

## ESCALAS HIDROLÓGICAS. II: DIVERSIDADE DE PROCESSOS NA BACIA VERTENTE

**Eduardo M. Menciondo, Carlos E. M. Tucci**

*Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Cx.P. 15029, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS*

### RESUMO

*Neste segundo artigo apresenta-se a bacia vertente como ponto de partida da avaliação das escalas dos processos hidrológicos. As vertentes hidrográficas são áreas representativas, buscando o entendimento dos processos para as micro e macroescalas observacionais, isto é, os ecossistemas mais próximos das formulações realizadas nas escalas locais e globais, respectivamente. A dinâmica das vertentes apresenta uma diversidade de processos ligada a uma natureza multivariada dos fenômenos físicos, químicos, biológicos e antrópicos. A geração do escoamento é examinada, desde a hipótese de Horton e Hewlett, até as concepções de caminhos preferenciais. Estes elementos são discutidos através de dados de campo do Arroio Turcato, Rio Potiribu, RS.*

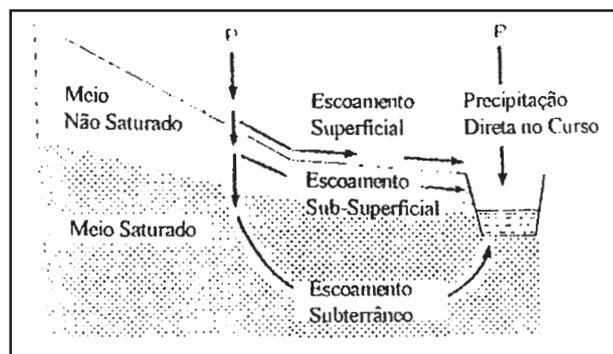
### HIPÓTESES BÁSICAS DO FLUXO NAS VERTENTES

A bacia hidrográfica é um sistema que recebe precipitação e gera saídas como evapotranspiração, perdas profundas e escoamento. Neste estudo é analisado como os fluxos interagem para criar a transição entre os dois meios que dominam o processo de geração do escoamento nas bacias elementares: a atmosfera e a superfície terrestre. Essa transição somente pode ser entendida quando a “diversidade” de processos for identificada nas escalas respectivas.

O ciclo hidrológico é constituído das pequenas e grandes singularidades que ocorrem nos sub-processos que o compõem.

Assim, ao agregar meios diferentes, atmosfera, solo, rio, numa “transição de domínios” deve-se obter também a “transição de escalas” a medida que esses domínios envolvem diferentes dimensões. As vertentes hidrográficas são as áreas elementares onde as escalas locais e globais do ciclo hidrológico, nos domínios “atmosfera-superfície terrestre”, produzem uma maior interrelação, integrando microefeitos.

A análise de tormentas ocorridas nas vertentes (bacias de ordem zero no sistema de Strahler), permite distinguir as divisões principais dos escoamentos que ocorrem na bacia, já que em bacias maiores o efeito do escoamento nos rios pode mascarar o resultado observado nos hidrogramas. Nestas áreas, de acordo com Dunne (1978), a precipitação pode chegar ao rio através de caminhos bastante diferenciados: (i) precipitação direta sobre o rio; (ii) escoamento superficial; (iii) escoamento subsuperficial próximo à superfície; e (iv) escoamento subterrâneo profundo como pode ser visualizado na Figura 1.



**Figura 1. Visão macroscópica e concentrada dos caminhos preferenciais na geração de escoamento numa vertente (Dunne, 1978).**

O escoamento superficial chega mais rápido aos rios e é de magnitude muito superior aos demais e tem dominado o conhecimento hidrológico (Ward, 1984). 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 dos sessenta e; as hipóteses atuais formuladas a partir do início dos anos oitenta.

### Hipóteses de Horton

O escoamento superficial como excedente de um mecanismo de Infiltração (ESI), foi introduzido por Horton em 1933 de forma bastante simples:

*“...a superfície do solo divide a chuva numa parte que rapidamente é convertida em escoamento superficial até chegar aos cursos d’água naturais, 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 era baseado em três considerações (Ward, 1984):

- 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 e a saturação de água nas camadas superiores. Portanto, foi suposto que  $f$  podia ser facilmente medida no campo, e que conhecendo o seu valor e a intensidade de precipitação,  $i$ , a precipitação excedente após infiltração seria obtida de forma

simples e, assim, uma estimativa do escoamento superficial;

- o solo atua como um plano de “separação hidrológica” entre os volumes que geram “escoamento rápido” e “escoamento lento”;
- é formada uma “lâmina de água” que acumula-se sobre a superfície e escoar sobre o plano hipotético.

