)$ que é variável no tempo e no espaço, e que pode ser representado por $\mathbf{o}(\mathbf{x},t) = \mathbf{g}\{\mathbf{s}(\mathbf{x},t) : \theta(\mathbf{x}) : \mathbf{i}(\mathbf{x},t)\}$.

Por outro lado, representamos por $G\{S(X,T) : \Theta(X) : I(X,T)\}$ a correspondente parametrização da resposta hidrológica na macroescala que produz um vetor de saída $O(X,T) = G\{S(X,T) : \Theta(X) : I(X,T)\}$. Note-se que X e T são variáveis independentes da macro-escala e que representam espaço e tempo. As suposições envolvidas são:

i) No caso das descrições na micro-escala, as funções g e o conjunto de parâmetros $\theta(\mathbf{x})$ são assumidos como conhecidos *a priori*.

ii) Por outro lado, a abordagem tradicional nos modelos hidrológicos do tipo "conceitual" têm assumido funções de G em forma arbitrária ou baseadas num raciocínio intuitivo, e a estimação dos parâmetros θ através da calibração usando registros históricos de chuva, vazão e evaporação.

A pergunta que surge é: quais são as relações entre as respostas da micro-escala $g\{s : \theta : i\}$ e as correspondentes respostas na macro-escala $O = G\{S : \Theta : I\}$?. Esta é noção que surge ante a hipótese de integração de processos numa faixa contínua de escalas espaço/tempo. Por exemplo, se $G\{S : \Theta : I\}$ é uma agregação de $g\{s : \theta : i\}$ de acordo à:

$$G\{S : \Theta : I\} = \int_{\mathbf{x} \in A} \int_{t \in \Delta T} g\{s(\mathbf{x},t) : \theta(\mathbf{x}) : i(\mathbf{x},t)\} \cdot w_s(\mathbf{x},t) \cdot w_\theta(\mathbf{x}) \cdot w_i(\mathbf{x},t) \cdot d\mathbf{x} dt \quad (7.1)$$

onde $w_s(\mathbf{x},t)$, $w_\theta(\mathbf{x})$ e $w_i(\mathbf{x},t)$ são funções de densidade que representam a heterogeneidade das variáveis de estado, o conjunto de parâmetros e entradas climáticas respectivamente. Nóte-se que as integrações são feitas sobre a área unitária A e num intervalo de tempo ΔT , por exemplo uma área de estudo (bacia) e durante um balanço hídrico a curto prazo (BHCP: evento chuvoso), respectivamente.

O problema com (7.1) é que se as funções de ponderação $w_s(\mathbf{x},t)$, $w_\theta(\mathbf{x})$ e $w_i(\mathbf{x},t)$ são completamente conhecidas, a integração dessa equação não produce em forma automática as parametrizações G na macro-escala em função de S , Θ e I . Isto é devido a que em (7.1) "não existe uma conexão analítica explícita entre as variáveis s , θ e i , respeito de S , Θ e I ". Sivapalan(1993) menciona que as funções de desagregação satisfazem as seguintes equações:

$$\begin{aligned} s(\mathbf{x},t) &= h_s[\phi(\mathbf{x},t)].S(X,T); \\ \theta(\mathbf{x}) &= h_\theta[\psi(\mathbf{x})].\Theta(X); \\ i(\mathbf{x},t) &= h_i[\chi(\mathbf{x},t)].I(X,T) \end{aligned} \quad (7.2)$$

¹: Por exemplo, dados $s(\mathbf{x},t)$, θ e $i(\mathbf{x},t)$, e as funções de densidade associadas, é uma forma trivial estimar S , Θ e I . Assim, o contrário não é trivial, já que para derivar as parametrizações da macro-escala G , necessitamos desenvolver metodologias para desagregar as variáveis de macro-escala $S(X,T) : \Theta(X) : I(X,T)$ aos seus homónimos da micro-escala, $s(\mathbf{x},t)$, θ e $i(\mathbf{x},t)$, em forma respectiva.

onde ϕ , ψ e χ são campos de parâmetros espaço-temporais que caracterizam a heterogeneidade de $s(x,t)$, $\theta(x)$ e $i(x)$ através dos parâmetros básicos, pertencentes à fisiografia e a climatologia. Quando estas equações são substituídas em (7.1), obtém-se:

$$\mathbf{G}\{\mathbf{S}:\mathbf{\Theta}:\mathbf{I}\} = \int_{\mathbf{x} \in \mathbf{A}} \int_{t \in \Delta T} \mathbf{g}\{ \mathbf{h}_s[.] : \mathbf{S} : \mathbf{h}_\theta[.] : \mathbf{\Theta} : \mathbf{h}_i[.] : \mathbf{I} \} \cdot w_\phi(\mathbf{x},t) \cdot w_\psi(\mathbf{x}) \cdot w_\chi(\mathbf{x},t) \cdot d\mathbf{x} dt \quad (7.3)$$

Se as funções de resposta \mathbf{g} , os operadores $\mathbf{h}_s[.]$, $\mathbf{h}_\theta[.]$ e $\mathbf{h}_i[.]$, e os campos de parâmetros associados $\phi(\mathbf{x},t)$, $\psi(\mathbf{x})$ e $\chi(\mathbf{x},t)$ são conhecidos, então a integração da equação (7.3) pode ser realizada. Portanto, deve-se conhecer as características que influenciam na transferência de informação entre as pequenas e as grandes escalas. Um dos métodos para obter isto é adotar escalas observacionais que integrem as heterogeneidades através de um contínuo de respostas embutidas, espacial e temporalmente.

7.2 Bacias Embutidas

A transferência de informação na escala espacial entre bacias de diferentes tamanhos está restrita a limites morfológicos e funcionais (*De Boer*, 1992). O primeiro é causado por características físicas do sistema tais como a configuração e distribuição espacial de depósitos aluviais, presentes na rede de drenagem da meso-escala mas ausentes na micro-escala. Por exemplo, a presença destes depósitos aluviais ao longo de canais com moderada declividade afeta o regime do escoamento de base, interferindo na "memória" do sistema e o grau de transferência de volumes de água entre as áreas geradoras de escoamento e as grandes bacias (*Pilgrim*, 1983). As limitantes funcionais, por outro lado, dependem do grau de atenuação dos fluxos de matéria e energia, em geral, que entram e saim do sistema. Quanto maior o tamanho da bacia estudada, maior é o seu condicionante funcional a nível de concentrado.

Uma propriedade intrínseca dessas limitantes na transferência na escala espacial é que elas não se apresentam bem distinguíveis nas situações práticas. Esta mistura aparece pela relação inversa entre o tamanho de uma bacia determinada e o efeito das superfícies individuais (e sua distribuição espacial) na resposta hidrológica dessa bacia. No entanto, para assegurar que uma sub-bacia seja representativa da meso-escala, deve-se analisar como muda a distribuição espacial destas sub-unidades quando aumenta o tamanho da bacia, o que pode ser realizado através de bacias embutidas. Assim, esta metodologia apoia-se na tendência:

"... permite estudar como esta mudança na escala espacial não envolve simplesmente uma mudança nas dimensões espaciais e temporais e no número de componentes do sistema, senão que dão como resultado a aparição de novas variáveis, novas relações e, como regra, a identificação de novos problemas..." (De Boer, 1992).

Isto é realizado através da relação entre o grupo de variáveis de entrada, de estado e de saída do sistema, de forma conjunta. A estratégia principal consiste na eleição apropriada dos intervalos espaço-temporais que são utilizados na pesquisa aplicada. Assim, existem duas abordagens: uma concentrada e a outra do tipo distribuída. A primeira abordagem estabelece duas premissas:

- i) que as escalas espaciais analisadas sejam embutidas numa ordem ascendente, ou seja que sempre um escala do processo deve conter os processos das escalas menores; assim para uma resposta na escala maior $G\{S(X,T) : \Theta(X) : I(X,T)\}$ correspondente uma resposta na escala menor $g\{s(x,t) : \theta(x) : i(x,t)\}$, válida sempre que $x \in X$; e
- ii) que o processo $g\{s(x,t) : \theta(x) : i(x,t)\}$ seja analisado dentro de um Δt igual à duração do evento chuvoso.

Estas hipóteses são utilizadas numa fase preliminar de estudo (Tabela 7.1). A segunda abordagem (não utilizada aqui), do tipo distribuída, é ocupada uma vez que são testados satisfatoriamente as relações encontradas na abordagem concentrada.

Assim, além de retratar o trio de variáveis, temos diferentes tipos de processos de entrada-saída no nosso sistema e que condiciona a metodologia a seguir. Na Tabela 7.2 são apresentadas as relações entre processos, fatores e métodos de pesquisa mais comumente utilizados na prática hidrológica. Enquanto a transferência de informação (problema de escala) é visível através das vazões específicas e da topografia da região, implica que previamente sejam revistos os outros fatores dominantes.

Apresentando esta matriz, *Jordan*(1994) não indica o uso de traçadores nem o estudo do nível freático (símbolo "?" na Tabela 7.2) para o problema de escala. Isto é discutível já que deixa de lado a "funcionalidade" do sistema, dada pelos caminhos preferenciais subsuperficiais (Capítulo 4) e a sua relação com a resposta total da bacia.

Tabela 7.1: Passos na aplicação da Hipótese Integradora na meso-escala em bacias representativas (determinação "*a posteriori*"). Em "negrito" aparecem as etapas abordadas neste capítulo.

Etapa	Objetivos	Características
I	Seleção de bacias embutidas	i) clima; geologia e solos; vegetação; etc ii) intervenção antrópica
II	Seleção de eventos chuvosos	i) critérios de separação de cheias; memória do sistema (estado de umidade antecedente); contraste entre os registros de chuvas e vazão; ii) tipicidade de eventos; etc.
III	Seleção de parâmetros característicos	i) entrada - saída - estado; ii) temporais; de lâmina; iii) adimensionalização;
IV	Identificar Relações Físicas / Empíricas	Sem / com adimensionalização (a nível concentrado escala observacional)
V	Comportamento de Relações nas bacias embutidas	i) intra-bacias; ii) inter-bacias;
VI	Mapeamento e amostragem de unidades integradoras dos sub-processos hidrológicos	i) caminhos preferenciais da água: superficiais, sub-superficiais: a) variação temporal / espacial; b) naturais e induzidos pelo homem; ii) estado das bacias de ordem zero;
VII	Confrontação de aspectos quanti-qualitativos (*)	i) explicação da incerteza das relações empíricas através do funcionamento das unidades integradoras de sub-processos hidrológicos; ii) re-avaliação das relações empíricas por meio de uma visão distribuída ⇒ escalas de integração de processos dinâmicos.
VIII	Validação	Das relações empíricas com/sem mudanças na cobertura e parâmetros da física do solo. Geração de cenários
IX	Uso e exploração	

Tabela 7.2: Relações entre processos, fatores e métodos na Hidrologia de Vertentes (Jordan, 1994).

PROCESSOS	ESI	ESS	Ei	Transferência (Escala)
FATORES PREDOMINANTES				
<i>Vegetação</i>	*			
<i>Estado da superfície da bacia</i>	*			
<i>Intensidades máximas</i>	*			
<i>Estados antecedentes de umidade</i>		*	*	
<i>Condições hidráulicas do perfil do solo</i>		*	*	
<i>Topografia</i>		*		
<i>Zonas riveirinas</i>			*	
<i>Vazão específica</i>				*
<i>Características críticas da chuva</i>				*
MÉTODOS DE PESQUISA				
<i>Comparação de vazões</i>	*	*	*	*
<i>Análise Fatorial</i>	*	*	*	*
<i>Traçado de Isótopos</i>	*	*	*	(?)
<i>Profundidade do Nível Freático</i>		*		(?)
<i>Medidas de Umidade</i>		*		
<i>Análise da Topografia</i>				*

Nota: ESI= Excesso Superficial devido a um mecanismo de Infiltração; ESS= Excesso Superficial devido a um mecanismo de Saturação; Ei= Escoamento Interno

7.3 Variáveis de estado do sistema

A geração de escoamento em sub-bacias embutidas pode ser avaliada através de variáveis de estado de dois tipos: i) as que são função exclusiva do preparo do solo, época do ano, uso e conservação da cobertura ao longo do ano, e portanto da intervenção do homem no meio ambiente, e ii) as que são função das precipitações antecedentes e regime de estiagem prévio à ocorrência de um evento chuvoso.

O primeiro grupo de variáveis de estado são extraídas em parte de trabalhos agrônômicos (Doorembos e Kassam, 1979; Beltrame et al., 1994) e das campanhas de chuvas simuladas na vertente do Anfiteatro (Castro e Chevallier, 1993). O segundo grupo, são extraídas dos registros de chuva-vazão das bacias correspondentes dos registros do Serviço de Hidrometria do IPH-UFRGS (Tabela 7.3).

Tabela 7.3 : Variáveis e parâmetros do estado.

Variável	Definição	Unidades
Grupo A		
<i>Ic</i>	Índice de cultura e cobertura do solo	adimensional
<i>Ir</i>	Índice de rugosidade-porosidade	adimensional
<i>Etpd</i>	Evapotranspiração média diária	mm/d
<i>Ks</i>	Condutividade hidráulica saturada	mm/h
Grupo B		
<i>Qb</i>	Escoamento de base	litros/segundo
<i>Ipa</i>	Índice de precipitações antecedentes	mm
<i>APC</i>	Fração de área contribuinte ao escoamento	porcentagem

7.3.1 Uso e preparo do solo

Com exceção da evapotranspiração, o primeiro grupo de variáveis de estado são dependentes dos ciclos culturais. O objetivo de quantificar estas variáveis é retratar diferentes condicionantes do estado da bacia, de forma independente dos eventos chuvosos anteriores. O *Ic* está relacionado com o grau de cobertura da planta e portanto influi nas perdas iniciais por interceptação. O *Ir* quantifica, em termos relativos, o efeito da microtopografia (junto a porosidade nos primeiros centímetros do solo, Castro, comunicação pessoal, 1995), e que está associado com o armazenamento de detenção superficial. A *ETPd* é um indicador potencial médio diário da evapotranspiração, a qual esteve sujeito cada evento chuvoso, e pode ser entendido como um indicador do déficit de umidade médio do ar. *Ks*, além de ter uma variabilidade espacial estudada no capítulo anterior, têm uma variabilidade sazonal e que influe no processo de infiltração da água no solo.

Estes índices estabelecem uma função de estado hipotética, $Ke = f [Ic, Ir, Etpd, Ks]$, sendo seus efeitos mais evidentes no início da chuva e na quantificação das perdas iniciais. Ao aplicar a equação de continuidade durante o intervalo de tempo que se produzem as perdas iniciais (lâmina de imbibição, *Limb*) temos

$$Limb = Lv + Ld + Li. \quad (7.4)$$

O primeiro termo da direita é a lâmina de interceptação pela vegetação (*Lv*), e as outras duas representam a lâmina necessária para preencher as depressões superficiais e a lâmina infiltrada (*Ld* e *Li*) respectivamente. Esta equação é dependente do teor de umidade em cada um dos três

armazenamentos considerados e da intensidade de precipitação. Quando é aplicada na micro-escala, como é no caso da parcela experimental, podem ser feitas as seguintes suposições:

- i) o armazenamento de interceptação da vegetação representa uma percentagem da lâmina de imbibição total e depende do grau de crescimento da planta ou folhagem existente; isto condiciona a relação entre a área coberta pela vegetação, A_v , e a área total, A ;
- ii) a combinação dos três armazenamentos em (equação 7.4) dependem do preparo do solo, o que condiciona uma rugosidade aparente com relação ao início do escoamento, que por sua vez é função do grau de porosidade no primeiro horizonte; isto pode ser avaliado através da comparação direta dos tempos de imbibição da primeira simulação de cada campanha;
- iii) a lâmina de água que é evaporada pelos três armazenamentos (equação 7.4) é uma fração proporcional ao valor da evapotranspiração média diária ;

A primeira suposição depende da relação entre a área coberta pela vegetação e a área total. Isto requer a avaliação da cobertura vegetal em cada ciclo. Uma estimativa é correlacionar o índice de superfície foliar, LAI (IGBP,1993) com a necessidade de água da planta para transpiração e fotossíntese (Peschke *et al*, 1991). Cada cultura apresenta necessidades específicas, representado pelo "coeficiente de cultivo", I_c (Doorenbos e Kassam,1979) em função do ciclo de crescimento e sua respectiva duração no ano, conforme a Tabela 7.4. Esta relação supõe que a mudança temporal na cobertura seja aproximada à mudança temporal do coeficiente de cultivo, isto é:

$$\Delta(LAI) \approx \Delta(I_c) \quad (7.5).$$

Beltrame *et al.*(1994) estimaram a ETP diária (e em função da média decenal) pela equação de Penman-Monteith para trinta e quatro (34) postos do Rio Grande do Sul, com séries maiores a quinze anos. Os valores foram regionalizados a partir de traçado de isolinhas. Assim, foram estimadas as ETP deceniais médias para a Bacia do Turcato (Tabela 7.5). Com relação a segunda hipótese, o índice de rugosidade-porosidade é determinado das chuvas simuladas nas cabeceiras do Rio Potiribú. Quatro séries de observações sob chuvas simuladas foram realizadas na vertente do Anfiteatro por Castro e Chevallier(1993). Estas simulações coincidem com o início e o fim do cultivo de inverno (aveia preta) e com o início e fim do cultivo de verão (soja). As chuvas foram simuladas nas condições de cobertura vegetal e preparo do solo conforme indicado na Tabela 7.6

Tabela 7.4: Coeficientes de cultivo (*Ic*) para as culturas típicas da Bacia do Turcato. Entre parêntese aparece o período médio de dias da etapa (Fonte: *Doorembos e Kassam, 1979*)

Cultivo	Inicial	Desenvolvi- mento	Meados de período	Finais do período	Colheita
Soja	0,3-0,4 (20-25)	0,7-0,8 (25-35)	1,0 -1,15 (45-65)	0,7 - 0,8 (20-30)	0,6 - 0,7
Trigo/Aveia	0,3-0,4 (15-20)	0,7-0,8 (25-30)	0,95-1,05 (50-65)	0,8 - 0,9 (30-40)	0,65-0,75
Milho	0,3-0,5 (15-30)	0,7-0,9 (30-45)	1,05- 1,2 (30-45)	1,0 - 1,15 (10-30)	0,95- 1,1

Tabela 7.5: Evapotranspiração potencial média diária, ETPd (mm/d), da bacia do Turcato, estimada a partir de valores médios deceniais aos informados por *Beltrame et al., 1994*).

Decênio	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
1er.	5,5	5,1	4,2	3,3	2,1	1,5	1,6	1,9	2,8	3,9	4,9	5,0
2do.	5,2	4,8	3,7	2,8	1,8	1,4	1,5	1,9	3,1	4,3	5,0	5,5
3ro.	5,3	4,2	3,6	2,5	1,8	1,4	1,5	2,5	3,5	4,4	5,0	5,6

Tabela 7.6: Simulações de chuva no Anfiteatro (Castro e Chevallier, 1993)

Campanha	Período	Cultura	Cobertura, %	Plantio	Preparo do solo
1	29-05-91 01-06-91	aveia preta	5	21-05-91	subsolador, distribuição de adubo e plantio
2	27-08-91 30-08-91	aveia preta	80	21-05-91	-
3	10-12-92 13-12-92	soja	10	03-12-92	grade aradora / niveladora, distribuição de adubo e plantio
4	26-03-93 29-03-93	soja	80	03-12-92	-

Foi utilizado o simulador de chuva da ORSTOM, com capacidade de gerar precipitações de intensidades variáveis sobre parcelas de 1 m². As intensidades são programadas com um intervalo de tempo determinado, e estas são trocadas automaticamente (*Silveira e Chevallier, 1991*). A medição dos volumes escoados são registrados por um linígrafo localizado numa cuba receptora.

"...Em cada campanha, foram simuladas quatro seqüências de chuvas em três(3) parcelas, A, B e C. Estas parcelas foram dispostas lado a lado, espaçadas aproximadamente 2,5 m. Foi adotada uma lâmina precipitada próxima à precipitação diária com recorrência anual, situando-se este valor próximo aos 80 mm.(...) As chuvas foram espaçadas em cada parcela de mais ou menos 24 horas. Antes de cada simulação foram colhidas amostras de solo com trado, a várias profundidades (...). Após o término de um dia de simulação, as parcelas eram cobertas por lonas com altura próxima a 1 metro, para permitir a circulação do ar e proteger as parcelas de chuvas naturais..." (Castro e Chevallier, 1993).

Com relação a terceira hipótese, as intensidades de simulação utilizadas nas campanhas o primeiro intervalo de chuva teve uma intensidade de 60 mm/h e uma duração de 20 minutos (Castro e Chevallier, 1993). Portanto, o erro relativo da estimativa da lâmina evaporada é muito pequeno se comparado com a lâmina total de imbibição. No mencionado trabalho, os autores apresentam os resultados preliminares do coeficiente de infiltração (F : percentagem da chuva total que infiltra), a lâmina de imbibição (L_{imb} : a lâmina acumulada prévia ao início do escoamento) na parcela, e portanto um indicador das perdas iniciais, por outro o teor médio de umidade por unidade de volume de solo, nos primeiros 60 cm de profundidade, θ .

Além destes dados já publicados, no presente trabalho foram determinados outros parâmetros através da análise dos dados brutos das campanhas de simulação, tais como: momento de início do escoamento ou tempo de imbibição (T_{imb}); momento que acontece o pico de cada hidrograma, $T_{p'}$, e o momento em que finaliza o escoamento, $T_{b'}$. Os tempo a pico (T_{pico}) e tempo de base (T_{base}) são determinados, subtraindo a $T_{p'}$ e $T_{b'}$ o tempo de imbibição, T_{imb} . Os valores de vazão pico (Q_{mt}) foram determinados e aparecem junto a outros parâmetros na Tabela 7.7.

Na comparação, também foi colocado o coeficiente de escoamento C , para analisar os resultados. Pode-se notar que o coeficiente de escoamento aumenta da primeira, "i", para as três últimas simulações, "ii,iii,iv". No entanto, o tempo de imbibição cai, e a vazão pico aumenta. Plotando estas tendências (Figura 7.1) pode-se ver, como para as três últimas simulações, os valores tendem a se agrupar, diferenciando assim um estado de maior saturação do solo, com relação à primeira simulação. No entanto, devido à alta capacidade dos solos de ligar água de percolação pela porosidade muito fina, fazem que a água sub-superficial circule lentamente, o que caracteriza em diferentes épocas do ano uma freática colgada "perched water" e que joga um papel hidrológico importante (Boulet et al., 1993):

"...A zona úmida (estudada) representa os limites de uma camada de água saturada a jusante e, possivelmente, também a montante, sem estimativas precisas enquanto a sua base inferior.(sic).Assim, a característica mais seca, por exemplo 'seco ao

tacto', dos materiais subjacentes, não significa que necessariamente eles não têm sido umedecidos. Eles frequentemente são saturados de água, mas sua porosidade extremadamente fina faz com que ela esteja fortemente ligada e circule muito lentamente (no sub-solo)..."

(Boulet et al.,1993).

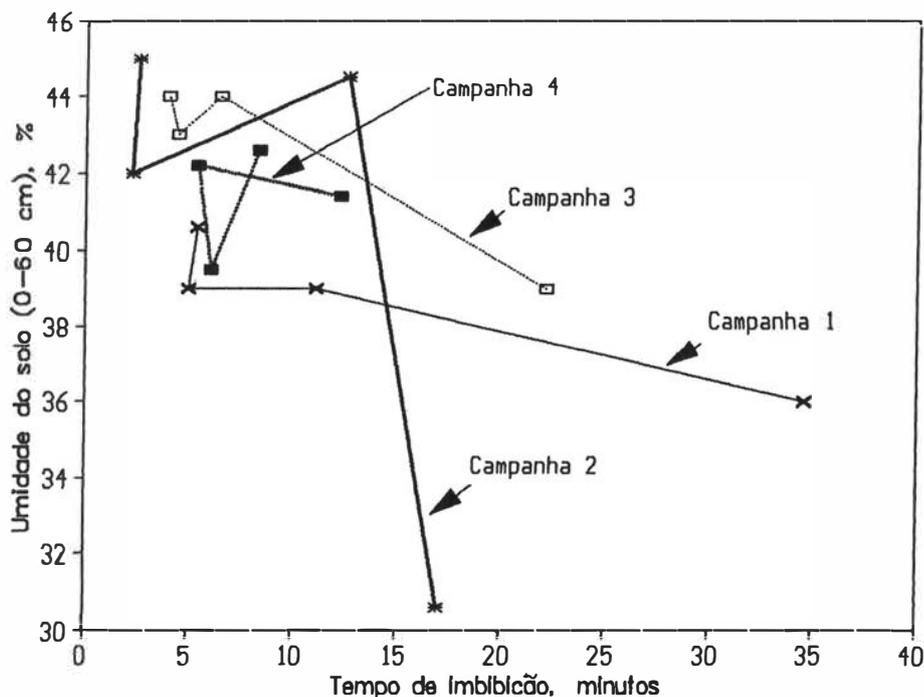


Figura 7.1: Tendências de agrupamento nas simulações de chuva no Anfiteatro, RS.

Analisaram-se os tempos de imbibição médios para as primeiras simulações ($Timb_i$) de cada campanha. Foi determinado o tempo médio para as quatro campanhas e logo adimensionalizando cada um dos $Timb_i$ pelo valor médio correspondente nas quatro campanhas (Tabela 7.8). Como existem marcadas diferenças entre os tempos médios de imbibição da primeira e últimas simulações, a adimensionalização foi aplicada para duas etapas das campanhas: Ir_i e $Ir_{ii:iv}$ representam os índices de rugosidade para estados de mínima e máxima saturação, respectivamente. Isto é, os valores são obtidos a partir da primeira simulação (estado de umidade baixo) e com valores médios nas três últimas simulações (maior saturação).

Tabela 7.7: Características de chuvas simuladas sobre parcelas de 1 m², obtidas pela análise dos dados brutos das simulações. Cada coluna indica o valor médio das parcelas A, B, C.

Parâmetro	Número da Campanha	Número da simulação			
		i	ii	iii	iv
#C (%)	1	0,6	12,6	38,0	49,5
	2	25,3	62,4	70,2	66,5
	3	17,5	70,9	68,4	64,9
	4	83,4	84,9	87,0	85,5
T _{imb} (min.)	1	34,6	11,1	5,0	5,4
	2	17,0	12,6	2,3	2,5
	3	22,2	6,5	4,5	4,0
	4	12,3	5,4	*2,2	*5,4
T _{p'} (min.)	1	-	42,0	34,6	23,7
	2	26,3	23,6	22,0	22,0
	3	35,3	26,0	25,0	25,0
	4	28,0	27,6	27,0	27,0
T _{b'} (min.)	1	-	77,3	78,6	78,0
	2	80,0	80,0	80,0	80,6
	3	82,7	79,7	77,3	78,3
	4	89,3	90,7	87,0	88,4
Q _{mt} (mm/h)	1	-	21,6	53,3	71,3
	2	39,6	87,3	97,3	84,0
	3	25,0	74,0	57,3	70,3
	4	102,7	108,3	105,0	98,3

" - " : não estimado; "*" : média entre as parcelas A e B.

"#" : coeficiente de escoamento C = 1-F, sendo F o valor reportado por Castro e Chevallier (1993).

Tabela 7.8: Tempo médio de imbibição para a primeira e últimas simulações, T_i e T_{ii:iv}. Os índices são estimados através de $Ir_i = (T_{imb_i} / T_{médio_i})$, e $Ir_{ii:iv} = (T_{imb_{ii:iv}} / T_{médio_{ii:iv}})$. Entre parênteses aparecem os coeficientes com relação ao tempo médio de imbibição de todas as simulações.

Campanha (mês)	Tempo de imbibição, min		Índice de rugosidade-porosidade	
	T _{imb_i}	T _{imb_{ii:iv}}	Ir _i	Ir _{ii:iv}
1 (maio)	34,6	5,7	1,6 (3,7)	1,3 (0,6)
2 (agosto)	17,0	2,8	0,8 (1,8)	0,7 (0,3)
3 (dezembro)	22,2	5,1	1,0 (2,4)	1,2 (0,5)
4 (março)	12,3	3,4**	0,6 (1,3)	0,8 (0,4)

** : estimados com as parcelas A e B.

De modo tal de fazer mudanças gradativas dos fatores de rugosidade, chega-se a uma distribuição dos fatores de rugosidade ao longo do ano. O critério seguido não é simplesmente uma mera interpolação, senão um acompanhamento do ciclo real ao longo do ano e, portanto, um critério de acompanhamento visual dos cultivos (Tabela 7.9). Devido a isto logrou-se obter tendências logaritmiçadas conforme o decréscimo em cada parâmetro entre as campanhas realizadas. Por exemplo, as taxas de decréscimo de Ir com relação a Ic estão na ordem de 0,875 (inverno/subsolagem) e de 0,375 (verão/grade) (Castro *et al*, 1995). Estes valores foram estimados com relação aos tempos médios de imbibição de todas as campanhas e simulações.

Tabela 7.9: Índices médios mensais de rugosidade (Ir) e de cultivo (Ic).

	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
Ir_i	2,40	1,70	1,34*	1,10	1,00; 3,76*	3,70	2,50	1,84*	1,60	1,30	1,20	2,41*
$Ir_{ii:iv}$	0,55	0,45	0,37*	0,30	0,20; 0,62*	0,62	0,45	0,30*	0,25	0,20	0,10;	0,55*
$Ic(l)$	0,75	1,00	1,15	0,75	0,65	0,35	0,75	0,95	1,05	0,85	0,65	0,40

* : a partir dos valores do Anfiteatro da Tabela 7.8

Foram estimados também, os valores de condutividade hidráulica saturada, K_s , para cada simulação de chuva. De acordo com o modelo de Green e Ampt de 1911, o processo de infiltração pode ser descrito pela capacidade de infiltração que tende ao valor de K_s . A lâmina de água infiltrada pode-se expressar através da diferença em cada intervalo de tempo entre a precipitação e a vazão medida,

$$Li(t) = P(t) - Q(t) \quad (7.6);$$

desta maneira a intensidade de infiltração vem expressa através de:

$$f(t) = dLi(t)/dt \quad (7.7);$$

O modelo de Green e Ampt estima um parâmetro representativo do déficit de pressão capilar entre a superfície e a frente de umidade, h . Através de duas hipóteses: i) o potencial de sucção matricial permanece constante no tempo, e ii) depois de passar este frente, o solo fica uniformemente úmido e a sua condutividade constante, pode-se expressar a fórmula (Morel-Seitoux e Khanji, 1973):

$$f(t) = K_s [h + Li(t)] / Li(t) \quad (7.8)$$

Nesta equação, conhecidos os valores de $Li(t)$ e $f(t)$, determinam-se os valores de Ks e h . Através de um modelo não linear, apresentam-se os valores ajustados de Ks e h para um nível de significância de 5 % (Anexo A-5). As hipóteses iniciais do modelo de Green e Ampt, são mais aplicadas às condições onde existe uma boa redistribuição da umidade no perfil do solo. Portanto, nas primeiras simulações de chuva, onde existe maior déficit de umidade, devem ser analisados separadamente. Desta maneira, para determinar os valores de Ks utilizaram-se em cada campanha unicamente os resultados das simulações "ii,iii e iv".

Na Figura 7.2,a retrata-se a variação de Ks (ordenadas), nas parcelas A, B e C, para cada uma das campanhas. Nota-se que existe uma diminuição gradual nos valores médios e nos intervalos de variação para as três primeiras campanhas (ciclo de inverno completo e plantio de verão). Este comportamento sazonal está ligado principalmente ao tipo de preparo do solo, que condiciona a estrutura, a porosidade e compactação superficial nas *terra roxa estruturada*. O desenvolvimento radicular dos cultivos, condicionado pela relação carbono/nitrogênio (C/N), e o efeito expansivo das frações de argila, desempenham um rol secundário (Castro, comunicação pessoal, 1995).

Na primeira campanha o valor mediano foi próximo aos 36 mm/h, com um intervalo amplo de 24 a 61 mm/h. Na fase de maturação da cultura de inverno (campanha 2) o valor médio e o valor mediano estão na ordem dos 27 mm/h, com intervalo entre mínimo de 16 mm/h e máximo de 38 mm/h, sem contar com um valor atípico cujo resultado foi muito baixo. Já no plantio de verão (campanha 3) os valores caem quase pela metade (mediana de 14 mm/h) e um intervalo muito estreito, entre os 12 e 17 mm/h. Logo, deste comportamento decrescente de Ks , o solo parece recuperar-se na quarta campanha, com um valor mediano próximo aos 32 mm/h, e com um intervalo de mínimo e máximo maior também (23 a 45 mm/h).

Estes resultados, que tomam somente as três últimas simulações de chuva, são comparados com os coeficientes de escoamento (C) da Tabela 7.7, obtidos nas respectivas campanhas e apresentados na Figura 7.2,b. Nesta figura o "I" representa os resultados das duas primeiras campanhas e, portanto, é indicador de uma cultura de inverno. O rótulo "V" indica os resultados das duas últimas campanhas, correspondentes à cultura de verão. Em termos gerais, para $Ks \geq 10$ mm/h e $C \leq 60$ %, pode-se observar uma relação inversa entre Ks e C para a cultura de inverno. Para valores de Ks próximos aos 60 mm/h (plantio da cultura de inverno), o coeficiente de escoamento não ultrapassa os 10 %. No entanto, existem heterogeneidades entre as parcelas A,B e C, que podem produzir neste mesmo período um comportamento oposto, mantendo a relação inversa entre Ks e C .

Na fase de maturação da cultura de inverno, os coeficientes C crescem moderadamente e as condutivades hidráulicas diminuem com esta relação. Isto possivelmente é uma combinação entre as práticas agrícolas usadas no plantio (sub-solador) e a densidade radicular da aveia e/ou trigo, deixando o solo cada vez mais denso e menos rugosa a sua superfície, o que propicia um aumento na capacidade de escoamento superficial. O comportamento de verão apresenta uma tendência diferente, principalmente pelos resultados da quarta campanha. O aumento de C nesta campanha informa uma característica particular, e que ressalta pelo também aumento aparente de K_s . Existe nesta campanha uma superposição de efeitos devido a dificuldades na simulação (Castro, comunicação pessoal, 1995), acumulação de restos de soja na superfície, umidades antecedentes altas e um potencial crescimento de macroporosidade frequente nesta época. Com estes limitantes, a formulação de Green e Ampt em (7.8) falha e deve ser re-avaliado conforme as taxas finais de infiltração dada uma intensidade de chuva específica.

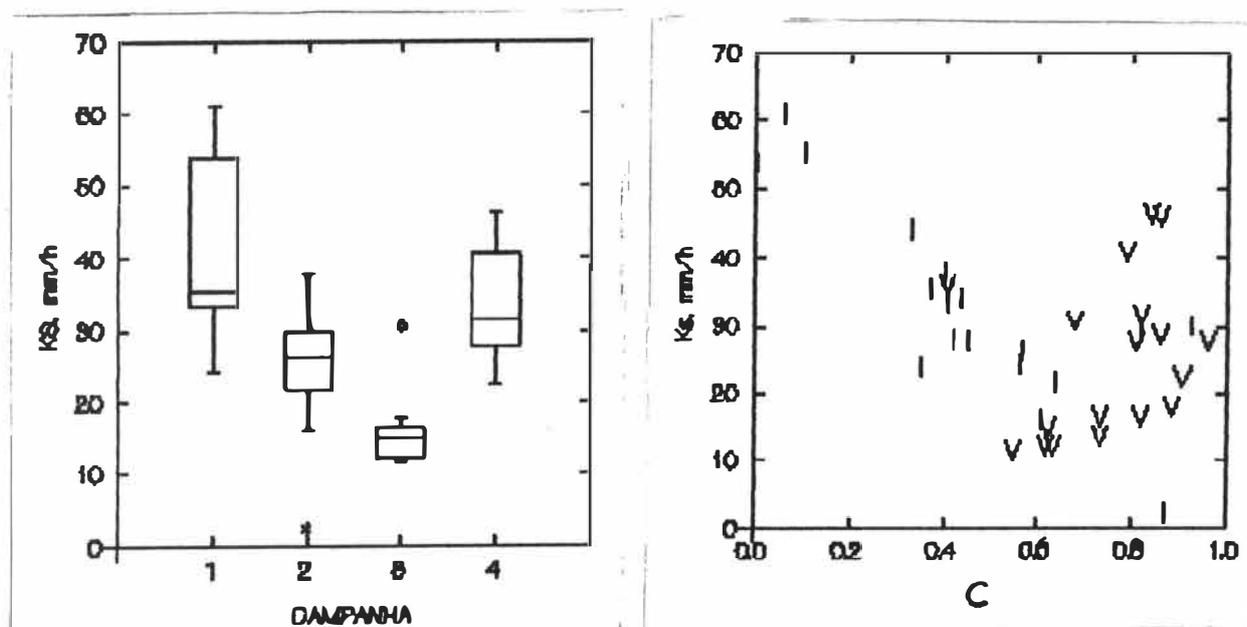


Figura 7.2: Variação temporal de K_s (a); relação de K_s com C para o ciclo de inverno-subsolador (I) e verão-grade aradora (V)

Cabe destacar que estes resultados revelam as tendências sazonais de "uma mesma unidade elementar" da área do Anfiteatro. Devido aos resultados de variabilidade espacial informados no Capítulo 6, é de esperar diferenças significativas para lugares diferentes da vertente. No caso das

microparcelas de simulação A, B e C, elas se situaram fora da área côncava próxima à foz do Anfiteatro e próximo aos dois primeiros terraços. Desta maneira, a variação temporal de K_s deve ser vista de modo "relativo" ao lugar dentro da vertente e ao sub-grupo característico de K_s , dentre os vários sub-grupos possíveis e discutidos no Capítulo 6, em função da atividade agrícola/antrópica. Assim, estes valores servem para ter uma estimativa preliminar da evolução temporal do meio sub-superficial relativo às condições locais.

7.3.2 Estado de umidade antecedente, IP_a

Existem na literatura diferentes índices de umidade antecedente. O mais conhecido a expressão:

$$IP_{A_t} = \sum_{i=1}^{i=t} P_i \cdot e^{-k \cdot i} \quad (7.9)$$

sendo IP_{A_t} o índice de umidade antecedente para "t" dias anteriores, P_i é a precipitação total no "i-ésimo" dia, e k uma constante que é obtida das recessões dos hidrogramas (Linsley et al., 1957). O principal problema em aplicar esta fórmula é determinar os valores de "k" e o limite de dias para incluir as chuvas antecedentes, "t". Foi realizada uma comparação entre IP_a e outros índices antecedentes, tendo em conta os teores de umidade das primeiras simulações (Tabela 7.10).

Tabela 7.10: Comparação de diversos índices de umidade antecedente, tomando a média entre as parcelas A, B e C. (Anfiteatro,RS).

Indicadores do estado de umidade	C A M P A N H A			
	1	2	3	4
$\langle Lim \rangle_i$, mm	39,1	18,2	22,5	12,6
$\langle \theta \rangle_i$, %	36,0	30,6	38,9*	41,0*
$\langle \Delta \theta \rangle_{i-ii:iv}$, %	+3,6**	+13,2**	+4,8**	+0,4**
$IP_a(k=0,8;10 \text{ dias})$, mm	-	-	0,2*	11,0*
$(P_i - Etp_i)_{10}$, mm	-0,4**	-25,0**	-18,3**	+15,4**
$(P_i - Etp_i)_{30}$, mm	-20,8	-26,5	-84,5	+69,1

* ; **: pares de valores relacionados;
 "-": valores não significativos

O teor médio de umidade para a primeira simulação, $\langle \theta(i) \rangle$, apresenta uma certa concordância com o índice de precipitação antecedente de 10 dias, $IP_{A_{10}}$; no entanto valores baixos de umidade

correlaciona-se com índices nulos. A mudança de umidade no perfil do solo entre o início e o fim das quatro simulações, $\langle \Delta \theta \rangle_{i-ii:iv}$, apresenta uma relação com o balanço entre o total de chuvas e as correspondentes ETPd nos 10 dias prévios, $\sum(P_i - Etp_i)_{10}$. Quanto maior for este índice, menor é a mudança temporal de umidade. Comparando este último indicador com o balanço de 30 dias, ambos somatórios apresentam a mesma tendência com relação à tendência de $\langle \Delta \theta \rangle$. Com esta evidência, pode-se dizer que, para a micro-escala, a estimativa de IPa para um período prévio de 10 dias mostra-se satisfatório.

7.3.3 Limites de iniciação de escoamento

A geração de escoamento em sub-bacias embutidas depende da combinação das variáveis de estado junto as precipitações. Elas compõem um padrão natural, próprio de cada região, e para cada tamanho de bacia, no qual o escoamento é produzido. *De Boer*(1992) e *Sidle et al* (1994) têm estudado o escoamento em sub-bacias embutidas, encontrando que o processo de geração de lâmina em excesso apresenta características difíceis de serem extrapoladas quando se deixa de lado esta combinação entrada-estado. A análise evento-após-evento se faz necessário devido as grandes diferenças encontradas até em tormentas pertencentes a um mesmo regime sazonal.

No período agosto de 1992 até setembro de 1993, o Projeto Potiribú monitorou quatro áreas embutidas: uma microparcela de 1 m² localizada dentro da vertente do Anfiteatro e as três sub-bacias antes mencionadas (Anfiteatro, Donato e Turcato). Cabe esclarecer que esta microparcela têm características similares às usadas nas campanhas de simulação, no entanto ela está submetida ao regime natural de chuva. A cobertura e preparo do solo na microparcela é representativa da vertente do Anfiteatro (Figura 5.9). Os volumes de escoamento da microparcela de 1 m² foram determinados em períodos chuvosos cujas características aparecem na Tabela do Anexo A-6. Paralelamente, nas três sub-bacias foram estimados os volumes de escoamento direto produzidos pelas tormentas respectivas e determinados os valores de escoamento máximo específico. Para a microparcela adotou-se um IPA de $k=0,8$, devido às boas condições de drenagem interno da superfície do Anfiteatro.

Considerando uma bacia a nível concentrado, um aumento tanto na precipitação como no estado antecedente de umidade favorece o início do escoamento. Desta maneira, o limite para o início de escoamento superficial (*UES*) para as unidades menores (microparcela e Anfiteatro) é diferente do limite de escoamento em canal (*UEC*) produzido nas sub-bacias menores (Donato e Turcato). A diferença entre ambos é devido à transferência das perdas iniciais, segundo o estado de umidade e rugosidade da superfície e o grau de intensidade do evento chuvoso.