Estes postulados empíricos tem sido revistos e as principais críticas são as seguintes. Primeiro, a dificuldade encontrada em extrapolar satisfatoriamente as medições de infiltrômetros para áreas maiores às dos ensaios (Binley et al, 1991). Essa medida dificilmente permite estimar a lâmina de escoamento observado ( $Q_0$ ) pela equação:

$$Q_0 = (i - f) \cdot t = P \cdot c \quad (1)$$

onde  $i$  = é a intensidade da chuva;  $f$  a taxa de infiltração;  $t$  a duração,  $P$  a precipitação e  $c$  o coeficiente de escoamento. Segundo, 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). Finalmente, com relação à “lâmina de água” superficial, Chorley (1978) observou que Horton tinha dedicado considerável atenção à hidráulica da mesma, talvez para explicar por que, na maioria das vezes, não era percebida no campo!

Na abordagem Hortoniana, destacam-se a noção de “sistema”, delimitando os processos externos como a precipitação, a evaporação e o escoamento. Por outro lado, é introduzida a noção de “fluxos” ou “taxas”, de entrada (precipitação) como de perda Hortoniana (infiltração). Essas noções simples formam a fundamentação sólida no estudo dos ambientes naturais (Odum, 1982) e, portanto, foi o grande passo conseguido pela

Hidrologia Básica na visão sistêmica do problema.

### Hipóteses de Hewlett

Uma hipótese alternativa surgiu na década dos 60 porque o serviço florestal americano observou que o escoamento Hortoniano não acontecia tal como foi postulado acima. As observações de Hewlett e Hibbert em 1963 e 1967, e posteriormente 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 nos vales com pequena declividade. Nestas áreas saturadas, a capacidade de infiltração era muito baixa, e desta forma toda a precipitação incidente convertia-se em precipitação efetiva. Assim, foi denominado o “escoamento observado sobre uma superfície de saturação”,  $Q_o(s)$ , em contraste com o escoamento Hortoniano,  $Q_o$ . As suposições intrínsecas de Hewlett foram:

- as áreas saturadas atuam como únicas fontes de “escoamento rápido”, e as áreas podem absorver a precipitação e convertê-la em escoamento subterrâneo, mais lento;
- essas áreas de geração de escoamento em superfície saturada são “contíguas” aos rio naturais;
- as áreas saturadas são alimentadas pela chuva incidente e pelo fluxo sub-superficial das áreas a montante.

Betson (1964), Dunne (1978) e Burt (1988) ressaltam que essas áreas fontes de escoamento rápido eram de tamanho variável e muito dinâmicas para cada evento e estado de umidade antecedente. Uma geração significativa de escoamento superficial é produzido quando é atingido um estado

próximo da saturação, sem que a intensidade de precipitação seja maior que a capacidade de infiltração (postulado Hortoniano). O aumento do potencial de pressão com a profundidade nos lugares com pequena declividade facilita a rápida saturação nas camadas superficiais. Isto ocorre quando pequenas quantidades de água são agregadas ao perfil durante a infiltração ou no escoamento sub-superficial a pouca profundidade.

### DIVERSIDADE DE PROCESSOS NAS VERTENTES

Na Tabela 1 foram reunidos os processos e as citações sobre as hipóteses dos principais fluxos nas vertentes hidrológicas. A seguir são discutidos esses aspectos e os resultados obtidos.

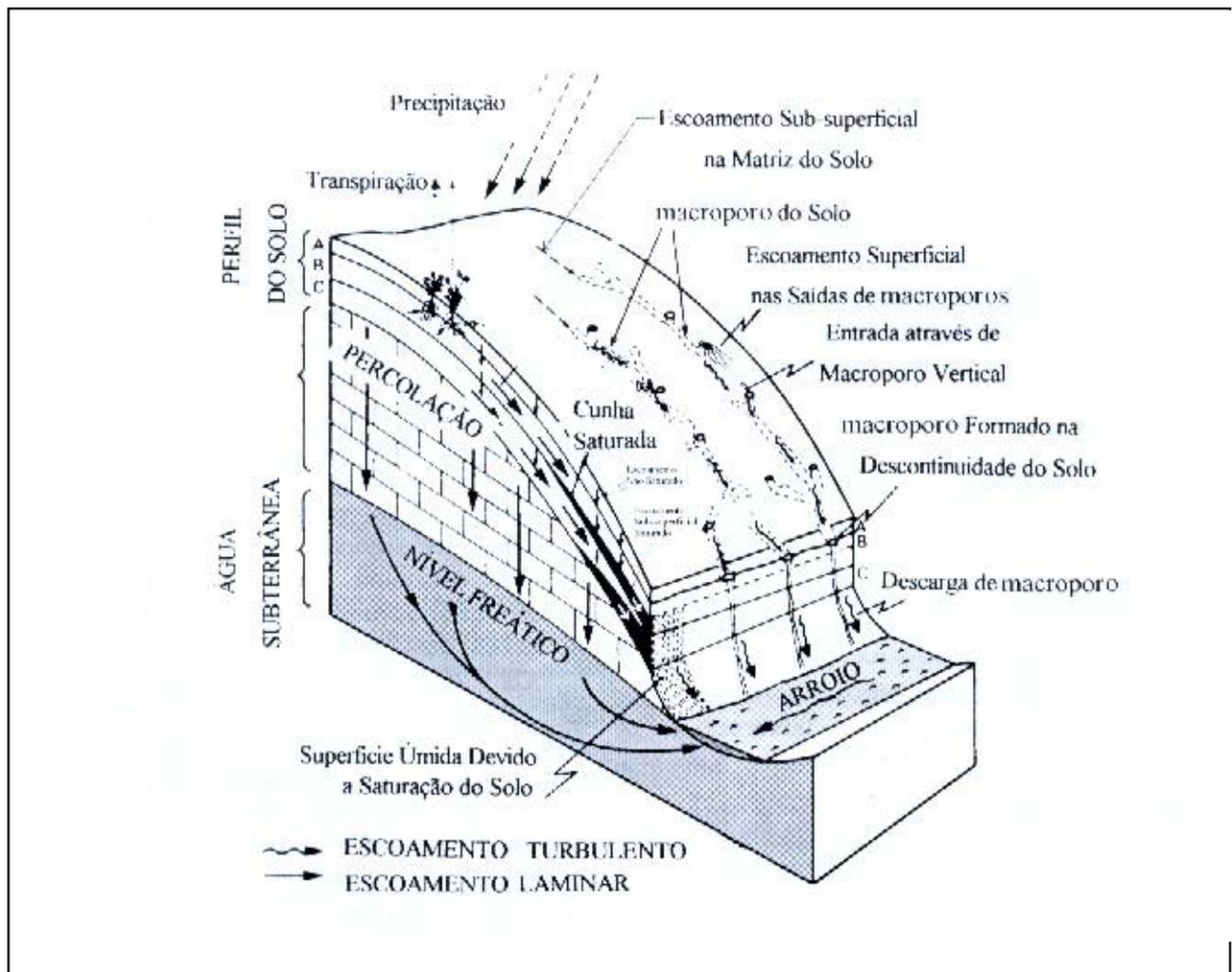
#### Escoamentos internos

Trabalhos posteriores aos de Hewlett, aprofundaram-se na localização das áreas saturadas e nos mecanismos “internos” das vertentes. Assim, foram monitoradas bacias cujos resultados demonstraram de forma clara que as áreas saturadas poderiam ocorrer em lugares afastados dos cursos naturais. Essas áreas distantes, tem conexões efetivas com partes baixas dos vales e contribuem com “escoamento rápido” para os canais através de caminhos preferenciais e fluxos internos do solo. Um esquema geral desses fluxos (Atkinson, 1978) apresenta de forma resumida os fluxos respectivos (Figura 2).

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 foram ligadas com a evidência de convergência do

**Tabela 1. Diversidade dos processos de escoamento numa bacia vertente.**

Processos	Linha de Pesquisa
<b>Escoamento Superficial excedente da infiltração (ESI)</b>	<i>Horton (1933)</i>
<b>Escoamentos Internos ( E i ):</b>	<i>Hewlet e Hibbert (1967)</i>
i) Efeito Pistão	<i>Ward (1984)</i>
ii) Escoamento de Retorno	<i>Dunne (1878), Ward (1984)</i>
iii) Fluxo de macroporos	<i>Beven e Germann (1982)</i>
iii-1) longitudinais ('piping')	<i>Jones (1971)</i>
iii-1-1) gradientes do 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>
<b>Escoamento Superficial por Saturação do solo (ESS)</b>	<i>Dunne (1978, 1983)</i>
<b>Escoamento pela Integração de Processos (EIP)</b>	<i>Kirkby (1988), Grayson et al (1992), Wheeler et al (1983)</i>



**Figura 2. Visão distribuída da geração de escoamento na vertente (Atkinson, 1978).**

fluxo. Kirkby e Chorley (1967) sugeriram três tipos de convergência que levam para um escoamento superficial de saturação: (i) as concavidades da declividade em planta; (ii) as concavidades encontradas no perfil, e; (iii) naquelas áreas com diminuição dos horizontes superficiais.

Um quarto tipo acontece quando a água percolada verticalmente encontra valores de condutividade hidráulica menores a medida que varia com a profundidade, o que permite a formação de uma camada de saturação (“perched water”). Normalmente, o gradiente hidráulico no sentido de jusante remove esta acumulação de água (Freeze, 1972) através do escoamento sub-superficial antes que esta camada alcance a superfície. Mas, nas áreas planas ou nos planos inclinados sujeitos a chuvas de grande intensidade, o escoamento de saturação tende a aparecer devido ao aumento desta camada.