A medida que aumenta a área da unidade estudada podem ocorrer vários cenários, conforme a unidade de estudo de partida (neste caso 1 m²). Existe também influência no desenvolvimento da geomorfologia, da topologia da rede de drenagem e a dinâmica sazonal da rugosidade, tanto na superfície da bacias como em seus canais. Assim, com frequência existe um "quebre" na determinação destes limites, ou seja um tamanho ou um intervalo de tamanhos de sub-bacias embutidas na qual existe uma maior mistura de eventos com e sem geração de escoamento significativo.

Os gráficos de limite de escoamento delimitam duas regiões: uma sem escoamento -Q(não)- e outra com escoamento -Q(sim)-. Para a microparcela, o *UES* apresenta um comportamento assintótico para baixos valores de precipitação (Figura 7.3,a). Para chuvas menores que 10 mm, pode-se esperar a formação de escoamento superficial para chuvas antecedentes maiores a 8 mm. No outro extremo, para chuvas maiores que 40 mm milímetros, e *IPAs* maiores a 2 mm, existe uma forte evidência de escoamento superficial.

Por outro lado, considerando a vertente completa do Anfiteatro (Figura 7.3,b), existe um comportamento similar para chuvas menores que 5 mm e um grande intervalo de estados de umidade. Se bem, as vertentes são fontes efêmeras enquanto à escoamento de base, existe uma redistribuição da umidade no meio não saturado dos horizontes sub-superficiais destas áreas elementares. A acumulação de umidade nas partes baixas, perto da foz da vertente, propicia uma transmissão de umidade mais dinâmica através do "efeito pistão" ('throughflow', discutido no capítulo 4). Assim, para valores de umidade antecedente próximos a 2 mm. e chuvas maiores a 10 mm, há uma clara evidência de *UES*. Já para chuvas maiores a 30 mm, o início do escoamento é altamente provável, quase independente do estado inicial (Figura 7.3,b).

Na sub-bacia do Donato é difícil estabelecer em forma determinística o *UEC*² (Figura 7.4,a), devido a conformação em planta da bacia. Ela têm duas cabeceiras importantes, as quais percorrem uma distância média de quase 1000 metros até o exutório, enquanto a terceira vertente, localizada entre os canais anteriores têm e 450 metros que a separam da foz. Esta pequena vertente representa menos do 10 % da área total do Donato, mas com planta convergente, o suficiente para produzir escoamentos rápidos e registrados no linígrafo do Donato. Nesta pequena área vertente, , a redistribuição da umidade nas encostas próximas aos canais (Figura 7.5,a) está limitada pela descontinuidade das camadas superficiais de solo e afloramento do horizonte C e R(regolito), que permite a existência de escoamento de base mais permanente que no Anfiteatro.

²: Foram testados vários valores de (e^{-k}) para o Donato e Turcato. Enquanto à identificação de *UEC*, os parâmetros que deram os resultados mais satisfatórios foram igual a 0,8 e 0,95, respectivamente.

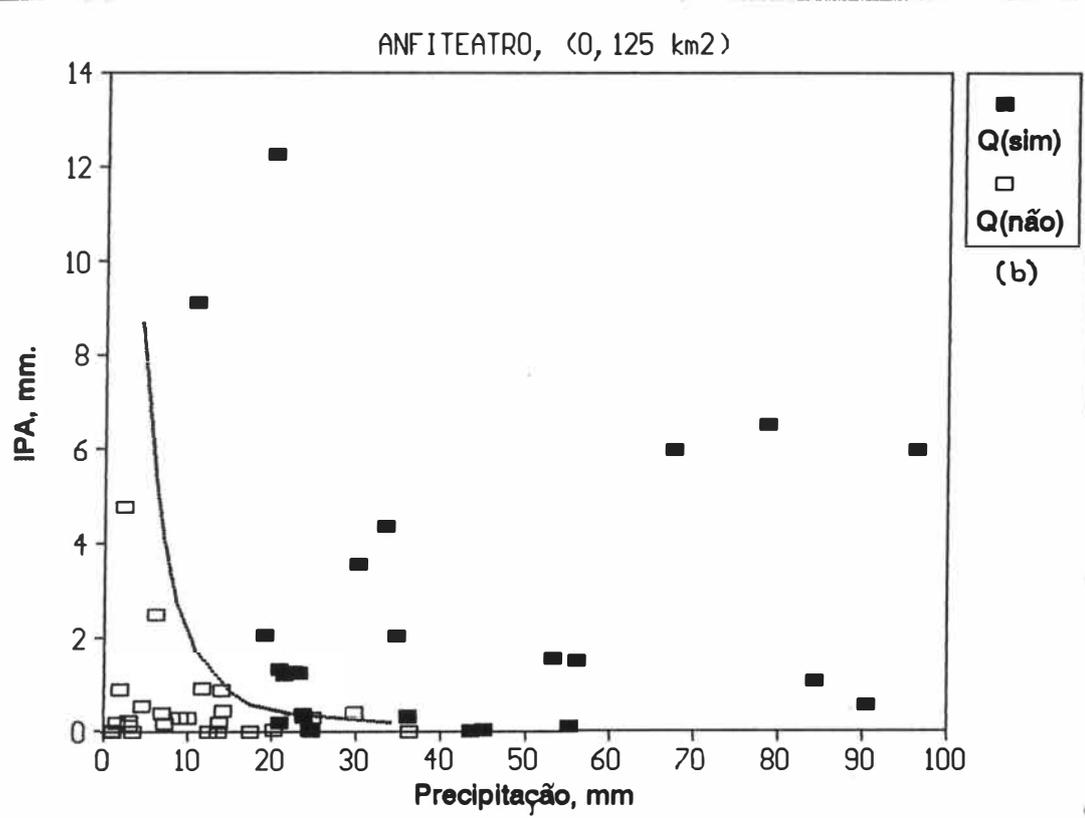
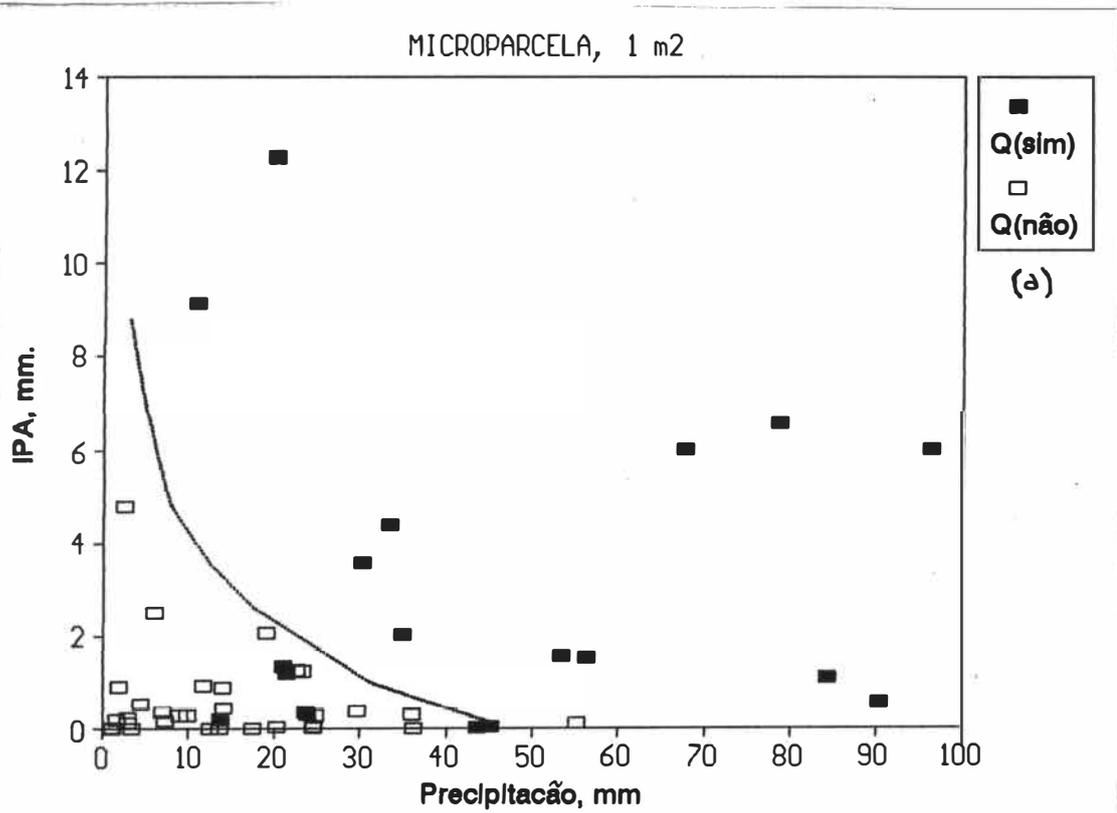


Figura 7.3: Limites de geração em função de *Ipa* para a) Microparcela de 1m², b) Anfiteatro

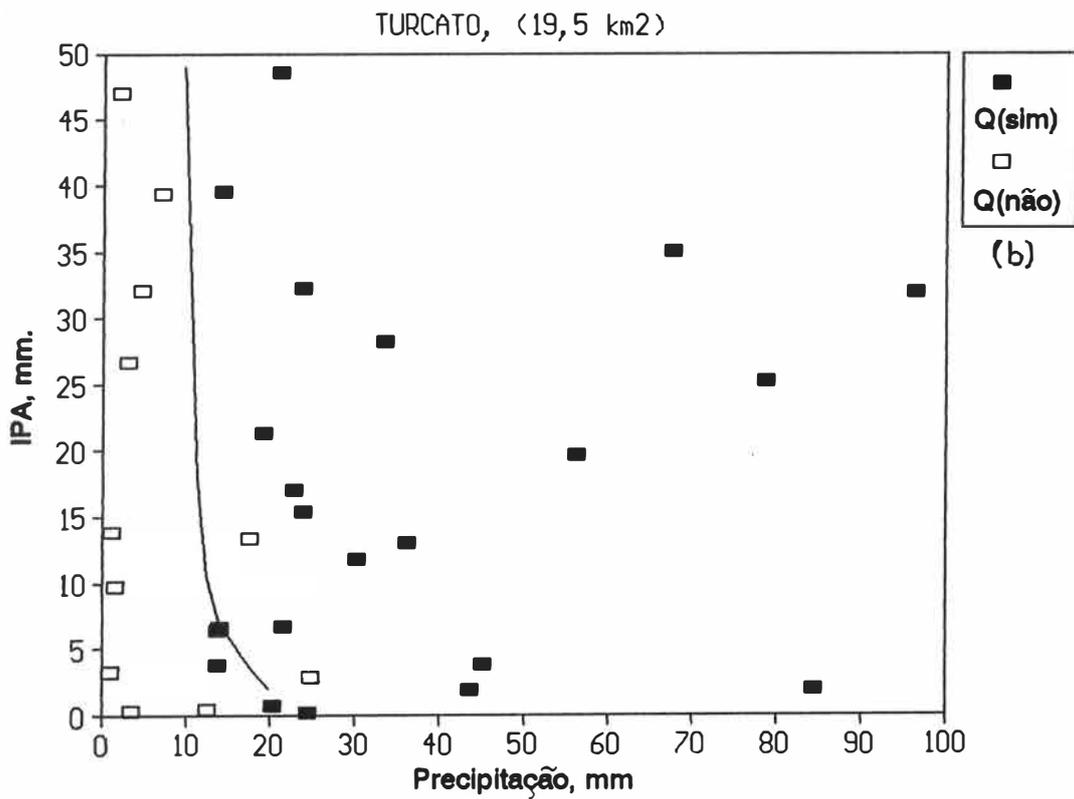
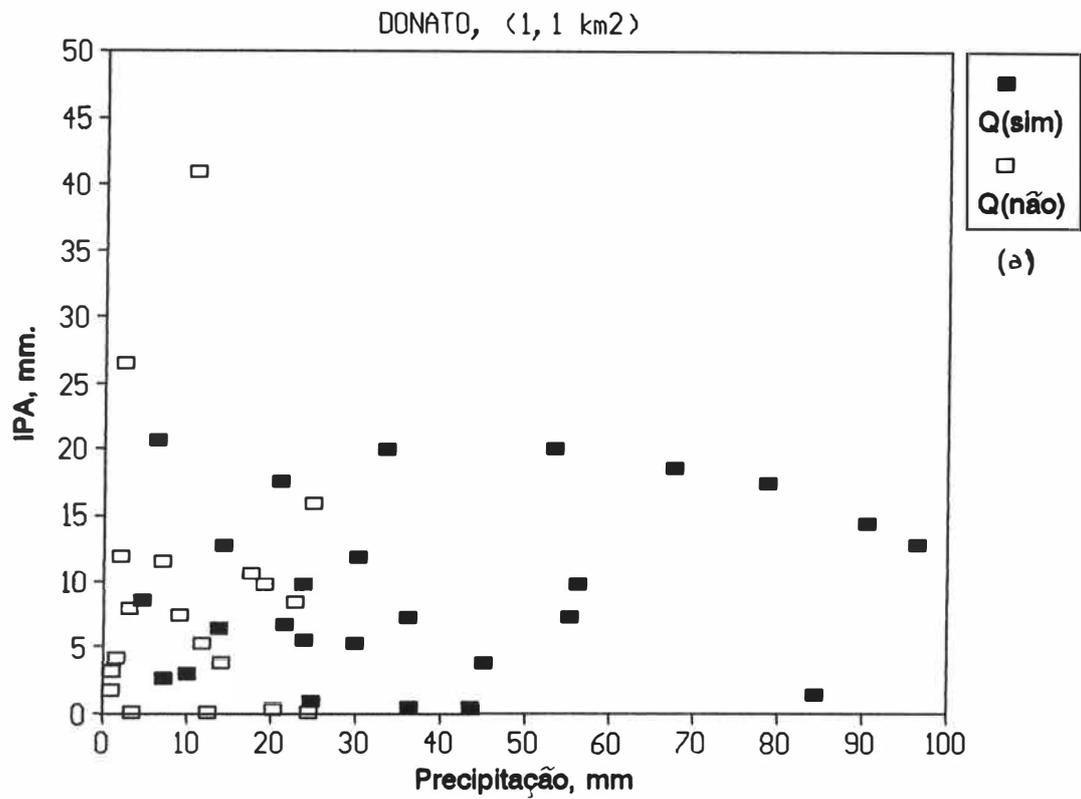


Figura 7.4: Limites de geração em função de *Ipa* para a) Donato, b) Turcato

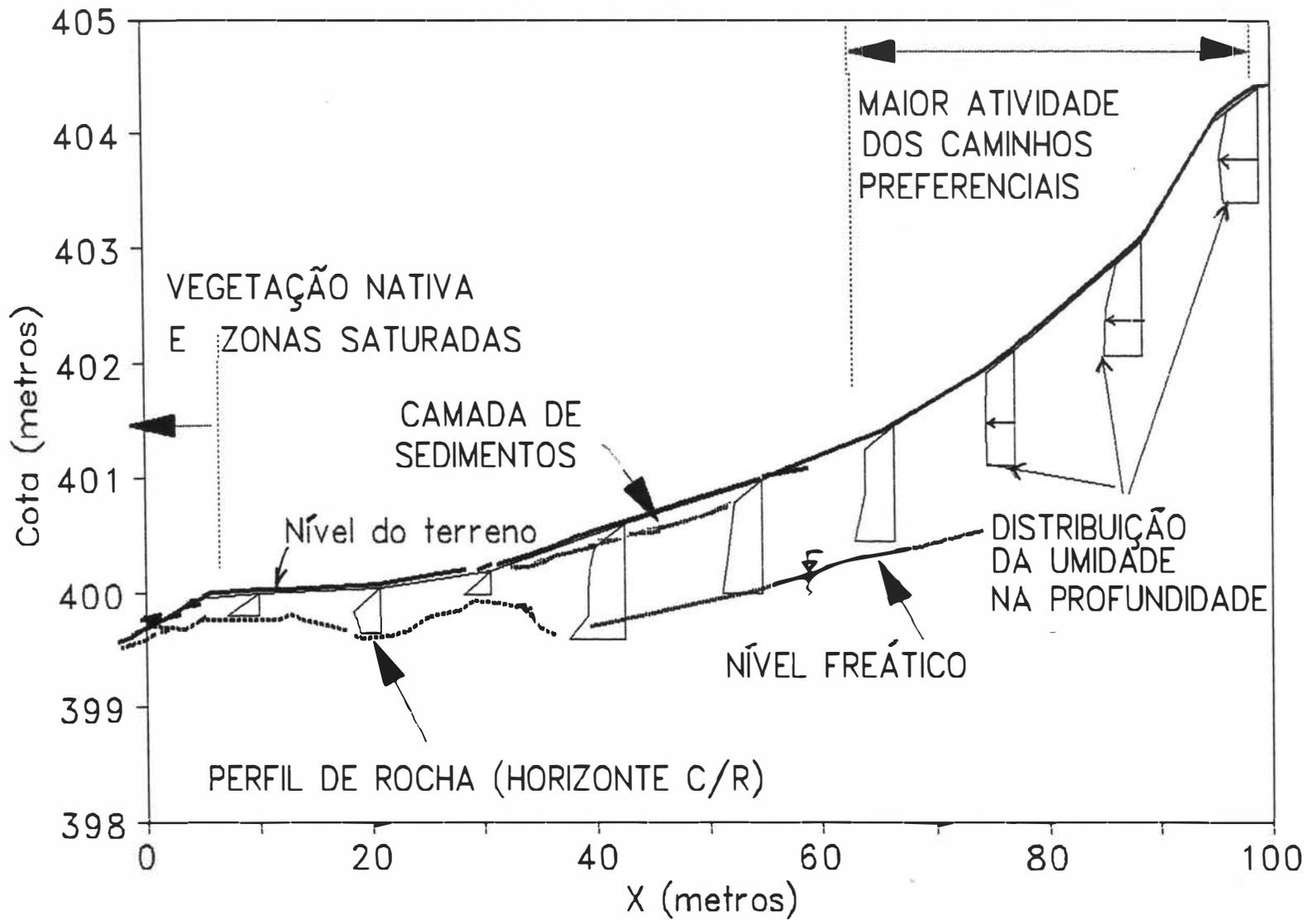


Figura 7.5,a: Dinâmica da vertente próxima à foz do Donato (dezembro de 1994)

O grau de obstrução nos dois canais maiores do Donato (um que vem da vertente do Anfiteatro e o outro da vertente denominada Antonino) também superpõe os eventos com e sem escoamento significativo. Isto faz que a translação de uma pequena onda de escoamento dentro da calha pode se amortecer, re-infiltrar ou ficar retida nas depressões naturais (Figura 7.5,b). Assim, os tempos de resposta de cada um dos canais principais do Donato podem ter, para uma mesma cheia, contribuições diferentes na saída. A existência de um padrão de voçoroca no canal que vem desde o Anfiteatro (Figura 7.5,c) aumenta as diferenças das vazões produzidas nos canais do Donato.

Nesta sub-bacia do Donato onde são marcadamente superpostos os "efeito bacia" e "efeito canal", e onde a hierarquização da sua rede de drenagem não está totalmente desenvolvida e, por outro, a sua superfície de captação é pequena, um *IPA* único não consegue retratar a interação entre vários limites *UES/UEC*. Um indicador alternativo de umidade antecedente que integra tanto a re-distribuição da umidade espacialmente e que pode ser determinado na seção de controle da bacia é o escoamento de base é o escoamento de base antecedente ao evento chuvoso (Q_{b_i}).

Com o uso de Q_{b_i} a discriminação de *UEC* é notória (Figura 7.6,a), com pouca mistura de casos das regiões com e sem escoamento. Para $Q_{b_i} \cong 8$ litros/seg e $P \geq 10$ mm, e para $Q_{b_i} = 1$ litro/seg e $P \geq 30$ mm existe escoamento significativo nesta bacia de $1,1 \text{ km}^2$. Este último valor conclui a possibilidade da existência de limites para $P \geq 30$ mm no Anfiteatro e Donato. Isto não implica que necessariamente existe geração de escoamento em parcelas elementares. Estas últimas dependem da natureza do solo e da sua cobertura no momento das chuvas, dado que as perdas iniciais nos micro-sistemas é mais evidente.

Na bacia do Turcato a diferença entre o uso de um índice relacionada às chuvas antecedentes (Figura 7.4,b) ou um indicador do nível de base inicial (Figura 7.6,b) não apresenta diferenças significativas para $P \leq 10$ mm, sendo que em ambas o comportamento se faz quase assintótico ao eixo da variável de estado. A maior diferença está para $P \geq 10$ mm. Enquanto o *IPa* é menos sensível à mudança de umidade "dentro" da bacia, o nível de base captura e integra as diferenças de redistribuição espacial da umidade e em superfícies elementares diferentes. Salienta-se que o Turcato têm maior percentagem de áreas alagadas, de pastagem e a área urbana de Pejuçara, o que influi no seu comportamento hidrológico.

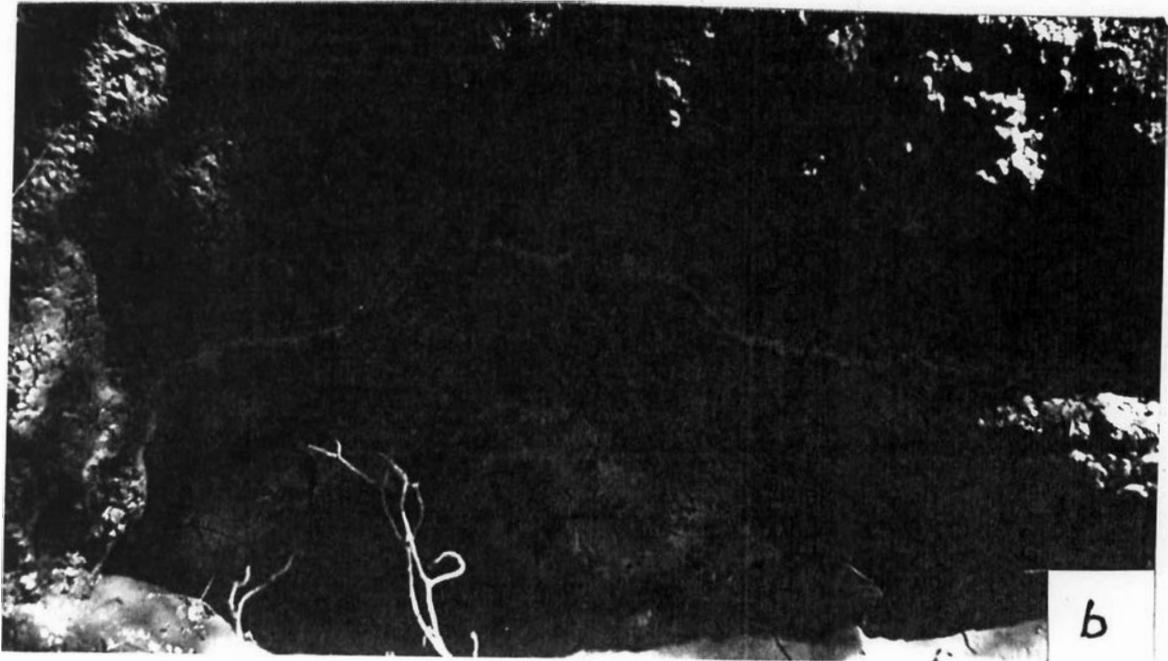


Figura 7.5: b) obstruções nos canais do Donato, c) padrão de voçoroca num canal do Donato.

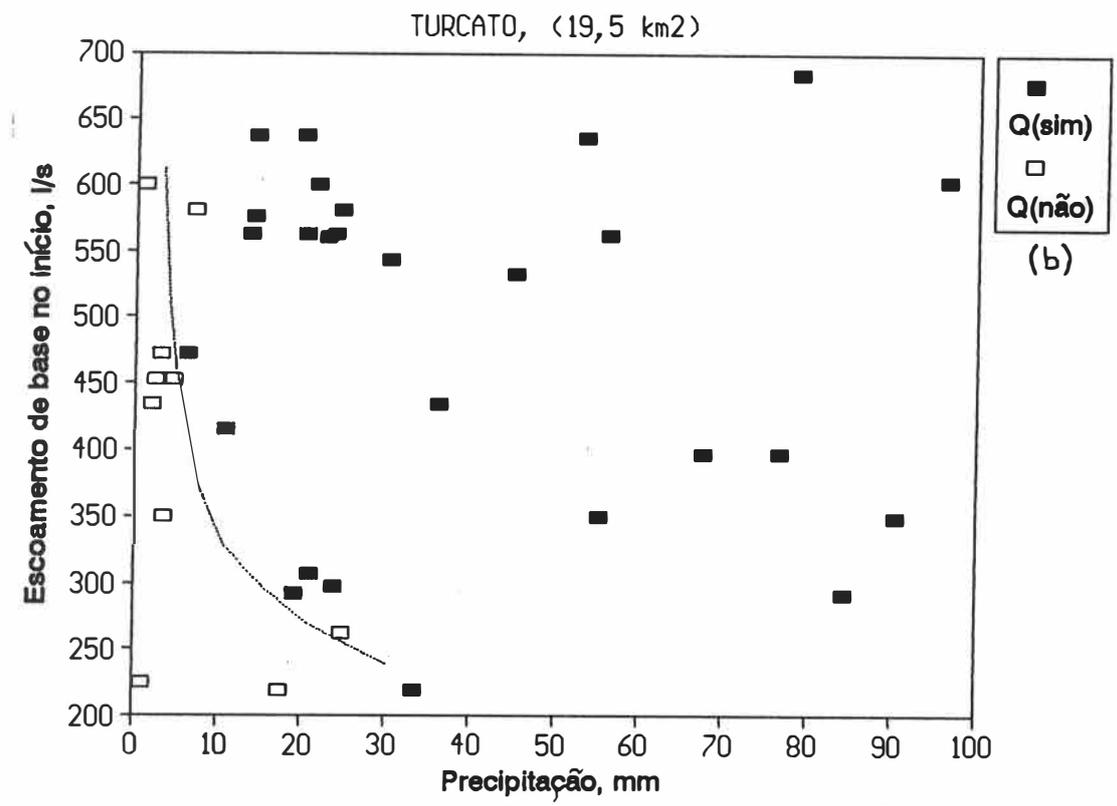
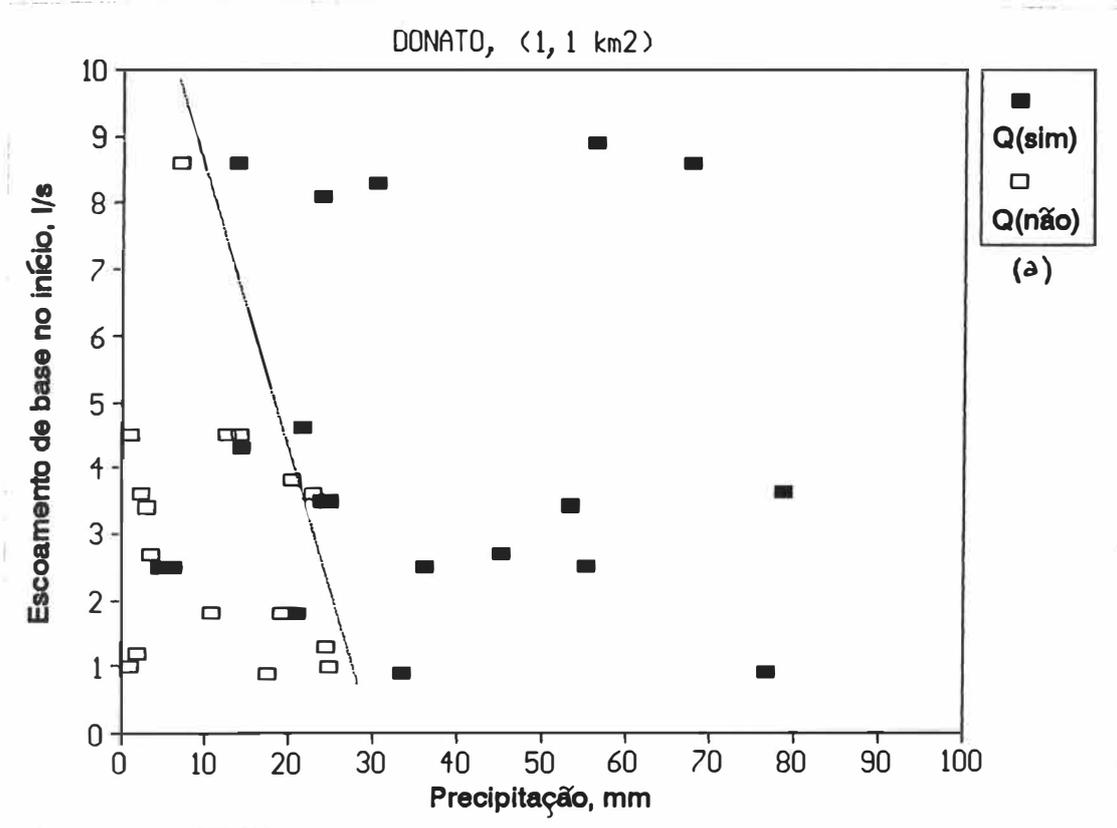


Figura 7.6: Limites de geração em função de Q_{bi} para a) Donato , b) Turcato

No Turcato, para Qb_i próximo aos 600 litros/seg, a existência do UEC é evidente para $P \geq 10$ mm, sendo que este comportamento é quase uniforme até um valor de $Qbi = 350$ litros/seg. Só a partir daí o UEC evidencia uma relação inversa entre escoamento de base e precipitação total, que demonstra nessa faixa de variação um possível déficit hídrico, significativo na bacia. Ante a existência de várias zonas alagadas na bacia do Turcato, este limite de 350 litros/segundo no escoamento de base permitiria indicar uma segunda evidência: as áreas inundadas próximas à foz do Turcato manifestam um déficit significativo para valores menores a este valor, o que se expressa através de uma relação quase linear entre as precipitações e estado antecedente da bacia.

A escolha do indicador apropriado de condições antecedentes depende do desempenho em identificar situações com e sem escoamento significativo. Na comparação visual vemos que o IPa para a Microparcela e Anfiteatro, apresenta uma "flexibilidade" para explicar as assíntotas potenciais das Figuras 7.3,a e 7.3,b . Por outro lado, o escoamento de base no Turcato também demonstra esta capacidade. No entanto, a sub-bacia do Donato consegue melhorar a separação de casos ("com" e "sem"), através de um comportamento linear. Isto evidencia que a combinação entre IPa e Qb_i possa dar um resultado mais robusto nesta últimas sub-bacia, de tamanho intermediário entre uma bacia como o Turcato e uma vertente da ordem do Anfiteatro.

7.3.4 Variação espacial da capacidade de escoamento

Os limites de escoamento UES e UEC não indicam quantitativamente a percentagem de chuva que escoar para cada combinação "entrada-estado" no sistema. No entanto, eles fornecem informação das singularidades do processo de escoamento num balanço hídrico a curto prazo ($BHCP$) como no caso do evento chuvoso. Por isso devem ser retratados os eventos por separado, fazendo uma comparação "inter-bacias" durante eventos comuns. Nas sub-bacias estudadas, o período de monitoramento foi caracterizado por quatro sub-períodos comuns: i) 21/08-21/09/92; ii) 01/10-28/10/92; iii) 07/01-21/02/93; e iv) 08/06-10/07/93. Conjuntamente, foram monitorados os escoamentos na microparcela experimental.

No primeiro sub-período (fase de crescimento da cultura de inverno), o evento de 21/08/92 significa num valor alto do coeficiente de escoamento (C) da parcela, acima de 80 % (Figura 7.7). Nos dias 30/08 e 01/09/92 a percentagem do volume escoado oscila entre 0 e 5 % para as quatro sub-bacias. Logo após, as chuvas do 11/09, 18/09 e 22/09/92 produzem um aumento na capacidade de escoamento para quase 35 a 40 % na Microparcela, 12 e 24 % no Anfiteatro, 1 e 8 % no Donato e 2 e 8 % no Turcato. Excetuando o evento chuvoso do 01/09, em todas elas o Donato apresenta o menor coeficiente de escoamento. O valor de C têm um decaimento no sentido Microparcela - Donato, mas ele sempre aumenta para a bacia do Turcato. Este

comportamento evidencia o papel que desempenham as áreas alagadas do Turcato (Figura 7.11) na produção de escoamento significativo. Também, é evidente a falta de eficiência hidráulica do Donato. Neste período as precipitações totais oscilaram entre 13,6 e 55,2 mm e os IPa (Microparcela) de 0 a 3,6 mm. de chuvas antecedentes.

O segundo sub-período é caracterizado por uma fase menos úmida no início, IPa oscila entre 0 e 0,4 mm, e chuvas de lâminas moderadas a baixas (7,0-22,7 mm). A percentagem de chuva escoada nos eventos se reduz consideravelmente com relação ao sub-período anterior, ficando entre 0 e 3 % para os quatro primeiros eventos (Figura 7.8). O evento chuvoso do 24/10/92 (o quinto nesta seqüência) têm uma lâmina total de 96,4 mm e um IPa (Micr.) acumulado de 6,0 mm. Repete-se o padrão da variação do C nas áreas menores, com um máximo de quase 15 % na Microparcela e um mínimo 6 % no Donato, aumentado para um valor maior que 11 % na sub-bacia do Turcato. Este evento representa um valor alto, no evento seguinte, do 28/10/92, os coeficientes para as quatro sub-bacias embutidas variaram entre 0 e 4 %.

Isto é um claro indício de progressivo déficit hídrico. As precipitações totais para outubro desse ano foram próximas a 186 mm, sendo um valor acima da média mensal para a região de Cruz Alta (Chevallier, 1991). Mas a metade dessa chuva mensal ocorreu no evento do dia 24 ! A diminuição espacial de C em todas as sub-bacias indica a sensibilidade destes sistemas ante uma má distribuição temporal das precipitações.

Estes dois primeiros sub-períodos são caracterizados por uma grande variabilidade vazões de base iniciais (Q_{b_i}) nas duas sub-bacias maiores. Q_{b_i} variam entre 2,5 a 9,0 l/s para o Donato e entre 520 a 620 l/s para o Turcato. Entre o dia 21/08 e 11/09/92 fica marcada uma diminuição progressiva das vazões de base, alcançando nesta última data um mínimo de 520 l/s para o Turcato.

O terceiro sub-período (07/01-21/02/93) é caracterizado por um verão chuvoso. As precipitações em janeiro totalizaram 244 mm, que supera marcadamente a média mensal para Cruz Alta, próxima a 130 mm. Estas precipitações são distribuídas moderadamente nos primeiros dezoito dias de janeiro, com P próxima dos 136 mm acumulados. Assim, nos eventos chuvosos do 07/01 e 14/01/92, os coeficientes de escoamento variaram num intervalo de 0 a 3 % nas sub-bacias, sendo que no 14/01 o Donato apresenta um C máximo próximo aos 7 % (Figura 7.9), quebrando a tendência retratada nos sub-períodos anteriores. No dia 17/01, o C (Microparcela) têm um máximo de 34 %, ficando na ordem dos coeficientes de escoamento encontrados no mês de setembro de 1992. Neste evento a precipitação total é de 67,6 mm, num intervalo de 20 horas, e o IPa (Micr.)= 6,0 mm.

A intensidade média deste evento é de 3,4 mm/h, e foi dividida em dois eventos sub-seqüentes. O primeiro deles com uma intensidade média de 7,8 mm/h, com duração de 8 horas. Este evento apresentou um aumento progressivo do C no sentido crescente da área (Anfiteatro-Donato-Turcato). Devido a que ETP_d para este período é maior que os 5 mm diários, as maiores perdas são produzidas na escala de vertente de cabeceira onde existe um maior déficit hídrico. Por outro lado, para as precipitações grandes como a do 17/01 as áreas ativas do Donato e Turcato mostram uma tendência similar aos eventos produzidos nos sub-períodos do inverno e primavera anteriores (sub-períodos um e dois).

No evento do 25/01 volta a se produzir precipitações altas ($P=90,6$ mm) com $IPa(\text{Micr})$ baixo, de 0,6 mm. Estas chuvas acontecem através de eventos complexos, com lâminas muito dispare (entre 2 mm e 54,7 mm) a nível de sub-evento. A Microparcela têm um C próximo aos 25 %, e caindo para o resto das sub-bacias onde oscila entre 2 e 3,5 %, sendo o máximo registrado no Turcato e o mínimo no Donato. O dia 31/01 ocorre um evento isolado com lâmina total de 10,8 mm, durante 4 horas e meia. Como o $IPa(\text{Micr})$ é próximo aos 9,0 mm, o coeficiente desta microparcela é quase 28 % do total da chuva. Nas outras sub-bacias, o C é quase 0 % no Anfiteatro e 2 % no Turcato. No 21/02, o C da microparcela fica próxima aos 24 % e os coeficientes das outras bacias não superam 3 %. Esta queda abrupta no C é comportamento característico de verão, onde as perdas iniciais são grandes e, uma vez começado o escoamento, a propagação das perdas na superfície e nos canais também aumentam.

No mês de fevereiro (precipitação total de 70 mm) está identificado uma clara diminuição da vazão de base inicial que vai 1,5 a 1 l/s no Donato e de 430 a 220 l/s no Turcato, onde está identificado uma mudança no UEC desta última, para Qb_i menores 350 l/s (Figura 7.6,b). A partir do 05/03/93 fica evidenciado um aumento no Qb_i para as duas maiores sub-bacias, alcançando valores próximos a 3,5 l/s e 450 l/s, para o Donato e Turcato respectivamente. Isto se deve ao aumento significativo nas chuvas, com um valor próximo aos 210 mm. No entanto, as relações de verão aqui discutidas não abarcam a alternância completa de úmido-seco-úmido que caracterizam aos meses de janeiro, fevereiro e março de 1993, mas revelam a dificuldade de encontrar um padrão de escoamento único para um período de verão.