Os escoamentos internos na escala de vertente são (Tabela 1) os macroporos longitudinais interligados ou “piping”, os macroporos verticais, o “efeito pistão”, o escoamento de retorno e a intumescência da camada saturada.

**Macroporos longitudinais interligados ou “Piping”** – Numa extensão dos conceitos de Hewlett, Jones (1971) demonstrou que existem conexões hidrológicas dentro do solo e que resultam numa rápida transmissão de água entre áreas separadas e a rede de canais. Assim, revalorizou-se o critério de Hursh que em 1944 propôs sua teoria baseada nos condutos sub-superficiais quase cilíndricos. Neles o fluxo alcança o regime turbulento. Na maioria das vezes são criados pela fauna e flora, que ao formar cavidades no solo, deixam caminhos preferenciais e favorecem a passagem da água (Figura 3.a).

Os macroporos interligados são formados pela ação erosiva dos escoamentos sub-superficiais que arrastam o material fino da matriz porosa. Na bacia experimental Plynlimon, do Institute of Hydrology da 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 superiores a 10 cm e uma distância média de 600 metros. Bonell et al. (1984) mostraram que para um solo argiloso em Luxemburgo, o efeito de macroporos interligados era tão rápido que não podia ser diferenciado do escoamento superficial. Os diâmetros de “piping” encontrados nas sub-bacias do Arroio Turcato, RS, Brasil, desenvolvidos em solos de *terra roxa estruturada*, variam entre 2 e 12 cm, e o escoamento pode permanecer vários dias após a ocorrência de chuvas naturais. As vazões observadas na saída de uma rede de “piping” no período de março a agosto de 1996 variam de 5,5 a 12,4 litros por minuto (Figura 3.a).

Existe a crença de que o escoamento interno movimenta-se lentamente para produzir volumes de água e somente o escoamento superficial seria o principal componente do hidrograma da bacia. Existe também o amplo apoio da comunidade hidrológica sobre a verticalidade da infiltração, desde a superfície até o nível freático. Hewlett e Troendle (1975) melhoraram o entendimento referente à natureza anisotrópica do solo e postularam que o caminho vertical é um dos tantos prováveis. O fluxo sub-superficial responde também às mudanças nos gradientes hidráulicos e a maioria das vezes pode escoar paralelo à superfície, dependendo dos conteúdos de umidade, condutividades e 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. Pode-se dizer que as taxas de fluxo são controladas pelos vazios menores. Assim, espera-se uma complexa relação entre a geometria do vazio e as características do solo numa escala macroscópica, permitindo vários métodos de classificação da porosidade.