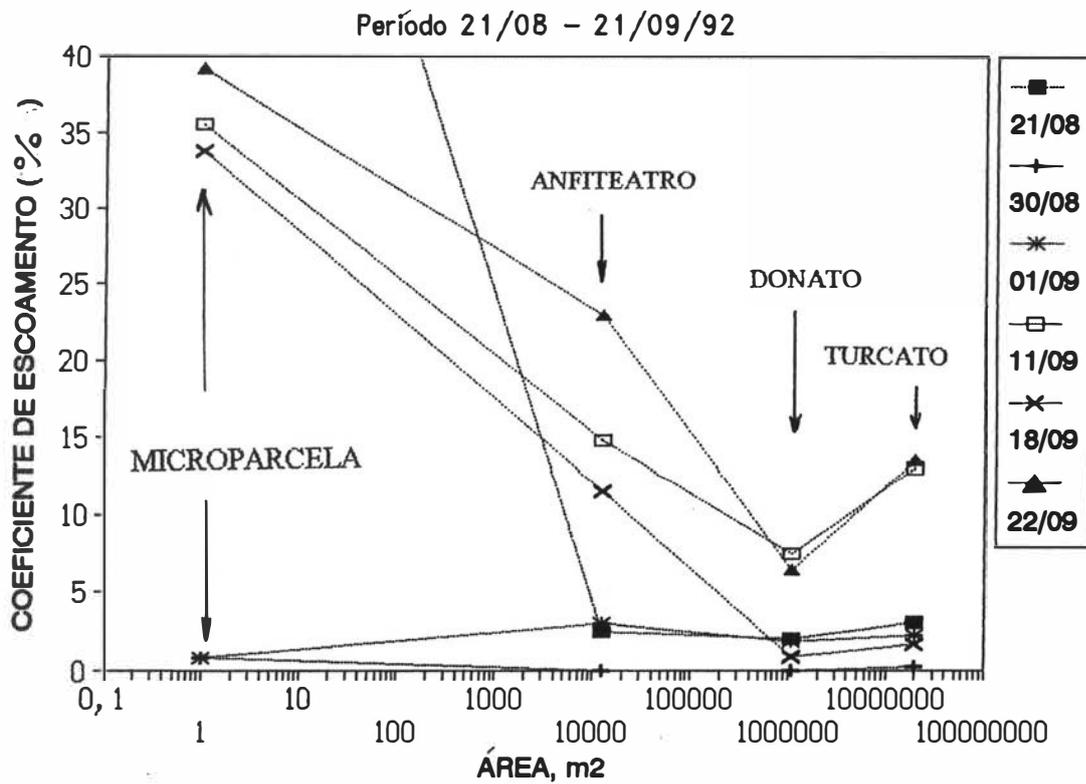


Figura 7.7: Primer sub-período de análise do coeficiente de escoamento

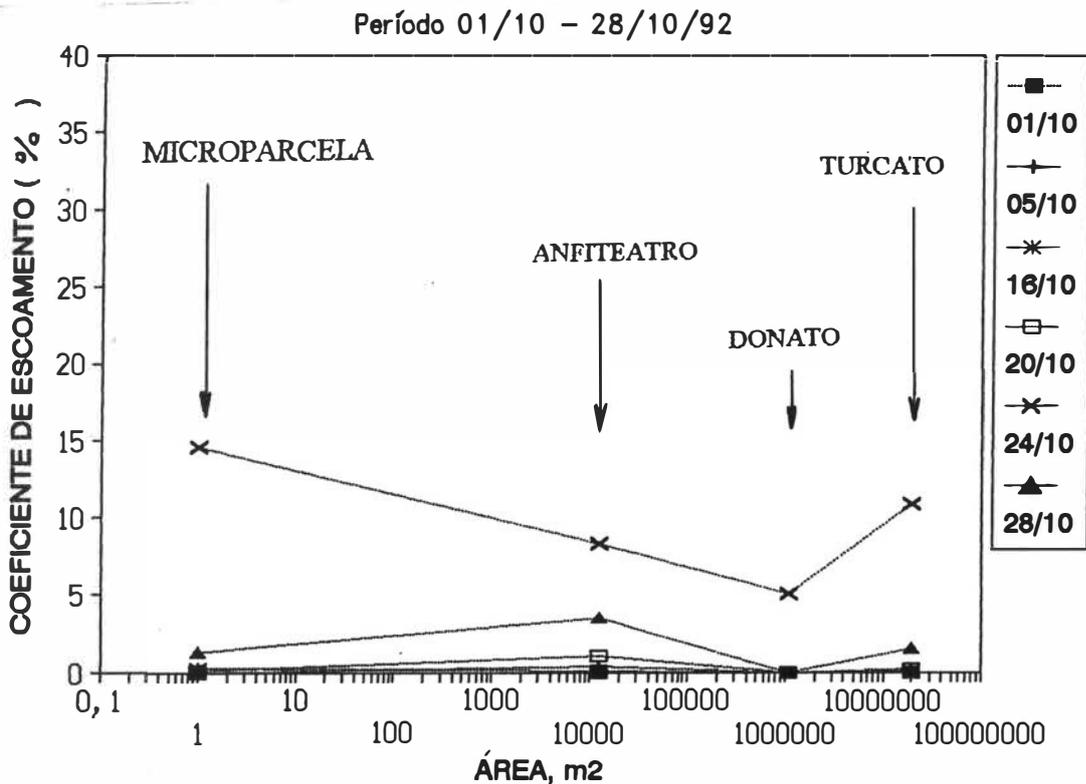


Figura 7.8: Segundo sub-período de análise do coeficiente de escoamento

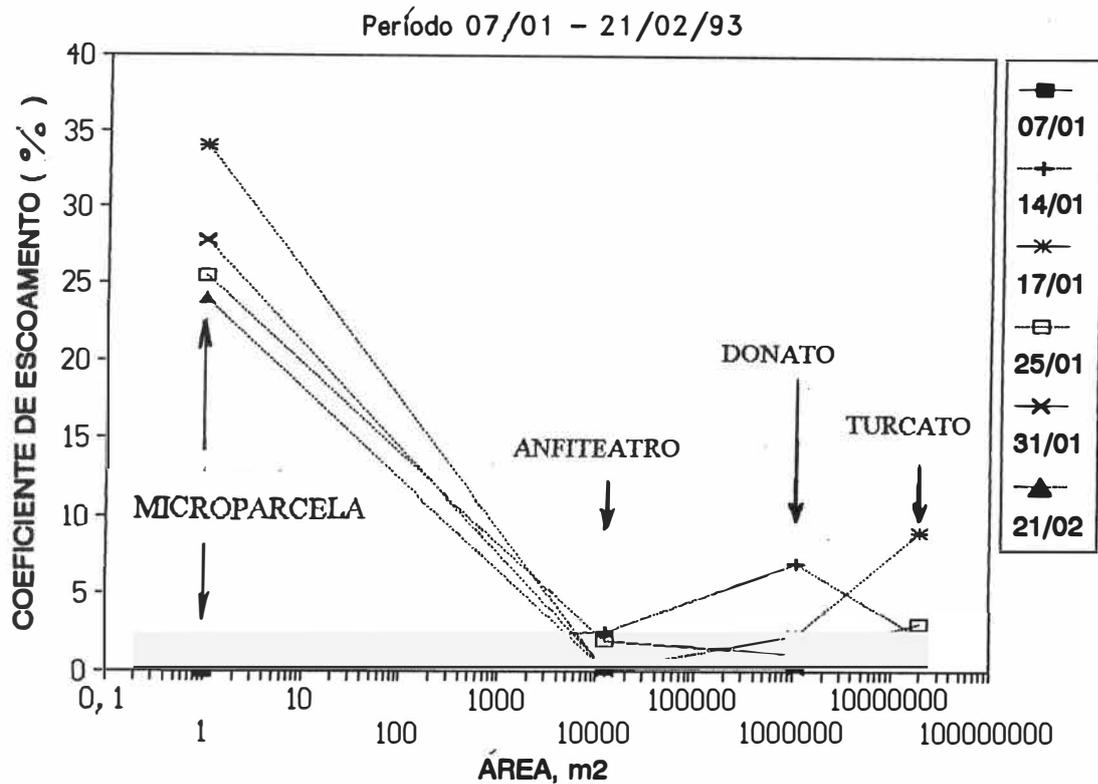


Figura 7.9: Terceiro sub-período de análise do coeficiente de escoamento

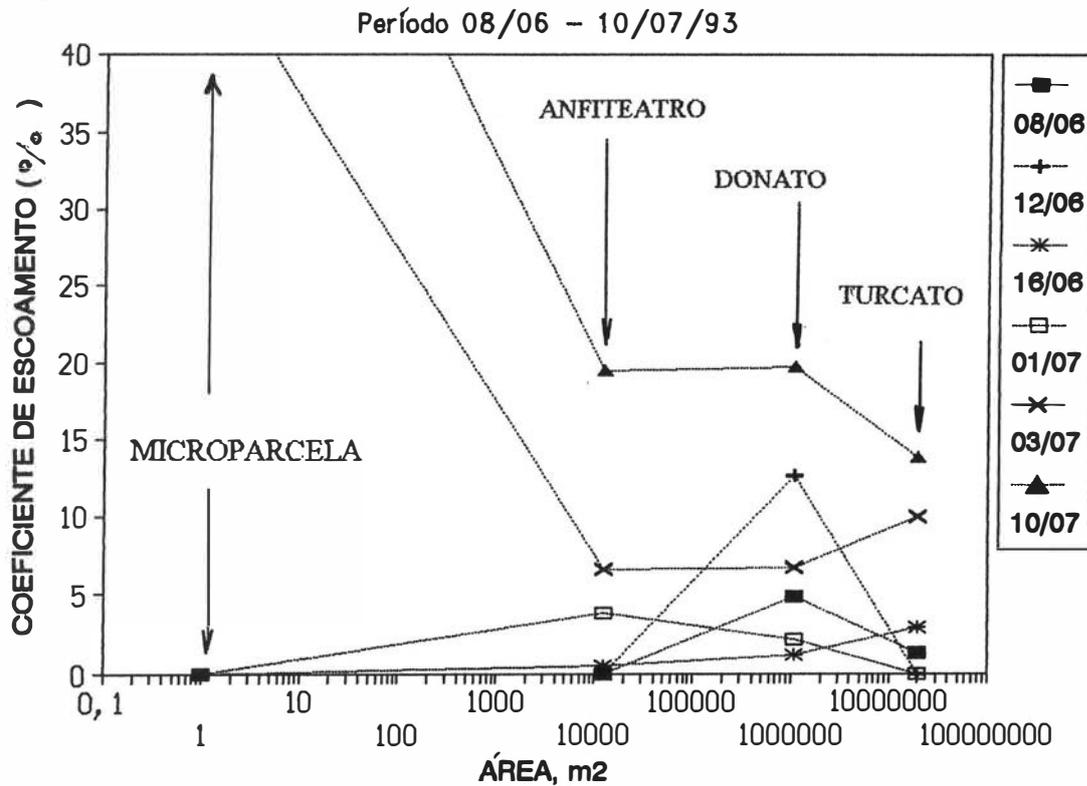


Figura 7.10: Quarto sub-período de análise do coeficiente de escoamento

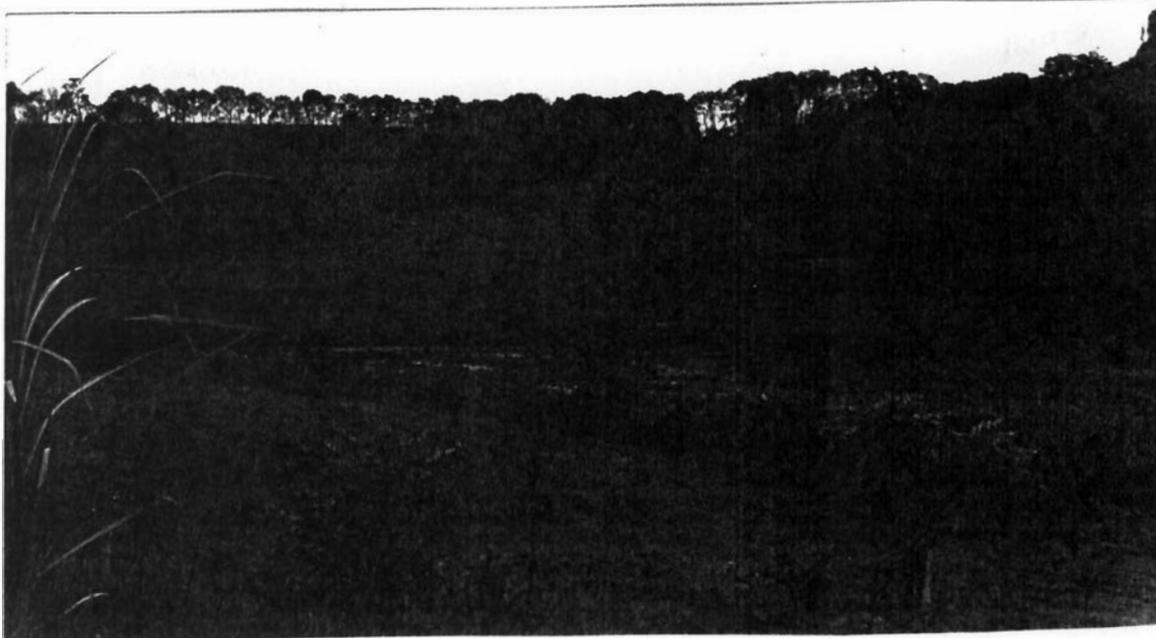


Figura 7.11: Detalhe de uma das áreas alagadas da bacia do Arroio Turcato, RS



Figura 7.12: Remoção dos horizontes superficiais no plantio da aveia em maio no Anfiteatro, RS.

O quarto sub-período analisado corresponde ao inverno de 1993, no qual são distinguidos duas etapas: uma que vai do 08/06 ao 10/07/93, mais úmida, e a outra do 17/07 ao 18/09/93, mais seca. Os coeficientes de escoamento analisados são para a primeira etapa (Figura 7.10). O mês de junho está muito influenciado pelo preparo dos solos para as culturas de inverno (trigo/aveia) e é onde existe uma maior remoção superficial (Figura 7.12), o que incide no aumento das perdas por infiltração na microescala. Nos eventos chuvosos do 08/06, 12/06 e 16/06, as precipitações totais variam entre 4,5 a 36,1 mm., com $IPa(Micr)$ 0,3 a 2,5 mm. Isto se localiza na parte de "não escoamento" para os *UES* da Microparcela e Anfiteatro, e com Qb_i que variam entre 2,5 a 3,2 l/s para o Donato e 430 a 470 l/s no Turcato, onde existem os limites de *UEC* para as respectivas sub-bacias. O comportamento do Donato nos dois primeiros eventos, *C* variando entre 5 e 13 %, cujos valores são maiores aos do Turcato inclusive. Este comportamento muda a partir do 16/06, onde se encontra um padrão crescente de *C* com o aumento da área monitorada. Isto demonstra uma "propagação" dos frentes de umidade da micro para a meso-escala e que alimenta as áreas alagadas semi-permanentes do Turcato.

A partir do 01/07, existe uma maior saturação sub-superficial no Anfiteatro que recupera sua capacidade normal de escoamento e, ante uma chuva de 24,7 mm, produz *C* máximo areal de 4 %. No dia 03/07, ocorre uma precipitação de 78,7 mm com índice de precipitação antecedente alto ($IPa=6,5$ mm) o que aumenta *C* para valores maiores a 40 % para a microparcela e próximo a 11 % no Turcato. Estes valores muito próximos são devidos a que os frentes de saturação do Anfiteatro e Donato se movimentam em forma similar durante um dia sem chuva entre os eventos, e na tormenta do 03/07 ambos produzem valores próximos de *C*. No evento complexo do dia 10/07, precipitam 57 mm, estando um Qb_i de 670 l/s no Turcato (valor alto), o que produz um *C* maior a 14 % nesta sub-bacia. Neste evento, a distribuição espacial do *C* têm um comportamento decrescente com a área (*C* maior a 80 % para a micro-escala, passando por um platô próximo aos 20 % na escala de vertente e da sub-bacia de segunda ordem do Donato, para chegar aos 14 % da meso-escala do Turcato). Isto indica uma curva espacial do *C* num limite máximo, com uma desprezível "mudança" no mecanismo do Donato, que liga os efeitos "bacia" e "canal".

Logo dessas datas, o número de eventos e as lâminas de precipitação e escoamento diminuem progressivamente durante o resto de julho e, por completo, no mês de agosto de 1993. Para distinguir este comportamento durante um ano completo, resta indicar qual foi o comportamento das variáveis de estado nas sub-bacias maiores. Ao plotar o Qb_i do Donato versus o Qb_i do Turcato para todos os sub-períodos, observam-se grupos distintivos (Figura 7.13,a). Os primeiros dois sub-períodos (17/08/92 - 28/10/92) indica um regime de inverno-primaveira típico na região estudada, com escoamentos de base altos para as duas sub-bacias, com uma leve maior

variabilidade no Donato, própria de uma bacia de baixa ordem. Por outro lado, no verão de 1993, se diferencia marcadamente do inverno, e os escoamentos de base iniciais médios para ambas sub-bacias caem à metade dos valores médios para uma época de inverno. No entanto, a fase de verão indica uma maior variabilidade por parte do Turcato, onde existe uma maior influência do déficit das áreas inundadas.

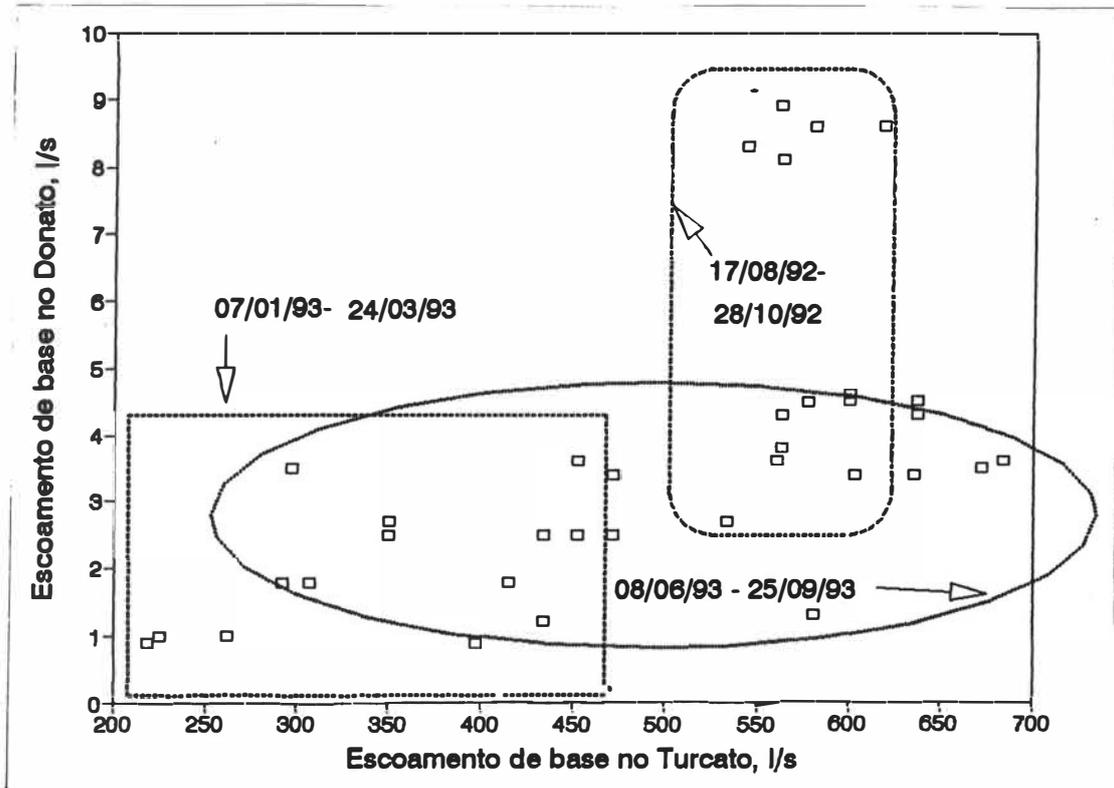


Figura 7.13a: Os regimes de descarga com antecedência aos eventos chuvosos.

Na Figura 7.13,b observa-se a comparação entre as vazões iniciais divididas pelas áreas correspondentes através da expressão: $[(Qb_i / A)]_D / [(Qb_i / A)]_T$, sendo "D" e "T" o Donato e Turcato, respectivamente. Isto é uma comparação direta entre as lâminas de base sendo produzidas pelas duas bacias antes da ocorrência dos eventos analisados. Na figura aparecem quatro situações diferentes enquanto à produção de escoamento: i) com escoamento nas duas bacias ($D > 0$, $T > 0$); ii) com escoamento só no Turcato ($D = 0$, $T > 0$); sem escoamento nas duas bacias ($D = 0$; $T = 0$) e iv) com escoamento só no Donato ($D > 0$, $T = 0$). Ao crescer os valores de Qb_i do Donato, a relação diminui para valores menores da constante 17,7 (cociente entre as duas áreas) e que traduz uma maior atividade de recarga subterrânea no Turcato em relação ao Donato. Este comportamento, em condições de recessão, indica maior capacidade de regularização de vazões no Turcato.

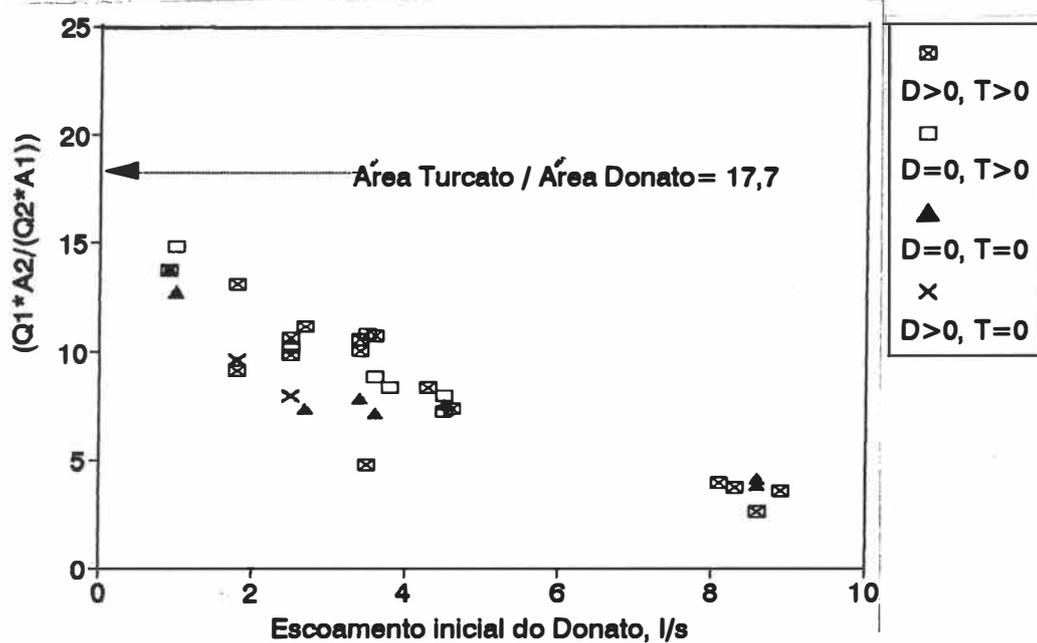


Figura 7.13b: A atividade subterrânea prévia para diferentes condições de escoamento.

No inverno de 1993, alcança-se parcialmente o estado de umidade do ano anterior (Figura 7.13,a) nas duas sub-bacias. Isto é mais evidente no Turcato, para alcançar valores próximos a de verão (Tabela 7.11). Na primeira linha desta tabela aparecem os períodos de análise e na linha seguinte as diferenças de precipitações de 1992 e 1993 para o mencionado período. Na última coluna aparece a diferença para o período total que vai de maio a outubro. É evidente a diferença do regime pluviométrico, que repercute nas respostas das sub-bacias analisadas.

Tabela 7.11: Diferenças nas precipitações 1992-1993 entre maio e outubro .

Período "i"	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Total
$P_{93}^i - P_{92}^i$ (mm)	-390*	-95	+86	-90	-94	-54	- 637

*:As precipitações excepcionais de maio de 1992 estão associadas ao fenômeno de El Niño.

Estes comportamentos deixam evidenciados a alternância de regimes de um ano para outro, condicionado pela atividade de recarga-descarga sub-superficial, dependentes das frações de áreas saturadas e que podem contribuir em maior peso ao escoamento.

7.3.5 Fração de área contribuinte ao escoamento

Os coeficientes de escoamento retratam, a nível concentrado espacial e temporalmente, a eficiência média de uma sub-bacia de produzir escoamento rápido proveniente das precipitações que ocorrem na sua área de captação. No entanto, a diferenciação entre uma “resposta rápida” e uma “resposta lenta” de uma sub-bacia é comumente assumido como uma separação entre as “águas novas” (‘new water’) e as “águas velhas” (‘old or preevent water’). Na prática isto é aplicado na separação da lâmina de escoamento direto (*LES*) e a lâmina de escoamento sub-superficial (*LEB*). A interação entre ambas, durante um evento chuvoso, está inteiramente ligado ao crescimento das áreas saturadas da bacia, onde a geração de escoamento é máxima, e que reside na Hipótese Hewlett-Dunniana de “áreas fontes variáveis”.

Assim, é assumido que existem três reservatórios (Figura 7.14): a) precipitação direta sobre áreas saturadas (incluindo os canais e caminhos preferencias); b) água sub-superficial nas regiões saturadas próximas aos canais e c) água sub-superficial (nas zonas saturadas e não saturadas) nas áreas altas, a montante das zonas próximas aos canais (‘hollows’). A separação das componentes rápida e lenta do hidrograma é suposta como uma interação destes três reservatórios. É assumido que o escoamento dos canais é produzido pela precipitação direta nas áreas saturadas e pela exfiltração das áreas próximas aos canais. Estas áreas (reservatório 2) são alimentadas através das áreas de montante, as quais não estão saturadas plenamente (reservatório 3).

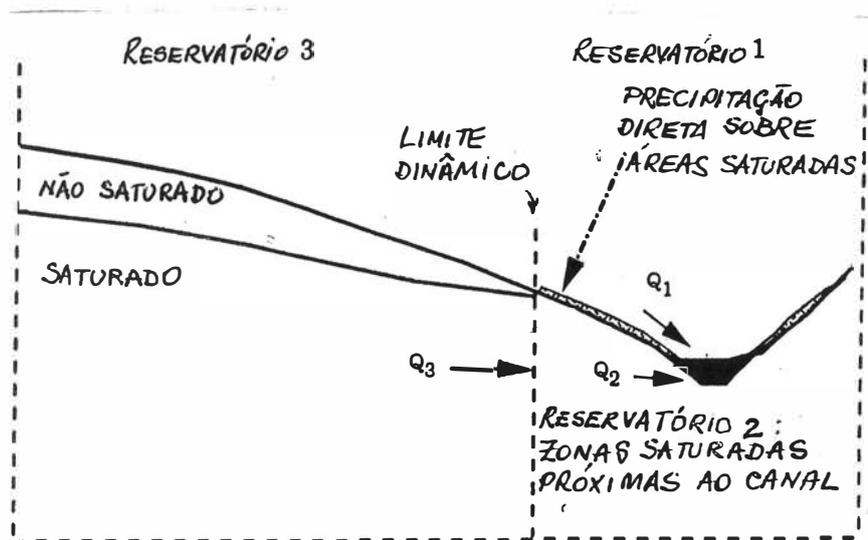


Figura 7.14: Detalhe das áreas de contribuição ao escoamento (Harris et al, 1995)

As precipitações são transladadas, e misturadas, junto ao reservatório 1 (precipitações diretas sobre áreas saturadas) e ao reservatório 2 (áreas de montante), em quantidades que variam em proporção ao crescimento da fração de áreas saturadas (Harris *et al.*, 1995). Estas áreas mudam dinamicamente baseadas nas diferenças entre o preenchimento do reservatório 2 a partir do escoamento de entrada da água sub-superficial a partir do reservatório 3 e descarregam no canal.

Baseados no conceito de área parcial de contribuição (APC), Ben-Asher e Humborg (1992) apresentam um modelo conceitual para prever escoamento em bacias de pequena ordem. A bacia é sub-dividida em unidades elementares e uniformes, e supõe a existência de um limite potencial superior de área contribuinte, A_p , que é uma pequena fração da área total da bacia, A_T . O conceito de APC assume que:

"...a medida que a chuva começa, várias unidades (ou "pixels") ativam-se e geram escoamento..." (Ben-Asher e Humborg, 1992).

Dada uma lâmina de precipitação P , a relação entre o número de unidades ativas $n(P)$, e o número máximo de unidades a ser ativadas potencialmente, N_T , define a Fração de Área contribuinte, Fac . Segundo estes autores, esta fração pode ser modelada através de um decrescimento exponencial:

$$Fac(P) = n(P)/N = 1 - \exp(-r.P) \quad (7.10),$$

sendo $r = d[n(P)]/dP$, ou seja um indicador da taxa de crescimento das áreas parciais de contribuição. Assouline(1994) propõe encontrar "r" através de o uso do limite UES, na forma de:

$$d[Fac(P)]/dP|_{P=UES} = r[\exp(-r.UES)] \quad (7.11).$$

O uso prático da APC reside em que ela fornece um limite superior para o qual a área contribuinte se aproxima assintoticamente. Assim, ela fornece informação sobre o ramo ascendente do hidrograma, entre o início do escoamento e a vazão máxima, que pode ser modelado através do produto da precipitação vezes o desenvolvimento da APC com o tempo. Destaca-se que para cada elemento unitário de geração de escoamento (por exemplo, a microparcela de 1 m²) a resposta hidrológica é função da intensidade da tormenta e com uma geração de escoamento devido a um mecanismo de infiltração -ESI, Hortoniano-.

Por outro lado, na escala de sub-bacia só uma parte dessas unidades elementares contribuem com o seu excesso de escoamento até a foz e, portanto, existe uma certa discrepância entre a "geração local" e a "geração areal" de escoamento (Ben-Asher e Humborg, 1992; De Boer, 1992).

Assim, se VES representa o volume de escoamento superficial gerado arealmente (a nível bacia) e LuE representa a lâmina de escoamento da unidade elementar (microparcela), para uma mesma precipitação P a área de células ativas para cada evento chuvoso vem dado por:

$$Fac(P)_i \cdot A_T = (VES/LuE)_i \quad (7.12),$$

sendo "i" o evento chuvoso analisado. Se dividimos (7.12) pela área total da sub-bacia estudada, isto é equivalente à relação entre coeficientes de escoamento da sub-bacia e da unidade elementar, ou seja

$$LES_b/LuE_e = (LES_b/P)/(LES_e/P) = C_b/C_e = APC_b/100 \quad (7.13).$$

A propriedade desta conversão é que a sua obtenção se faz independente da precipitação. A sua desvantagem é que por um lado postula um número fixo de áreas potencialmente ativas, N , e, portanto, não leva em consideração as condições de umidade antecedente, IPa , e a sazonalidade do ciclo ao longo do ano todo. Por outro, a fração de área parcial de contribuição têm um valor mínimo quando se assume que a geração de escoamento nas unidades potencialmente ativas é máximo. Isto é, a lâmina gerada nas microparcelas é igual à precipitação, $LES_e = P$ (Dickinson e Whiteley, 1970), que é igual ao coeficiente de escoamento da sub-bacia analisada, $C = LES_b/P$. Portanto é uma extensão dos conceitos de Área Parcial fixa de Betson (1964) e que logo foram generalizadas por Hewlett e Hibbert em 1967, introduzindo os condicionantes para acompanhar a sua dinâmica temporal e espacial (Tabela 7.12).

Tabela 7.12: Valores de área contribuinte (Dickinson e Whiteley, 1970).

Área da bacia, km ²	Características	Área Contribuinte
0,015	Pastagem + 2 % de banhados	Valor médio: 4,6 % *
0,020	Solo nú, sem vegetação	Valor médio: 85,8 % *
0,019	Explorações intensas de gado.	Intervalo: 5 - 20 %
1000 - 1500	Condições de degelo	Intervalo: 20 - 60 %
0,460	Florestas	Intervalo: 1,2-3,0 %
24,	Agricultura + cauces intermitentes	Valor mediano: 2,2 %, intervalo: 0,2-40 %
28,	Agricultura + cauces perennes	Valor mediano: 2,7 % intervalo: 0,5- 8 %

*: Reportados por Betson(1964)

Observa-se que as faixas de valores de áreas de contribuição são bastantes amplos, variando segundo o tamanho, a cobertura e o uso da bacia. Portanto, a sua estimativa precisa de dados observados "in situ". Assim, na aplicação do conceito de *APC* em sub-bacias embutidas, deve ser respeitada a hipótese de "*unidades geradoras comparáveis*". Isto é, que podem ser analisada de forma conjunta se previamente são separadas as frações de cada sub-bacia que contribuem, com seu respectivo coeficiente de escoamento com o tipo de cobertura e/ou uso de solo esta fração representa. Se C_e é o coeficiente de escoamento da unidade elementar (neste caso a microparcela de 1 m²), o coeficiente da sub-bacia " j ", C_b^j , é uma combinação linear das coberturas diferentes, ponderado pela área que ocupam na superfície total da sub-bacia, ficando:

$$C_b^j(\text{valor medido}) = C_1.Af_1 + C_2.Af_2 + \dots + C_n.Af_n \quad (7.14),$$

sendo C_1, C_2, \dots, C_n os coeficientes de escoamento das coberturas 1, 2, ..., n, e Af_1, Af_2, \dots, Af_n as percentagens de área que cada uma delas representa.

Como as bacias são embutidas, uma dessas coberturas tem características similares à unidade elementar de geração (neste trabalho é usado o sub-índice "1" para identificar a cobertura a ser comparada). Desta maneira, os coeficientes de escoamento são corrigidos para a cobertura comum das sub-bacias, isto é:

$$C_j^j(\text{estimado}) = [C_b^j - (C_2.Af_2 + \dots + C_n.Af_n)] / A_1 = [C_b^j / A_1 - \text{Const.}] \quad (7.15)$$

Todas as incertezas da estimativa do coeficiente de escoamento são transferidas à fração de cobertura específica. As coberturas encontradas nas sub-bacias do Arroio Turcato foram as apresentadas na Tabela 5.3, do Capítulo 5. No Turcato as áreas de pastagem informadas nessa tabela localizam-se geralmente nas regiões baixas e alagadas dos canais principais. Portanto, nos lugares de vegetação com mata ciliar ("capão"), e sempre que existam zonas contíguas de baixa declividade superficial, é praticada a cria de gado (Figura 7.15).



Figura 7.15: Áreas de pastagem próximas às áreas ativas do Turcato, RS

Na sub-bacia do Turcato, a percentagem de área impermeável (8%) é representada pela localidade de Pejuçara. Nas ruas existe pavimento com macadame, sem capa asfáltica na maioria do traçado urbano. As edificações apresentam muitas superfícies livres, com pouca densidade de construção. Através de estimativas do coeficiente C apresentados por *McCuen* (1989) e *Tucci* (1993) adota-se para as áreas urbanas, solo nú, vegetação densa e pastagem os valores de 40, 30, 10 e 28 %, respectivamente. Com esses coeficientes e as percentagens informadas na Tabela 5.3, o C_I (estimado) para as três sub-bacias tem as seguintes expressões:

$$C_I^A = [(C_b^A / 97) - 0,003],$$

$$C_I^D = [(C_b^D / 83) - 0,022],$$

$$C_I^T = [(C_b^T / 67) - 0,136] \quad (7.16),$$

expressos em percentagem. C_b^j indica o coeficiente de escoamento observado na sub-bacia "j". Os supraíndices "A", "D" e "T", correspondem a Anfiteatro, Donato e Turcato respectivamente. Aplicando (7.16) para as três sub-bacias, obtemos os numeradores da equação 7.13, isto é os " C_b " representativos às sub-bacias maiores. Os denominadores são os coeficientes C observados durante as mesmas chuvas na Microparcela. Multiplicando (7.13) por 100 são determinadas as APC_b para cada sub-bacia.

Nas primeiras ordenadas da Figura 7.16,a e 7.16,b são apresentados os APC_b correspondentes ao período de inverno-primavera e de verão, respectivamente. Nas ordenadas da direita das referidas figuras, são plotados os valores de IPa (Microparcela) e nas abscissas as precipitações totais de cada evento chuvoso. A vantagem deste gráfico é que pode-se estudar o comportamento das áreas de contribuição de escoamento, independente do valor absoluto da área de cada sub-bacia.

O crescimento de APC é diferente para os dois períodos: inverno-primavera com relação ao verão. No período 17/08 - 28/10/92, para a vertente do *Anfiteatro* mostra um comportamento dinâmico para um intervalo muito estreito de precipitações, entre de 15 a 20 mm, onde pode-se ativar até quase um 40 % (5 hectares) da bacia (Tabela 7.13). Esta vertente apresenta uma taxa de crescimento próximo a 1 ha/mm de chuva precipitada¹. Esta área de contribuição é próxima aos 5,6 hectares cobertos pelos três terraços do *Anfiteatro* mais próximos ao exutório (Figura 6.2, Capítulo 6) e onde encontram-se as partes mais côncavas da topografia da vertente. Esta área parcial é onde se encontram os menores valores de condutividade hidráulica saturada, K_s entre 10 e 14 mm/h, com os maiores Índices de *Beven e Kirkby* (1979) entre 5,4 e 8,1. Nesta área predomina a aparição de caminhos preferenciais superficiais (*CPAS*) e, assim, está mais sujeita aos efeitos de saturação contínua nos eventos chuvosos.

Tabela 7.13: Taxas de crescimento de APC (ha/mm) e limites superiores de áreas de contribuição (em percentagem da área da bacia). Entre parêntese aparecem os limites expressos em hectares. Os valores de precipitação (P) estão expressos em milímetros

Sub-bacia	<i>r</i> : taxa de crescimento de APC		$APC_{máx}$	
	Inverno	Verão	Inverno	Verão
<i>Anfiteatro</i>	0,94 se 15<P<20; 0,03 se P>20	0,003 se P < 65; 0,027 se P > 65	58 (7,2)	10 (1,2)
<i>Donato</i>	0,55 se P >12	0,027 se P < 50; 0,239 se P > 50	46 (50,6)	13 (14,0)
<i>Turcato</i>	9,75 se P > 20	4,33 se P > 10 *	*72(1404)	24 (468)

*: Limites aproximados.

¹: A taxa de crescimento "r" vem expressa como o gradiente médio do produto $[n(P).A_T]$ respeito a um crescimento unitário de precipitação, P.

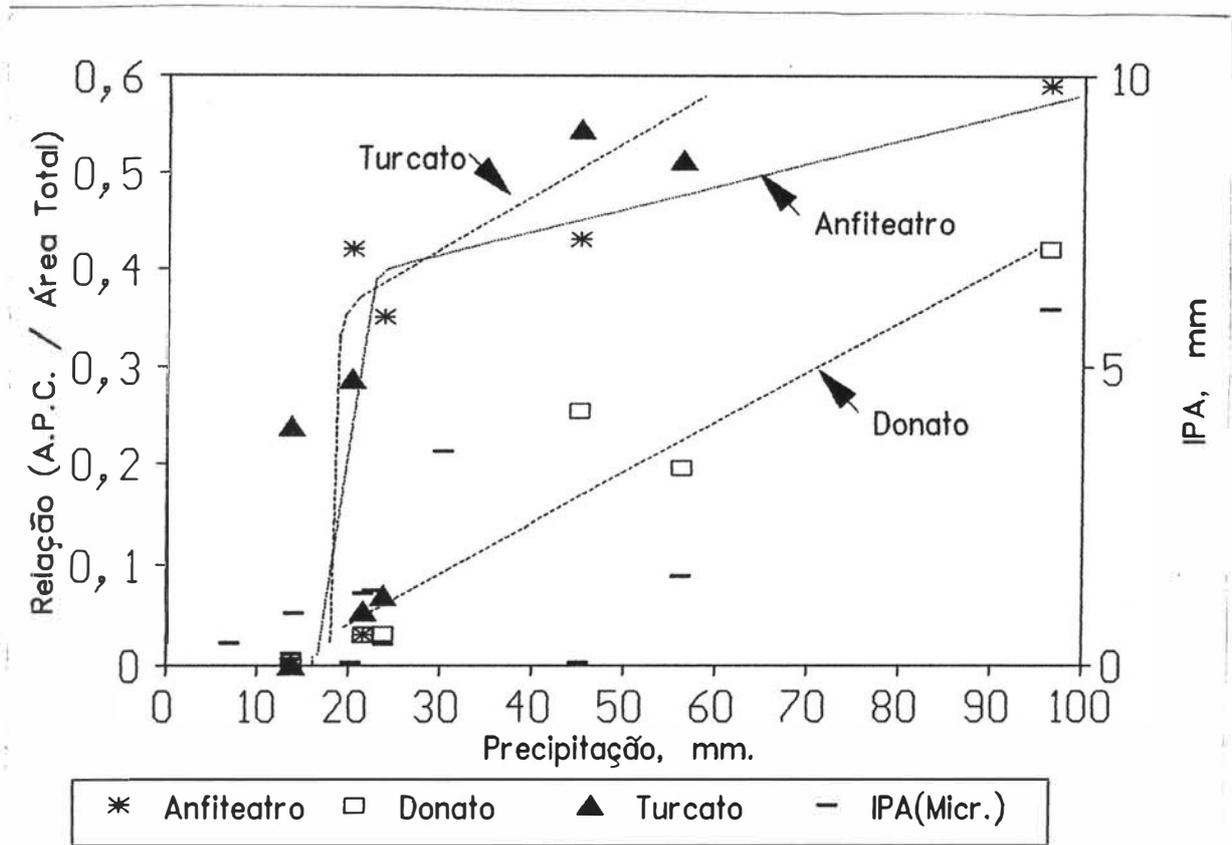


Figura 7.16,a: Relação de APC/Área Total no período de 17/08/92 a 28/10/92

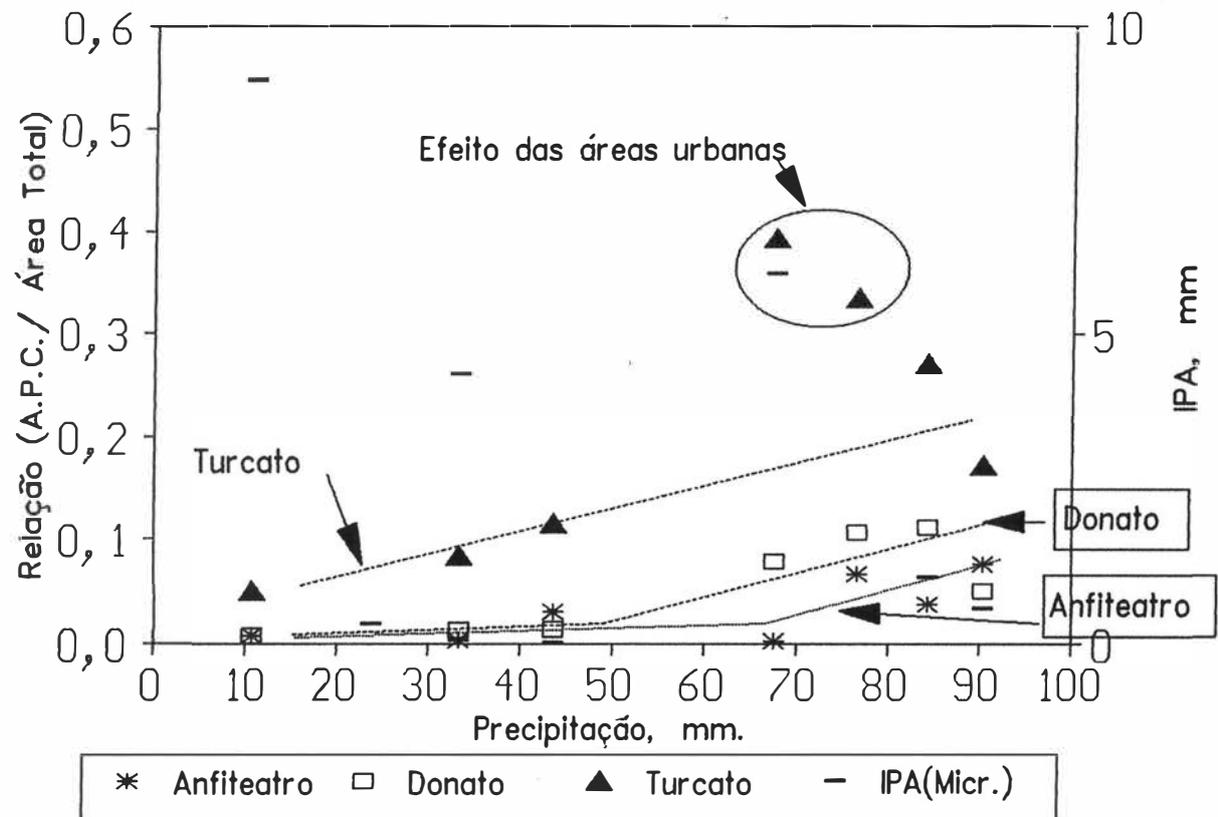


Figura 7.16,b: Relação de APC/Área Total no período de 01/01/93 a 24/03/93

Para as precipitações maiores, existe uma diminuição abrupta na taxa de crescimento de APC do **Anfiteatro**, tendendo a um limite superior próximo aos 7 hectares. Somando aos 5,6 ha anteriores a área parcial existente entre o terceiro e quarto terraço, obtemos um valor de 7,4 hectares, próximo ao limite teórico estimado. Em contrapartida, para as condições de verão, o limite potencial de áreas ativas cai bruscamente para um valor de 10 % da área total (1,25 ha). É próximo a metade da área existente dentro do primeiro terraço, com declividades muito baixas perto de sua foz.

No verão, diferentemente do inverno, os limites de comportamento e as taxas de crescimento são diferentes para o **Anfiteatro**. O crescimento de APC para chuvas menores a 65 mm é de 0,003 ha/mm. Para precipitações maiores a 65 mm, a taxa de crescimento é similar ao encontrado no segundo segmento do inverno para precipitações maiores a 20 mm, o que revela-se uma similaridade para a mesma vertente ante limites de chuva e épocas do ano diferentes.

Para a sub-bacia de segunda ordem do **Donato**, existe um comportamento único para as condições de inverno, e um comportamento misto para o verão, semelhante ao encontrado para o Anfiteatro. No inverno existe um crescimento constante ($r= 0,55$ ha/mm), com um limite superior de 41 % (45,1 ha) da sua área total de captação.

Na contabilidade das áreas fontes do escoamento pode-se somar: a) uma área ativa da vertente do Antonino com topografia, área de captação e áreas côncavas similares ao do Anfiteatro, b) a pequena área vertente próxima à foz do Donato de 1,2 hectares, e c) as áreas riveirinhas, com fortes encostas e preenchidas com vegetação ciliar, que ocupam perto de 17,6 hectares. A soma destas áreas dá um valor de 29 hectares. A diferença significativa entre este último valor e os 45,1 ha de limite teórico pode dever-se a que ao ser sub-bacia de baixa ordem e com características mistas de efeitos "bacia" e "canal", as áreas ativas além da saturação superficial estão estreitamente ligadas a uma não linearidade proveniente da interação canal-escoamento sub-superficial. O escoamento sub-superficial, evidente nas suas vertentes que o compõem, o seu efeito é mais notado na foz da sub-bacia do Donato devido a um maior densidade de drenagem e, portanto, de caminhos preferenciais de fluxo. Entanto a sua capacidade de escoamento (C) pode ser mínima se comparada ao resto das sub-bacias embutidas, a sua atividade interna nos meios saturados e não saturados pode ser mais fortemente desenvolvida a nível espacial.

No ciclo de temperaturas altas de verão, a maior evapotranspiração pode reduzir o limite máximo de áreas ativas a valores próximos aos 13 % (14,3 ha) de sua área. Neste caso a umidade sub-superficial se movimenta em direção às encostas próximas aos canais, onde a vegetação nativa se desenvolve em abundância. É provável que nem todos os volumes de água gerados nas áreas

ativas longe da foz (caso do Antonino e Anfiteatro) cheguem até o exutório do Donato, devido ao aumento das perdas destas lâminas em percurso, onde existem diferentes obstáculos e armazenamentos extras para satisfazer. Isto faz com que a taxa de crescimento das *APC* seja próxima ao da vertente do Anfiteatro (0,027 ha/mm), mas devido ao deslocamento da frente de umidade, é preciso um limite de precipitação menor ($P= 50$ mm) para acontecer uma mudança de comportamento e passar a um crescimento de quase um quarto de hectare por milímetro de chuva.

No *Turcato* as características espaciais de geração de escoamento mudam com relação às sub-bacias cabeceiras e de segunda ordem. Nesta bacia as áreas baixas, periodicamente inundáveis, correspondem a quase 18 % da sua superfície. As áreas urbanas de Pejuçara (8%) tem saída à canais de primeira ordem, e os 6 % de áreas de capão, junto às margens dos arroios, estão distribuídos de acordo às explorações rurais. Em condições de inverno, um primeiro limite de áreas de contribuição é próximo à soma destes percentuais (32%), para um limite entre 15 e 20 mm de precipitação (Figura 7.17). A singularidade da primeira parte da curva da Figura 7.16,a concorda com o indicador do *UEC* da Figura 7.6,b. Quando as precipitações superam o *UEC* de 10 a 15 mm, as áreas de contribuição do Turcato ativam-se de forma rápida para novos volumes de chuva precipitada, o que origina esse aumento abrupto das *APC* da Figura 7.16,a. A partir daí o crescimento é uniforme ($r= 9,75$ ha/mm), sendo igualmente maior que os das sub-bacias menores. O limite máximo estimado é próximo dos 72 % (1400 ha) para o inverno.

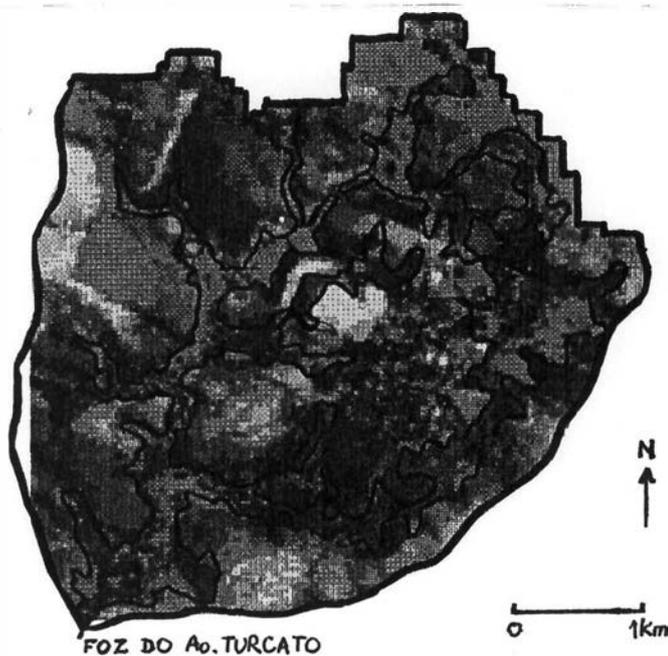


Figura 7.17: Áreas baixas do Turcato, RS (a partir de composição colorida de imagem Landsat Tm 3,4,5 Rizzo, 1992)

Em condições de verão, o limite máximo de áreas de contribuição (24 %) é três vezes inferior ao valor anterior, entando encontramos um comportamento único, sem limites intermediários. Isto revela que as áreas ativas tem uma propriedade importante no inverno, com comportamento diferenciado, e uma atividade menor e única no verão. Elas podem se interconectar rapidamente nas épocas mais frias produzindo uma resposta rápida e, no entanto, nas épocas de elevada evapotranspiração, elas se mantêm isoladas nas regiões de maior retardo da água sub-superficial.

A forma em que as áreas ativas se interconectam, é uma medida da eficiência da bacia ante volumes em excesso. No verão, as áreas ativas "gastam" uma grande energia em produzir escoamento já que a taxa de crescimento das *APC* é menos da metade que no inverno ($r= 4,33$ ha/mm). O limite inferior de verão não é bem definido, no entanto é evidente que as áreas parciais começam a sua dinâmica para valores menores aos 10 mm de precipitação.

Os dois pontos que saíam da tendência teórica são eventos correspondentes ao 17/01/93 e 08/03/93. As precipitações registradas em ambos são de 67 mm e 77 mm, respectivamente, e estando a vazão inicial é próxima de 390 litros/seg. nas duas datas. Estes eventos foram tormentas de verão, onde as chuvas se distinguiram por ter nas primeiras seis horas lâminas de 61 e 66 mm., respectivamente, e com intensidades máximas 73,2 e 34,0 mm/h com durações de 5 minutos. As altas intensidades provocaram uma "explosão" de abundante escoamento superficial nas áreas mais impermeáveis da bacia, situação que se afasta da hipótese de "unidades geradoras comparáveis" usada no conceito da *APC*.

Os comportamentos diferenciados no inverno-primavera com relação ao verão também são evidentes nas vazões pico (Figura 7.18,a). A vazão máxima específica, Q_{esp} , para as três sub-bacias aparece nas ordenadas e a precipitação total do evento aparece nas abscisas. No período de inverno, para as precipitações menores a 30 mm, existe uma mistura de respostas nas três sub-bacias. Os valores para o Anfiteatro, oscilam entre 1 a 350 l/s/km². Para o Donato e Turcato, na mesma faixa de precipitações, a vazão específica oscila entre 40 e 100 l/s/km².

Estes comportamentos apresentam uma variação espacial nas taxas de crescimento das *APC* de 0,03 ha/mm na escala de vertente para 9,75 ha/mm na escala de bacia hierarquizada. Para precipitações maiores a 30 mm, em média os comportamentos são melhor diferenciados no inverno, devido a que a intensidade e lâmina precipitada influem marcadamente nas cabeceiras. Isto resulta em vazões específicas maiores para as áreas de captação menores. Na época de verão (Figura 7.18,b) do 01/01 até 24/03/93, a mistura de comportamentos da vazão máxima específica é maior, onde é impossível identificar uma tendência diferente para cada sub-bacia.

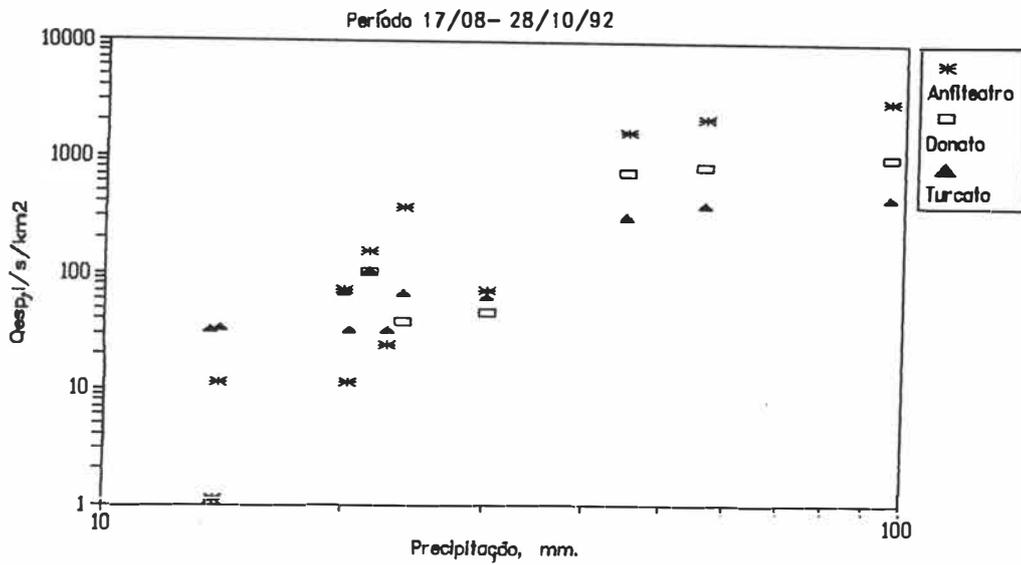


Figura 7.18,a: Vazões máximas específicas para o período 17/08-28/10/92

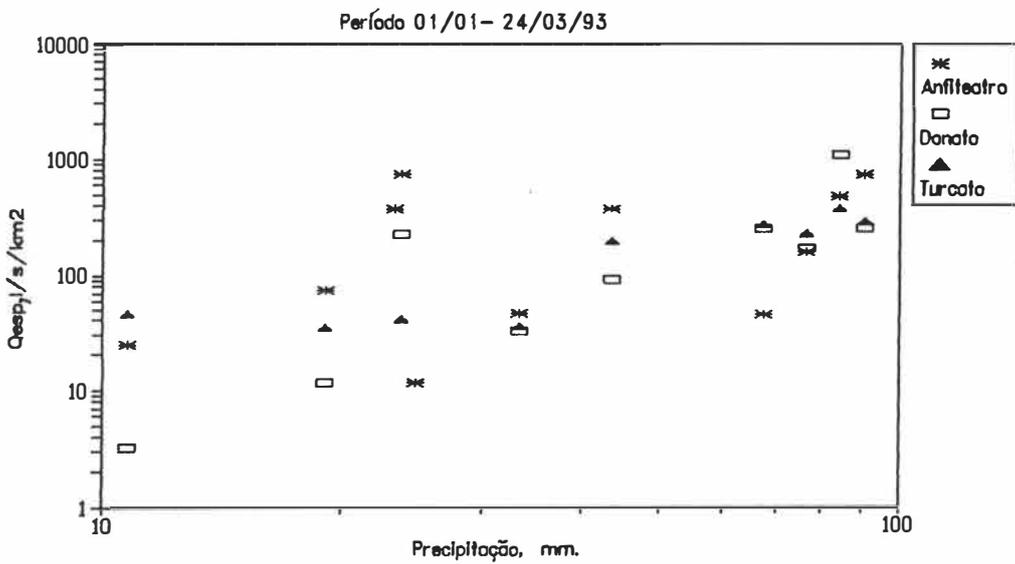


Figura 7.18,b: Vazões máximas específicas para o período 01/01-24/03/93

7.4 Variáveis de entrada-saída

As características particulares nos dois sub-períodos de análise mencionados aprimoram a necessidade de contar com factores e parâmetros que identifiquem melhor as possíveis causas de respostas diferenciadas nas sub-bacias. A metodologia a seguir tem como objetivo a melhor identificação dos mecanismos de geração de escoamento, introduzindo variáveis de entrada e saída numa análise geral de factores dominantes. A procura destes factores é orientada na identificação de hidrogramas características, uma vez produzida a lâmina em excesso e em "translado" até a foz de cada sub-bacia. A forma destes hidrogramas está retratada através da chegada do pico de vazão, a magnitude do volume máximo e o tempo em que transcorre a cheia na seção de medição.

Para identificar os tipos de respostas nas sub-bacias embutidas do Rio Potiribú, são estudados os eventos chuvosos apartir de novembro de 1989 para as bacias do Donato e Turcato, e desde agosto de 1992 para o Anfiteatro. O período de observação dos registros é até novembro de 1993, e para a manipulação da informação pluvio e hidrométrica são ocupados os recursos dos bancos de dados PLUVIOM (Boyer *et al.*, 1991) e HYDROM (Cochenneau, 1993).

O critério de seleção de eventos considera: a) uma lâmina de chuva intensa, freqüentemente maior a 5 mm., b) inexistência de erros de leitura e sincronização em ambos registros, c) isolar (quando possível) eventos simples incluídos nas tormentas complexas. As separações das componentes rápida e lenta dos hidrogramas são obtidas da plotagem logaritmica de vazão versus o tempo, supondo um comportamento linear (Lesack, 1994; Sidle, 1994) entre a vazão inicial (Q_{ini}) e a vazão final do escoamento superficial (Q_{fim}). As estatísticas de cada evento permitem analisar as similaridades, estudar os condicionantes principais e propor relações empíricas entre as variáveis do processo de transformação chuva-vazão. Para isso, deve-se contar com um número suficiente de tormentas que identifiquem comportamentos esperados através de uma amostra ampla, desconsiderando os valores atípicos ('outliers') que criam tendenciosidade nas relações.

7.4.1 Similaridades nos Hidrogramas

O processo de transformação de chuva-vazão apresenta similaridades que devem ser identificadas ante os factores climáticos e antrópicos que os condicionam. Assim, para transferir informação às bacias sem dados observados deve-se interpretar às tendências destas similaridades numa faixa contínua de escalas. Uma metodologia usada em Hidrologia é a comparação de hidrogramas de lâmina unitária. Portanto as vazões de saída são divididas pela lâmina de chuva em excesso (lâmina de escoamento superficial, LES) se obtém um hidrograma reduzido de lâmina unitária. Este abordagem é diferente ao de hidrograma unitário (HU) proposto em 1932 por

Sherman⁴. Nosso interesse é evidenciar como é o comportamento deste hidrograma reduzido numa bacia qualquer. No entanto, quando ele é obtido em bacias embutidas, além das similaridades, ele fornece informação sobre gradientes espaciais do tipo regionalização.

Por estar relacionados o hidrograma reduzido e o HU, na sua obtenção devem ser respeitadas as mesmas simplificações para o uso do HU, que são (Tucci, 1993): linearidade, distribuição espacial e temporal uniforme da precipitação, discretização temporal em função do tempo de resposta da bacia. Os registros de cinco pluviógrafos na bacia do Turcato (PG11, PG22, PG23, PG25 e PG26) foram analisados para assegurar a uniformidade espacial e temporal de chuvas. A discretização temporal da chuva e a vazão foi de 10 minutos. A seleção deste valor corresponde a um critério prático que contemple as três sub-bacias com dados. Como os registros dos pluviógrafos e linígrafos são digitalizados manualmente, existem respostas muito rápidas que são capturadas automaticamente pelos utilitários e portanto a precisão de cálculo está sujeita à precisão manual⁵. Os hidrogramas reduzidos para as três sub-bacias aparecem na Figura 7.19 a,b,c e na Tabela 7.14.

Tabela 7.14: Hidrogramas reduzidos para as sub-bacias do Arroio Turcato (n: amostras)

Sub-bacia, tipo	<i>Tpico</i> , [min.]	<i>Tpico/Tbase</i> , [.]	<i>QmsU</i> , [l/s/mm]*
Anfiteatro			
Tipo 1 (n= 12)	10 ± 2	0,20 ± 0,07	162 ± 27
Tipo 2 (n= 23)	42 ± 37	0,26 ± 0,19	57 ± 25
Donato			
Tipo 1 (n= 12)	31 ± 12	0,35 ± 0,11	599 ± 118
Tipo 2 (n= 35)	58 ± 35	0,29 ± 0,16	283 ± 84
Turcato			
Tipo 1 (n= 26)	123 ± 34	0,25 ± 0,07	2050 ± 510
Tipo 2 (n= 21)	199 ± 29	0,30 ± 0,07	1380 ± 300
Tipo 3 (n= 6)	342 ± 46	0,36 ± 0,08	1030 ± 150

*: *QmsU* é a vazão máxima produzida pela precipitação efetiva de lâmina unitária, obtida através da razão (*Q_{máx}/LES*).

⁴ : O HU de Sherman é considerado um "operador linear do sistema". No entanto, o hidrograma reduzido é um tipo de resposta padrão do sistema.

⁵ : A modo de exemplo, um pluviógrafo mensal Lambrecht tem uma precisão de 0,1 mm numa duração de 10 minutos

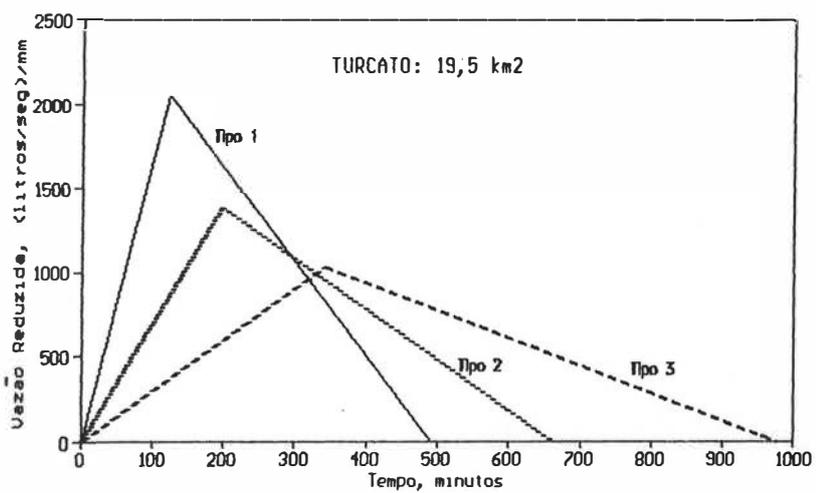
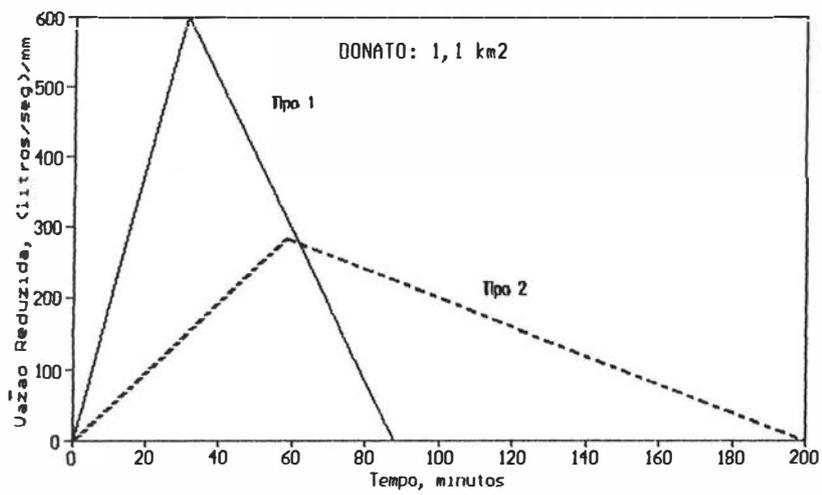
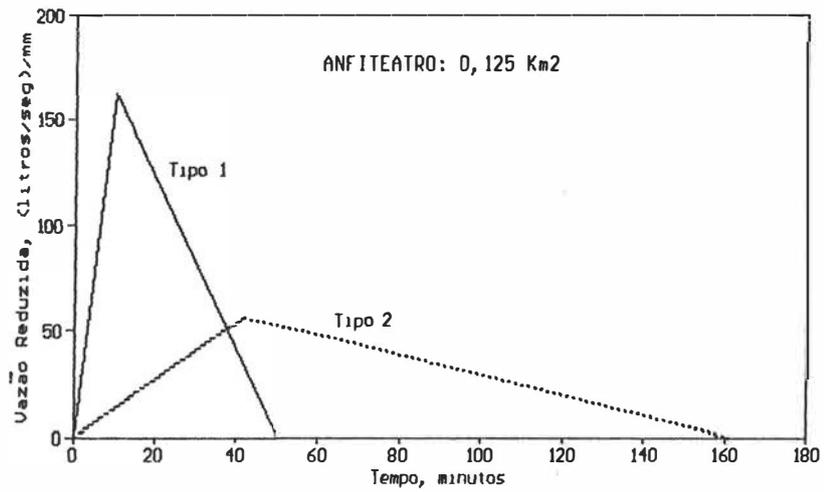


Figura 7.19: Representação triangular dos hidrogramas do a) Anfiteatro, b) Donato e c) Turcato

As estatísticas ali reportadas estão estimadas em função dos resultados automáticos da identificação e separação das tormentas através do HYDROM, portanto as variações menores a 5 minutos devem ser tomadas com cuidado. Os sub-tipos foram identificados conforme o tempo do pico (*Tpico*), localização do pico no hidrograma (*Tpico/Tbase*) e pela vazão máxima superficial reduzida através do quociente com a lâmina total de escoamento superficial (*QmsU*) (a adimensionalização dos máximos de *QmsU* pela área correspondente é explicada no item 7.4.3).

Estes valores foram estimados para uma faixa de precipitações de 7 a 67 mm no *Anfiteatro*, de 8,6 a 70,4 mm no Donato e de 11,3 a 66,4 mm no Turcato. As vazões iniciais no Donato variaram entre 1,8 a 89,3 litros/seg e para o Turcato entre 167 e 1150 litros/seg. Isto representa uma faixa ampla de estados de umidade antecedentes para as sub-bacias maiores.

As evapotranspirações potenciais no Anfiteatro foram de $3,3 \pm 1,3$ mm/dia para o *Tipo 2* do e desde $4,2 \pm 1,4$ mm/dia para o *Tipo 1*. Nas condições mais secas (*Tipo 1*), as chuvas tendem a ser mais intensas, produzindo picos mais altos, com um valor médio de 162 litros/seg por lâmina unitária de precipitação efetiva e com tempos do pico extremadamente pequenos, próximos aos 10 minutos. Estes eventos de condições de umidade baixa também se caracterizam por ter uma localização bastante rígida do tempo ao pico dentro do tempo de base. Nestas condições mais quentes, é de esperar que o tempo ao pico aconteça após um quinto da duração do escoamento total. Este sub-grupo do Anfiteatro com condições de umidade baixas tem um índice de chuvas antecedentes metade do correspondente ao do período úmido.

Para o *Tipo 2* (condições menos quentes) existe uma diferença marcante na chegada do pico: os tempos ao pico quintuplicam com relação ao valor das condições quentes, com um conseqüente aumento do escoamento de base, proporcional ao aumento do tempo ao pico. Isto é um fato comum devido a que nas épocas úmidas os eventos chuvosos tendem a ser mais prolongados na região do Planalto Sulriograndense, e de intensidade moderada, se comparados com os intensos, convectivos e de curta duração do verão.

Em conseqüência, é de esperar escoamentos também mais prolongados. No entanto, a localização relativa do pico não muda significativamente com relação às condições quentes, próximo a um quarto do tempo base. A diferença significativa vem dada pela redução drástica na vazão máxima (57 litros/seg por lâmina unitária de precipitação em excesso) e o aumento no coeficiente de variação. Para estas condições indica que a vertente produz uma “filtragem” singular nas intensidades de chuva, conforme o estado de saturação superficial. Pilgrim em 1983 com resultados homônimos numa bacia vertente de 6 hectares, expressava:

"...Este resultado seria uma oposição da conhecida tendência não linear: a forma do hidrograma de lâmina unitária e a da seu tempo de base indicam a existência não só do escoamento obtido através de uma estimativa concentrada em toda a bacia, senão que é de esperar a existência de escoamento sub-superficial rápido incluído dentro do escoamento direto. As recessões no escoamento ocorridas nos eventos ante condições antecedentes úmidas tem descargas maiores e declividades mais suaves se comparadas com aquelas recessões logo de acontecido um evento ante condições de baixa umidade antecedente. Os volumes gerados apartir de eventos ante condições de déficit hídrico são geralmente pequenas frações do volume de chuvas, entanto eles chegam a ser quase próximos aos das precipitações em condições de alta umidade, o que indicaria que o escoamento pode ser gerado apartir da bacia por completo..." (Pilgrim,1983)

Estes comentários comprovam os resultados preliminares das áreas parciais de contribuição (APC), onde a mudança de verão para o inverno no limite superior é marcante.

Para a sub-bacia do *Donato* também são encontrados dois comportamentos. O *Tipo 1* corresponde a condições de maior *ETP* diária de $3,9 \pm 1,4$ mm, e com índice médio de cobertura (*Ic*) próximo a 1,15 o que revela uma etapa avançada de crescimento. Os tempos ao pico ficam próximos a meia hora, com uma variação relativa maior se comparada com os do Anfiteatro. Isto é dado principalmente pela superposição das "chegadas" das frentes de escoamento dos dois canais principais do Donato (Antonino e Anfiteatro) e pela pequena área vertente perto de sua foz. Para as condições de maior *ETP*, os tempos de base médios chegam a ser mais de duas vezes (89 ± 10 minutos) os correspondentes aos da vertente de cabeceira do Anfiteatro.

Isto comprova novamente o efeito do "tranlação rápida das áreas saturadas de contribuição", que havendo se esgotado o escoamento rápido nas áreas de montante (cabeceiras), podem contribuir com escoamento superficial significativo para uma bacia de primeira ou segunda ordem como no caso do Donato. É significativo advertir que este comportamento aparece numa época de déficits hídricos maiores e, portanto, uma rápida expansão e contração das áreas não saturadas numa tormenta. É desta maneira que a localização temporal do pico (31 minutos) seja no primeiro terço do tempo de base, onde as áreas de cabeceira ainda continuam produzindo precipitação em excesso, com valores médios de 40 minutos. A oscilação média no tempo ao pico e no tempo de base são maiores na bacia do Donato que nas áreas elementares. A vazão unitária máxima supera em mais de três vezes à da vertente, entanto o seu coeficiente de variação é próximo aos 20 %, uma ordem comparável com a do Anfiteatro.

No cenário de geração de escoamento para épocas úmidas, observa-se no Donato uma mudança similar ao do Anfiteatro, mas ela é menos pronunciada. A causa disto reside em que o limite superior de áreas parciais de contribuição, de verão para inverno, no caso de uma vertente muda de 10 para 58 % , e para uma bacia do tipo Donato vai de 13 a 46 %. Isto cria uma maior "capacidade de armazenar" a umidade do solo ante situações extremas. Para valores de *ETP* de

2,8 ± 1,3 mm/dia (*Tipo 2*) os tempos aos picos são maiores (em média 58 minutos) aos de temperaturas altas (*Tipo 1*). Os *Tpico* para condições úmidas são 50 % maiores dos *Tpico* das áreas vertentes no mesmo estado antecedente. Portanto, a maior mudança de *Tpico* na escala espacial (num sentido crescente) é dado principalmente nas épocas com maiores déficits hídricos.

A taxa potencial de crescimento do *Tpico* com a área é próxima a 16 min./km² para condições úmidas (*Tipo 2*) frente aos 23 min./km² para condições menos úmidas (*Tipo 1*)⁶. Para o Donato, a localização do pico dentro da duração total da cheia, a variação relativa do *Tipo 2* é próxima ao do *Tipo 1*. A vazão máxima reduzida (*QmsU*) diminui até a metade para as condições úmidas, repetendo o padrão encontrado no Anfiteatro, mas a diminuição não é tão forte como a da vertente. O coeficiente de variação da vazão unitária máxima passa de 20 % para o *Tipo 1* a quase 30 % para o *Tipo 2*. Isto novamente indica a grande mistura de condições e, se é seguida a tese de *Pilgrim*(1983), *Dunne*(1983) e *Burt*(1988), seja responsável pelos escoamentos sub-superficiais rápidos, ligados na maioria das vezes, a uma dinâmica importante de caminhos preferenciais dentro da bacia, com preponderância na micro-escala.

A bacia do *Turcato*, frente às anteriores sub-bacias, representa um "salto abrupto" em tamanho e, portanto, no efeito das escalas espaciais e temporais. Assim, as magnitudes características apontadas na Tabela 7.13 são uma ordem de magnitude maior que as respectivas do Donato e Anfiteatro. Os *Tipos 1, 2 e 3* representam características de resposta hidrológica diferente, mas com certa superposição de estados de umidade antecedente. Esta mistura é devido a que o *Turcato* trabalha mais como "*unidade condutora de volumes*" gerados nas áreas elementares de baixa ordem. Portanto, a medida que nos movimentarmos para as escalas maiores ('scale up'), além da mudança nas magnitudes espaço-tempo características, existe uma "passagem" de domínios diferentes: de um "*domínio de geração*" na micro-escala, para passar a um "*domínio de condução*" na meso-escala. Este último domínio, por ser receptor do primeiro, pode apresentar resultados semelhantes ante combinações diferentes de variáveis de estado e de entrada. Portanto, uma classificação baseada exclusivamente nas características das respostas do sistema "filtra" a complexa interação "estados"↔"entradas". Porém, os resultados devem ser comparados com unidades pertencentes exclusivamente aos "domínio de geração" ou "domínio de condução".

A resposta do *Tipo 1* do *Turcato*, é caracterizada pelos hidrogramas abruptos, a causa de intensidades médias por evento um pouco maiores que aos do *Tipo 2 e 3*, respectivamente. Também a relação entre a intensidade máxima de 30 minutos com relação a intensidade média do

⁶: A taxa de crescimento é obtida como o cociente entre [Tpico(Amáx)-Tpico(Amín)]/[Amáx-Amín].

evento⁷ é maior no *Tipo 1* que nos outros dois identificados. A medida que muda do hidrograma de *Tipo 1* ao *Tipo 3*, a localização do pico é modificada levemente com relação à duração total da cheia.

Na sub-bacia do Turcato a forma dos hidrogramas reduzidos tendem a combinar os efeitos das áreas parciais de contribuição (*APC*), os volumes produzidos em excesso, os estados de umidade antecedente da bacia e a época do ano. (Figura 7.20 a,b,c). Na Figura 7.20,a, as abscissas indicam o área mínima de contribuição, (igual ao coeficiente escoamento, de acordo com *Dickinson e Whiteley,1970*) versus as *APCs* nas ordenadas. Os números "1","2" e "3" indicam os tipos característicos dos hidrogramas no Turcato. Esta figura caracteriza várias combinações, na qual observamos que o tipo "3" (forma mais aplanada do hidrograma) é mais provável de acontecer para $C > 10\%$ e $0 < APC < 30\%$, e outra para $0 < C < 20\%$ e $APC > 30\%$.

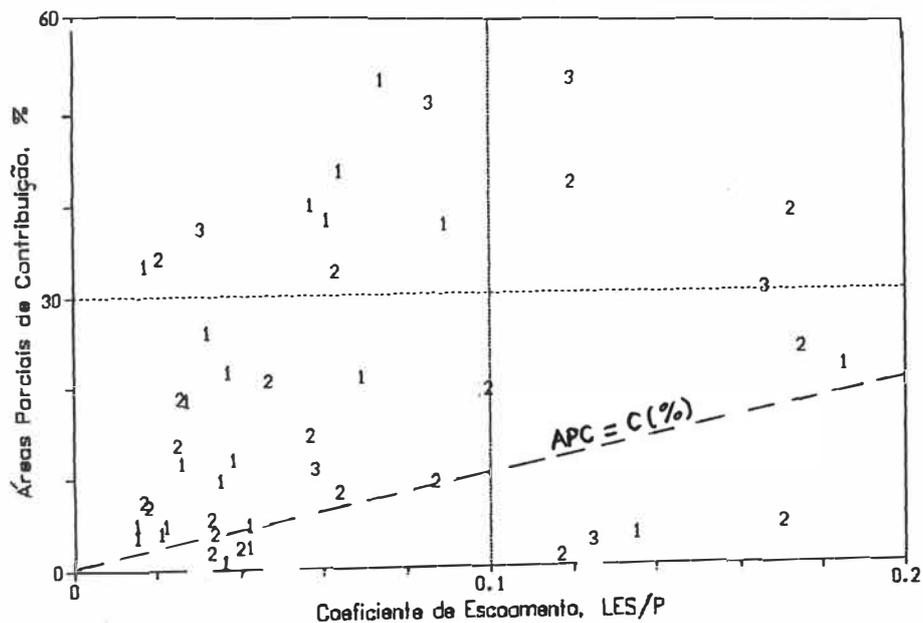


Figura 7.20,a: Relação entre C e APC para a bacia do Turcato, RS (os tipos de respostas figuram através da numeração "1", "2", e "3").

⁷ : Este índice é obtido através do cociente ($I_{máx30}/I_{médio}$), e representa a concentração temporal do evento chuvoso nesse período determinado.

Poucos hidrogramas de *Tipo 2* aparecem para valores altos de *APC* e coeficientes de escoamento menores a 10 %. No entanto, para valores altos das duas variáveis em conjunto é pouco provável encontrar hidrogramas "ingremes" do *Tipo 1*. Os quatro casos que aparecem abaixo da reta de $APC = C(\%)$ subestimam as áreas parciais de contribuição. Dois desses eventos ocorreram durante o período de verão, e se caracterizaram por uma contribuição relativa importante das áreas urbanas da bacia. No entanto, para a maioria dos casos, pode-se adotar esta reta como limite inferior de áreas de geração de escoamento para os vários tipos de respostas.

Nas Figuras 7.20,b e 7.20,c, aparecem as *APCs* versus a vazão de base prévias ao início da tormenta (*Qini*). Na primeira delas, aparecem os códigos segundo a época da cultura existente na bacia ("v": cultura de verão, "i": cultura de inverno). A seguir aparece um número que identifica o tipo de resposta ocorrida no Turcato (Tipos 1,2 ou 3). Observa-se que na maioria dos casos de verão, as condições de umidade diminuem, com menos áreas de contribuição. Os casos de cultura de "verão" não superam o limite máximo estimado ($APC_{máx} = 24 \%$, da Tabela 7.12). No entanto aparecem dois casos de "verão" onde as áreas de contribuição, durante o evento, foram acima dos 30 %. Isto foi devido à chuvas contínuas de lâmina muito alta e atípicas. A Figura 7.20,c apresenta os coeficientes de escoamento respectivos.

É de notar que existem dois comportamentos, aparentemente limitantes. Um deles se dá para um aumento proporcional entre as áreas parciais de contribuição e o estado de umidade antecedente, que aparece com um curva "pontilhada" inferior na Figura 7.20,c. Este comportamento tende até um valor próximo das áreas parciais próximo aos 32 % do Turcato; onde era evidenciado um "mudança brusca" na taxa de crescimento de *APC* com as precipitações. Dentro desta região inferior, os coeficientes de escoamentos médios são de 5 e 7 %, para vazões iniciais menores e maiores a $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente.

Para a região superior (curva "contínua") o coeficiente de escoamento médio oscila em torno aos 9 %, no entanto é evidente um ativação muito forte das áreas de contribuição. Estes resultados confirmam em forma parcial que existe uma relação muito ampla entre os fatores que influem na produção de escoamento, em forma diferencial nas três sub-bacias. Estes resultados evidenciam um comportamento singular das bacias maiores, quando a atividades das áreas de contribuição ao escoamento são particularmente significativas se comparadas com as áreas elementares.

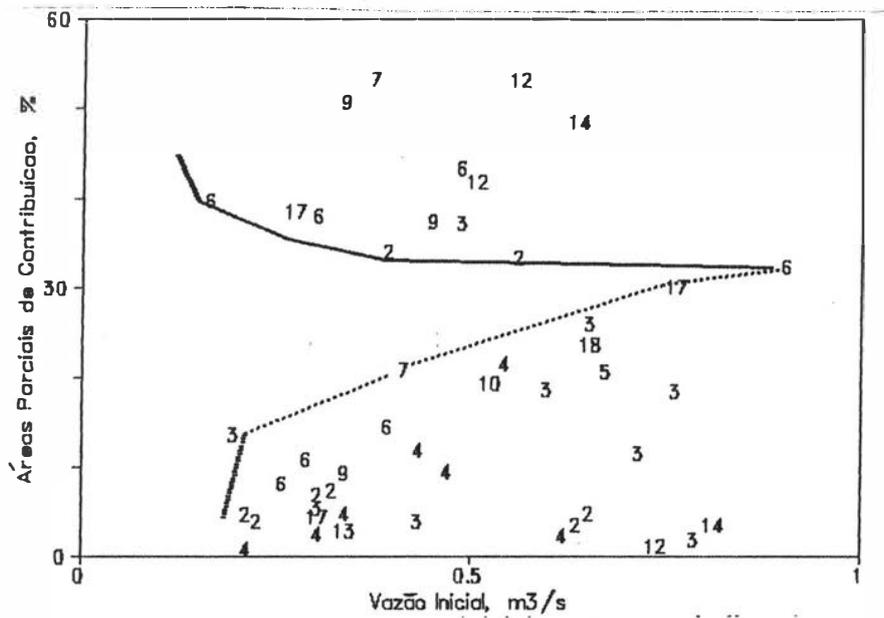
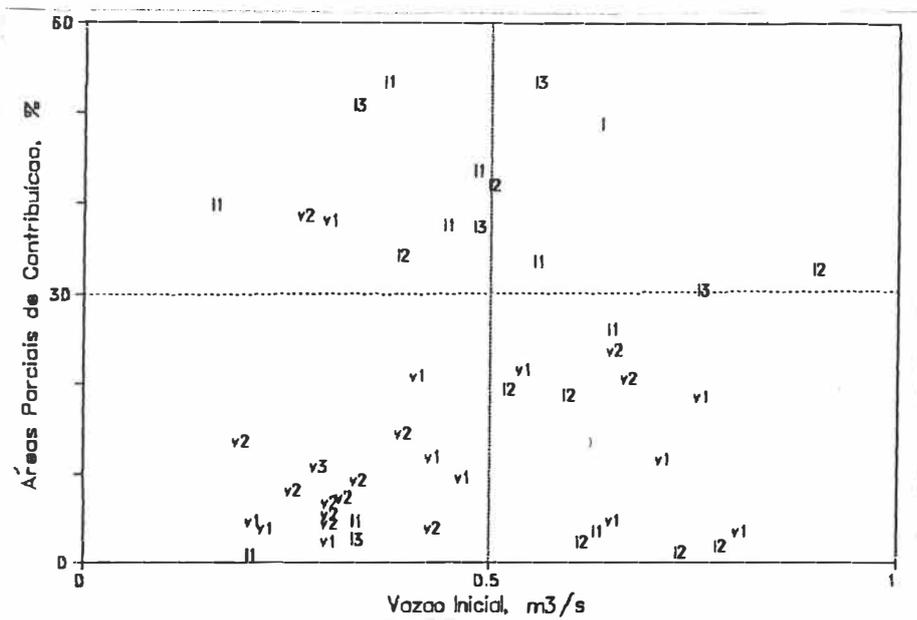


Figura 7.20: Relação de APC com a vazão inicial noTurcato, indicando b) o tipo e a época do ano, c) o coeficiente de escoamento do evento.

7.4.2 Fatores condicionantes das similaridades

A identificação das formas dos hidrogramas de lâmina unitária encontrados não podem ser atribuídos exclusivamente a um único tipo de estado de umidade específica da bacia, ou um tipo particular de entrada. Pelo contrário, observa-se uma "combinação" de vários fatores naturais e antrópicos que introduzem uma variabilidade do processo. Assim, é melhor estabelecer quais são os grupos de variáveis que expressam melhor uma parte deste mecanismo complexo. Para isso precisa-se encontrar uma maneira adequada que possa explorar o mecanismo de múltiplas variáveis que o influem, objetivando resumir essas variações de forma parcimoniosa, reduzindo a dimensionalidade do problema.

A forma mais simples é analisar como uma nova variável (Componente Principal) responde a uma combinação linear de variáveis observadas e que pode ser abordado através de uma Análise Fatorial de Correspondência (AFC). A aplicação da técnica de AFC não implica que obrigatoriamente sejam escolhidas as mesmas variáveis para cada sub-bacia escolhida. O critério de seleção está em função da minimização da variância total. Os grupos de componentes principais foram identificadas segundo os conjunto de variáveis observadas: Fator 1: "Entradas", Fator 2: "Respostas", Fator 3: "Forma da Resposta" e Fator 4: "Estado Inicial + Práticas Culturais", descritas na Tabela 7.15. As variáveis utilizadas são apresentadas na Figura 7.21.

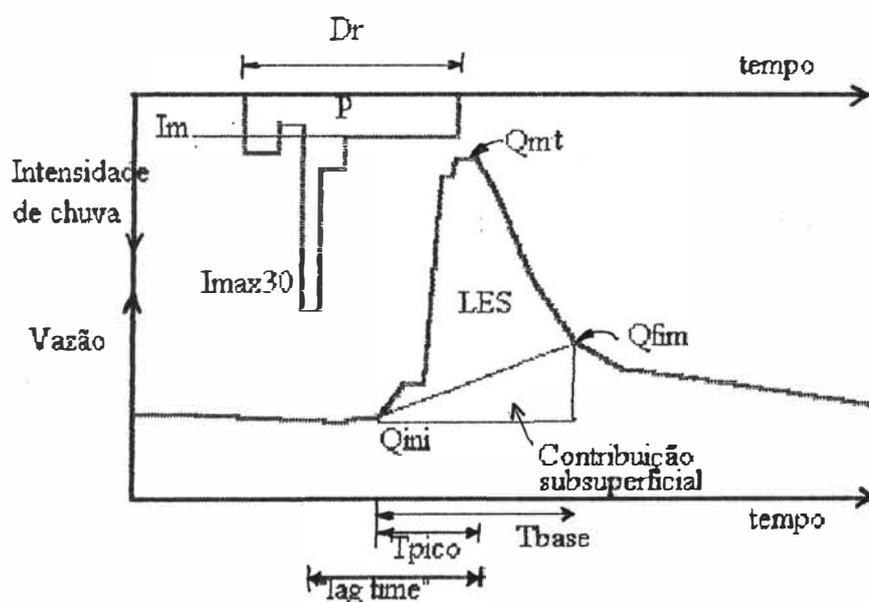


Figura 7.21: Variáveis do processo chuva-vazão utilizadas no BHCP.

Tabela 7.15: Explicação da variância através de AFC para o grupo de variáveis observadas no sentido de contribuição decrescente(*). Em negrito aparecem as explicações parciais e total da variância (%) para cada sub-bacia.