Um método de estimar a porosidade é interpretar a curva de retenção de umidade

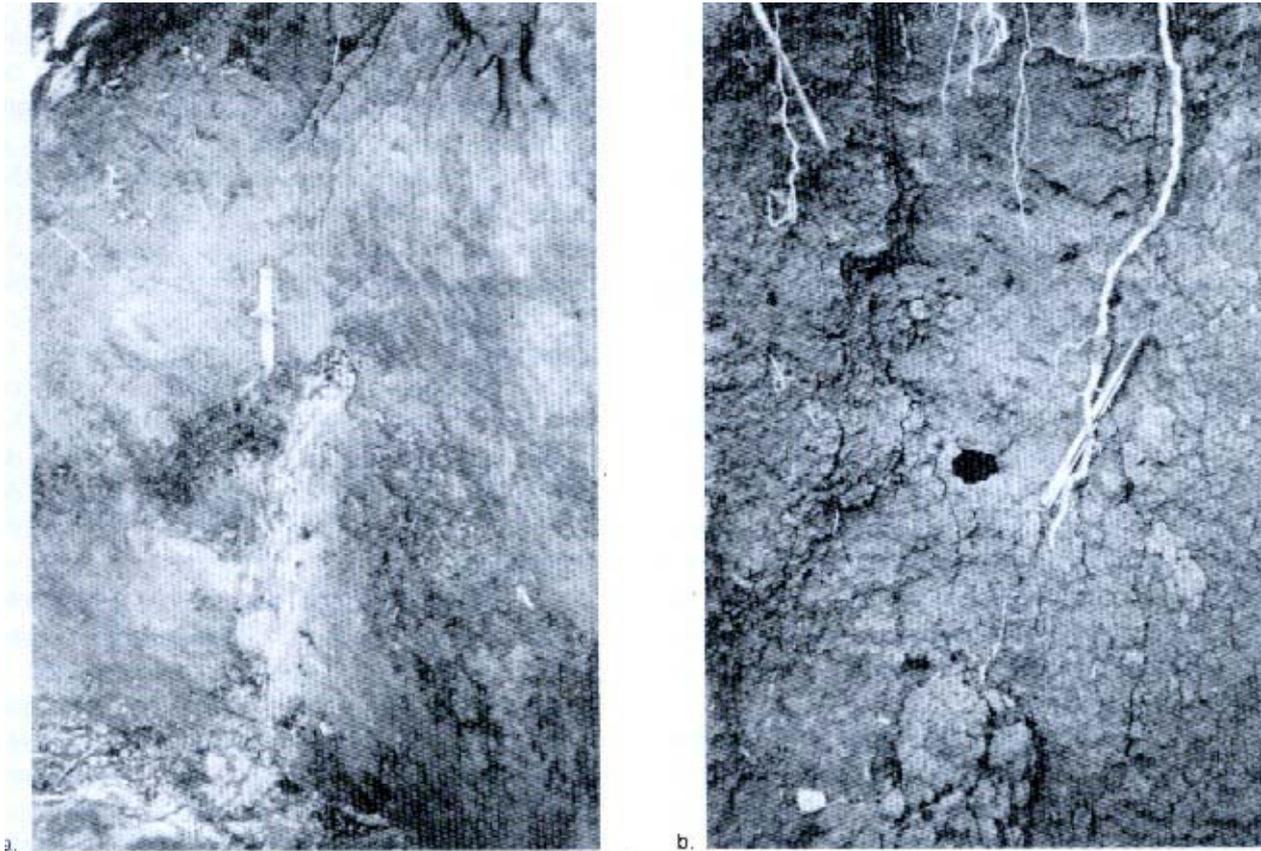


Figura 3. a. “Piping” ativo na bacia do Arroio Turcato e b. Terra roxa estruturada com macroporos, bacia do Arroio Donato, Rio Potiribú, RS, novembro de 1994.

em termos de poros, quando uma medida do poro efetivo é função do potencial de capilaridade através da equação de Laplace (Bear, 1972):

$$r = 2 \cdot \sigma / \psi_c \quad (2)$$

sendo  $r$  o raio do poro capilar,  $\psi_c$  a sucção e  $\sigma$  a tensão superficial, atuando do menisco do capilar. Isto envolve uma analogia entre as características macroscópicas da retenção no solo e os conceitos microscópicos em tubos capilares. Desta maneira, não é possível estabelecer uma definição única do macroporo. A escolha do tamanho efetivo é subjetiva: mais relacionada às características do experimento do que aos processos reais

(Beven e Germann, 1982).

A porosidade também é classificada de acordo com a condutividade hidráulica do solo. Assim, frações volumétricas do solo são relacionadas aos incrementos da condutividade hidráulica. Esta abordagem fica restrita aos casos onde os gradientes hidráulicos são 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. O movimento de água através dos

macroporos é muito mais rápido que a chegada ao equilíbrio do potencial de pressão na matriz do perfil. Ocorrendo isso, são 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 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, interconectando rapidamente as camadas do solo afetadas (Figura 3,b). 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 dentro de um tubo e não permanente, qualquer que seja o seu tamanho. Eles definiram vários tipos: (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 dessecação dos solos argilosos e devido às técnicas de cultivo convencional, como o sub-solamento. O 'piping', é um tipo especial de macroporos, cujo desenvolvimento é dado no sentido da declividade da vertente.

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<sup>-1</sup> uma passagem rápida ligando diferentes camadas do perfil ("by-pass") era evidente através das rachaduras. Mas a absorção através das suas aberturas aumentava, quando havia um crescimento na intensidade, de tal maneira que a relação entre entrada e saída era de 55 % para uma intensidade de 22 mm.h<sup>-1</sup>. Com esses valores, no verão, em Oxford, Inglaterra, o fluxo através de macroporos fica

entre 10 e 20 % da precipitação. Foi estimada a condutividade hidráulica da matriz do solo que chega a 1,4 mm.h<sup>-1</sup>, enquanto que para a estrutura toda (com rachaduras), aumentava para 1800 mm.h<sup>-1</sup>, fisicamente impossível numa estrutura uniforme do solo.

Os valores encontrados na vertente do Anfiteatro, Rio Potiribú, RS, evidenciam o efeito dos macroporos em alguns pontos onde foram estimadas as condutividades hidráulicas saturadas, *Ks*. Os acréscimos em *Ks* devido a macroporos foram de 371 % e 94 % (Mendiondo, 1995) para pontos situados a 80 e 180 m da foz da vertente, respectivamente. Estes resultados são afetados pelo uso do solo agrícola e pela aparição de longos períodos sem chuva, o que permite o trabalho expansivo da fração de argilas do horizonte "Bt". (Mendiondo et al, 1995; Castro et al, 1995). Isto cria mudanças temporais na hidráulica de um solo como a *terra roxa estruturada*, de acordo com ao regime sazonal e os usos agrícolas.