Sub-bacias	Componentes, Variáveis, Variância Parcial Explicada				Variância
	Fator 1	Fator 2	Fator 3	Fator 4	Total
Anfiteatro	Imax30, ETPd, I10ad, P: 16,9	Qfim, LesAd, C, QmedS, Im: 27,7	Tbase, Tpico, QmsU: 15,8	Ic, Ir, IPA: 12,5	72,9
Donato	P, Dr, QfimAd, I30ad: 17,1	QmedS, Qfim, C, ETPd, IPa; Qini: 20,6	Tbase, QmsU, Imax30, Tpico: 14,7	Ic, Ir: 10,9	63,2
Turcato	Imax30, P, I30ad, APC: 18,4	QmedS, C, Qini: 19,3	Tbase, QmsU, Tpico: 22,6	Ir, ETPd: 15,1	75,3

(*): As variáveis observadas que mais contribuem na composição do "fator" aparecem em primeiro lugar.

Salienta-se que as percentagens explicadas da variância na Tabela 7.15 incluem todos os sub-tipos de hidrogramas unitários indentificados na Tabela 7.14. Portanto, aplicando a técnica de AFC para cada sub-tipo identificado por separado, podem ser melhoradas as estimativas aqui apresentadas.

Para a bacia do Anfiteatro, o **Fator 1** está composto pelas "Entradas" ao sistema. A evapotranspiração potencial diária e a precipitação influem na composição dos hidrogramas. Algumas medidas da energia com que as chuvas produzem uma resposta particular, é quantificado por um lado pela relação entre a intensidade média em 10 minutos e a intensidade média ao longo de todo o evento (I10ad). Por outro, pela intensidade máxima em 30 minutos (Imax30), que é o maior contribuidor ao Fator 1, o que relata a susceptibilidade das cabeceiras aos efeitos não lineares devido ao padrão de chuvas.

Por outro lado, na sub-bacia do Donato, este mesmo fator além da lâmina precipitada está influenciada pela duração do evento chuvoso (*Dr*). Enquanto no Anfiteatro é sensível a um padrão convectivo de intensidades relativas de 10 minutos com a intensidade média (I10ad), o Donato é mais sensível através do mesmo quociente, relativo a uma duração de 30 minutos (I30ad). É claro advertir que estes valores são de ordem comparável com os tempos de subida médios dos hidrogramas do *Tipo I*, onde os efeitos não lineares são mais importantes. A nova variável *QfimAd*

é o quociente entre o valor da vazão para a qual finaliza o escoamento rápido (Q_{fim}) com relação à vazão máxima total (Q_{mt}). Esta relação indica uma característica de como as áreas saturadas do Donato funcionam na recessão do hidrograma, "liberando" os escoamentos em função ao ganho no armazenamento sub-superficial (ante o evento chuvoso).

No *Turcato* repete-se a dependência com relação às intensidades máximas de 30 minutos e das lâminas precipitadas. No entanto, as Áreas Parciais de Contribuição (*APC*) incorporam-se como variáveis de "entrada". É necessário um número maior de eventos para aceitar esta evidência, a hipótese emergente é simples: as *APC* apresentam-se como "elementos dinâmicos", função do estado de umidade (condição antecedente) e das precipitações, o que lhes imprime uma variabilidade alta na escala temporal e espacial no balanço hídrico a curto prazo (BHCP). Esta dinâmica espaço-tempo das *APCs* dificulta, desta maneira, que elas sejam características exclusivas das outras componentes (de "saída", "da forma" e das "práticas agrícolas"), e portanto elas são englobadas como uma "entrada" dinâmica ao sistema.

Com relação ao **Fator 2**, fica representado pelas "saídas" das sub-bacias, que são o coeficiente de escoamento (C) e a vazão média superficial (Q_{medS}), no entanto apresentam algumas variantes para cada sub-bacia. Nas sub-bacias pequenas a vazão no fim do escoamento superficial (Q_{fim}) apresenta-se como um indicador importante das respostas do sistemas de pequena ordem, onde as reações do escoamento sub-superficial e a interação dos meios saturados e não saturados é forte. A não existência desta variável no Fator 2 da bacia do *Turcato*, não implica que seja desconsiderada. Ela tem significância, entanto a sua contribuição para explicação da variância pequena se comparada com outros indicadores da bacia. As respostas nas áreas de cabeceira incorporam a relação entre escoamento rápido e escoamento total (parâmetro *LesAd*).

Dois incorporações surpreendem no **Fator 2**: por um lado se incorpora a intensidade média do evento (I_m) no Anfiteatro e, por outro, a *ETPd* e o *IPa* na sub-bacia do Donato. O fato delas estar nesta componente de "saída" leva implícito a ligação não linear do processo chuva-vazão. No Anfiteatro, esta não linearidade é explicável através de que a geração de escoamento é função direta da intensidade das precipitações. Já no caso do Donato incorporar *ETPd* e *IPa* (duas variáveis de estado) neste sub-grupo, acompanha à hipótese de uma possível "translação" dos frentes de umidade sub-superficialmente, a qual depende da oscilação térmica durante o ano e as suas condições antecedentes de umidade.

O segundo resultado particular é a incorporação da vazão de base prévia ao início do escoamento superficial (Q_{ini}), como componente das "respostas" nas bacias do Donato e *Turcato*. Como fora apresentado anteriormente, esta variável é um indicador (junto à precipitação) do

limite de escoamento na rede de drenagem (*UEC*). Porém, a sua dinâmica durante o ano está regida numa tendência média sazonal, podendo variar de acordo à eventos chuvosos anteriores muito próximos ao evento analisado em particular. Isto é o que a diferencia fundamentalmente das outras variáveis de estado e que tendem a acompanhar um ciclo anual constante (*Ic, Ir, ETPd*).

Se bem existem algumas combinações de variáveis, pode-se notar duas tendências dos Fatores 1 e 2 a medida que aumenta o tamanho da bacia analisada. Existe um pequeno aumento da explicação por parte do Fator 1 ("entradas"), e que é contrarrestado por um decréscimo na variância explicada do Fator 2 ("saídas"). Juntos, estes dois fatores explicam quase 45 % no Anfiteatro, diminuindo para 38 % no Donato e Turcato. Estes valores devem não podem ser tomados como definitivos devido a que neste trabalho considerou-se um número determinado delas, e uma identificação através da observação física do processo chuva-vazão. No entanto, estes dois primeiros fatores são os que controlam o BHCP quanto aos volumes precipitados e escoados superficial e sub-superficialmente.

O **Fator 3**, por outro lado, é uma componente exclusiva da "forma" com que esta resposta é produzida. O tempo de base é o principal explicador deste fator, e é seguido do tempo ao pico e a vazão máxima de lâmina unitária (*QmsU*). Para a vertente de cabeceira e a sub-bacia de segunda ordem a explicação da variância por esta componente tem um valor próximo aos 15 %, e aumenta na bacia do Turcato para 22,6 %. Porém, comprova uma maior similaridade na forma dos hidrogramas para bacias de ordem superior. Entretanto, o tempo ao pico aparece segundo na lista de contribuição para o Anfiteatro, diferente do quarto e terceiro lugar nas sub-bacias do Donato e Turcato, respectivamente.

Essa característica responde à configuração da rede de drenagem destas sub-bacias que podem condicionar a forma do hidrograma e, portanto, a chegada dos volumes para compor a vazão máxima. As contribuições para o Fator 3 são opostas entre *QmaxU* com relação de *Tpico* e *Tbase*, o que demonstra que quanto mais alta a vazão máxima, os tempos característicos são mais curtos. Na sub-bacia do Donato aparece uma contribuição de *Imax30* para a componente de "forma", que supoe uma dependência temporal de respostas desta bacia com relação a intensidades máximas.

O **Fator 4** vem explicado por variáveis de estado do sistema. A explicação parcial ronda os 11 % para as bacias menores, com influências significativas do índice de cobertura (*Ic*) e o índice de rugosidade-porosidade (*Ir*), ambos com correlações e contribuições opostas. Esta explicação encontra dois extremos bem característicos: o índice de precipitações antecedentes (*IPa*) joga um rol importante nas escalas menores, no entanto a *ETPd* deixa de ser uma variável de "entrada" e se incorpora como variável que condiciona o "estado" nas escalas maiores. Mesmo assim, a *ETPd*

apresenta é uma variável altamente influenciada pelo estado de crescimento do cultivo. Portanto nas áreas pequenas onde o "*efeito de interceptação*" dos cultivos é mais evidente, o índice de cultura joga um papel importante. Assim, uma vez começado o escoamento numa bacia que abarque várias áreas de geração, o "*efeito de condução*" de volumes é mais sensível às perdas no trajeto até a foz, durante a passagem da cheia. Por isso, é de esperar que num BHCP para as bacias maiores, evaporação influi tanto no momento das perdas iniciais como também nas perdas durante a passagem da onda.

7.4.3 Variáveis características das similaridades

Os hidrogramas reduzidos apresentados na Tabela 7.13 estão em função direta da lâmina de escoamento superficial (*LES*) produzida em cada sub-bacia. Esta lâmina em excesso condiciona também o coeficiente de escoamento ($C=LES/P$). Assim, a relação entre as variáveis quanto a entrada, saída e forma da resposta de uma bacia (*P, C, Q_{máx} e T_{pico}*) apresentam uma relação intrínseca, própria da natureza da transformação chuva-vazão. Quando elas são aplicadas na "transferência de informação" para bacias sem dados observados, tende-se a considerar coeficientes empíricos em função do tamanho da área, do clima, da topografia e dos solos da região.

A combinação desses fatores estabelece o tipo geração de escoamento, seja ele do tipo Hortoniano ou Hewlett-Dunniano. Temos visto no Capítulo 4 que o último deles é uma combinação de escoamentos internos (*E_i*) da teoria de Hewlett e da geração de escoamento sobre superfícies saturadas (*ESS*) de Dunne. *Kirkby*(1988), analisando os dados de várias bacias entre 0,0001 e 100 km² reportadas por *Dunne*(1978), aproxima "os domínios" (Figuras 7.22,a e 7.22,b) que tomam as variáveis características: vazão máxima específica, *Q_{esp}*, e tempo de retardo até o pico, "*lag-time*", entre o principal intervalo de chuva e o pico do hidrograma de saída. Observa-se o aumento dos tempos de resposta dos escoamentos internos (*E_i*) com relação aos escoamentos *ESI* (Hortoniano) e *ESS*(Dunniano). Da mesma maneira, as vazões específicas são bem maiores para um *ESI*, seguido por *ESS* e, depois de uma ampla faixa, aparecem os *E_i*.

A validade destes "*domínios de processos*" aparecem como uma identificação "a priori" ante vários resultados reportados, numa ampla faixa de fatores naturais. No entanto, a possibilidade de combinações de processos durante um mesmo evento chuvoso é uma realidade comum e, portanto, uma classificação exclusivo do "tipo" de processo mais evidente em cada situação é melhor retratado pelo monitoramento de uma diversidade maior variáveis descritivas do fenômeno.

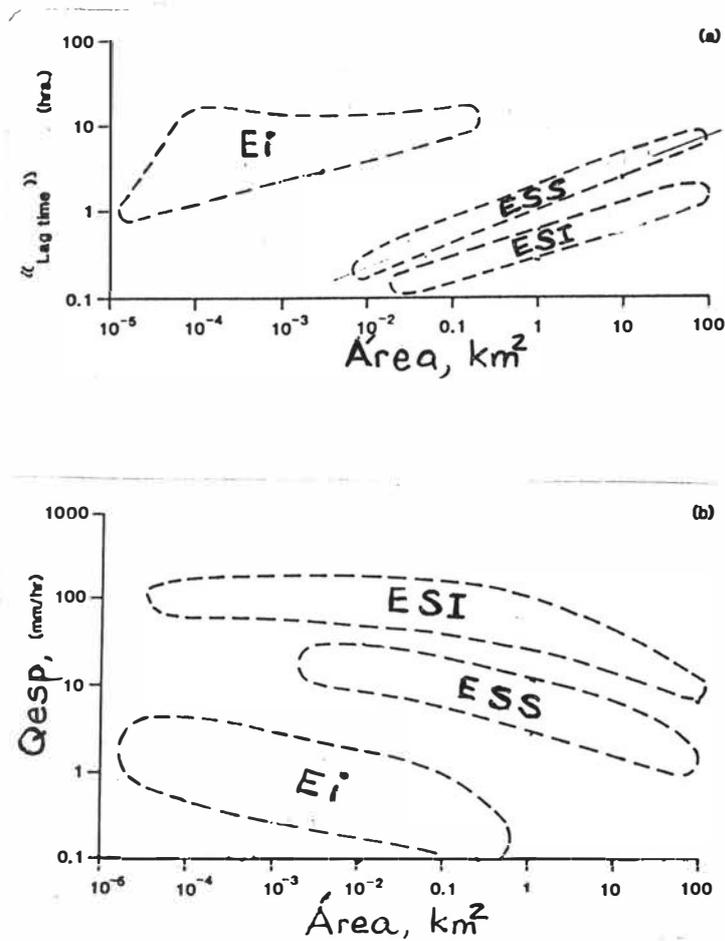


Figura 7.22: Respostas da bacia em função dos processos das vertentes nos a) "lags times", e b) vazão máxima específica. Adaptação de Kirkby(1988) aos dados informados por Dunne(1978)

Combinando os domínios de processos da Figura 7.22a,b, pode-se verificar a ação conjunta dos valores adotados por Q_{esp} e "Lag-time". Plotando alguns casos observados entre agosto de 1992 e julho de 1993 nas duas sub-bacias experimentais menores, Anfiteatro e Donato, se obtém a Figura 7.23. Nesta figura vemos a tendência da vazão específica diminuir com um aumento do tempo de retardo "lag-time", entanto vislumbramos que os casos observados acontecem nos três domínios de geração de escoamento. Na parte superior um escoamento do tipo Hortoniano (ESI) gerados através de lâminas maiores a 35 mm e intensidades médias a nível de evento (I_m) numa faixa ampla, de 10 a 23 mm/h. Embaixo desta região aparecem os escoamentos sobre superfície saturada (ESS) os quais se distinguem por ter uma lâmina comparável às anteriores e com intensidades menores, com I_m próxima dos 5 mm/h.

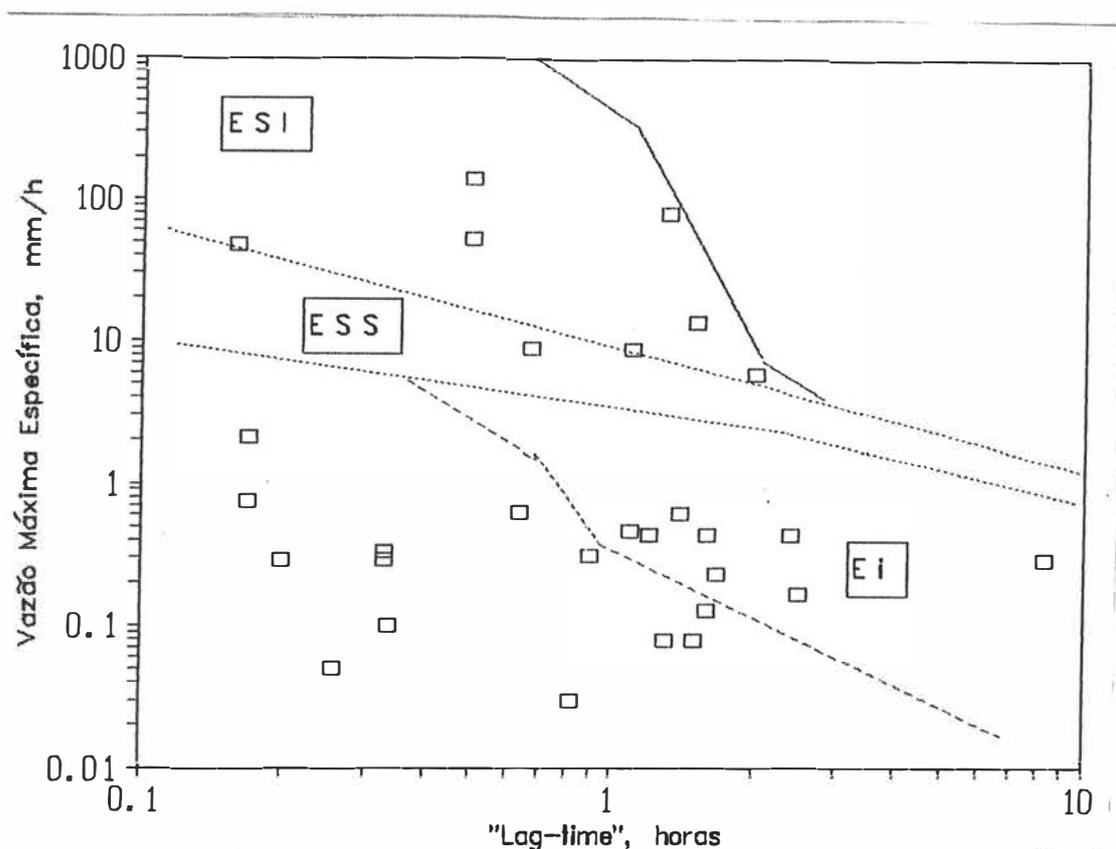


Figura 7.23: Domínio de geração de escoamentos e valores observados no Anfiteatro e Donato, RS, entre agosto de 1992 e julho de 1993.

Na parte inferior direita aparece a região de Ei, caracterizado por intensidades médias muito baixas e precipitações longas, o que favorece um acompanhamento da dinâmica sub-superficial na liberação de volumes de água. Como estes valores apresentam uma variabilidade considerável de um evento para outro, inclusive entre as bacias, estes resultados devem ser tomados como preliminares. Não todos os casos reportados não foram observados em campo os comportamentos ante a passagem dos frentes chuvosos. No entanto, durante visitas a campo foram observadas as características dos eventos, com relação à marcas de escoamento superficial, ativação de macroporos verticais, 'piping' e nível freático e dinâmica do padrão de "voçorocas" em várias cabeceiras do Turcato, com maior ênfase nas sub-bacias do Anfiteatro e Donato.

O retardo médio entre o pico da chuva e o pico do hidrograma (lag-time) apresenta relações enquanto a forma da resposta, em especial com relação ao ramo ascendente do hidrograma, representado pelo seu tempo de pico (medido a partir do início do escoamento observado). No entanto, as diferenças mais significativas entre o "lag-time" e *Tpico*, acentuam-se para: a) bacias maiores e com baixos estados de umidade antecedente, onde os déficits hídricos iniciais aumentam

e, portanto, ocorrem maiores efeitos da não-linearidade do processo, com aumento da lâmina de imbibição (*Limb* alta); b) quando ocorrem padrões complexos de chuva, com alternância de intervalos de tempo com baixas e altas intensidades, e c) quando o intervalo de tempo de análise é muito pequeno e, assim, é introduzido um efeito aleatório importante para os quais as pequenas áreas de captação e vertentes mostram-se sensíveis.

Usando *Tpico* pouco muda com relação à delimitação de domínios de geração, os quais estão mais condicionados pelos valores de vazão máxima específica, *Qesp*. Assim, a Figura 7.24 mostra os valores de *Tpico* e *Qesp* para os diferentes tipos de hidrogramas reduzidos apresentados na Tabela 7.14 das três sub-bacias: por exemplo, "ANF(T.1)" representa os hidrogramas reduzidos de *Tipo 1* para a vertente do Anfiteatro; as abreviaturas DON e TUR são casos do Donato e Turcato⁸.

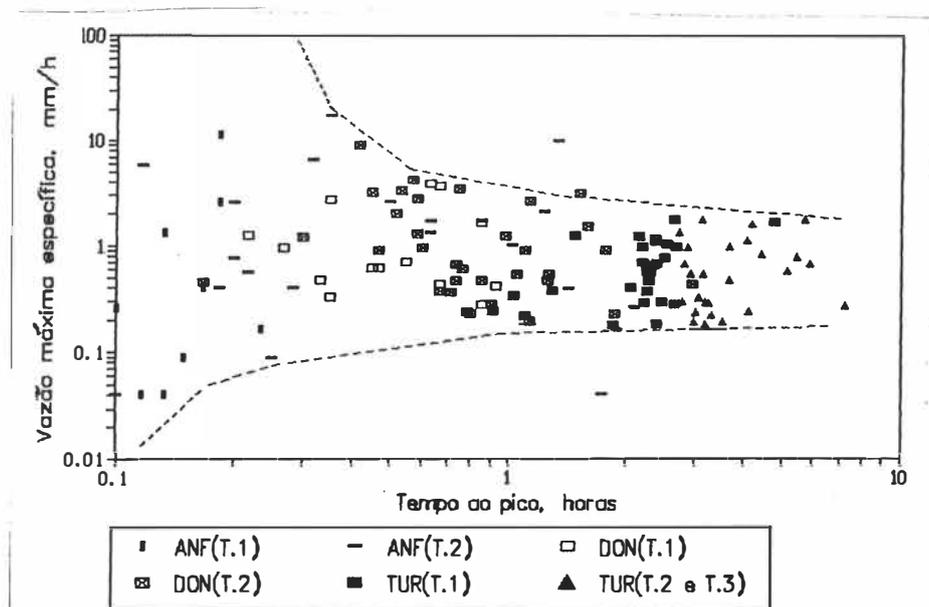


Figura 7.24: Relação de *Qesp* com *Tpico* para as três sub-bacias

Nesta última figura, advertem-se duas envolturas, cuja variação diminui conforme o aumento de *Tpico* e, portanto, o aumento da área monitorada. Os hidrogramas de *Tipo 1* (mais íngreme) são os que aparecem mais para a esquerda de cada bacia correspondente. A região de domínio Hortoniano continua na parte superior esquerda do gráfico, onde *Qesp* varia entre 70 e 200 mm/h para picos próximos aos 10 minutos. Para *Qesp* entre 10 a 40 mm/h é de esperar escoamento Hortoniano para durações ao pico em torno de 1 hora. A envoltura superior dos resultados fica inserida dentro dos escoamentos tipo ESS e ESI, com predominância do primeiro.

⁸ : Entanto o Turcato não pode ser considerada de uma área de geração ou de vertente, os seus resultados são apresentados para mostrar uma tendência observada.

Este tipo de respostas incorpora as similaridades de ordem climática e regional na qual estão inseridas as três sub-bacias. Em termos quantitativos, o suposto principal de "*similaridade nas respostas*" é a existência de uma constante entre a velocidade da resposta unitária e a chegada do pico para bacias embutidas. Em forma geral, isto pode ser expresso através de:

$$(Vazão\ Máxima)^{f1} \cdot (Demora\ na\ ocorrência\ da\ Vazão\ Máxima)^{f2} = K1 \quad (7.17)$$

A constante $K1$ deve contar com: a) o maior número de formas de respostas características, b) cumprir-se durante um mesmo evento para uma faixa espacial contínua de escalas espaciais e temporais (bacias embutidas), c) reduzir a dispersão dos resultados das variáveis significativas na resposta (por exemplo a ocorrência da resposta máxima, Q_{esp} e o tempo que ele demora em acontecer, seja medido através de "*lag-time*" ou T_{pico}). Assim, como as bacias estudadas pertencem aos mesmos fatores fisiográficos, é de esperar que a combinação entre os dois grupos de variáveis:

- a) $P, LES, Q_{máx}, Área$ e "*lag-time*";
- b) $LES, Q_{máx}, Área$ e T_{pico} ;

apresentem singularidades para uma faixa contínua de escalas espaciais.

7.4.3.1 Primeiro Grupo: $P, LES, Q_{máx}, Área$ e "*lag-time*"

Se é escolhido o primeiro grupo de variáveis, a forma do hidrograma é função direta das lâminas precipitadas e do padrão temporal de precipitações prévio ao pico do hidrograma, o que aumenta o número de variáveis e a complexidade das relações. Isto cria uma relação do tipo:

$$(Q_{esp})^{a1} \cdot (LES/P)^{a2} \cdot ("lag-time")^{a3} = K2 \quad (7.18),$$

A Figura 7.25 mostra as relações entre o coeficiente de escoamento (LES/P) e Q_{esp} para as três sub-bacias. Adverte-se por um lado comportamentos diferentes para áreas de cabeceira e áreas de condução. Na área vertente, as respostas mais intensas (*Anfiteatro, Tipo 1*) se bem apresentam maiores vazões específicas, sua validade é admitida para valores baixos de coeficientes de escoamento, menores a 4 %.

Os hidrogramas mais suaves, (*Anfiteatro Tipo 2*) apresentam a mesma declividade entre Q_{esp} e C , para uma faixa de escoamento próxima à anterior, e com uma significativa redução da vazão máxima. A partir de Q_{esp} próximo a 1 mm/h (2780 l/seg/km²) e $C \cong 3$ %, existe uma mudança na taxa de crescimento das vazões máximas com relação à percentagem de água precipitada que

escoa. Isto caracteriza tormentas mais longas, de intensidades médias e com estados de saturação altos, e que aumenta os coeficientes de escoamento até valores da ordem de 30 e 40 %, com vazões específicas máximas próximas a 15 mm/h. Este último valor é semelhante a o limite máximo encontrado para o *Tipo 1* do Anfiteatro, e com *C* de 4 %.

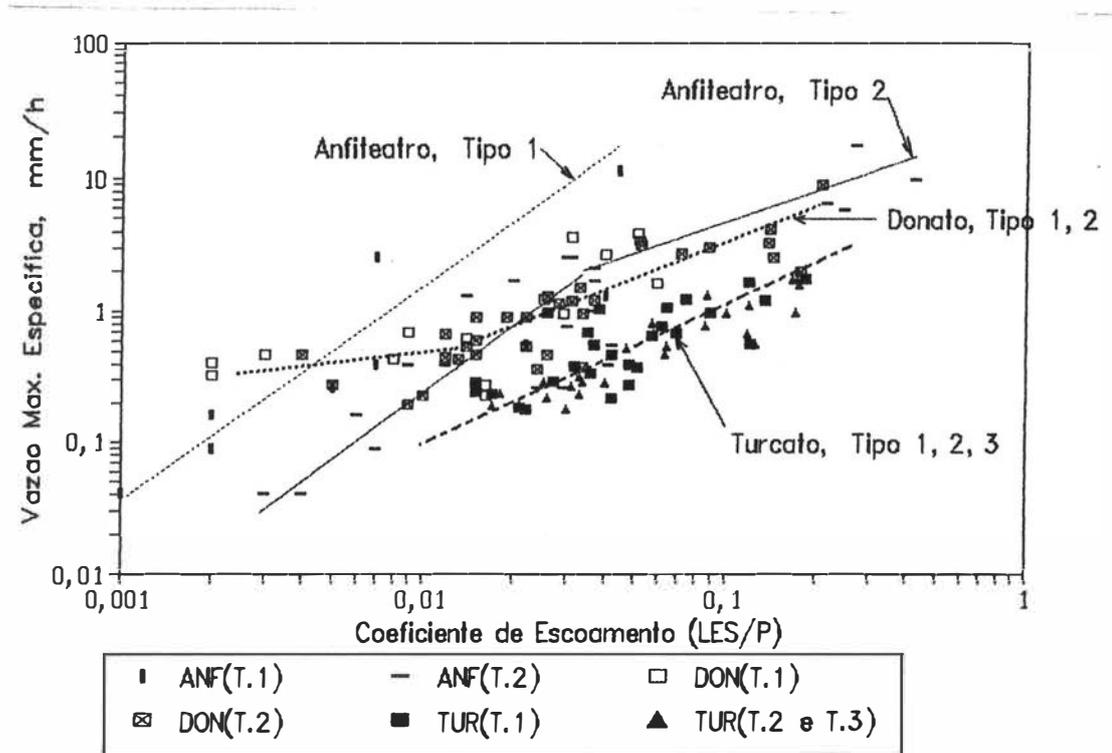


Figura 7.25: Relação de Q_{esp} e C para as três sub-bacias e tipos de respostas identificadas

Nas sub-bacias do Donato e Turcato, já contando com uma rede de drenagem hierarquizada, contemplamos tendências diferentes. Em primeiro lugar, elas não apresentam discriminações entre as formas das respostas hidrológicas (na relação entre Q_{esp} e C) e, assim, os "tipos" identificados tendem a se agrupar numa mesma curva. Em segundo lugar, conforme os resultados obtidos, é de esperar que estas tendências não sejam iguais, a medida que aumenta a escala espacial.

Por um lado, no Donato, é evidente uma mudança brusca no comportamento para eventos chuvosos fracos e eventos fortes. Para coeficientes de escoamento menores a 1 %, temos um crescimento moderado da vazão específica, não superando 0,5 mm/h (140 l/seg/km²), localizando-se numa região intermediária entre os resultados dos *Tipos 1 e 2* na escala de vertente do Anfiteatro. Nesta região do gráfico, se bem acontecem as duas formas de resposta da vertente, o

Donato produz respostas muito fracas. Para valores de $C > 1 \%$, encontramos um aumento significativo de Q_{esp} , alcançando valores próximos a 7 mm/h (1950 l/seg/km^2) e escoamentos da ordem de 20% com relação à precipitação. Este segundo comportamento sempre se localiza por baixo da curva do *Tipo 2* do Anfiteatro. Por outro lado, o Turcato apresenta curva única para os três tipos identificados, sem distinções para faixas diferentes de coeficientes de escoamento. Portanto, a vazão máxima tende a aumentar proporcionalmente ao aumento do coeficiente de escoamento, não superando (em eventos freqüentes os 2 mm/h (550 l/seg/km^2) e 20% de precipitação escoada.

Estas tendências indicam que a diminuição da vazão específica máxima, conforme um aumento da área de captação, fica dependendo: a) da forma das respostas hidrológicas nas áreas vertentes, e b) da identificação de regiões com melhor discriminação do crescimento da vazão com a lâmina gerada. Assim, é claro advertir que para coeficientes maiores a 2 ou 3% as três sub-bacias embutidas apresentam comportamentos bem diferenciados, portanto passíveis de serem usados numa transferência de informação para bacias sem dados observados ou na regionalização. No entanto, não foi comprovado a existência de um limite físico superior para o *Tipo 1* do Anfiteatro, é plausível supor que este valor não ultrapasse em muito a ordem máxima apresentada para este comportamento.

Assim, utilizando o primeiro grupo de variáveis (P , LES , $Q_{máx}$, Área e "*lag-time*") é de esperar que as tendências das três bacias se mantenham para valores altos de C e, portanto, as similaridades só seriam mais evidentes nesta última faixa de resultados, restringindo um grande de número de casos com comportamento mistos e de maior freqüência nas tormentas naturais.

7.4.3.2 Segundo Grupo: $Q_{máx}$, LES , Área e T_{pico}

Como a Figura 7.25 é dependente da lâmina de escoamento superficial, LES , a vazão específica, Q_{esp} , deve ser atribuída ao tipo de hidrograma reduzido correspondente. Dessa maneira, pode-se ter uma comparação relativa (e independente da área) de como são produzidos esses escoamentos. Tendo que Q_{msU} é a vazão máxima reduzida por unidade de lâmina superficial, temos a seguinte igualdade:

$$(Q_{esp}/LES) = (Q_{msU}/\text{Área}) \quad (7.19).$$

Este quociente representa a capacidade máxima de resposta da bacia com relação à sua lâmina de precipitação efetiva e por unidade de área. Portanto esta expressão é mais apropriada para

comparar dados de bacias de tamanho e processos de geração diferentes, com ou sem a ocorrência de eventos chuvosos comuns entre elas. A dimensão de (7.19) é o inverso do tempo e, desta maneira, representa uma medida da velocidade da resposta unitária máxima numa bacia, uma vez produzida uma lâmina de escoamento em trânsito até sua foz.

A Figura 7.26 apresenta a relação com relação a Q_{esp} e $(Q_{ms}U/Area)$. As setas desta figura indicam o crescimento da área nos casos analisados e portanto resulta num gráfico inverso ao da Figura 7.25. As bacias menores, em termos relativos, tem uma capacidade de resposta máxima superior com relação as bacias maiores, evidenciando que a lâmina em excesso aumenta mais rápido com a área que o aumento da vazão máxima instantânea e, portanto o amortecimento da onda é maior. A Tabela 7.16 mostra os valores médios da relação $(Q_{ms}U/Area)$ para os tipos identificados nas três sub-bacias.

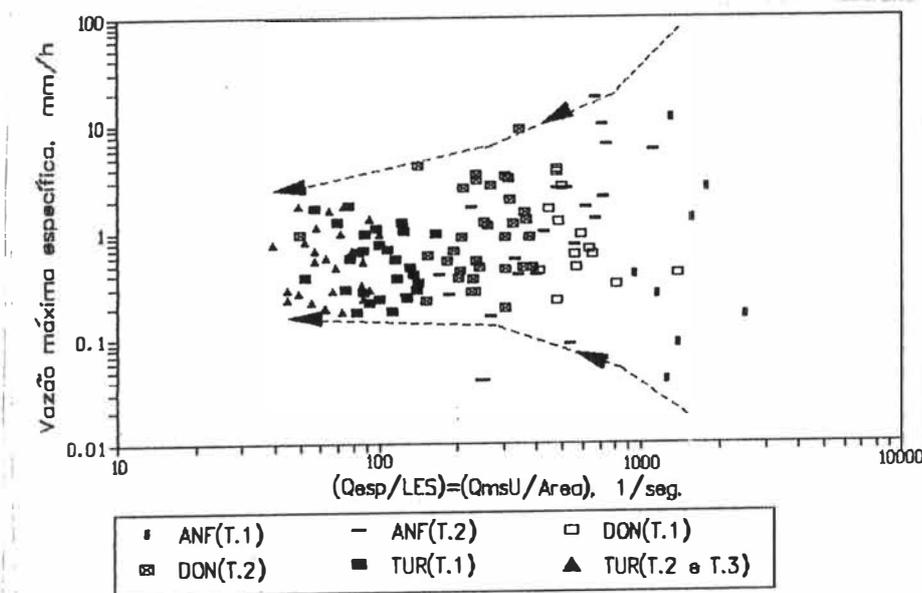


Figura 7.26: Relação $Q_{ms}U$ com a área de captação

Esta relação pode reduzir-se, das bacias vertentes para a bacia do Turcato, mais de onze vezes no caso dos hidrogramas de primeiro tipo, e próximo seis vezes no caso do Tipo 2. No entanto, esta "velocidade da resposta unitária" é característica só no ramo ascendente do hidrograma, até a chegada do pico.

Tabela 7.16: Velocidade de resposta unitária (Q_{esp}/LES) média (horas⁻¹)

Formas de hidrogramas	<i>Anfiteatro</i>	<i>Donato</i>	<i>Turcato</i>
<i>Tipo 1</i>	4,67	1,97	0,38
<i>Tipo 2</i>	1,64	0,92	0,25
<i>Tipo 3</i>	-	-	0,19

Desta maneira, ao escolher o segundo grupo de variáveis (LES , $Q_{máx}$, $Área$ e T_{pico}) as similaridades só podem ser inferidas uma vez começado o escoamento superficial e, portanto, servem como uma ferramenta de identificação parcial. Assim, a relação espaço-temporal, pode-se expressar que a o produto entre a vazão máxima específica, por unidade de lâmina de escoamento, e o tempo ao pico é próximo a uma constante, isto é:

$$(Q_{esp}/LES)^a \cdot T_{pico}^{(1/a)} = K_2 \quad (7.20)$$

A forma mais simples é assumir que o expoente "a" em (7.20) é igual à unidade e, portanto, fica assegurada a adimensionalidade de K_2 através do produto $[1/T].[T]$ das variáveis do primeiro membro. A Figura 7.27 apresenta a relação de (7.20) para $a = 1$, para as três sub-bacias e para os tipos de hidrogramas reduzidos encontrados (*Tipos 1, 2 e 3*, aparecem na figura como "1", "2" e "3", respectivamente). Os casos observados não se ajustam perfeitamente a uma reta, mas adverte-se um comportamento hidrológico comum para as três bacias: a medida que aumenta o tempo, a resposta máxima decresce com o aumento dos volumes escoados e, assim, a relação é inversamente proporcional. Por outro lado, esta última relação diminui parcialmente a dispersão de resultados com relação à Figura 7.25 e Figura 7.26.

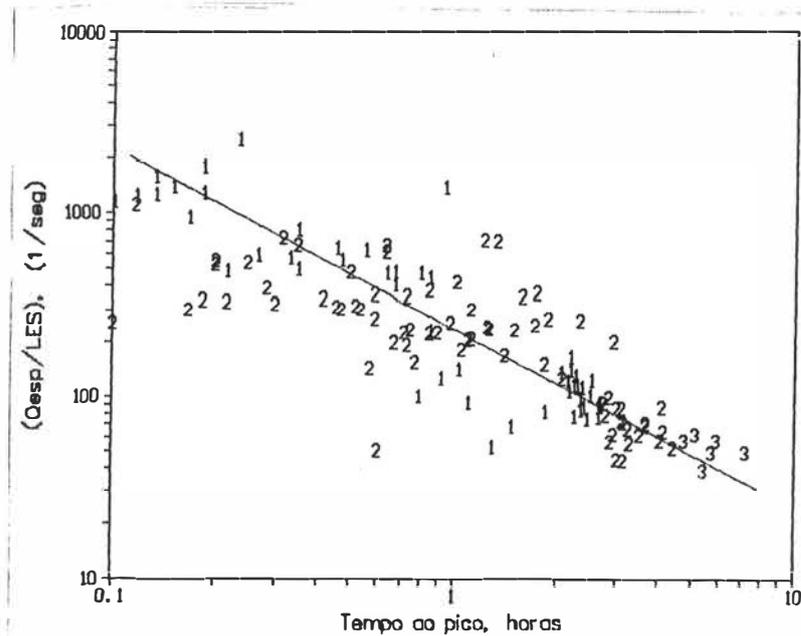


Figura 7.27: Relação entre Q_{esp}/LES e T_{pico}

7.5 Relações empíricas

Com o objetivo de identificar as características antes retratadas, devem explicitadas de forma preliminar as relações físicas entre as variáveis de entrada, saída e de estado que intervêm no processo chuva-vazão. Estas relações podem fornecer, com bastante precisão, estimativas "parciais" do mencionado processo.

Historicamente, este passo foi usado nas bacias experimentais através de enfoques estatísticos que explicassem ditas variabilidades naturais. No entanto, uma vez encontradas, estas relações empíricas devem ser completadas com estimativas do tipo conceitual, como por exemplo o uso de modelos matemáticos adequados. Por outro lado, a identificação da equação que melhor se ajusta aos casos observados perde a sua importância se não é relacionada com o seu contexto de escalas espaço-tempo. Isto é, que se existirem uma faixa contínua de escalas espaciais, com é o caso de bacias embutidas, as relações empíricas também devem ser confrontadas numa análise inter-bacia.

Comumente neste tipo de abordagens são cumpridas duas fases: identificação de relações lineares e, a seguir, uma melhora, se possível, destas explicações através de fórmulas não lineares. Neste trabalho preliminar nos ateremos à primeira fase: relações lineares.

7.5.1 Relações Lineares.

A análise de regressão procura estabelecer uma relação entre uma variável y e " p " outras variáveis x_1, x_2, \dots, x_p as quais podem explicar com y varia. Dadas N observações da Y , isto é $y_1, y_2, \dots, y_t, \dots, y_N$, conjuntamente com as correspondentes observações das x -variáveis explicativas, podemos escrever (Clarke, 1994):

$$y = X\beta + \varepsilon \quad (7.21)$$

onde y é um vetor ($N \times 1$) das observações $\{y_t\}$ de y , β é um vetor $[(p+1) \times 1]$ de parâmetros, ε é um vetor ($N \times 1$) de componentes aleatórias, e X é uma matriz $[N \times (p+1)]$ com as observações das variáveis $x_0, x_1, x_2, \dots, x_p$ na primeira, segunda, terceira, ..., e p -ésima coluna. Se ε_t são variáveis aleatórias com valor esperado igual a zero, podemos escrever para o vetor da variável Y da qual y é uma realização, $E[Y] = X\beta$. Quando $x_{0t} = 1$ para todos os " t ", o parâmetro β_0 representa a interceptação sobre o eixo de y . Se a componente sistemática do modelo tem mais de uma variável explicativa, o modelo estatístico é uma regressão linear múltipla, amplamente na Hidrologia Básica.

As variáveis explicativas escolhidas podem ser sub-divididas em duas categorias: as primárias são aquelas variáveis que são extraídas "de forma bruta" das características dos eventos. Por exemplo, intensidade máxima em 30 minutos ($Imax30$). O segundo grupo de variáveis, a compõem as variáveis secundárias, que são uma combinação entre duas ou mais variáveis primárias, por exemplo a relação entre a intensidade máxima em 30 minutos e a intensidade média durante todo o evento, através de $I30adi = Imax30 / Im$. As escolhas de variáveis explicativa deve prever que exista pouca ou nenhuma correlação entre elas, já que uma escolha muito grande de variáveis diminui a parcimônia e compromete a hipótese de independência e de uma distribuição aleatória dos erros da estimativa.

O número de variáveis é considerável, devido a que, sempre que se tem um sentido físico, é possível realizar combinações diversas. As variáveis primárias consistiram em precipitação (P), intensidades máximas para diferentes durações ($Imax10, Imax30, Imax60$), duração da chuva total (Dr), tempo de início do escoamento contado a partir do início da chuva, isto é o tempo de imbibição, (T_{imb}); tempo ao pico do hidrograma medido a partir do início do escoamento (T_{pico}) e a partir do início da chuva ($T_{p'}$), tempo de base (T_{base}), vazão máxima observada, superficial

(Qms), e total, Qmt ; índice de precipitações antecedentes (IPa), etc. Entre as variáveis secundárias aparecem o coeficiente de escoamento C e a localização do pico dentro do tempo de base, $TpAd = T_{pico}/T_{base}$.

A seleção de eventos é descrita no parágrafo 7.4.1. No entanto, há situações onde existem chuvas e o escoamento é pouco significativo. Nestes casos, são analisados se a lâmina escoada e os picos são distinguíveis com relação ao escoamento de base prévio ao evento. Quando é pequena a resposta da bacia, o evento é descartado e procurado outro mais significativo. Também os eventos atípicos, como os ocorridos em maio de 1992, com precipitações muito superiores às normais, foram separados nesta etapa.

Usou-se uma classificação do tipo quantitativa e outra do tipo qualitativa para os eventos das três sub-bacias. No primeiro caso foram determinados os parâmetros estatísticos para cada grupo de variáveis de cada estação (processados via PLUVIOM e HYDROM), observando os histogramas de frequência em cada situação para determinar os intervalos significativos. Os critérios qualitativos basearam-se nos padrões de chuvas (Tabela 7.17), através de:

- a) *lâmina precipitada*: as precipitações maiores que 50 mm e menores que 12 mm, foram classificadas como "Grandes" (G) e "Pequenas" (Peq), respectivamente;
- b) *intensidade*: tomando a intensidade média do evento foram classificadas como "Moderadas" (Mod) as que não ultrapassavam 5 mm/h e de "Muito intensas" (M.Int), as que eram maiores a 15 mm/h;
- c) *uniformidade e convectividade das precipitações*: em função da relação entre a intensidade máxima durante 10 minutos e a intensidade média do evento, pode-se obter uma idéia parcial da heterogeneidade do padrão temporal das precipitações classificando-o como "Muito Forte" (MF) ou "Suave" (S), conforme a relação $(I_{max30}/I_m) = I_{10adi} > 10$, e $I_{10adi} < 3$, respectivamente;
- d) *duração da chuva*: foram classificadas de "Curtas" (C) aquelas que apresentavam durações menores que 3 horas e "Prolongadas" (P) às maiores de 10 horas. Na Tabela aparecem as características para as três bacias estudadas.

Tabela 7.17: Características das tormentas analisadas

Sub-bacias e área (km ²)	Anfiteatro: 0,125	Donato: 1,1	Turcato: 19,5
Período de análise	Ago/92 - Nov/93	Nov/89 - Nov/93	Nov/89 - Nov/93
Número de amostras	33	47	54
Nro. de lâminas "P" / "G"	5 / 6	7 / 5	1 / 10
Nro. Intensidades "Mod"/"MInt"	15 / 1	16 / 3	26 / 0
Nro. Uniformidade "S" / "MF"	6 / 3	6 / 10	7 / 14
Nro. Durações "C" e "P"	11 / 3	17 / 4	7 / 8
Mediana, intervalo de LES (mm)	0,5 (0,01-8)	0,54 (0,04-8,1)	1,4 (0,3-8,7)
Intervalo de C (%)	0,1 - 42	0,2 - 21	1,5-18,5
Intervalo de Qini (l/s)	0 - 10	1,8 - 84	167 - 1150
Intervalo de Qfim (l/s)	0,1 - 51	8,6 - 308	245 - 1900
Intervalo de Qms (l/s)	1,5 -668	18,7 -2640	498 - 8584

Dentre as variáveis dependentes aparecem as características dos hidrogramas "tipos" das três bacias. Neste trabalho, o nosso objetivo não é de encontrar "todas" as relações empíricas, conforme variáveis retratadas. Portanto, nos ateremos a apresentar algumas delas e discutir os resultados parciais dentro do contexto das bacias embutidas. A escolha das variáveis explicativas (X) orientou-se conforme à explicação dos fatores da Tabela 7.15 e apresentados na Tabela 7.18.

Na quarta coluna da Tabela 7.18 aparecem os coeficientes do ajuste linear e na coluna seguinte os erros correspondentes da estimativa. Na sétima coluna aparece a tolerância de cada variável x_p , que é igual a unidade menos o coeficiente de determinação entre o preditor x_p e os outros "p-1" preditores do modelo, sem usar a variável dependente. Quando existe uma correlação entre as variáveis independentes (uma situação indesejada) a tolerância adota valores baixos e o modelo pode-se tornar instável.

Na coluna seguinte aparece o Teste "t" sobre a significância da correlação entre o preditor e a variável dependente. Na nona coluna é reportado o resultado da análise da variância explicada pelo modelo e a variância residual, através do quociente da soma de quadrados respectivos, conforme os seus graus de liberdade. Na mesma coluna aparece o valor de probabilidade para esse teste, com significância de 5 %. Na décima coluna aparece em primeiro lugar o quadrado do coeficiente de correlação múltipla de Pearson (R^2). A seguir, aparece o a explicação da variância

Tabela 7.17: Resultados dos modelos lineares para as variáveis representativas da "forma" dos hidrogramas: $QmsU$ e $Tpico/Tbase$

Y	Sub-bacias	X	β	Erro Standard	Coef. Standard	Tolerância	"t"	"F" ; Prob(5%)	R^2 ; R_{*2}	Observações sobre a amostra
Q m s U (*)	ANFI-	IPa / P	6,257	15,08	0,05	0,83	0,41	24,3 ; 0,00	73,7 ; 71,7	"Leverage"(03/01/93)= 0,85;
	TEATRO	$I10ad$	11,544	1,49	0,87	0,79	7,71			"Leverage"(10/07/93c)= 0,86;
	(*: l/s/km ²)/mm	$Tpico$	-0,092	0,07	-0,14	0,91	-1,29			"Outlier"(20/02/93), r' = 4,38
	DONATO	$Qini$	2,151	1,54	0,17	0,38	1,40	32,1 ; 0,00	76,7 ; 74,9	-
	(*: l/s/km ²)/mm	$Imáx30$	2,693	2,25	0,19	0,24	1,20			
		$ETPd$	85,792	21,56	0,64	0,24	3,98			
		$Tpico$	-0,644	0,92	-0,08	0,41	0,41			
	TURCATO	$ETPd$	0,110	0,05	0,25	0,16	2,26	94,7 ; 0,00	90,6 ; 89,9	"Outlier"(27/04/93), r' = 2,74
	(*: m ³ /s/km ²)/mm	$Qini$	0,794	0,34	0,24	0,18	2,33			
		$Imax30$	0,021	0,01	0,33	0,19	3,32			
	APC	-0,017	0,00	-0,24	0,38	-3,36				
	Ir	0,687	0,14	0,30	0,30	4,91				
T p i c o - T b a s e (*)	ANFI-	IPa / P	-0,010	0,04	-0,03	0,78	-0,24	20,3 ; 0,00	71,0 ; 67,8	"Leverage"(10/07/93c)=0,88;
TEATRO	Ic	0,304	0,08	0,90	0,20	3,77			"Outlier"(16/06/93), r'= 3,05	
(*:adim.)	$Imáx30$	-0,001	0,00	-0,05	0,22	-0,23				
DONATO	Ic	0,025	0,08	0,06	0,16	0,32	40,9 ; 0,00	80,8 ; 79,3	"Outlier"(02/07/93), r'= 3,71	
(*:adim)	$I30ad$	0,019	0,01	0,25	0,24	1,77				
	$ETPd$	0,041	0,02	0,41	0,15	2,67				
	$Qini/Qmt$	0,512	0,18	0,28	0,53	2,90				
TURCATO	$ETPd$	0,022	0,01	0,29	0,16	2,63	96,1 ; 0,00	90,7 ; 90,0	"Outlier"(04/06/93), r'= 3,45	
(*:adim)	$Qini$	0,173	0,06	0,30	0,18	2,93				
	$Imáx30$	0,001	0,00	0,09	0,19	0,91				
	APC	0,001	0,00	0,08	0,38	1,09				
	Ir	0,087	0,02	0,28	0,30	3,60				

ajustada no caso de ser usado o modelo numa nova amostra apartir da mesma população estatística (R^2) e, portanto, o seu valor é menor que R^2 . Ele é obtido através da fórmula:

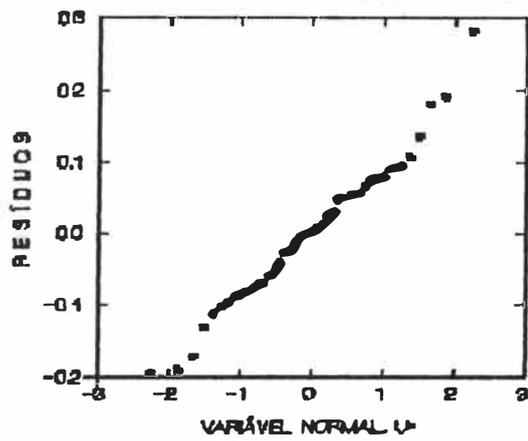
$$R_{*}^2 = R^2 - [(p-1)/(N-p)] (1-R^2) \quad (7.22)$$

onde N é o número de casos e p o número de preditores. Na última coluna aparecem algumas características sobre a amostra analisada. O termo "leverage" (Clarke, 1994) é uma medida para detetar valores atípicos, distanciados estatisticamente da maioria dos casos, e que influem na estimativa do modelo. O valor médio para o modelo é igual a p/N . Para valores acima de $2p/N$, podem ser considerados "atípicos" e devem ser alertados numa relação linear. Por outro lado, na identificação de valores atípicos ('outliers') são utilizados os resíduos estandarizados, r'_t , cuja variância é igual à unidade. Nas Figura 7.28 a,b,c e Figura 7.29 a,b,c aparecem alguns exemplos dos "testes" do modelo: a) de normalidade dos resíduos, b) da homogeneidade da variância, e c) modelo linear para toda a amostra. No primeiro caso, são plotados os resíduos do modelo numa plotagem de variável normalizada. No segundo é verificada a existência ou não de um comportamento sistemático da variância conforme um aumento ou diminuição das estimativas(abscissas). No último teste é utilizada a estatística Cook, que combina valores de "leverage" e resíduos estandarizados, r'_t . Altos valores desta estatística demonstram a existência de valores que saim da tendência linear .

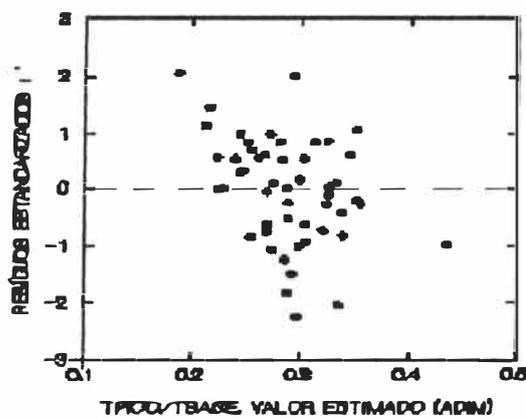
7.5.1.1 Vazão Máxima Reduzida: ($QmsU$)

No caso das estimativas da vazão máxima reduzida por unidade de lâmina de escoamento direto ($QmsU$), as relações do *Anfiteatro* apresentam algumas limitantes. Por ser uma área vertente, muito dinâmica, com respostas rápidas, existem dois condicionantes para a estimativa precisa de $QmsU$. A lâmina de escoamento superficial (*LES*) é altamente dinâmica, com variações sazonais e dependente das condições iniciais de umidade (*IPa*) e preparo do solo. Estas últimas condicionam o estado de rugosidade-porosidade *Ir* e da capacidade de interceptação dos cultivos *Ic*.

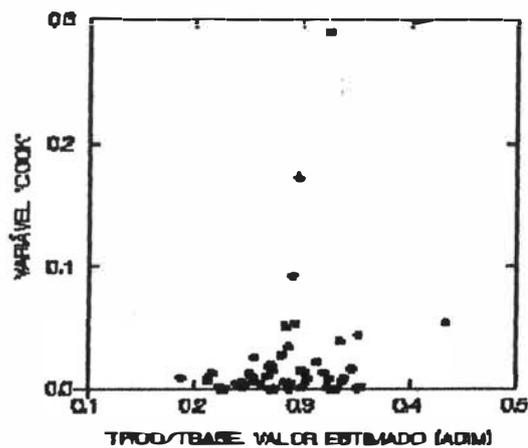
Uma análise a nível de evento individual é uma "desagregação" temporal no BHCP apresentados no item 7.3.3 que, ao existirem chuvas contínuas, podem chegar a ter uma duração de até 2 ou 3 dias. No entanto, nas vertentes, as desagregações temporais demonstram ter uma previsão menor enquanto os comportamentos encontrados num intervalo de tempo maior. Isto acontece justamente pela falha das estimativas dos parâmetros espaço-temporais $\phi(x,t)$; $\psi(x)$ e $\chi(x,t)$ que caracterizam a heterogeneidade nas funções de transferência entre a micro e a macro-escala em (7.1). A escala espacial continua sendo a mesma, a escala temporal é menor para os eventos isolados e, portanto, a incerteza quanto a verdadeira natureza desta heterogeneidade aumenta.



$Y=(Tpico/Tbase, Turcato)$. Teste de "Normalidade" dos resíduos

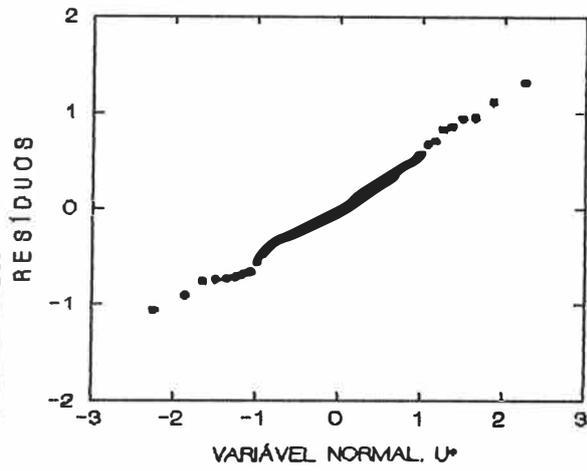


$Y=(Tpico/Tbase, Turcato)$. Teste de "Variância" dos resíduos

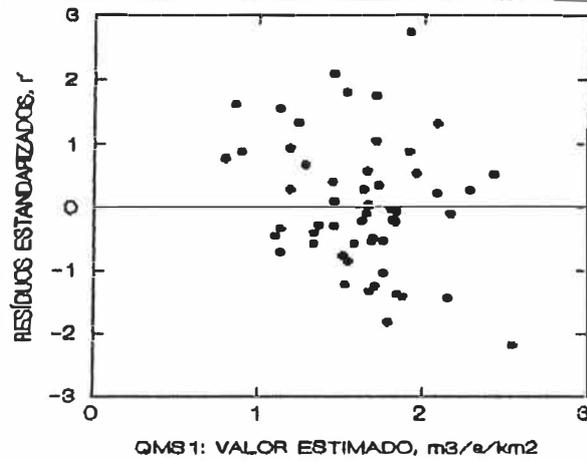


$Y=(Tpico/Tbase, Turcato)$. Teste de "Modelo" Linear através de COOK

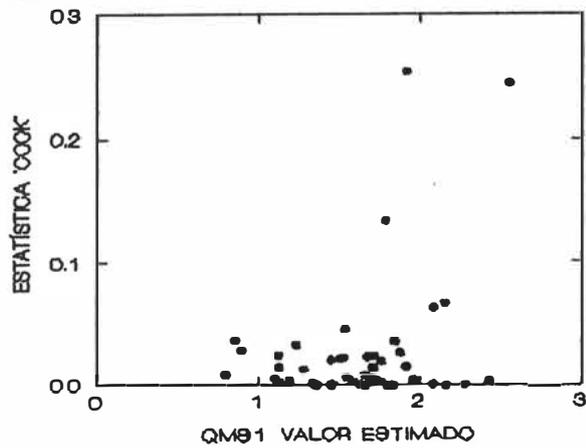
Figura 7.28: Ajustes de $(Tpico/Tbase)$ para a bacia do Turcato



$Y = QmsU$ (Turcato). Teste de "Normalidade" dos resíduos, r .



$Y = QmsU$ (Turcato) Teste de "Variância" dos resíduos estandarizados (r')



$Y: QmsU$ (Turcato). Teste de "Modelo Linear" para todos os casos através do estatístico COOK

Figura 7.29: Ajustes de $QmsU$ para a bacia do Turcato

A principal fonte de criação de um hidrograma ingreme numa bacia vertente é a força de concentração da chuva em poucos intervalos de tempo. Isto pode ser representado através da convectividade das entradas medida com *I10ad*. Quando a precipitação máxima de 10 minutos aumenta com relação ao padrão temporal completo de precipitações, aumentam-se as probabilidades de "concentrar" mais fortemente um valor máximo relativo a um total de lâmina escoada. Portanto, existe uma proporcionalidade entre a concentração das entradas e a concentração das saídas do sistema.

Por outro lado, a existência de um limite do escoamento superficial UES identificado no item 7.3.3, pode ser representado por meio da relação entre as precipitações antecedentes e a precipitação do evento em particular, ou seja um indicador do tipo *IPa/P*. Para um estado de umidade determinado, precipitações menores produzem menores lâminas de escoamento superficial com vazões de pico também menores. No entanto, esta diminuição é mais evidente na "produção" de volumes de escoamento que se comparado com a "produção" de picos (mais relacionada com a probabilidade de acontecer intensidades máximas em durações menores). Desta maneira, quando ocorrem precipitações pequenas é de esperar o aparecimento de hidrogramas de resposta rápida e de curta duração, o que faz que *Tpad* tenha um coeficiente negativo de -0,01 referente a *IPa/P*.

*Este indicador é útil num período úmido, onde é mais provável de acontecer um escoamento sobre superfícies saturadas (ESS). Numa época seca no ano, quando o *IPa* é praticamente nulo, como explicaria este indicador a formação de escoamento do tipo Hortoniano (ESI)? É claro advertir que este limitante, já que de fato ocorrem escoamentos significativos nesta época também, com ponderação dos picos sobre as lâminas geradas. A resposta justamente é uma questão de escala, descrita a seguir.*

Quando existem condições antecedentes úmidas, a "memória" do sistema pode-se discretizar através de intervalos diários com bastante precisão e, assim, uma precipitação nova gerará uma resposta que pode ser retratada em forma "concentrada" temporalmente. A discretização desta resposta não é muito diferente da discretização temporal para retratar o estado e a entrada que a condicionaram.

No entanto, quando a "memória" do sistema é pequena, um padrão de chuva produz uma ativação muito violenta nas condições iniciais. Isto introduz uma perturbação forte que deve ser "distribuída" para agora ter um acompanhamento das alterações rápidas de estado do sistema. Portanto, a "memória" do sistema é atualizada rapidamente, e assim cada novo intervalo de chuva deve ser comparado com o estado nos intervalos antecedentes. Desta maneira, a relação *IPa/P* é

estimada numa escala intra-evento. Por exemplo, ao colocar os tipos de comportamento diferentes encontrados nas sub-bacias desde a micro para a macro-escala, se identificam tendências regionais singulares (Figura 7.30). A contribuição sub-superficial versus o coeficiente de escoamento tem sido influenciados pela forma em que são gerados os volumes e, portanto, pelos fatores que influenciam nos estados antecedentes.

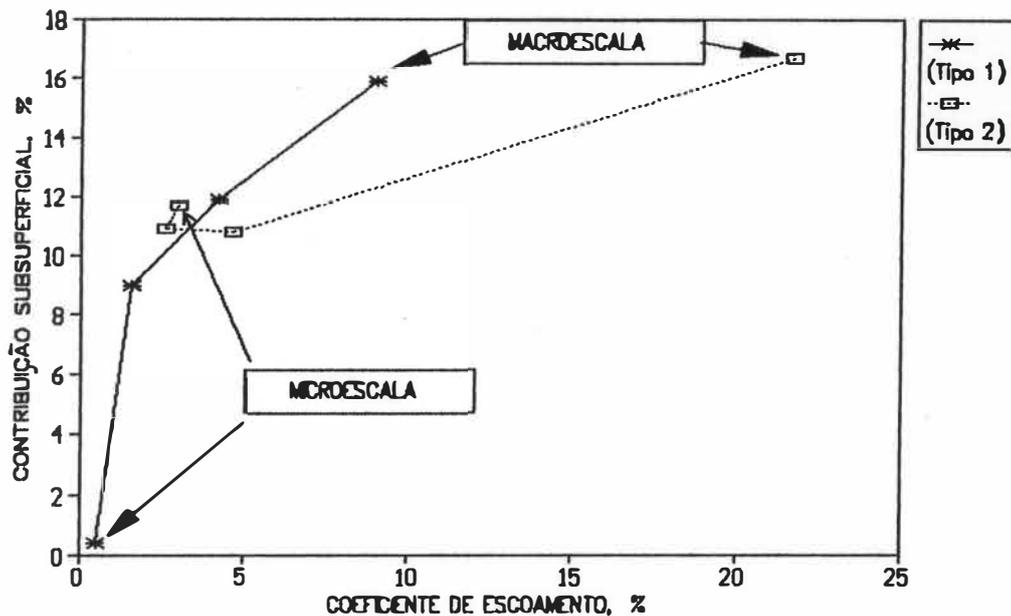


Figura 7.30: Contribuição sub-superficial versus escoamento médio desde a micro-escala (Anfiteatro, 0125 km²) para a macro-escala (Andorinhas, 563 km²)

A estes limitantes, uma vez determinado a lâmina pico instantânea com relação à lâmina gerada, soma-se a inter-relação existente entre o valor máximo e a duração da subida do hidrograma, *T_{pico}*. É muito difícil separar este comportamento nas vertentes de cabeceiras, já que sempre eles são inversamente proporcionais. Muitos autores, entre eles *Betson*(1964), *Dunne*(1978) e *Chevallier*(1990) propõem o quociente entre ambos de maneira de ter uma estimativa da velocidade com que são produzidos os ramos ascendentes dos hidrogramas. É por isso que o *T_{pico}* aparece com um coeficiente negativo de -0,092 e com uma tolerância de 0,907 no modelo

linear para o Anfiteatro. Esses valores ratificam o conceito de similaridade visto que através de (7.20) no item 7.4.3. A existência de alguns valores atípicos na amostra, dois no verão, e outro no inverno ocorridos ante um estado de saturação muito forte, diminuem a predição deste modelo.

Na sub-bacia do *Donato* o comportamento inverso de *Tpico* (-0,644) se repete. A existência de uma variável de estado dinâmica como a vazão inicial favorece a aparição de picos relativos maiores. Porém, ao ser uma bacia de área maior, as intensidades máximas em 30 minutos exercem maior influência na formação do pico que as intensidades em durações menores. A evapotranspiração média exerce um papel prioritário na formação e manutenção da lâmina superficial gerada. Ao aumentar a evaporação aumentam as perdas antes e após o evento, o que faz que os volumes gerados sejam muito influenciados, de forma negativa, pelo meio não saturado das cabeceiras da sub-bacia. Assim, a vazão pico reduzida (*QmsU*) aumenta em forma substancial.

No *Turcato*, o *QmsU* (em unidades de $m^3/s/km^2$) tem uma correlação positiva com a vazão inicial (0,794), *ETPd*(0,110) e *Imáx30*(0,021), no entanto as suas tolerâncias diminuem. O índice de rugosidade-porosidade (*Ir*) aparece com uma correlação também positiva na formação do pico, apesar de estar relacionado a *LES* no início das precipitações e ante déficits hídricos altos. As áreas parciais de contribuição (*APC*) tem uma função destacada na formação da lâmina de escoamento. Portanto o valor negativo (-0,017) indica que elas são mais prováveis de funcionar ao longo de todo o evento chuvoso de forma uniforme, e não ter uma relação implícita só na formação do pico. Isto também pode ser visto no valor 0,001 relativo à relação linear de *APC* com *Tpad*. A alta explicação da variância para uma outra amostra da mesma população (R^2 igual a 90 %), com a existência de um único valor atípico (27/04/93), indica uma boa performance do modelo para o Turcato e que, de fato, contou com uma amostra maior (N=54).

7.5.1.2 Localização temporal da vazão máxima: *Tpad*

Em relação à localização do pico (*Tpad*) o Anfiteatro o *IPa/P* cresce de forma inversa(-0,01) à ocorrência temporal do pico no hidrograma. Ao diminuir as precipitações, as lâminas geradas são menores, mas o tempo de base, que bem dado pela duração e intensidade média da chuva, tende a diminuir também. Ao não alcançar um tempo de concentração conforme a lâmina precipitada, a redução do tempo ao pico é mais forte que a redução do tempo de base, e portanto *Tpad* diminui com *IPa/P*.

Comparando agora entre duas tormentas de precipitação total igual, é esperável ter esse comportamento inverso para diferentes estados de *IPa*? A escala temporal da resposta hidrológica muda para esses casos. O tempo de base tende a aumentar para os *IPas* maiores devido a um

maior funcionamento do mecanismo sub-superficial, inserido dentro da componente do escoamento rápido da vertente, e portanto o tempo ao pico, em termos relativos (T_{pico}/T_{base}), é menor. Por outro lado, a intensidade máxima em 30 minutos mostra-se inversamente proporcional ao crescimento de T_{pico} , exercendo influência na sua localização temporal. A localização do pico tem um crescimento positivo (0,304) conforme o aumento da interceptação (I_c) pelos cultivos. Isto deveria ser analisado com mais eventos para verificar a validade desta relação.

O *Donato* apresenta correlações positivas quanto a I_c . As condições iniciais com relação aos valores máximos indicam que a respostas máximas ante condições secas (Q_{ini}/Q_{mt} menor) tendem a produzir hidrogramas mais concentrados no início (conforme apresentado o Tipo 1 do Donato, na Tabela 7.13). Uma característica significativa é que para o Donato a intensidade máxima relativa (I_{30ad}) é um bom estimador da "localização do pico" do hidrograma, no entanto no Anfiteatro a intensidade relativa está mais relacionada ao "valor do pico" do hidrograma. Isto na realidade não expressam uma diferença senão uma complementariedade que pode ser interpretada através da integração das similaridades das respostas como o apresentado no item 9.4.3. Na estimativa de Q_{msU} , a $ETPd$ influi na lâmina de escoamento gerada e em trânsito até a foz, aqui ela influe no tempo de base, portanto o pico tende a se posicionar mais próximo do fim do escoamento significativo.

Na sub-bacia do *Turcato* todos os preditores aparecem com coeficientes positivos. O caso das áreas parciais (APC) foi discutido antes a sua condição de contribuir uma lâmina em excesso de forma uniforme, e portanto diminuindo as assimetrias temporais do hidrograma. O que surpreende e que os quatro preditores restantes não mudaram a sua tendência anterior para Q_{msU} , repetindo esta tendência positiva para com T_{pad} . No caso de $ETPd$ a explicação é idêntica que a dada para o Donato. Chama a atenção que duas variáveis de estado como I_r e Q_{ini} , apareçam proporcionais a T_{pad} . A rugosidade-porosidade (I_r) é responsável pela formação da lâmina de detenção superficial, dada pelo tempo de imbibição da unidade estudada (T_{imb}) da microparcela de 1 m^2 , e segundo a Tabela 7.17, ao diminuir T_{imb} , T_{pad} também diminui.

Por que aparece uma tendência aparentemente conflitiva numa escala maior como o Turcato? O Turcato por ser uma área de geração e condução de volumes escoados, apresenta os efeitos de translação da onda de cheia. Isto é, os hidrogramas são mais aplanados e suaves que nas áreas vertentes, mas por outro lado a translação de volumes gerados é dependente das condições iniciais (Q_{ini}) para se desenvolver numa "escala fluvial". Existem os efeitos dos retardos devido a: i) ação da rugosidade e porosidade na superfície das bacias (I_r), e ii) da onda pelo o mecanismo próprio de propagação.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Na fase exploratória em que foi encaminhado o estudo de escalas hidrológicas, as conclusões deste trabalho não podem ser definitivas. Elas se concentram-se na integração de sub-processos num nível distribuído e outro concentrado, relacionadas com a geração de escoamento nas bacias de pequena ordem.

8.1 Integração na micro-escala hidrológica

O objetivo deste trabalho foi mostrar as capacidades de um estudo experimental localizado nas regiões mais dinâmicas de uma vertente para explorar a escala de integração de processos com diferentes níveis de similaridade. Conforme estes graus de similaridade, evidencia-se uma transição entre a micro e meso-escala hidrológica. As Áreas de Transição Escalar são influenciadas por: i) anisotropias dos parâmetros representativos, ii) pela quase estacionariedade da variância num campo de heterogeneidades, e iii) desequilíbrios externos, não naturais do processo, que agregam uma variabilidade espacial a ser identificada.

A variabilidade espacial total pode ser decomposta em duas: i) uma parte que segue um processo natural de heterogeneidade e que vem dado pelos atributos próprios do sistema como solo, textura, declividade, porosidade e estrutura; e ii) a outra devido ao desajuste espacial que introduzem os fatores externos (agricultura neste caso). Desta maneira, a escala de flutuação tem a limitação imposta na escala observacional onde atuam estas perturbações. Assim, "dada uma limitante na escala observacional, esta perturbação se reflete num diferente grau de similaridade e, portanto, num alcance espacial diferente".

Os resultados obtidos revelam a existência de diferentes populações da mesma variável hidrológica conforme a intensidade do desequilíbrio antrópico. Na maioria dos modelos hidrológicos esta discriminação é considerada por questões práticas de concentrada na micro-escala. Por isso, é de esperar que a transição escalar seja mais difícil de acompanhar quando não são discriminadas estas limitantes externas.

A não estacionariedade da variância tende a aumentar no sentido da declividade geral da vertente, independente do grupo de parâmetros utilizados. Desta maneira, para um crescimento da distância, os semivariogramas dos logaritmos de K_s crescem mais no sentido da vertente, já seja pela dinâmica natural como pelo desequilíbrio dos terraços. Por outro, tendem a ficar próximos a uma variância constante na direção transversal. Este comportamento é mais heterogêneo, se

comparada com os sub-grupos menos influenciados e é dado principalmente pela "mistura" de populações de amostras diferentes. Do ponto de vista prático, esta mistura aumenta a incerteza sobre distribuição espacial das variáveis e sobre a forma da transição escalar entre micro e meso escala.

Quando analisados estes fatores no Anfiteatro, é notável uma mudança no comportamento da variância a partir de uma distância média entre 70 e 80 metros, para o sentido de maior desenvolvimento da vertente. Este limite é mais de duas vezes os valores da escala de correlação espacial para a amostra total recolhida e próximo da escala de correlação para os valores menos influenciados. O cálculo de cada ordenada dos semivariogramas de K_s , não leva em conta a estrutura de correlação de todo o universo multivariado possível (e do qual temos analisado só cinco variáveis). No entanto, a ação conjunta destas variáveis indicam limites físicos dentro da vertente, uma vez que é conseguido extrair o efeito de uma variável particular. Diminuindo o efeito dos terraços, um limite de 70 a 80 metros no sentido da vertente indica uma mudança na hipótese de estacionariedade de K_s .

No caso do Anfiteatro existe sem dúvida uma superposição de escalas. Pode-se dizer que a não tendência encontrada no sentido transversal, demonstra uma ruptura entre a escala superficial com relação a escala sub-superficial estudada. É de esperar este comportamento em toda a configuração radial da vertente, por tanto é advertido o perigo de usar metodologias de interpolação na micro-escala sem levar em conta a informação espacial dos terraços agrícolas. Isto fornece às claras, que a "informação do contexto" deve ser incluída no futuros estudos sobre vertentes com agricultura intensiva.

É recomendável que os próximos trabalhos possam aprimorar a técnica de transição escalar aqui apresentada, respeitando i) a natureza multivariada, e ii) levando em conta os graus de similaridade das variáveis. Isto pode realizar-se através da escolha de pesos específicos nas variáveis mais significativas na micro-escala. Uma vez conseguido isto, deve-se simular a analogia da técnica de transição escalar através de uma modelação distribuída, ante eventos chuvosos naturais e contrastando as previsões com os hidrogramas observados.

8.2 Integração na meso-escala hidrológica

O propósito na meso-escala é um retrato da múltipla e complexa realidade de fatores atuando numa funcionalidade do sistema. Esta realidade é mais evidente e melhor acompanhada escalarmente através do estudos nas bacias embutidas. No caso das sub-bacias do Rio Potiribú, esta realidade está condicionada pela superposição contínua de um ciclo climático e de um ciclo

cultural. Isto influe na interação entre as entradas, as saídas e o estado das sub-bacias embutidas. Neste trabalho utilizaram-se sete variáveis de estado, das quais quatro retratam os ciclos natural e antrópico. As outras três capturam o desenvolvimento da "memória" do sistema.

Em forma geral, a escala de vertente mostra-se sensível às singularidades no padrão temporal das chuvas. Na sub-bacia de segunda ordem, se combinam os efeitos "bacia" e "canal", dando uma heterogeneidade funcional mais difícil de retratar se comparada tanto com uma vertente ou uma bacia com rede de drenagem desenvolvida. Na maior sub-bacia estudada, evidenciam-se comportamentos mais previsíveis em virtude da atividade periódica de áreas saturadas e que influenciam as respostas.

Na determinação de limites de escoamento, a escala intermediária das três sub-bacias apresenta maior dificuldade quanto à discriminação dos casos com e sem lâmina gerada. O fluxo sub-superficial, a formação da rede de drenagem em planta e as perdas iniciais importantes, dada a baixa ordem de seus canais, criam uma situação menos previsível. Portanto, a melhora nas previsões podem alcançar-se pela intensificação de medições da dinâmica subterrânea "in situ" ao longo de todo o ano, combinada com monitoramentos das mudanças nos caminhos preferenciais.

Para as três sub-bacias, a taxa de crescimento das áreas de contribuição ao escoamento é diferente, de acordo aos períodos no ano e a precipitação total durante o evento chuvoso. Por outro, os tipos de hidrogramas reduzidos mostram tendências comuns nas sub-bacias. Ao estudar parâmetros de forma do hidrograma observado, as três sub-bacias fornecem resultados regionais próximos.

Estes resultados prévios tanto na micro como na meso-escala das sub-bacias do Rio Potiribú, RS, devem continuar sendo testados e validados para o bioma que caracteriza a região do derrame basáltico sulriograndense, o qual sofre atualmente uma agricultura intensiva. A utilização das parametrizações aqui apresentadas devem ser contrastadas com uma desagregação das estimativas dos modelos globais e ligadas às realidades e observações feitas na micro-escala. Estas escalas impõem uma retomada nos condicionantes das primeiras hipóteses integradoras na escala de vertente no derrame sulino e que devem ser validadas nos trabalhos futuros de modelação distribuída e concentrada para fins de previsão, monitoramento e avaliação de cenários múltiplos.

8.3 Perspectivas através de uma Hipótese Integradora

Existem fundamentos qualitativos que evidenciam o novo estágio da hidrologia de vertentes e que virão a produzir futuras metodologias. O primeiro aspecto que maior diferencia a velha e a nova hidrologia, é que antigamente se preocupava em "separar" o que era escoamento que

ocorria na superfície e o escoamento que ocorria por debaixo dela. Nas hipóteses antigas, a evolução temporal do sistema representava-se pela sucessão de "equilíbrio inicial, fase não linear, pseudo equilíbrio num valor máximo e fase linear de esgotamento".

Atualmente, o novo desafio é identificar como os macro-domínios interagem para produzir um hidrograma característico na bacia de ordem zero. Assim, tem-se em consideração quais as parcelas do sistema que contribuem com um escoamento mais rápido e quais com um escoamento mais lento e, portanto, a identificação das águas novas e as águas velhas do sistema. Isto pode considerar-se como a identificação das escalas de integração rápidas e lentas, entre as entradas e saídas e dos tempos de residência nos componentes do sistema.

Numa metodologia sistêmica, isso veria a ocupar a componente de funcionalidade. A resposta hidrológica de um plano vertente está caracterizada por uma evolução que implica ordem, desordem, interações, e reorganização do sistema ante as entradas de outros fluxos de matéria e energia. Assim, a identificação dos caminhos preferenciais do fluxo servem de estrutura, capaz de integrar uma ampla variedade de sub-processos numa faixa contínua de escalas. Nesta nova fase, o desafio converte-se em "integrar" mecanismos e unidades geradoras, e assim ver o hidrograma como uma função integradora de processos.

Um segundo aspecto, de tipo operacional, indica que na micro-escala é preciso contar com o máximo de fatores que influem nos processos de vertente através de um mecanismo multivariado espacialmente. Este requisito é essencial para obter valores ótimos na estimativa da Função de Informação Hidrológica. As condições iniciais atuantes na micro-escala se superpõem para dar uma resposta hidrológica na meso-escala. Elas tem menos efeito a medida que cresce a intensidade e a uniformidade espacial dos eventos chuvosos, e portanto o hidrograma na meso-escala representa uma síntese integradora a nível concentrado. Esta concepção pode-se estender para bacias de ordens relativamente próximos (1,2,...) sempre e quando se conserve uma relação intensidade / área de integração para os eventos analisados.

Quando nos aproximamos à macro-escala hidrológica, o equilíbrio entre os domínios da atmosfera, área de captação e sistema fluvial tende a se organizar em forma muito complexa, atuando em escalas, mecanismos e domínios diferentes, o que estruturalmente impõe uma limitação para a Hipótese Integradora (HI). Assim, o acoplamento de processos indica, até o presente, ser o caminho mais correto a seguir e portanto desafia a uma conceituação futura uma vez esgotados os recursos fornecidos pela HI na meso-escala.

O terceiro aspecto se refere às expectativas atuais dos modelos hidrológicos. Numa primeira fase, a hidrologia manteve fixos os critérios de previsão para assim mudar e/ou melhorar os modelos à realidade. Quanto mais detalhado o novo modelo, melhor era a esperança de responder às expectativas de simulação. Com a redescoberta dos mecanismos que atuam nas vertentes, essa visão muda. Assim, nesta atual fase hidrológica, tem-se compreendido que diversos modelos, sejam eles concentrados ou distribuídos, determinísticos e/ou estocásticos, mais empíricos ou conceituais, etc., podem muitas vezes apresentar resultados próximos. As incertezas pelas heterogeneidades, pela formulação do modelo e suas componentes, e pelo estabelecimento das condições iniciais, são problemas comuns devido à natureza do ciclo hidrológico, presentes também na escala de vertente.

Assim, hoje "sentimos" a limitação de nossos modelos devido, justamente pelas limitações das hipóteses que os deram lugar. Por isso, vemos os modelos como ferramentas parciais que imitam os verdadeiros sistemas hidrológicos. Desta forma, são agora *as nossas expectativas que começam a mudar* entorno deles, em especial sobre um dos sistemas mais representativos, com maior diversidade de processos e com evidente transição de domínio escalar: as vertentes naturais. Portanto, nesta segunda e atual fase, a interação direta hidrólogo-sistema hidrológico significa uma necessidade urgente, uma questão básica inicial, para melhor compreender o verdadeiro rol das escalas espaço-tempo do ciclo geral de água na Terra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M. 1992. The theory of the hydrologic model or: the struggle for the soul of hydrology. In: O'Kane, J. (ed.) *Advances in theoretical hydrology: a tribute to James Dooge*. Amsterdam: Elsevier. p.237-252. (European Geophysical Series on Hydrological Sciences, 1).
- ABBOTT, M., BASCO, D. 1989. *Computation fluid dynamics; an introduction for engineers*. London: Longman, and New York: Wiley, 450 p.
- AROLA, A., LETTENMAIER, D. 1994. Effects of subgrid spatial heterogeneity on GCM-scale land surface energy and moisture fluxes. In: American Geophysical Union (ed.). "1994 Western Pacific Geophysics Meeting". Hong Kong, H21A, Hydrology processes and their scale problems, H21A-2.
- ARNELL, N. 1993. Data requirements for macroscale modelling of the hydrosphere. In: YOKOHAMA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1993. *Macroscale Modelling of the Hydrosphere: proceedings*. Wallingford: IAHS Publication n.214, p.139-149.
- ASSOULINE, S. 1994. Comment on "A partial contributing area model for linking rainfall simulation data with hydrographs of a small arid watershed" by J.Ben-Asher and G.Humborg. *Water Resources Research*. Washington, V.30, n.1, p.139-141, Jan.
- ATKINSON, C. 1978. Techniques for Measuring Subsurface Flow in Hillslopes. In: Kirkby, M.(ed.). *Hillslope Hydrology*. New York: John Wiley & Sons, p.73-120.
- AVISSAR, R. 1992. Conceptual aspects of a statistical-dynamical approach to represent landscape subgrid-scale heterogeneities in atmospheric models. *Journal of Geophysical Research*, Washington, V.97, n.D3, p.2729,-2742, Feb.
- AVISSAR, R., PIELKE, A. 1989. A parameterization of heterogenous land surface for atmospheric numerical models and its impacts on regional meteorology. *Mon.Weather Rev.* Washington, v.117, p. 2113-2136
- BAUERMANN, A. 1994. *Apoio à decisão em Recursos Hídricos: integração da planilha eletrônica com modelo de simulação de qualidade de água*. Porto Alegre: UFRGS- Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, 115 f., Diss. Ms. Sci. Engenharia Civil
- BEAR, J. 1972. *Dynamics of fluid in porous media*. Elsevier: New York, 784 p.
- BECKER, A. 1987. Macroscale hydrologic models in support to climate research. In: VANCOUVER INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1987. *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources: proceedings*. Wallingford, IAHS Publication n.168, p.431-445.
- BECKER, A. 1992. Criteria of a hydrologically sound structuring of large scale land surface process models. In: O'Kane (ed.) *Advances in theoretical hydrology: a tribute to James Dooge*.

Amsterdam: Elsevier. Ch.7, p.97-111. (European Geophysical Series on Hydrological Sciences, 1).

- BECKIE, R., ALDAMA, A., WOOD, E. 1994. The universal structure of the groundwater flow equations. *Water Resources Research*. Washington, V.30, n.5, p.1407-1419, May.
- BELTRAME, L., LOUZADA, J., MEDEIROS DA ROSA, S., MIRANDA, T., RISSO, A. 1993. Levantamento de áreas para irrigação através do sistema de informações geográficas: caso de estudo da bacia do Arroio Taboão. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10. [e] SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO CONE SUL, 1., 1993, Gramado. *Anais*. Porto Alegre: ABRH, 5v, v.2, p.308-314.
- BELTRAME, L., LOUZADA, J., LANNA, E., CAUDURO, F., MEDEIROS DA ROSA, S., MIRANDA, T. 1994. Evapotranspiração Potencial no Rio Grande do Sul. *Recursos Hídricos*, Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, n. 31, 49 p.
- BEN-ASHER, J., HUMBORG, G. 1992. A partial contributing area model for linking rainfall simulation data with hydrographs of a small arid watershed. *Water Resources Research*, Washington, V.28, n.8, p.2041-2047, Aug.
- BETSON, R. 1964. What is Watershed Runoff?. *Journal of Geophysical Research*, Washington, vol.69, n.8, p.1541-1552, Apr.
- BEVEN, K. 1978. The hydrological response of headwater and slope areas. *Hydrological Sciences Bulletin*, Oxford, V.23, n.4, p.419-437.
- BEVEN, K. 1981. Comments on 'A Stochastic-Conceptual Analysis of Rainfall-Runoff Processes on a Hillslope' by R.Allan Freeze. *Water Resources Research*, Washington, V.17, n.2, p.431-432, Apr.
- BEVEN, K. 1982. On subsurface stormflow: an analysis of response times. *Hydrological Sciences Journal*. Wallingford, V.4, n.12, p.505-521.
- BEVEN, K. 1985a. Distributed Models. In: Anderson, M., Burt, T. (ed.) *Hydrological Forecasting*. Chichester: John Wiley & Sons, Ch.13, p.405-433
- BEVEN, K. 1986. Runoff Production and Flood Frequency in Catchments of order n: an alternative approach. In: V.Gupta, I.Rodriguez-Iturbe, E.Wood (ed.) *Scale Problems in Hydrology*. Dordrecht: Reidel, p.107-132.
- BEVEN, K. 1987. Towards a New Paradigm in Hydrology. In:ROME INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1987. *Water for the future: hydrology in perspective: proceedings*. Wallingford: IAHS Publication n.164, p.393-403.
- BEVEN, K. 1989. Changing Ideas in Hydrology - The Case of Physically-Based Models. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.105, p.157-172.
- BEVEN, K., KIRKBY, M. 1979. A Physically-Based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology, *Hydrological Science Bulletin*, Oxford, V.24, n.1, p.43-69, Mar.