**Escoamento de retorno e "efeito pistão"** – A drenagem do meio não-saturado é suficiente para explicar a recessão dos hidrogramas nas vertentes (Ward, 1984). Mas, não existindo um sistema sub-superficial de macroporos, como o fluxo através do solo seria capaz de chegar rapidamente até os canais naturais e formar o hidrograma, sendo a taxa máxima de movimento do solo, a condutividade hidráulica saturada *Ks*, da ordem de poucos metros por dia? Hewlett abordou esse problema com base em dois mecanismos: (i) 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, denominados de "águas velhas", forçando-as a sair no extremo inferior da vertente.

Conceituam-se dois novos processos: o "escoamento de retorno" e o "fluxo de translação". Este último é a 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 no solo é máximo. Portanto, este mecanismo é mais evidente depois de várias chuvas antecedentes. Com baixa umidade, seu efeito diminui o que proporciona um comportamento altamente não-linear. Esses processos explicavam parte do que acontecia na superfície do terreno e eram mais evidentes uma vez finalizado o escoamento rápido. A cunha de área saturada não é uma “fonte” de geração, e sim um “meio através do qual a drenagem lenta da umidade do solo passa e alcança o canal. Isso representa um indicador de “transição escalar”. Em adição ao efeito imediato, o escoamento interno pode ocorrer com um 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 que o escoamento superficial, com vazões máximas significativas. Burt (1988) apresenta as componentes superficiais e sub-superficiais de um hidrograma com dois picos (Figura 4). O escoamento interno contribui em duas etapas: resposta rápida durante a chuva no primeiro pico; o segundo pico é inteiramente devido ao escoamento sub-superficial

#### **Intumescência da camada saturada –**

Após o trabalho de Hewlett, fica 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.

Sklash e Farvolden (1979), com base em pequenas bacias canadenses, e medições através de traçadores e níveis piezométricos, explicaram a ativa resposta subterrânea nas tormentas. A rapidez com que o fluxo subterrâneo chegava até os cursos naturais foi resolvida com base na grande e rápida formação do potencial subterrâneo perto dos canais, o que refletia num aumento do nível freático de forma localizada: a “intumescência”. 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, esse tipo de resposta é favorecida pela topografia local. Assim, nas bacias mais permeáveis, o escoamento subterrâneo pode ser o maior componente do hidrograma. A concavidade natural das vertentes favorece a formação da intumescência.

Na Figura 5 observa-se os perfis de umidade numa vertente de cabeceira do Arroio Turcato, RS, onde o nível subterrâneo produz intumescência e fluxo de retorno (Mendiondo, 1995). Os teores médios de umidade e os gradientes mudam conforme o lugar na vertente. Os gradientes de umidade são 28,4 % e 6,1 % por metro de profundidade, nas partes baixas e altas, respectivamente. Perto da foz, a taxa de mudança espacial dos gradientes de umidade (isto é,  $\partial^2 \Phi / \partial x \partial z$ , sendo  $\Phi$  o potencial de umidade, e x e z as coordenadas horizontal e vertical) é de 0,88 % e 0,13 % para pontos com declividade média e alta, respectivamente. O substrato rochoso condiciona a freática perto de sua foz, influenciando a mata ciliar (Mendiondo, 1996). A forma convergente em planta e as declividades acentuadas, favorecem a aparição de caminhos preferenciais a montante e fluxo de retorno e intumescência a jusante.

#### **Excesso de escoamento superficial devido à saturação –**

É praticamente impossível separar a geração do escoamento superficial do sub-superficial devido as condições de saturação do solo. O escoamento excedente devido à saturação (ESS) é uma mistura de fluxo de retorno, “efeito pistão” e escoamento produzido pela chuva que não infiltra no terreno saturado. Quando a saturação superficial ocorre em grande parte da bacia, o ESS domina a resposta do escoamento com descarga de pico maior e tempos menores que o escoamento sub-superficial (Dunne, 1978). Com solos permeáveis, a zona de saturação está muito restrita e assim os coeficientes de