- BEVEN, K., GERMANN, P. 1982. Macropores and Water Flow in Soils. *Water Resources Research*, Washington, V.18, n.5, p.1311-1325, Oct.
- BEVEN, K., BINLEY, A. 1991. The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction. In: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*. Chichester: John Wiley & Sons, p.227-246.
- BEVEN, K., MOORE, I. 1991. Introduction. In: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*. Chichester: John Wiley & Sons, p.1-3.
- BINLEY, A., BEVEN, K., CALVER, A., WATTS, L. 1991. Changing responses in hydrology: assessing the uncertainty in physically based model predictions. *Water Resources Research*. Washington, v.27, n.6, p.1253-1261, Jun.
- BONELL, M., HENDRIKS, M., IMESON, A., HAZELHOFF, L. 1984. The Generation of Storm Runoff in a Forested Clayey Drainage Basin in Luxembourg. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.71, p.53-77.
- BONELL, M. 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.150, p.217-275.
- BORGES, A., BORDAS, M. 1988. Choix de bassins représentatifs expérimentaux pour l'étude de l'érosion sur le plateau basaltique sudaméricain. In: PORTO ALEGRE INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1988. *Sediment Budgets: proceedings*. IAHS Publication n.174, p.161-169.
- BOULET, R., LEPRUN, J.C., CHEVALLIER, P., SANCHEZ Y VACAS, A. 1993. Reconnaissance pedologique sur les bassins du projet Potiribu. *Rapport Provisoire*. 29-31/3 /1993, 15 f.
- BOYER, J., CRESPIY, A., DIEULIN, C., GUISCAFRE, J., RAOUS, P. 1992. *PLUVIOM, Software de gestão de dados pluviométricos. Manual de Uso*. ORSTOM, Montpellier
- BRESLER, E., RUSSO, D., MILLER, R. 1978. Rapid estimate of unsaturated hydraulic conductivity function. *Soil Sci. Soc. Am. J.*,42, p.170-172.
- BROWN, D. 1994. The Quark and the jaguar: the complexity of life. *Physics Today* Washington, p.30, Jun.
- BRUIJNZEEL, L. 1993. Land-use and hydrology in warm humid regions: where do we stand ? In: IAHS INTERNATIONAL SYMPOSIUM, *Hydrology of warm humid regions*, proceedings. Wallingford, IAHS Publ. n.216, p.1-34.
- BURINGH, P. 1979. *Introduction to the study of soils in tropical and subtropical regions*. Wageningen: Centre for Agricultural Publishing, 124p.
- BURT; T. 1988. Storm Runoff Generation in Small Catchments in Relation to the Flood Response of Large Basins. In: Beven, K., Carling, P.(ed.) *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*. New York: John Wiley & Sons, p.11-35.

- CARLING, P., BEVEN, K. 1989. The hydrology, sedimentology and geomorphological implication of floods: an overview. In: Beven, K., Carling, P.(ed.) *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*. New York: John Wiley, p.1-9.
- CARVALHO, A. de , ABRÃO, P., FASOLO, P., PÖTTER, R. 1990. *Levantamento Semidetalhado dos solos da Bacia do Arroio Taboão (Pejuçara/Ijuí, RS)*. Publ. Interna. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS. Porto Alegre.
- CASTRO, N.M.R. 1992. *Formação das Cargas Sólidas em Suspensão em Pequenas Bacias Rurais do Derrame Basáltico Sulriograndense*. Porto Alegre: UFRGS- Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, 101 f., Diss. Ms. Sci. Engenharia Civil.
- CASTRO, N., CHEVALLIER, P. 1993. Funcionamento hidrossedimentológico de uma Terra Roxa Estruturada. in: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 10.[e] SIMPÓSIO RECURSOS HÍDRICOS CONE SUL,1.,1993, Gramado. *Anais*. Porto Alegre: ABRH. 5v. v.2., p.456-465.
- CASTRO, N.M., CHEVALLIER, P., SILVEIRA, A.L. da. 1993. Agriculture on the Brazilian basaltic plateau. Cultivation practices and soil conservation: First results of the Potiribu project. In: S.Wicherek (ed.) *Farm Land Erosion: In temperate plains environment and hills*. Amsterdam: Elsevier, p.403-414.
- CAUDURO, F.A., DORFMAN, R. 1993. *Manual de Ensaio de Laboratório e de Campo para Irrigação e Drenagem*. Porto Alegre: PRONI-IPH-UFRGS, 216p.
- CELIA, M., RAJARAM, H., FERRAND, L. 1993. A multi-scale computational model for multiphase flow in porous media. *Adv. in Water Resources*. Amsterdam, V.16, p.81-92, Jan.
- x CHAPPELL, N., TERNAN, L. 1991. Flow Path Dimensionality and Hydrological Modeling. In: Beven, K., Moore, I. (ed.) *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*. Chichester: John Wiley & Sons, p.121-140.
- CHATFIELD, C., COLLINS, A. 1980. *Introduction to Multivariate Analysis*. London: Chapman and Hall
- CHEBOUNI, G. 1994. Investigation of Surface Heterogeneity: derivation of effective parameters. In: American Geophysical Union (ed.). "1994 Western Pacific Geophysics Meeting", H11a-2, Extracting Drainage Networks from Digital Elevation Models Based in Catchment Areas, Paper H11A-6.
- CHEVALLIER, P. 1990. *Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide Booro-Borotou(Côte d'Ivoire)*. Th. Dr. Paris: Éditions de l'Orstom, Collection Études et Thèses, 331p.
- CHEVALLIER, P. 1993. Projeto Potiribú: dados básicos de fluviometria e pluviometria. *Recursos Hídricos*. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRGS, n.26, 49p.

- CHEVALLIER, P., CASTRO, N.M. DOS R. 1991. As precipitações na região de Cruz Alta e Ijuí(RS). In: IX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 1991, Rio de Janeiro. *Anais*. ABRH, V.III., p.183-192.
- CHEVALLIER, P., DHEIN, R. 1993. As chuvas excepcionais de 26 e 27 de maio de 1992 na região de Ijuí, RS. *RBE, Cadernos de Recursos Hidricos*. ABRH, v.11, n.1, p.55-66.
- CHORLEY, R. 1978. The hillslope hydrological cycle. In: Kirkby, M.(ed.) *Hillslope hydrology*. Chichester: John Wiley, p.1-42.
- CHOW, V.T. 1959. Handbook of applied hydrology. New York: Mc Graw Hill.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1980. *Geomorfologia*. São Paulo: Edgar Blücher. 150p.
- CLARKE, R. T. 1994. *Statistical Modelling in Hydrology*. New York: Wiley, 412 p.
- COCHONNEAU, G. 1993. *HYDROM, Sistema de banco de dados fluviométricos. Manual do Usuário*. ORSTOM, Montpellier
- CRESSIE, N. 1991. *Statistics for Spatial Data*. New York: John Wiley & Sons, 898 p.
- CUSHMAN, J.H. 1984. Fourier representation of multiphase averaging theory. *Advances in Water Resources*. Amsterdam, V.7, p.126-131, Sep.
- DAGAN, G., BRESLER, E. 1983. Unsaturated flow in spatially variable fields 1. Derivation of models of infiltration and redistribution. *Water Resources Research*, Washington, V.19, n.2, p.413-420, Apr.
- DAVIS, A., MARSHAK, A., WISCOME, W., CAHALAN, J. 1994. Multifractal Characterizations of Non-stationary and Intermittency in Geophysical Fields: Observed, Retrived, or Simulated. *Journal of Geophysical Research*, Washington, V.99, n.D4, p.8055-8072,
- DE BOER, D. 1992. Constrains on spatial transference of rainfall-runoff relationships in semiarid basins drained by ephemeral streams. *Hydrological Sciences Bulletin*. V.37, n.5, p.491-504, Oct.
- DICK, S., BAUMERT, H. 1991. A Concept for Hydrological Process Studies from Local to Global Scales. In: VIENNA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1991. *Hydrological Interactions Between Atmosphere, Soil and Vegetation: proceedings*. Wallingford: IAHS Publication n.204, p.31-42.
- DICKINSON, W., WHITELEY. 1970. Watershed areas contributing to runoff. In: WELLINGTON INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1970. *On the results of research on representative and experimental basins: proceedings*. Wallingford, IAHS publication n.96, p.12-26.
- DNPA (Departamento Nacional de Pesquisa Agropecuária). 1973. *Levantamento de Reconhecimento dos solos do Estado do Rio Grande do Sul*. Recife: Ministério de Agricultura, 431 p. (Boletim Técnico n.30)

- DOOGE, J. 1983. On the study of water. *Hydrological Sciences Journal*. Wallingford, V.28, n.1, p.23-48, Mar.
- DOOGE, J. 1986. Looking for Hydrological Laws. *Water Resources Research*. Washington, V.22, n.5, p.46S-58S, Aug.
- DOOGE, J. 1988. Hydrology in perspective. *Hydrological Sciences Journal*. Wallingford, V.33, n.1, p.61-85, Feb.
- DOOGE, J. 1992. Hydrologic models and climate change. *Journal of Geophysical Research*. Washington, V.97, n.D3, p.2677-2686, Feb.
- DOORENBOS, J., KASSAM, E. 1979. *Yield response to water*. Rome: FAO, 193p. (Irrigation and Drainage Paper n.33)
- DUNNE, T. 1978. Field Studies of Hillslope Flow Processes. In: Kirkby, M.(ed.), *Hillslope Hydrology*. New York: John Wiley & Sons, p.227-293
- DUNNE, T. 1983. Relation of Field Studies and Modeling in the Prediction of Storm Runoff. *Journal of Hydrology*, Amsterdam. vol 65, p.25-48.
- DUNNE, T., BLACK, R. 1970. Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, Washington, V.6, n.5, p.1297-1310, Oct.
- DURNER, W. 1994. Hydraulic Conductivity Estimation for Soils with Heterogeneous Pore Structure. *Water Resources Research*. Washington, V.30, n.2, p.211-223, Feb.
- EAGLESON, P. 1970. *Dynamics hydrology*. New York: McGraw Hill, 390p.
- EAGLESON, P. 1991. Opportunities in hydrological sciences. *IAHS Newsletters*. Wallingford, n.40, Set.
- ENTEKHABI, D., EAGLESON, S. 1989. Land Surface Hydrology Parametrization for Atmospheric General Circulation Models Including Subgrid Scale Spatial Variability. *Journal of Climate*, Washington, V.2, p.816-831, Aug.
- ESHLEMAN, K.; POLLARD, J., O'BRIEN, A. 1994. Interactions between Groundwater and Surface Water in a Virginia Coastal Plain Watershed. 1. Hydrological Pathways. *Hydrological Processes*. Chichester, V.8, p.389-410.
- ELSENBEER, H.; WEST, A., BONELL, M. 1994. Hydrological pathways and stormflow hydrochemistry at South Creek, northeast Queensland. *Journal of Hydrology*, Amsterdam. V.162, p.1-21.
- FAMIGLIETTI, J., WOOD, E. 1991. Evapotranspiration and runoff from large land areas: land surface hydrology for atmospheric general circulation models. In: E. Wood (ed.) *Land surface atmospheric interations for climate models*. London: Kluwer Academic Publ.

- FREEZE, R. 1972. Role of Subsurface Flow in the Generation of Surface Runoff. 1. Base Flow Contributions to Channel Flow. *Water Resources Research*, Washington, V.8, n.3, p.609-623, Jun.
- FREEZE, R. 1972. Role of Subsurface Flow in the Generation of Surface Runoff. 2. Upstream Source Areas. *Water Resources Research*, Washington, V.8, n.5, p.1272-1283, Oct.
- FREEZE, R. 1980. A Stochastic-Conceptual Analysis of Rainfall-Runoff Processes on a Hillslope. *Water Resources Research*. Washington, V.16, n.2, p.391-408.
- GELHAR, L.W. 1982. Stochastic analysis of flow in porous media. In: J. Bear e M.Y. Corapcioglu (ed.). *Fundamentals of transport phenomena in porous media*. Dordrecht: Martinus Nihoff, p.673-718 (NATO SERIES. E: Applied Sciences, n.82)
- GELHAR, L. 1986. Stochastic subsurface hydrology from theory to applications. *Water Resources Research*. Washington, v.22, n.9, p.135S-145S, Set
- GENERAUX, D.; HEMMOND, H., MULHOLLAND, P. 1993. Spatial and Temporal Variability in Streamflow Generation on the West Fork of Walker Branch Watershed. *Journal of Hydrology*. Amsterdam. Vol 150, p.137-166.
- GERMANN, P., PIERCE, R., BEVEN, K. 1986. Kinematic wave approximation to the initiation of subsurface flow in a sloping forest soil. *Advances in Water Resources*. V.9, p.70-76.
- GOODRICH, D., WOOLHISER, D. 1991. Catchment Hydrology. *Reviews in Geophysics Supplement*, Washington, p.202-209. (U.S.National Report to International Union of Geodesy and Geophysics, 1987-1990: Contributions in Hydrology. AGU)
- GRAYSON, R.; MOORE, I., McMAHON, T. 1992. Physically Based Hydrologic Modelling: II. Is the Concept Realistic? *Water Resources Research*. Washington, V.26, n.10, p.2659-2666, Oct.
- GRAYSON, R; BLÖSCHL, G; BARLING, R., MOORE, I. 1993. Process, Scale and Constraints to Hydrological Modelling in GIS. In: VIENNA INTERNATIONAL CONFERENCE, 1993. *HydroGIS 93: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources: proceedings*. IAHS Publications n. 211, p.83- 92.
- HAAN, C. 1989. Parametric Uncertainty in Hydrologic Modeling. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1988. *Modeling Agricultural, Forest and Rangeland Hydrology*, proceedings. American Society of Agricultural Engineers, Chicago, p. 330-346.
- HARRIS, D., McDONNELL, J., RODHE, A. 1995. Hydrograph separation using continuous open system isotope mixing. *Water Resources Research*. Washington, V.31, n.1, p.157-171, Jan.
- HAZZANIZADEH, M., GRAY, W. 1979. General conservation equations for multi-phase systems: 1. Averaging procedure. *Advances in Water Resources*. Amsterdam, V. 2, p.131-144, Sep.
- HENLEY, D. 1980. *Non parametric geostatistics*. New York: Springer-Verlag

- HEWLETT, J., HIBBERT, A. 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Journal of Geophysics Research*. Washington, V.68, p.1081-1087.
- HEWLETT, J., HIBBERT, A. 1967. Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas, In: Sopper, W. e Lull, H. (Ed.), *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, New York, p.275-290.
- HEWLETT, J., TROENDLE, C. 1975. Non-Point and Diffused Water Sources: A Variable Source Area Problem, Proc. In: SYMPOSIUM ON WATERSHED MANAGEMENT, *Proceedings*, Am.Soc.Civ.Eng., New York, p.65-83.
- HILLEL, D. 1986. Modeling in soil physics: a critical review. In: *Hydrological modeling of small basins*. (Soil. Sci. Soc. Am. collection). New Orleans, p.35-42.
- HILLEL, D. 1991. Research in soil physics: a re-view. *Soil Science*. V.151, n.1, p.30-34, Jan.
- HORTON, R. 1932. Drainage basin characteristics. *Trans. Am Geophys. Union*. Washington, v.13, p.350-361.
- HORTON, R. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.* Washington, v.56, p.275-360.
- HROMADKA, T., WHITLEY, R. 1989. *Stochastic Integral Equations and Rainfall-Runoff Models*. Berlin: Springer-Verlag. 383p.
- IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme). 1993. A study of global change. In: INTERNATIONAL COUNCIL OF SCIENTIFIC UNIONS, 1993. *Report n.27*. Stockolm, 54p.
- IPAGRO. 1989. Atlas agroclimático. Rede meteorológica. Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 3v.
- JACQUET, J. 1970. Quelques reflexion sur la definition des bassins représentatifs et l'extrapolation de leurs resultants. In: WELLINGTON INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1970. *On the results of research on representative and experimental basins: proceedings*. Wallingford, IAHS publication n.96, p.339-346.
- * JENSEN, K., MANTOGLU, A. 1991. Future of Distributed Modelling. In: Beven, K. e Moore, I. (ed.) *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*. Chichester: John Wiley & Sons. p.203-212,
- JONES, A. 1971. Soil Piping and Stream Channel Initiation. *Water Resources Research*. Washington, V.7, n.3, p.602-610.
- JOHNSON, R.A., WICHERN, D.W. 1992. *Applied multivariate statistical analysis*. New York: Prentice-Hall International, Inc. 642 p.
- JORDAN, J.P. 1994. Bassin de recherche et modélisation des processus de formation des crues, proposition d'une approche couplée. Paris, *La Houille Blanche*, n.3/1994, p.15-22

- KESSLER, J., OOSTERBAAN, R. 1977. Determinación de la conductividad hidráulica de los suelos. In: International Institute for Land Reclamation and Improvement. In: ILRI (ed.) *Drainage Principles and Applications*. Wageningen: ILRI Publication, n.16, V.III, Cap.24, p.276-320.
- KIRKBY, M. 1988. Hillslope Runoff Processes and Models. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V. 100, p.315-339.
- KIRKBY, M., CHORLEY, R. 1967. Throughflow, Overland Flow and Erosion, *Bulletin International os Association Science Hydrology*, Wallingford, V.12, p.5-21.
- * KLEMES, V. 1983. Conceptualization and Scale in Hydrology. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.65, p.1-23
- KLEMES, V. 1986. Dilettantism in Hydrology: Transition or Destiny? *Water Resources Research*, Washington, V.22, n.9, p.177-188, Aug.
- KLEMES, V. 1988. A hydrological perspective. *Journal of Hydrology*. Amsterdam, V.100, p.3-28, Jan.
- KNEALE, W. 1986. The Hydrology of a Sloping, Struted Clay Soil at Wytham, Near Oxford, England. *Journal of Hydrology*, Amsterdam. V. 85, p.1-14.
- KUNDZEWICZ, Z., RYSZKOWSKI, L., KEDZIORA, A. 1991. Impact of the structure of an agricultural landscape on hydrological characteristics. In: INTERNATIONAL VIENNA SYMPOSIUM. *Hydrological Basis of Ecologically Sound Management of Soil and Groundwater*, proceedings. Wallingford: IAHS Publication n.202, p.51-60.
- LESACK, L. 1994. Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the Central Amazon. *Water Resources Research*. Washington, v.29, n.3, p.759-773, Mar.
- LEOPOLD, L., LANGBEIN, W. 1963. *The concept of entropy in landscape evolution* Washington: U.S. Geol Surv. Prof. Pap., 500 A.
- LIANG, X. 1994. *A two layer variable infiltration capacity land surface representation for General Circulation Models*. Washington: University of Seattle, Ph.D. Thesis, 259 p. (Water Resources Series, Technical Report, n.140).
- LINSLEY, R., KOLHER, M., PAULHUS, J. 1958. *Hydrology for engineers*. New York: Mc Graw Hill, 350p.
- LOAGUE, K., FREEZE, A. 1985. A comparison of rainfall-runoff techniques on small upland catchments. *Water Resources Research*. Washington, v.21, p.229-248, Feb.
- LOAGUE, K. 1988. Impact of Rainfall and Soil Hydraulic Property Information on Runoff Predictions at the Hillslope Scale. *Water Resources Research*, Washington, V.24,n.9, p.1501-1510, Sept.

- LOAGUE, K., GANDER, G. 1990. R.5 Revisited. 1.Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. *Water Resources Research*, Washington, V.26, n.5, p. 957-971, May.
- MARSILY, G. de. 1982. Spatial variability of properties in porous media: a stochastic approach. In: J. Bear e M.Y. Corapcioglu (ed.). *Fundamentals of transport phenomena in porous media*. Dordrecht: Martinus Nihoff, p.719-770. (NATO SERIES. E: Applied Sciences, n.82).
- McCULLOGH, J., ROBINSON, M. 1993. Hystory of Forest Hydrology. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.150, p.180-216.
- McDONNELL, J. 1990. A Rationale for Old Water Discharge through Macropores in a Steep Humid Catchment. *Water Resources Research*, Washington, V.26, n.11, p.2821-2832, Nov.
- MELCHING, C., YEN, B., WENZEL, H. 1989. A reliability estimation in modeling watershed runoff with uncertainties. *Water Resources Research*. Washington, v.26, n.10, p.2275-2286, Oct.
- MEROT, P., BRUNEAU, P. 1993. Sensitivity of bocage Landscapes to Surfaces Run-off: application of the Kirkby Index. *Hydrological Processes*, Amsterdam, V.7, p.167-176.
- MILLY, P. 1991. Some Current Themes in Physical Hydrology of Land-Atmosphere Interface. In: VIENNA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1991. *Hydrological Interactions Between Atmosphere, Soil and Vegetation: proceedings*. Wallingford: IAHS Publication n.204, p.3-10.
- * MOORE, I., GRAYSON, R., LADSON, A. 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*. New York, V.5, p.3-30.
- MONTGOMERY, D., DIETRICH, W. 1989. Source Areas, Drainage Density, and Channel Initiation. *Water Resources Research*, Washington, V.25, n.8, p.1907-1918, Aug.
- NACHTNEBEL, H., KOVAR, K., ZUIDEMA, Z. 1993. Hydrological basis of ecologically sound manegement of soil and groundwater. Paris: UNESCO-IGW Working Group to IHP Project. M-3-1, *Report*, 56 p.
- NEMEC, J. 1994. Climate variability and water resources: do we communicate in the field? (HAPEX, FIFE, GEWEX, GCIP, and what next? *Hydrological Sciences Journal*. Wallingford, V.39, n.3, p.193-198, Jun.
- NIELSEN, D.R., BIGGAR, J., ERH, K. 1973. Spatial variability of field measured soil-water properties. *Hilgardia*. California, V.42, n.7, p.215-260, Dec.
- NRC (National Research Council). 1991. *Opportunities in Hydrologic Sciences*. Washington: National Academy, 348 p. Comitee on Water Science and Technology Board; Comission on Geoscience, Environment and Resources.
- ODUM, H. 1982. *Systems Ecology*. New York: John Wiley, 644p.

- PESCHKE, G., SCHOLTZ, J., SEIDLER, C. 1991. Field investigations of moisture and temperature fluxes at atmosphere, soil and vegetation interfaces. In: IAHS INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1991, Vienna. *Proceedings*. Wallingford: IAHS, Publication n.204, p.433-442.
- PESSIS-PASTERNAK, G. 1992. *Du chaos à l'intelligence artificielle: quand les scientifiques s'interrogent*. Paris: La Découverte, 259 p.
- PHILIP, J. 1980. Field Heterogeneity: Some Basic Issues. *Water Resources Research*, Washington, V.16, n.2, p.443-448, Apr.
- PHILIP, J. 1992. Hydrology and the Real World. In: O'Kane, P.(ed.). *Advances in Theoretical Hydrology: a tribute to James Dooge*. Amsterdam: Elsevier. Ch.13, p.201-207. (European Geophysical Series on Hydrological Sciences, 1).
- * PILGRIM, D. 1983. Some problems in transferring hydrological relationships between small and large basins and between regions. *Journal of Hydrology*. Amsterdam, V.65, p. 49-72.
- PILGRIM, D., CORDERY, I., BARON, B. 1982. Effects of catchment size on runoff relationships. *Journal of Hydrology*. Amsterdam, V.58, p.205-221.
- PRIGOGINE, I. 1973. Time, Irreversibility and Structure. In: J. Mehra (ed.) *The physicist's conception of nature*. Dordrecht-Holland: Reidel, p.561-593.
- PRIGOGINE, I., STENGERS, I. 1988. *Entre le temps et l'éternité*. Paris: Arthème Fayard, 226p.
- QUINN, P., BEVEN, K., CHEVALLIER, P., PLANCHON, O. 1991. The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modelling Using Digital Terrain Models. In: Beven, K., Moore, J. (ed.) *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*. Chichester: John Wiley & Sons, p.63-84.
- * RAJARAM, H., MCLAUGHLIN, D. 1990. Identification of large-scale spatial trends in hydrologic data. *Water Resources Research*. Washington, V.26, n.10, p.2411-2423, Oct..
- RAY, C. 1991. *Tempo, espaço e filosofia*. São Paulo: Papirus, 313p.
- RAUPACH, J. 1993. The averaging of surface flux densities in heterogeneous landscape. In: YOKOHAMA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1993. *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales*, 1993. Wallingford: IAHS, Publ. n.212, p.243-355
- * RICHARDSON, J., JULIEN, P. 1994. Suitability of simplified overland flow equations. *Water Resources Research*. Washington, v.30, n.3, p.665-671, Mar.
- RISSO, A. 1992. *Obtenção e manipulação dos parâmetros da equação universal de perdas de solo através de técnicas de geoprocessamento*. Porto Alegre: UFRGS- Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, 166 f., Diss. Ms. Sci. Engenharia Civil.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I., VALDES, J. 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*. Washington, v.15, n.6, p.1409-1420, Dec.

- RODRIGUEZ-ITURBE, I., GUPTA, V. 1983. Introduction to Scale problems in Hydrology. *Journal of Hydrology*. Amsterdam, p.vi-vii.
- RUELLE, D. 1991. *Hassard et Chaos*. Paris: Odile Jacob, 224 p.
- RUSSO, D., BRESLER, E. 1982. Soil hydraulic properties as stochastic processes. II Errors of estimates in a heterogeneous field. *Soil Sci. Soc. American Journal*. V.46, p.20-26
- RUSSO, D., JURY, W. 1987. A theoretical Study of the estimation of the correlation scale in spatially fields 1. Stationary fields. *Water Resources Research*. Washington, V.23, n.7, 1257-1268, Jul.
- RUSSO, D., JURY, W. 1987. A theoretical Study of the estimation of the correlation scale in spatially fields 2. Non-stationary fields. *Water Resources Research*. Washington, V.23, n.7, p.1269-1279, Jul
- RUSSO, D., BOUTON, M. 1992. Statistical analysis of spatial variability in unsaturated flow parameters. *Water Resources Research*. Washington, V.28, n.7, p. 1911-1925, Jul.
- SHARMA, M.L., LUXMOORE, R.J. 1979. Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance. *Water Resources Research*. Washington, V.15, n.6, p.1567-1573, Dec.
- SHARMA, M.; LUXMOORE, R.; DE ANGELIS, R.; WARD, R., YEH, G. 1987. Surface water flow simulated for hillslopes with spatially dependent soil hydraulic characteristics. *Water Resources Research*. V.25, p.1523-1530.
- SHORT, D., CRAPPER, P., KALMA, J. 1993. Moving between scales in surface hydrology: the need to reformulate physics. In: YOKOHAMA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1993. *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales*: proceedings. Wallingford: IAHS Publ. n.212, p.503-511.
- SHUTTLEWORTH, W. 1991. The Role of Hydrology in Global Science. In: VIENNA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1991. *Hydrological Interactions Between Atmosphere, Soil and Vegetation*: proceedings. Wallingford: IAHS Publication n.204, p.361-675.
- SHUTTLEWORTH, W. 1991. The Modillion Concept. *Reviews in Geophysics*, Washington, V.29, n.4, p.585-606, Nov.
- SIDLE, R., TSUBOYAMA, Y., NOGUCHI, S., HOSODA, I., FUJIEDA, M., SHIMIZU, T. 1994. Seasonal hydrologic response at various spatial scales in a small catchment, Hitachi Otha, Japan. In: American Geophysical Union (ed.). "1994 Western Pacific Geophysics Meeting", H51A, Headwater Hydrology and Erosion Processes, H51A-1.
- SILVEIRA, A.L.da. 1993. Ciclo Hidrológico e bacia hidrográfica. In: C.Tucci (org.) *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Editora da Universidade, Cap.2, p.35-51.
- SILVEIRA, A. L. da, CHEVALLIER, P. 1991. Primeiros resultados sobre infiltração em solo cultivado usando simulação de chuvas (Bacia do Rio Potiribú-RS). In: SIMPÓSIO BRAS.DE

RECURSOS HÍDRICOS, 9, 1991, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro: ABRH/APRH. 4v, v.1, p.213-221.

- SIVAPALAN, M. 1993. Linking Hydrologic Parametrizations Across a Range of Scales: Hillslopes to Catchment to Region. In: YOKOHAMA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1993. *Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales*: proceedings. IAHS Publications, n.212, p.115-123.
- SIVAPALAN, M., BEVEN, K., WOOD, E.F. 1987. On hydrological similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*. V. 23, n.12, p.2266-2278, Dec.
- SKLASH, M., FARVOLDEN, R. 1979. The Role of Groundwater in Storm Runoff. *Journal of Hydrology*. Amsterdam, V. 43, p.45-65.
- SMITH, R.E., HEBBERT, R. 1979. A Monte Carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration. *Water Resources Research*. Washington, 15, 419-429.
- SONG, Z., JAMES, D. 1992. An Objective Test for Hydrologic Scale. *Water Resources Bulletin, AWRB*. Bethesda, V.28, n.5, p.833-843, Oct.
- SUDICKY, E., HUYAKON, P. 1991. Contaminant migration in imperfectly known heterogeneous groundwater systems. *Review in Geophysics Supplement*. Washington, p.240-253 (U.S.National Report to International Union of Geodesy and Geophysics, 1987-1990: Contributions in Hydrology. AGU)
- STEWART, M., ROWE, L. 1994. Water Component Analysis of Runoff and Soil Water Flows in Small Catchment by Tracer Modelling, In: American Geophysical Union (ed.), "1994 Western Pacific Geophysics Meeting", H51A, Headwater Hydrology and Erosion Processes, H51A-1.
- TOEBES, C., OURYVAEV, V. 1970. *Representative and experimental basins. An International guide for research and practice*. Haarlem: Henkes-Holland, 347p. (UNESCO/IAHS Series and Reports in Hydrology, n.4).
- TOMASELLA, J., HODNETT, M., OYAMA, M. 1994. Measurements and Modelling Soil Hydraulic Properties of Oxisols in Central Amazonia. *Simpósio "ABRACOS" sobre Clima e Desmatamento*. Brasília. 19-21 Set.
- TONG, H. 1990. *Non linear time series: a dynamical system approach*. Oxford University Press, 554p. (Oxford Statistical Science Series, 6).
- TORGERSEN, T. 1994. Modeling and testing coupled hydrological processes. *EOS. Transactions of American Geophysical Union*. Washington, V.75, n.7, p.73-76, Feb.
- TROENDLE, C. 1985. Variable source area models. In: Anderson, M e Burt, T. (Ed.). *Hydrological Forecasting*. Chichester: John Wiley & Sons, Ch.12, p.347-403.
- TUCCI, C.E.M. 1993,a. Hidrologia: Ciência e Aplicação. In: C.Tucci (org.) *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Editora da Universidade, Cap.1, p.25-34.

- TUCCI, C.E.M. 1993,b. Escoamento Superficial. In: C.Tucci (org.) *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Editora da Universidade, Cap.11, p.391-440.
- UHLLENBECK, G. 1973. Problems of statistical physics. In: J. Mehra (ed.) *The physicist's conception of nature*. Dordrecht-Holland: Reidel, p.501-513
- VAN GENUTCHEN, M. 1991. Hydrology: Progress and opportunities in hydrologic research, 1987-1990. *Review in Geophysics Supplement*. Washington, p.189-192, Apr.
- VAN WIRDUM, G. 1991. Interface theory and the base state of fen mires. In: VIENNA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1991. *Hydrological Basis of Ecologically Sound Management of soil and groundwater: proceedings*. Wallingford: IAHS Publication n.202, p.173-186.
- VIEIRA, S.R., NIELSEN, D.R., BIGGAR, J.W. 1983. Spatial variability of field-measured infiltration rates, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, V.45, p.1040-1048.
- VIEUX, B., FARAJALLA, N. 1994. Capturing the essential spatial variability in distributed hydrological modelling: hydraulic roughness. *Hydrological Processes*. New York, V.8, p.221-236, Feb.
- VÖRÖSMARTY, C., GUTOWSKI, W., PERSON, M., CHEN, T., CASE, D. 1993. Linked atmosphere-hydrology models at the macroscale. In: YOKOHAMA INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1993. *Macroscale Modelling of the Hydrosphere: proceedings*. Wallingford: IAHS Publication n.214, p.3-27.
- VOSS, R. 1988. Fractals in nature: from characterization to simulation. In: O. Peitgen, D.Saupe (ed.). *The science of fractal images* New York: Springer-Verlag, p.21-70
- WANG, Q. 1991. Flow and transport in fractured rocks. *Review in Geophysics Supplement*. Washington, p. 254-262. (U.S.National Report to International Union of Geodesy and Geophysics, 1987-1990: Contributions in Hydrology. AGU)
- WARD, R. 1984. On the Response to Precipitation of Headwater Streams in Humid Areas, *Journal of Hydrology*. Amsterdam, V. 74, p.171-189.
- WESTERNIK, J., GRAY, W. 1991. Progress in water modeling. *Review in Geophysics Supplement*. Washington, p-210-217 (U.S.National Report to International Union of Geodesy and Geophysics, 1987-1990: Contributions in Hydrology. AGU)
- WEYMAN, D. 1970. Throughflow on Hillslopes and Its Relation to the Stream Hydrograph, *Bull.of International Association of Scientific Hydrology*. Wallingford, XV,N.2, p.25-33.
- WHEATCRAFT, S., TYLER, S. 1988. An explanation of scale-dependent dispersivity in heterogeneous aquifers using concepts of fractal geometry. *Water Resources Research*, Washington, V.24, n.4, p.566-578., Apr.

- WHEATER, H., TUCK, S., FERRIER, R., JENKINS, A.; KLEISSEN, F., WALKER, T., BECK, M. 1993. Hydrological Flow Paths at the Allt A'Mharcaidh Catchment: An Analysis of Plot and Catchment Scale Observations. *Hydrological Processes*. Chichester, V.7, p.359-371.
- WHEATCRAFT, S., CUSHMAN, A. 1991. Hierarchical approaches to transport in heterogeneous porous media. *Review of Geophysics Supplement*, Washington, p.263-269.
- WHITEHEAD, P., ROBINSON, M. 1993. Experimental Basin Studies - an International and Historical Perspective of Forest Impacts. *Journal of Hydrology*. Amsterdam, V.145, p.217-
- WOOD, E., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., BAND, L. 1988. Effects of Spatial Variability and Scale with Implications to Hydrological Modelling. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V. 102, p.29-47.
- WOOD, E., LETTENMAIER, D., ZARTARIAN, V. 1992. A land-surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*. Washington, V.97, n.D3, p.2717-2728, Feb.
- YAIR, A., LAVEE, H. 1985. Runoff Generation in Arid and Semi-arid Zones. In: Anderson, M. e Burt, T.(ed.). *Hydrological Forecasting*. New York: John Wiley & Sons, p.183-220.
- ZASLAVSKY, D., SINAI, G. 1981. Surface hydrology. *J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng.* Washington, V.107, HY1, p.1-93, Jan.

ANEXO 1: ÍNDICE $\ln(a/\tan\omega)$ NA DETERMINAÇÃO DO POTENCIAL DE SATURAÇÃO

Para um ponto "i" da bacia no qual a área de drenagem por unidade de contorno "a", a declividade local vem dada por " $\tan \omega$ ", e com a profundidade do solo através da qual a descarga por unidade de largura pode aproximar-se pela função do tipo (Figura A.1):

$$q = K \cdot \exp(S_i/m) \cdot \tan \omega \quad (A.1)$$

onde q é a vazão a jusante devido a um gradiente hidráulico devido à gravidade e $K \cdot \tan \omega$ é o fluxo no ponto "i" quando o armazenamento relativo S_i (em unidades equivalentes de chuva, por exemplo mm), é zero. "m" é uma constante do modelo.

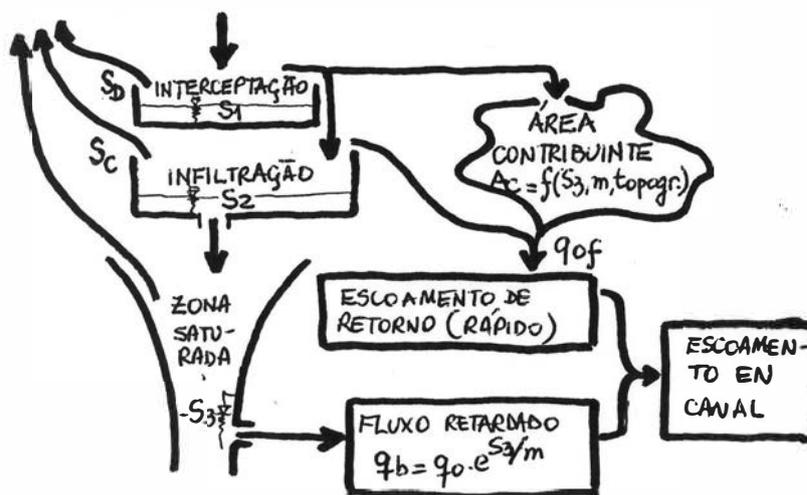


Figura A.1

Baixo condições de equilíbrio:

$$q = i \cdot a = K \cdot \exp(S_i/m) \cdot \tan \omega, \text{ ou}$$

$$S_i = m \cdot \ln(i \cdot a / K \cdot \tan \omega). \quad (A.2)$$

A área saturada pode definir-se como a área para qual $S_i > S_t$, ou

$$a / \tan \omega > K / i \exp(S_t/m) \quad (A.3)$$

para um valor de armazenamento local, S_t . Sobre o total da bacia de área A , para um valor constante de K e m , o armazenamento sub-superficial médio é dado por:

$$S_3 = 1/A \int_0^A i. dA' = 1/A \int_0^A m. \ln(i/k).dA' + m.\lambda \quad (A.4)$$

onde $\lambda = 1/A \int_0^A \ln(a/\tan \omega).dA'$ é uma constante da bacia, independente de K e m . Combinando

as equações (A.3) e (A.4), a área saturada é aquela na qual cumpre-se:

$$\ln(a/\tan \omega) > S_T/m - S_3/m + \lambda \quad (A.5)$$

A N E X O 2 : OBTENÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA ATRAVÉS DO MÉTODO INVERSO.

Em função da Figura 1 obtém-se (Kessler e Oosterbaan, 1977),:

$$A(t_i) = 2 \pi r h(t_i) + \pi r^2 \quad (A.1)$$

sendo que $A(t_i)$ representa a superfície sobre a qual a água infiltra-se no solo no tempo "t"; r é o radio da sondagem, e $h(t_i)$ é o nível de água dentro do furo realizado no solo.

Supondo um gradiente hidráulico unitário, de acordo com a Lei de Darcy, pode-se escrever:

$$Q(t_i) = K.A(t_i) = 2 K \pi r [h(t_i) + r/2] \quad (A.2).$$

Se durante o intervalo de tempo dt o nível de água desce a uma distância dh, a quantidade de água infiltrada no solo é igual a:

$$Q(t_i) = - \pi r^2 dh/dt \quad (A.3).$$

Igualando as equações A.2 e A.3 resulta:

$$2 K \pi r [h(t_i) + r/2] = - \pi r^2 dh/dt \quad (A.4).$$

A integração entre os limites $t_i = t_1$, $h(t_i) = h(t_1)$, e $t_i = t_n$, $h(t_i) = h(t_n)$, obtemos:

$$2 K / r (t_n - t_i) = \ln [h(t_i) + r/2] - \ln [h(t_n) + r/2] \quad (A.5).$$

Desta maneira, a condutividade hidráulica vem expressada através de :

$$K = r/2 \cdot \{ \ln [h(t_i) + r/2] - \ln [h(t_n) + r/2] \} / (t_n - t_i) \quad (A.6).$$

ANEXO A-3: DISSIMILARIDADES ATRAVÉS DE ANÁLISE MULTIDIMENSIONAL (MDS)

As medidas de similaridade e dissimilaridade estatística estão relacionadas de forma inversa. Se existe uma função "S", definida para cada par de pontos, que mede a similaridade entre eles, a dissimilaridade é definida através de qualquer função decrescente monotonicamente, como:

$$\delta = c - S, \quad c = \text{constante} \quad (A.1).$$

Existem certas condições que devem ser satisfeitas nas medidas de dissimilaridade. Se δ_{rs} representa a dissimilaridade do indivíduo "s" com relação ao indivíduo "r", obtém-se:

$$\delta_{rs} \geq 0, \quad \forall r, s; \quad (A.2)$$

$$\delta_{rr} = 0, \quad \forall r; \quad (A.3)$$

$$\delta_{rs} = \delta_{sr}, \quad \forall r, s \quad (A.4)$$

$$\delta_{rt} + \delta_{ts} \geq \delta_{rs}; \quad (A.5)$$

A condição de simetria () parece óbvia mas nem sempre é satisfeita. Certas coeficientes da falta de similaridade satisfazem () - () e portanto são denominados "métricos" ou "de distâncias". A desigualdade () pode ser uma condição necessária, e no caso da distância euclidiana:

$$D = \left\{ \sum_{j=1}^p (x_{rj} - x_{sj})^2 \right\}^{1/2} \quad (A.6)$$

pode-se satisfazer tanto a condição de desigualdade como as três primeiras. Mas a distância euclidiana é pouco satisfatória quando as variáveis estão representadas em unidades, médias e variâncias diferentes. No entanto ela não pode capturar a correlação intrínseca existente entre as variáveis, e assim muitas vezes é preferível o uso de coeficientes de correlação. Assim, a distância euclidiana é calculada frequentemente para variáveis padronizadas. De qualquer maneira, esta medida representa uma primeira consideração da física real do problema. O indicador de Minkonsky (*Johnson e Wichern, 1992*) é uma medida alternativa para a distância, expresso como:

$$D = \left\{ \sum |x_{rj} - x_{sj}|^R \right\}^{1/R}, \quad \forall R = 1, 2, \dots, N \quad (A.7).$$

sendo que com $R=2$, indicador Minkonsky se reduz a uma distância euclidiana. Cabe notar que não existe uma medida que seja ótima para representar a falta de similaridade. Porém, o tipo de pesquisa é o que determina qual é a medida mais apropriada para o problema em particular

Existem dois tipos de MDS. O "método clássico" é uma técnica algébrica para reconstruir as coordenadas com a hipótese de que as distâncias sejam euclidianas. O "método ordinal" não precisa esta restrição, já que os valores numéricos das "dissimilaridades" tem pouca significância num contexto relativo do problema físico, trabalhando com a ordem seqüencial dessas dissimilaridades.