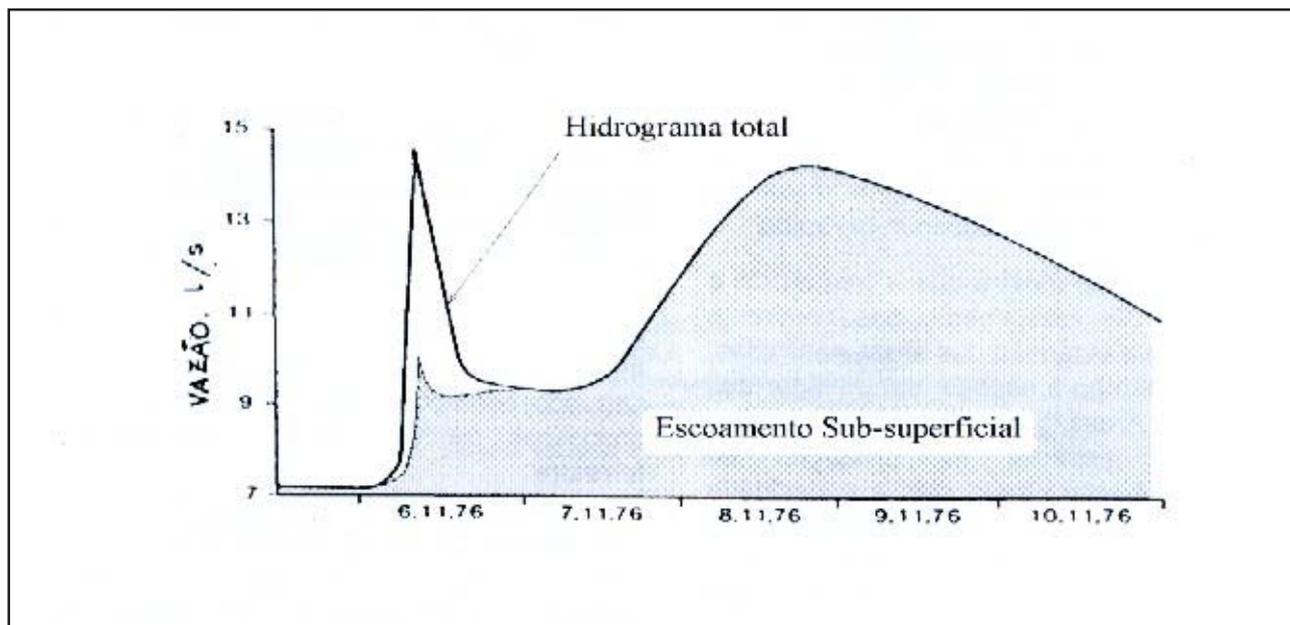


Figura 4. Efeito do fluxo sub-superficial no hidrograma (Burt, 1988).