No Método Ordinal o objetivo básico é encontrar "n" pontos num espaço de poucas dimensões (preferivelmente de uma, duas ou três) cujas distâncias respectivas sejam proporcionais com as dissimilaridades encontradas entre eles. Ou seja, representar como o grupo de pontos e suas distâncias "se acomodam" em função de um dado grau de "dissimilaridade" qualquer.

Para um número "n" de pontos, existem $M = n(n-1)/2$ similaridades ou distâncias entre eles. Assim, as similaridades podem ser ordenadas numa ordem ascendente como:

$$S_{i1 k1} < S_{i2 k2} < \dots < S_{iM kM}, \quad (A.8)$$

O sub-índice "i1 k1" indica o par de pontos que são menos similares, que são representados pelos pontos com ordem "1" no ordenamento das similaridades. O objetivo é encontrar uma configuração "p*-dimensional" dos "n" pontos tal que as distâncias, $D_{ik}^{(p^*)}$, entre os pares de pontos, se ajustem ao ordenamento das similaridades. Se estas distâncias se correspondem com (A.8), um bom ajuste ocorre quando:

$$D_{i1 k1}(p^*) > D_{i2 k2}(p^*) > \dots > D_{iM kM}(p^*) \quad (A.9)$$

O ordenamento descendente das distâncias em "p*-dimensões" é análogo ao ordenamento ascendente das similaridades iniciais. Se a ordem em (A.9) é preservada, as magnitudes absolutas das distâncias não são importantes frente ao próprio ordenamento.

Para encontrar a solução no Método Ordinal não existe solução analítica e portanto deve-se recorrer a métodos iterativos. Propõe-se uma configuração inicial em "p*-dimensões", calculam-se as distâncias $\{D_{ik}\}$ entre cada par de pontos e comparam-se com a ordem das similaridades $\{S_{ik}\}$. Se ambas tem o mesmo ordenamento, tem-se encontrado uma configuração satisfatória. Nas aplicações práticas é quase impossível estimar uma configuração que forneça um ajuste perfeito entre $\{D_{ik}\}$ e $\{S_{ik}\}$, por isso trata-se de encontrar um ordenamento aproximado. O ajuste é

realizado através de uma regressão de mínimos quadrados monotônica (Chatfield e Collins, 1980). A primeira condição monotônica indica que:

$$se S_{rs} > S_{tu} \Rightarrow D_{rs} \leq D_{tu}, \quad \forall r, s, t, u. \quad (A.10).$$

Note-se que a igualdade somente é permitida entre as distâncias $\{D_{ik}\}$. Isto não explica o que fazer no caso de similaridades relacionadas. Assim, se $S_{rs} = S_{tu}$ pode-se ter \hat{D}_{rs} menor, igual ou até maior que \hat{D}_{tu} em forma indistinta. Como (A.10) considera os graus de todas as similaridades é denominada de "condição global". Entanto, a segunda condição monotônica expressa que:

$$se S_{rs} = S_{tu}, \Rightarrow D_{rs} \leq D_{tu}, \quad \forall r, s, t, u. \quad (A.11)$$

Esta segunda condição, "local", é muito restritiva e pode levar a problemas de convergência no método iterativo.

Dados os valores de $\{\delta_{ik} = c - S_{ik}\}$ o gráfico resultante é o Diagrama de Sheppard (Figura A-1). Nesta figura existe uma boa concordância entre a ordem das similaridades e distâncias derivadas. Pode-se ver que a curva de regressão monotônica apresenta uma derivada não contínua. A curva é definida unicamente para os valores dados de $\{\delta_{ik}\}$. Em alguns pontos a diminuição de $\{D_{ik}\}$ pode significar um aumento de $\{\delta_{ik}\}$, e devido as condições antes mencionadas, a curva é monotônica horizontal.

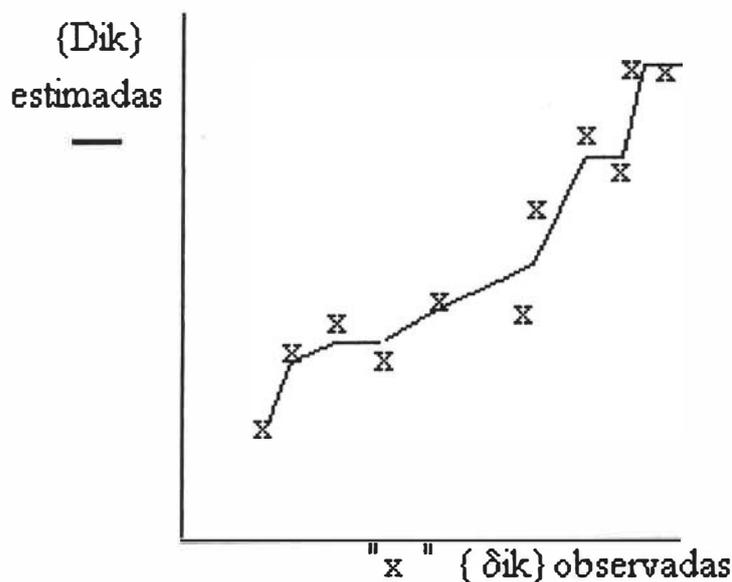


Figura A.1: Diagrama de Sheppard

Uma medida para medir a qualidade do ajuste foi proposta por Kruskal em 1964 (*Johnson e Wichern, 1992*) é denominado "stress", e vem definido por:

$$Stress(p^*) = \sqrt{\frac{\sum_{i < k} (D_{ik}^{(p^*)} - \hat{D}_{ik}^{(p^*)})^2}{\sum_{i < k} [D_{ik}^{(p^*)}]^2}} \quad (A.12).$$

Os valores de $\{D_{ik}^{(p^*)}\}$ em (A.12) são números que satisfazem (A.9), ou seja, que eles estão relacionados monotonicamente com as similaridades. O "stress" representa a soma dos quadrados residuais e normalizado por $\sum_{i < k} [D_{ik}^{(p^*)}]^2$ para que seu valor permaneça no intervalo $[0,1]$. Se existir uma relação monotônica muito boa entre $\{D_{ik}\}$ e $\{S_{ik}\}$ o stress se aproxima a zero. Existem na literatura valores tabelados de stress que representam a bondade do ajuste e ele dependerá dos valores de "n" e "p". Como o número de p^* é desconhecido *a priori*, a maneira mais freqüente de para encontrar a dimensionalidade apropriada é encontrar o stress mínimo para diferentes dimensões e plotar o um gráfico "Stress versus Número de Dimensões". O stress diminui a medida que aumenta p^* . Quando se consegue estabelecer um valor mínimo que não muda em forma significativa para valores maiores de p^* , determinado por um platô no gráfico "Stress versus p^* ", tem-se determinado o valor ótimo de dimensões p^* .

ANEXO 4: DADOS BÁSICOS DE Ks, α , $\ln(a/tg\omega)$, Dist, zh

Amostra Número	Direção	Código	Coordenadas		Ks (mmh ⁻¹)	Dist. (m.)	α (cm ⁻¹)	a (1) (m ² /m)	tan ω (m/m)	I ln(a/tan ω)	L (m.)	zh (m.)
			X (m.)	Y (m.)								
1	Longitudinal	L1	200,0	10,0	8,8	1,0	0,040	5200,0	0,083	11,04	10,00	4,70
2	Longitudinal	L2	200,0	20,0	3,3	5,0	0,074	4375,0	0,020	12,30	20,00	4,60
3	Longitudinal	L3	200,0	30,0	7,1	7,0	0,058	1400,0	0,071	9,88	30,00	4,50
4	Longitudinal	L4	200,0	40,0	10,2	17,0	0,077	210,0	0,125	7,43	40,00	4,25
5	Longitudinal	L5	200,0	50,0	12,2	27,0	0,031	60,0	0,100	6,40	50,00	4,25
6	Longitudinal	L6	200,0	60,0	14,1	37,0	0,036	50,0	0,097	6,24	60,00	4,10
7	Longitudinal	L7	200,0	70,0	14,1	40,0	0,070	40,0	0,095	6,04	70,00	3,60
8	Longitudinal	L8	200,0	80,0	10,4	30,0	0,072	30,0	0,104	5,66	80,00	2,65
9	Longitudinal	L9	200,0	90,0	6,0	20,0	0,050	20,0	0,111	5,19	90,00	2,25
10	Longitudinal	L10	200,0	100,0	6,6	10,0	0,139	10,0	0,100	4,61	100,00	2,00
11	Longitudinal	L11	200,0	110,0	4,9	0,6	0,037	20,0	0,091	5,39	110,00	1,85
12	Longitudinal	L12	200,0	120,0	17,5	10,0	0,025	10,0	0,105	4,55	120,00	1,85
13	Longitudinal	L13	200,0	130,0	5,9	0,4	0,044	0,4	0,380	0,05	130,00	1,70
14(2)	Longitudinal	L14	200,0	140,0	12,9	9,6	0,044	40,5	0,125	5,78	140,00	1,40
15	Longitudinal	L15	200,0	150,0	21,6	19,6	0,029	30,5	0,125	5,50	150,00	1,07
16	Longitudinal	L16	200,0	160,0	39,4	20,5	0,030	20,5	0,118	5,16	160,00	1,00
17	Longitudinal	L17	200,0	170,0	29,1	10,5	0,027	10,5	0,118	4,49	170,00	0,95
18	Longitudinal	L18	200,0	180,0	16,1	0,5	0,040	0,5	0,470	0,06	180,00	0,95
19	Longitudinal	L19	200,0	190,0	21,0	9,5	0,096	25,0	0,125	5,30	190,00	0,95
20	Longitudinal	L20	200,0	200,0	31,3	15,0	0,035	15,0	0,143	4,65	200,00	0,90

ANEXO 4: DADOS BÁSICOS DE K_s , α , $\ln(a/tg\omega)$, Dist, zh

Amostra Número	Direção	Código	Coordenadas		K_s (mmh ⁻¹)	Dist. (m.)	α (cm ⁻¹)	a ⁽¹⁾ (m ² /m)	tan ω (m/m)	I ln(a/tan ω)	L (m.)	zh (m.)
			X (m.)	Y (m.)								
21	Longitudinal	L21	200,0	210,0	9,4	5,0	0,162	5,0	0,133	3,62	210,00	0,90
22	Longitudinal	L22	200,0	220,0	29,3	3,0	0,053	35,0	0,111	5,75	220,00	0,85
23	Longitudinal	L23	200,0	230,0	52,9	13,0	0,026	25,0	0,111	5,42	230,00	0,85
24	Longitudinal	L24	200,0	240,0	40,9	23,0	0,055	15,0	0,118	4,85	240,00	0,85
25	Transversal	S1	100,0	140,0	18,4	22,0	0,036	24,0	0,111	5,38	172,05	0,95
26	Transversal	S2	110,0	140,0	18,7	18,0	0,023	26,0	0,125	5,34	166,43	0,97
27	Transversal	S3	120,0	140,0	29,0	15,0	0,027	31,0	0,111	5,63	161,25	1,00
28	Transversal	S4	130,0	140,0	21,6	12,5	0,034	35,0	0,125	5,64	156,52	1,04
29	Transversal	S5	140,0	140,0	8,5	10,5	0,075	36,0	0,100	5,89	152,32	1,06
30	Transversal	S6	150,0	140,0	21,0	5,0	0,029	38,0	0,093	6,01	148,66	1,10
31	Transversal	S7	160,0	140,0	8,3	3,0	0,072	190,0	0,095	7,60	145,60	1,25
32	Transversal	S8	170,0	140,0	9,8	2,0	0,034	708,8	0,091	8,96	143,18	1,28
33	Transversal	S9	180,0	140,0	16,2	5,0	0,016	492,0	0,100	8,50	141,42	1,35
34	Transversal	S10	190,0	140,0	25,9	8,0	0,054	40,5	0,111	5,90	140,36	1,38
35	Transversal	S12	210,0	140,0	19,0	10,0	0,029	35,0	0,143	5,50	140,36	1,38
36	Transversal	S13	220,0	140,0	7,4	13,0	0,138	240,0	0,111	7,68	141,42	1,35
37	Transversal	S14	230,0	140,0	13,1	17,0	0,094	27,0	0,125	5,38	143,18	1,28
38	Transversal	S15	240,0	140,0	7,2	20,0	0,059	22,0	0,125	5,17	145,60	1,25
39	Transversal	S16	250,0	140,0	25,5	16,0	0,023	81,3	0,125	6,48	148,66	1,10

ANEXO 4: DADOS BÁSICOS DE K_s , α , $\ln(a/tg\omega)$, Dist, zh

Amostra Número	Direção	Código	Coordenadas		K_s (mmh ⁻¹)	Dist. (m.)	α (cm ⁻¹)	a ⁽¹⁾ (m ² /m)	tan ω (m/m)	I ln(a/tan ω)	L (m.)	zh (m.)
			X (m.)	Y (m.)								
40	Transversal	S17	260,0	140,0	10,5	10,0	0,125	12,0	0,125	4,56	152,32	1,06
41	Transversal	S18	270,0	140,0	8,7	8,0	0,025	8,0	0,143	4,03	156,52	1,04
42	Transversal	S19	280,0	140,0	6,3	5,0	0,150	5,0	0,167	3,40	161,25	1,00
43	Transversal	S20	290,0	140,0	7,0	0,7	0,097	25,0	0,159	5,06	166,43	0,97
44	Transversal	S21	300,0	140,0	9,2	5,0	0,101	20,0	0,163	4,81	172,05	0,95
45	Diagonal 1	D1	171,7	111,7	19,1	1,0	0,032	1,0	0,083	2,49	115,23	0,85
46	Diagonal 1	D2	185,8	125,8	16,7	4,0	0,031	15,0	0,109	4,93	126,60	1,78
47	Diagonal 1	D3	214,1	154,1	13,3	15,0	0,032	35,0	0,109	5,78	154,74	1,04
48	Diagonal 1	D4	228,3	168,3	11,5	2,0	0,025	10,0	0,106	4,54	170,66	0,95
49	Diagonal 2	D5	171,7	168,3	43,3	15,0	0,069	15,0	0,115	4,87	170,66	0,95
50	Diagonal 2	D6	185,8	154,1	10,7	15,0	0,070	30,0	0,103	5,67	154,75	1,04
51	Diagonal 2	D7	214,1	125,8	7,2	1,0	0,135	1,0	0,056	2,89	126,59	1,78
52	Diagonal 2	D8	228,3	111,7	7,1	6,0	0,061	15,0	0,119	4,84	115,23	0,85

(1) Área de drenagem por unidade de largura.

(2) A amostra L14 \equiv S11, ponto médio da "cruz".

ANEXO 5: ESTIMATIVAS DE Ks PARA CHUVAS SIMULADAS NO ANFITEATRO

Método de Green e Ampt de 1911, expresso como $f(t) = K_s [h + Li(t)] / Li(t)$; $f(t)$ em mm/h, $Li(t)$ e h em mm., e K_s em mm/h. R^2 é o coeficiente de determinação da regressão e $R_{(K_s, h)}$ é a correlação entre K_s e h . O símbolo "-" : não estimado, "*" existências de valores atípicos e problemas no ajuste

Campanha, Parcela, Simulação	\hat{K}_s	($K_{s\text{máx}}, K_{s\text{mín}}$) Intervalo 95 %	\hat{h}	($h_{\text{máx}}, h_{\text{mín}}$) Intervalo 95 %	R^2
1, A, i	-	-	-	-	-
1, A, ii	55,2	48,9 ; 61,6	0,5	-0,3 ; 1,3	0,845
1, A, iii	44,1	37,7 ; 50,5	1,3	0,1 ; 2,5	0,773
1, A, iv	33,4	29,2 ; 37,6	2,3	1,1 ; 3,5	0,858
1, B, i	-	-	-	-	-
1, B, ii	53,8	46,6 ; 61,0	0,6	-0,4 ; 1,6	0,815
1, B, iii	35,6	28,2 ; 43,0	7,5	2,2 ; 12,8	0,782
1, B, iv	*27,8*	21,3 ; 34,5	*9,1*	3,4 ; 14,8	0,813
1, C, i	-	-	-	-	-
1, C, ii	61,3	56,1 ; 66,5	0,2	-0,3 ; 0,8	0,914
1, C, iii	34,0	30,2 ; 37,7	2,1	1,1 ; 3,1	0,887
1, C, iv	24,2	20,8 ; 27,6	3,1	1,8 ; 4,4	0,859
2, A, i	61,6	53,8 ; 64,9	2,6	-0,6 ; 5,8	0,895
2, A, ii	37,8	34,2 ; 41,3	2,9	1,6 ; 4,3	0,908
2, A, iii	27,9	25,2 ; 30,6	3,3	2,1 ; 4,3	0,919
2, A, iv	26,4	23,4 ; 29,3	2,4	2,1 ; 4,5	0,869
2, B, i	40,4	37,1 ; 43,7	1,2	1,4 ; 3,4	0,882
2, B, ii	24,0	21,2 ; 26,8	2,6	0,4 ; 2,0	0,845
2, B, iii	21,8	19,2 ; 24,5	2,4	1,4 ; 3,9	0,886
2, B, iv	16,2	14,3 ; 18,1	3,8	1,2 ; 3,6	0,882
2, C, i	35,0	29,3 ; 40,7	6,5	2,6 ; 4,9	0,861
2, C, ii	*2,3*	0 ; 9,2	*49,3*	2,3 ; 10,6	0,951
2, C, iii	*30,0*	-	*80,4*	-	0,826
2, C, iv	*20,0*	-	*97,0*	-	0,832

ANEXO 5: (continuação)

Campanha, Parcela, Simulação	\hat{K}_s	(Ksmáx,Ksmín) Intervalo 95 %	\hat{h}	(hmáx, hmín) Intervalo 95 %	R ²
3, A, i	30,5	17,2 ; 43,8	47,2	19,8;86,9	0,957
3, A, ii	30,7	27,4 ; 34,0	2,2	1,4 ; 3,0	0,936
3, A, iii	11,6	9,9 ; 13,4	8,1	5,6 ;10,6	0,862
3, A, iv	12,1	10,7 ; 13,5	3,1	2,2 ; 3,9	0,850
3, B, i	62,7	55,6 ; 69,7	0,1	-0,7; 0,8	0,871
3, B, ii	16,4	12,8 ; 19,9	3,0	1,7 ; 4,4	0,763
3, B, iii	17,8	11,5 , 24,0	1,9	0,0 ; 3,9	0,749
3, B, iv	*13,7*	10,9 ; 16,6	*6,5*	3,8 ; 9,2	0,855
3, C, i	49,2	46,1 ; 52,3	0,8	0,0 ; 1,6	0,884
3, C, ii	12,1	9,2 ; 15,0	13,8	8,1 ;19,5	0,796
3, C, iii	15,2	13,0 ; 17,4	5,8	4,0 ; 7,6	0,826
3, C, iv	16,3	13,8 ; 18,9	4,8	3,2 ; 6,4	0,825
4, A, i	*16,4*	4,4 ; 28,4	*10,2*	-3,0;23,4	0,804
4, A, ii	28,9	24,1 ; 33,8	1,4	0,7 ; 2,2	0,878
4, A, iii	40,9	36,5 ; 45,3	0,4	0,1 ; 0,7	0,959
4, A, iv	31,7	27,2 ; 36,2	1,4	0,7 ; 2,0	0,949
4, B, i	*40,0*	31,0 ; 49,0	*1,0*	0,0 ; 2,1	0,927
4, B, ii	27,8	21,5 ; 34,1	0,8	0,2 ; 1,4	0,757
4, B, iii	27,7	21,3 ; 34,0	0,7	0,1 ; 1,3	0,762
4, B, iv	*22,6*	15,8 ; 29,4	*2,6*	0,8 ; 4,4	0,816
4, C, i	51,7	44,8 ; 58,6	0,2	-0,3; 0,8	0,924
4, C, ii	36,2	28,3 ; 44,2	1,6	0,1 ; 3,0	0,834
4, C, iii	46,1	41,1 ; 51,0	0,4	0,0 ; 0,9	0,940
4, C, iv	46,3	41,2 ; 51,8	0,1	0,0 ; 0,3	0,912

A N E X O A-6 : Características dos eventos comuns monitorados

Evento Chuvoso: Data e hora do início - - data e hora do fim	Prec. mm.	IPA. mm.	MICRO. mm.	Volume escoado, m3			Vazão específica, l/s/km2			Codigo
				ANF.	DON.	TURC. (x10 ³)	ANF.	DON.	TURC.	
ANO 1992										
17/08; 00:26 - 18/08; 08:17	13,8	0,2	13,0	1,3	-	0,0	1,1	-	0,0	
21/08; 15:32 - 23/08; 01:28	21,5	1,2	18,0	66,3	484,0	13,1	156,4	103,6	105,6	(*)
30/08; 20:16 - 31/08; 21:39	13,6	0,0	0,1	0,0	-	0,6	0,0	-	32,7	
01/09; 05:02 - 01/09; 21:39	30,2	3,6	0,2	112,5	616,0	13,3	72,8	47,2	64,6	(*)
11/09; 02:41 - 11/09; 23:10	45,1	0,0	16,0	833,8	3718,0	114,5	1650,0	765,4	310,3	(*)
18/09; 00:28 - 18/09; 13:01	23,7	0,4	8,0	340,0	231,0	7,6	365,7	39,2	67,7	(*)
22/09; 15:44 - 24/09; 20:04	56,2	1,5	22,0	1612,5	3960,0	148,2	2200,0	846,4	395,9	(*)
01/10; 09:00 - 02/10; 02:52	7,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
05/10; 17:59 - 05/10; 21:34	14,0	0,9	0,0	7,5	0,0	0,6	11,4	0,0	33,6	
16/10; 04:55 - 16/10; 07:46	20,3	0,0	0,1	6,3	0,0	1,2	11,4	0,0	32,7	
20/10; 00:37 - 20/10; 17:14	22,7	1,3	0,0	31,3	0,0	1,0	25,0	0,0	32,8	
24/10; 13:52 - 26/10; 06:34	96,4	6,0	14,0	1002,5	5390,0	204,8	3178,5	1018,2	476,4	(*)
28/10; 10:30 - 28/10; 22:51	20,0	12,3	0,3	88,8	-	6,0	72,8	-	69,2	
02/11; 17:50 - 03/11; 14:18	34,8	2,0	4,0	-	-	-	-	-	-	
10/11; 13:34 - 10/11; 19:45	9,0	0,3	0,0	0,0	0,0	-	0,0	0,0	-	
15/11; 08:16 - 15/11; 12:30	9,9	0,3	0,0	-	11,0	-	-	11,6	-	
21/11; 11:56 - 21/11; 21:44	7,2	0,2	0,0	-	363,0	-	-	11,9	-	
24/11; 07:32 - 25/11; 20:33	11,7	0,9	0,0	-	0,0	-	-	0,0	-	
29/11; 08:41 - 30/11; 04:46	29,7	0,4	0,0	-	154,0	-	-	47,2	-	
16/12; 30:39 - 17/12; 13:21	36,2	0,0	0,2	-	209,0	-	-	23,0	-	
ANO 1993										
02/01; 23:01 - 03/01; 16:04	23,3	1,2	0,0	183,8	-	-	365,7	-	-	
07/01; 14:38 - 08/01; 19:32	19,1	2,0	0,0	8,8	77,0	4,7	72,9	11,5	34,6	(+)
14/01; 13:18 - 16/01; 09:10	23,8	0,3	0,5	75,0	1826,0	10,3	728,6	224,0	40,4	(+)
17/01; 18:09 - 18/01; 14:19	67,6	6,0	23,0	5,0	1683,0	119,5	45,3	253,6	272,8	(=)
25/01; 16:31 - 29/01; 14:19	90,4	0,6	23,0	213,8	1056,0	53,2	729,6	252,1	287,2	(*)
31/01; 15:15 - 31/01; 19:48	10,8	9,1	3,0	2,5	22,0	2,1	25,0	3,3	45,3	(*)
05/02; 13:23 - 07/02; 22:27	24,8	0,3	0,0	1,3	0,0	0,0	11,4	0,0	0,0	
19/02; 08:29 - 19/02; 16:04	17,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
21/02; 03:05 - 21/02; 21:18	33,4	4,4	8,0	3,8	99,0	9,4	45,7	31,9	35,5	(=)
05/03; 21:15 - 06/03; 21:31	84,3	1,1	23,0	103,8	2365,0	83,1	477,1	1073,0	370,8	(=)
08/03; 02:56 - 09/03; 17:07	76,6	21,8	23,0	183,8	2266,0	102,0	156,4	169,1	229,2	(=)
13/03; 17:46 - 13/03; 19:05	2,4	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
16/03; 10:43 - 16/03; 13:20	1,9	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
24/03; 19:00 - 24/03; 22:35	43,6	0,0	21,0	75,0	275,0	32,6	365,7	90,0	192,3	(*)
08/06; 07:44 - 08/06; 15:00	6,1	2,5	0,0	0,0	330,0	1,6	0,0	31,5	28,9	(+)
12/06; 16:17 - 12/06; 16:24	4,5	0,5	0,0	0,0	627,0	0,0	0,0	31,2	0,0	
16/06; 04:43 - 17/06; 05:22	36,1	0,3	0,0	22,5	473,0	20,9	46,0	76,7	73,8	(+)
24/06; 00:30 - 24/06; 15:10	3,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
01/07; 21:18 - 02/07; 00:07	24,7	0,0	0,0	120,0	594,0	0,0	598,6	253,6	0,0	(+)
03/07; 14:14 - 06/07; 10:59	78,7	6,5	37,0	657,5	5863,0	154,4	45,9	725,5	351,3	(=)
10/07; 05:45 - 11/07; 10:59	53,3	1,6	38,0	1300,0	11583,0	144,1	2771,4	1018,2	383,1	(+)
17/07; 06:01 - 17/07; 18:05	14,2	0,4	0,0	0,0	198,0	4,7	0,0	47,2	47,7	
28/07; 10:49 - 30/07; 20:06	24,5	0,0	0,0	0,0	0,0	8,6	0,0	0,0	0,0	
17/10; 11:12 - 17/08; 15:32	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
18/09; 08:39 - 20/09; 10:07	3,4	0,1	0,0	56,3	110,0	0,0	110,0	19,2	0,0	(+)
25/09; 20:00 - 27/09; 08:52	55,2	1,3	2,0	13,8	121,0	0,0	0,7	4,1	0,0	(+)

MICRO.: Microparcela (1m2), ANF.: Anfiteatro (0,125 km2); DON.: Donato (1,1 km2); TURC.: Turcato (19,5 km2)

(*): Coeficiente de escoamento (C) do Donato e' minimo respeito aos outros.

(=): C(Anfiteatro) < C(Donato) < C(Turcato).

(+): Evento atípico; com escoamento nas sub-bacias e sem escoamento ou no Turcato ou na Microparcela.

ANEXO A-7: ROTINA COMPUTACIONAL "KALFA"

```
program KALFA;
```

{Através de medidas de profundidade da coluna de água no furo, versus tempo, determina-se o valor de condutividade hidráulica saturada [Ks] e o coeficiente do decaimento exponencial de Ks com a profundidade, [α]. Pascal V.0, ©E.M.M., IPH-UFRGS}

```
uses
```

```
  Crt, Dos;
```

```
var
```

```
  h,r,trena,
```

```
  dz,hz,
```

```
  suma,sumk,sudz,
```

```
  amed, kmed,kmedi,
```

```
  kk,u,kmax    : double;
```

```
  arquien,arquis : text;
```

```
  titulo       : string[30];
```

```
  y,t,sup,k,kc,
```

```
  z,a          : array[1..30] of double;
```

```
  linf,lsup    : real;
```

```
  i,j,p,tt,n,
```

```
  resto        : integer;
```

```
  ent,sai      : string[30];
```

```
  opcao        : char;
```

```
begin
```

```
  repeat
```

```
    ClrScr;
```

```
    WriteLn('          OPÇÕES ');
```

```
    writeln;
```

```
    writeln('          [ S ] - Cálculo de parâmetros da curva');
```

```
    writeln('          [ N ] - Norton Editor');
```

```
    writeln('          [ F ] - Fim');
```

```
    writeln;
```

```
    write(' Opção escolhida = ');
```

```
    opcao:= ReadKey;
```

```
    Writeln(opcao);
```

```
    case opcao of
```

```
      'S',
```

```
      's':begin
```

```
        ClrScr;
```

```
        Gotoxy(10,10); write('Arquivo de Entrada  :'); readln(ent);
```

```
        Gotoxy(10,11); write('Arquivo de Saída   :'); readln(sai);
```

```

assign(arquien,ent);reset (arquien);
assign(arquis, sai);rewrite(arquis );
readln(arquien,titulo); writeln(arquis,titulo);
readln(arquien,h,r,trena);
writeln(arquis,'H(cm) :',h:8:3,' ',r(cm) :',r:8:3,' ',
'Trena(cm):',trena:8:3);
writeln(arquis,'z(cm) k(cm/min) a(1/cm)');
i:= 0;suma:=0;sumk:=0; j:=0;sudz:=0;
while not eof(arquien) do
begin
i := i + 1;
readln(arquien,y[i],t[i]);
y[i] := ( h + trena - y[i] );
z[i] := ( 100 - y[i] );
y[i] := ( r/2 + y[i] );
if (i>1) and (z[i]>0) then
k[i] := (r/2)*(ln(y[i-1+ r/2]) - ln(y[i]+ r/2))/(t[i]-t[i-1]);
if (z[i]>=30) and (z[i]<=70) then
begin
j := j + 1;
dz := (z[i] - z[i-1]);
kk := k[i]/k[i-1]; kc[j] := k[i];
hz := (1/dz) * ln(kk);
hz := exp(hz);
a[i]:= - ln(hz);{writeln('alfa:',a[i]:5:3);}
{writeln('k :',k[i]:5:3);}
if (a[i]<0) then
begin
a[i]:=0;
{j := j - 1;}
dz :=0;
end;
suma:= suma + dz*a[i];
sumk:= sumk + dz*k[i];
sudz:= sudz + dz;
writeln(arquis,z[i]:5:2,' ',k[i]:7:4,' ',a[i]:7:5);
end;

end;
{ Cálculo da mediana }
n := j;
kmax := kc[n];
for i:=1 to n do
for j:=i to n do
if (kmax < kc[j])
then
begin

```

```

        kmax := kc[j];
        tt := j ;
        u := kc[i];
        kc[i] := kc[tt];
        kc[tt]:= u;
    end;
resto := n mod 2;
if (resto > 0)
then
    begin
        { caso que fosse par }
        kmedi := 0.5* (kc[(n div 2)] + kc[(n div 2)+1]);
        kmedi := kmedi*14.4;
    end
else
    begin
        { caso que fosse impar}
        p := (n div 2);
        kmedi := 14.4 * kc[p+1];
    end;
writeln(arquis);
writeln(kmedi:7:5);
writeln(arquis,'Kmediana(m/d) = ',kmedi:5:3);
kmed:= sumk/sudz*14.4;
writeln(kmed:7:5);
writeln(arquis,'Km,dio(m/d) = ',kmed:5:3);
amed:= suma/sudz;writeln(arquis,'Alfa(1/cm) = ',amed:7:5);
writeln(amed:5:3);
close(arquien); close(arquis);
end;
'N',
'n':begin
    Writeln;
    SwapVectors;
    Exec('c:\NORT\NE.COM',"");
    SwapVectors;
end;
end { fim do case };
until (opcao='f') or (opcao='F');
end.

```

ARQUIVO DE ENTRADA ARQUIVO DE SAÍDA

P.Potiribu,09/93, 1 L-0

134 4 30

60.00	0.00
64.00	2.00
69.00	4.00
72.00	6.00
75.00	8.00
77.50	10.00
80.00	12.00
82.00	14.00
87.00	19.00
91.00	24.00
98.20	35.00
101.80	40.00
106.70	50.00
111.30	60.00
115.30	70.00
118.80	80.00
121.90	90.00
124.80	100.00
127.40	110.00
129.00	120.00
132.20	130.00
134.30	140.00

□

P.Potiribu,09/93, 1 L-0

H(cm) : 134.000 r(cm) : 4.000 Trena(cm): 30.000

z(cm) k(cm/min) a(1/cm)

34.20	0.0184	0.01730
37.80	0.0218	0.00000
42.70	0.0159	0.06490
47.30	0.0161	0.00000
51.30	0.0152	0.01535
54.80	0.0143	0.01708
57.90	0.0136	0.01665
60.80	0.0136	0.00000
63.40	0.0130	0.01638
65.00	0.0085	0.26978
68.20	0.0181	0.00000

Kmediana(m/d) = 0.212

Kmédio(m/d) = 0.220

Alfa(1/cm) = 0.04050

□

ANEXO A-8: ROTINA COMPUTACIONAL "SEMIVAR"

program semivar;

{Dadas as coordenadas x,y da variável regionalizada Z, neste caso Ks expresso em m/d, obtém os semivariogramas pelo método clássico de Matheron e o método robusto de Cressie. Turbo Pascal V.5.0., E.M.M. IPH-UFRGS:1995}

uses

Crt, Dos;

const

pi = 3.1415926;

var

i,j,n,h,hh,ll : longint;

angulo,dang,

alfa,ang_sup,

ang_inf,t,pp : real;

ddd, rob : double;

k : array[1..100] of integer;

z,sum,sumr,su2, d_G,d_gr, suz,med,

des : array[1..100] of double;

l,tg,dx,dy : real;

x,y : array[1..100] of real;

arquien,arquisal : text;

ent, titulo, comentario : string[30];

opcao : char;

begin

ClrScr;

gotoxy(10,10); write('Arquivo de entrada :');readln(ent);

assign(arquien,ent); reset(arquien);ClrScr;

gotoxy(10,20); write('Arquivo de saída :');readln(ent);

assign(arquisal,ent); rewrite(arquisal);

readln(arquien,titulo); writeln(arquisal,titulo);

```

i:=0;
while not eof(arquien) do
  begin
    i:= i + 1;
    readln(arquien, i, x[i], y[i], z[i]);
  end;
repeat until keypressed;
n:=i;
write('Escolha o espaçamento a trabalhar, h[m] :');readln(h); writeln;
write('Tolerancia do espaçamento das amostras,t:');readln(t); writeln;
{inicializar as variaveis}
for i:=1 to 100 do
  begin
    k[i]:=0;sum[i]:=0; sumr[i]:=0; suz[i] :=0; su2[i]:=0;
  end;
ClrScr;
gotoxy(10,20);write('Entre o angulo,(0<= a <=180, graus :');
readln(angulo);
gotoxy(10,15);write('Entre tolerancia de angulo');
readln(dang);
writeln('Ang.: ',angulo:5:2,' Tolerancia Angular: ',dang:5:2);
writeln(arquial,'Ang.: ',angulo:5:2,' Tolerancia Angular: ',dang:5:2);
ClrScr;
angulo := angulo * pi /180;
ang_sup:= angulo + dang*pi/180;
ang_inf:= angulo - dang*pi/180;

for i:=1 to (n-1) do
  for j:=i+1 to n do
    BEGIN
      if (x[i] = x[j])
      then
        BEGIN
          alfa:= pi/2;
          {WRITE('PI/2');}
        END
    END

```

```

else

    if (y[i] = y[j])
    then
        BEGIN
            alfa:= pi;
            {WRITE(' PI');}
        END
    else
        begin
            tg := (y[j]-y[i])/(x[j]-x[i]);
            alfa:= ArcTan(tg);
            if (alfa<0)
                then alfa:=alfa+pi;
            end;

if ((alfa <=ang_sup) and (alfa>=ang_inf))
then
    begin
        dx:= sqr(x[j]-x[i]);
        dy:= sqr(y[j]-y[i]);
        l := sqrt(dx + dy);
        ll:= Round(l);
        pp:= Frac(l/h);
        if ( pp <= t)
            then
                begin
                    hh := ll div h;
                    k[hh]:= k[hh]+1;
                    suz[hh] := suz[hh] + z[j];
                    su2[hh] := su2[hh] + sqr(z[j]);
                    sum[hh] := sum[hh] +(z[j]-z[i])*(z[j]-z[i]);
                    sumr[hh]:= sumr[hh] + sqrt(abs( (z[j]-z[i]) ));
                end;
            end;
    end;
end;
end;

```

```

for i:=1 to 100 do
  begin
    if (k[i] > 0)
      then
        begin
          { Estimador clássico, Matheron(1963) }
          d_g[i] := sum[ i ] / k[i];

          { Estimador robusto, Cressie&Hawkins,(1980) }
          ddd := sumr[i] / k[i];
          rob := ddd*ddd*ddd*ddd;
          d_gr[i]:= rob / ( 0.457 + 0.494/k[i] );

          { M, dia e Desvio Standard dos 'j' valores }
          med[i] := suz[i] / k[i];
          if (k[i] > 1)
            then
              des[i] := sqrt( (su2[i] - sqr(med[i])/k[i])/k[i] )
            else
              des[i] := 0;
          writeln(' h :',(h*i), ' d_G(h) :',d_g[i] :10:6,
                ' d_GR(h) :',d_gr[i]:10:6, ' N:',k[i],
                ' Med :',med[i]:10:6, ' Des :',des[i]:10:6);
          writeln(arquival,' h :',(h*i), ' d_G(h) :',d_g[i] :10:6,
                ' d_GR(h) :',d_gr[i]:10:6, ' N:',k[i] );
        end
      end;
    close(arquien);close(arquival);
  repeat until keypressed
end.

```

Exemplo arquivo de ENTRADA

Anfiteatro-RS, método inverso			
Ponto	x	y	ln(Ks[munh])
1	200	10	2.179
2	200	20	1.204
3	200	30	1.958
4	200	40	2.323
5	200	50	2.499
6	200	60	2.648
7	200	70	2.645
8	200	80	2.343
9	200	90	1.785
10	200	100	1.885
11	200	110	1.584
12	200	120	2.862
13	200	130	1.771
15	200	150	3.072
16	200	160	3.674
17	200	170	3.372
18	200	180	2.778
19	200	190	3.043
20	200	200	3.443
21	200	210	2.238
22	200	220	3.379
23	200	230	3.969
24	200	240	3.712
25	100	140	2.911
26	110	140	2.927
27	120	140	3.366
28	130	140	3.072
29	140	140	2.135
30	150	140	3.047
31	160	140	2.110
32	170	140	2.277
33	180	140	2.786
34	190	140	3.255
36	210	140	2.944
37	220	140	1.998
38	230	140	2.575
39	240	140	1.969
40	250	140	3.239
41	260	140	2.347
42	270	140	2.159
43	280	140	1.833
44	290	140	1.940
45	300	140	2.220
46	171.7	111.7	2.949
47	185.8	125.8	2.813
48	214.1	154.1	2.587
49	228.3	168.3	2.439
50	171.7	168.3	3.767
51	185.8	154.1	2.371
52	214.1	125.8	1.975
53	228.3	111.7	1.958□

Exemplo arquivo de SAÍDA

```
Angulo: 180.00 Tolerancia Angular: 45.00
Angulo : 3.141593 ang_sup: 3.926991 ang_inf: 2.356194
lag : MATHERON CRESSIE MÉDIA DESVÍO
h :10 d_G(h) : 0.412523 d_GR(h) : 0.488891 N:20 Med : 2.572700 Des : 2.620249
h :20 d_G(h) : 0.314029 d_GR(h) : 0.266917 N:21 Med : 2.494619 Des : 2.539249
h :30 d_G(h) : 0.518184 d_GR(h) : 0.474790 N:24 Med : 2.529000 Des : 2.576705
h :40 d_G(h) : 0.439221 d_GR(h) : 0.529418 N:17 Med : 2.408471 Des : 2.447404
h :50 d_G(h) : 0.561660 d_GR(h) : 0.585765 N:22 Med : 2.522682 Des : 2.566408
h :60 d_G(h) : 0.242873 d_GR(h) : 0.279009 N:18 Med : 2.345944 Des : 2.380779
h :70 d_G(h) : 0.490237 d_GR(h) : 0.571492 N:16 Med : 2.490312 Des : 2.531909
h :80 d_G(h) : 0.636941 d_GR(h) : 0.678491 N:17 Med : 2.533000 Des : 2.589312
h :90 d_G(h) : 0.827829 d_GR(h) : 1.153728 N:16 Med : 2.467000 Des : 2.520939
h :100 d_G(h) : 0.719584 d_GR(h) : 0.645899 N:15 Med : 2.431000 Des : 2.477250
h :110 d_G(h) : 0.640171 d_GR(h) : 0.729943 N:10 Med : 2.322400 Des : 2.352447
h :120 d_G(h) : 0.584516 d_GR(h) : 0.594264 N:11 Med : 2.286091 Des : 2.317289
h :130 d_G(h) : 0.384867 d_GR(h) : 0.224626 N:8 Med : 2.285250 Des : 2.306715
h :140 d_G(h) : 0.597913 d_GR(h) : 0.685031 N:7 Med : 2.243857 Des : 2.263701
h :150 d_G(h) : 0.692985 d_GR(h) : 0.822740 N:6 Med : 2.289667 Des : 2.303582
h :160 d_G(h) : 0.909332 d_GR(h) : 0.913826 N:5 Med : 2.099800 Des : 2.065902
h :170 d_G(h) : 1.130430 d_GR(h) : 1.775471 N:4 Med : 2.038000 Des : 1.979571
h :180 d_G(h) : 1.149856 d_GR(h) : 1.839376 N:3 Med : 1.997667 Des : 1.890473
h :190 d_G(h) : 0.721345 d_GR(h) : 0.987474 N:2 Med : 2.080000 Des : 1.806765
h :200 d_G(h) : 0.477481 d_GR(h) : 0.502083 N:1 Med : 2.220000 Des : 0.000000
```