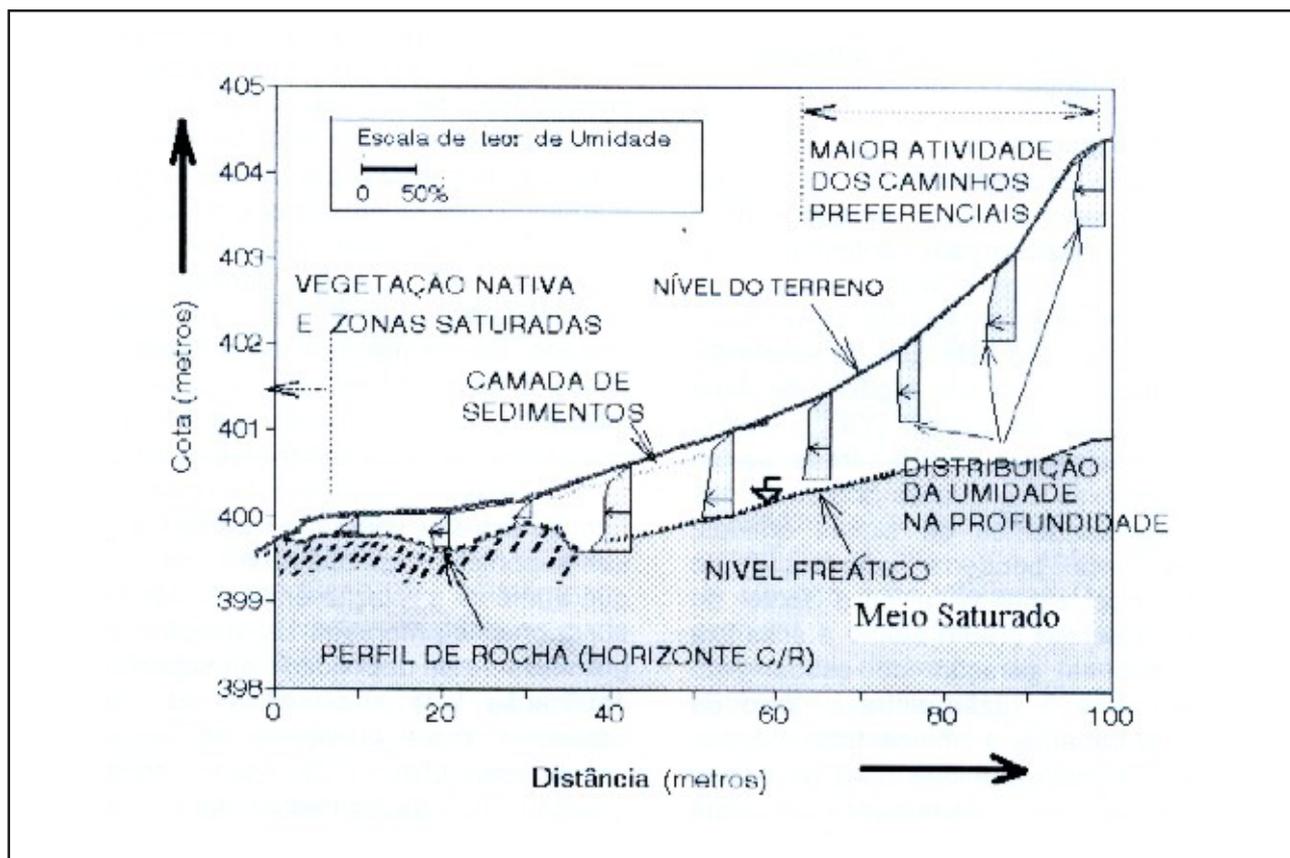


Figura 5. Dinâmica sub-superficial de uma vertente com áreas saturadas na Bacia do Arroio Donato, RS (Dezembro de 1994).

escoamento são muito baixos (Dunne apresenta uma grande variação do coeficiente de escoamento conforme o tipo de solo e clima). Nas áreas úmidas com solos de baixa condutividade hidráulica, as áreas saturadas são maiores e uma percentagem maior da chuva é convertida em 'escoamento rápido'.

Burt (1988) mostra que a freqüência e a magnitude do escoamento das chuvas é controlado pela extensão das áreas saturadas, variáveis no tempo e espaço, dando lugar aos Modelos de Áreas Variáveis (MAV). A não-uniformidade espacial na produção do escoamento é relacionada com a capacidade de infiltração,  $f$ , e com as distribuições da umidade do solo. A localização destas Áreas Fontes Variáveis é determinada pela topografia (Beven e Kirkby, 1979), já que sua existência depende do movimento da umidade do solo no sentido da declividade. A topografia (Figura 6), secundária se comparada com o clima e o solo, exerce um padrão espacial importante nos processos de geração nas bacias de clima úmido.

Já nas bacias dos climas áridos, é mais provável ter escoamento quando a superfície apresenta características impermeáveis. As áreas potenciais de saturação são quase fixas porque as contribuições ao armazenamento de umidade tem pequeno efeito na extensão da saturação superficial. Isso leva a um Modelo de Área Parcial, MAP mais apropriado (Yair e Lavee, 1985). A característica destas áreas serem relativamente fixas é o que as diferencia das condições antecedentes de climas úmidos, nas quais uma pequena quantidade de infiltração pode expandir 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 as bacias americanas a área contribuinte é uma pequena fração da bacia total. Essa área tem sido associada a uma área que é saturada diretamente tanto via fluxo de retorno como com o aumento da precipitação.

## COMBINAÇÃO DOS MECANISMOS DE GERAÇÃO

Os elementos anteriores permitiram a Dunne (1983) esboçar os controles dominantes na geração do escoamento: clima e solos, sendo a topografia um controle na escala de vertente (Figura 6). As "setas" da figura indicam as variações possíveis, tanto do solo e topografia, como do clima. Os mecanismos podem interagir entre eles segundo condições ambientais, limitados por processos na atmosfera e na superfície terrestre.

Kirkby (1978) relacionando  $K_s$  e intensidades de chuva, determinou "domínios" para processos de geração, apresentando exemplos intermediários de solos com perturbação antrópica. O referido autor apresentou o comportamento dos dois mecanismos através da relação entre o volume de chuva que infiltra antes de começar o escoamento (perdas iniciais) e as taxas que incidem na geração de escoamento (a intensidade da chuva e a condutividade hidráulica do meio poroso). Os solos com  $K_s$  baixo são dominados por um escoamento ESI, e aqueles com  $K_s$  maior por um ESS.

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 ocorre quando as camadas superiores se saturam.

Zaslavsky e Sinai (1981) analisaram a relação entre as camadas do solo e a geração sub-superficial, demonstrando que a medida que aumenta a relação entre  $K_s$  das camadas superiores e inferiores, a direção do fluxo aproxima-se da declividade da superfície. Esta verificação leva a classificar as condições potenciais mais prováveis na geração do escoamento (Tabela 2). Assim, os tipos de geração do escoamento deram lugar a variantes nas formulações conceituais na bacia vertente (Figura 7), o que representa a evolução histórica e conceitual na Hidrologia Básica.

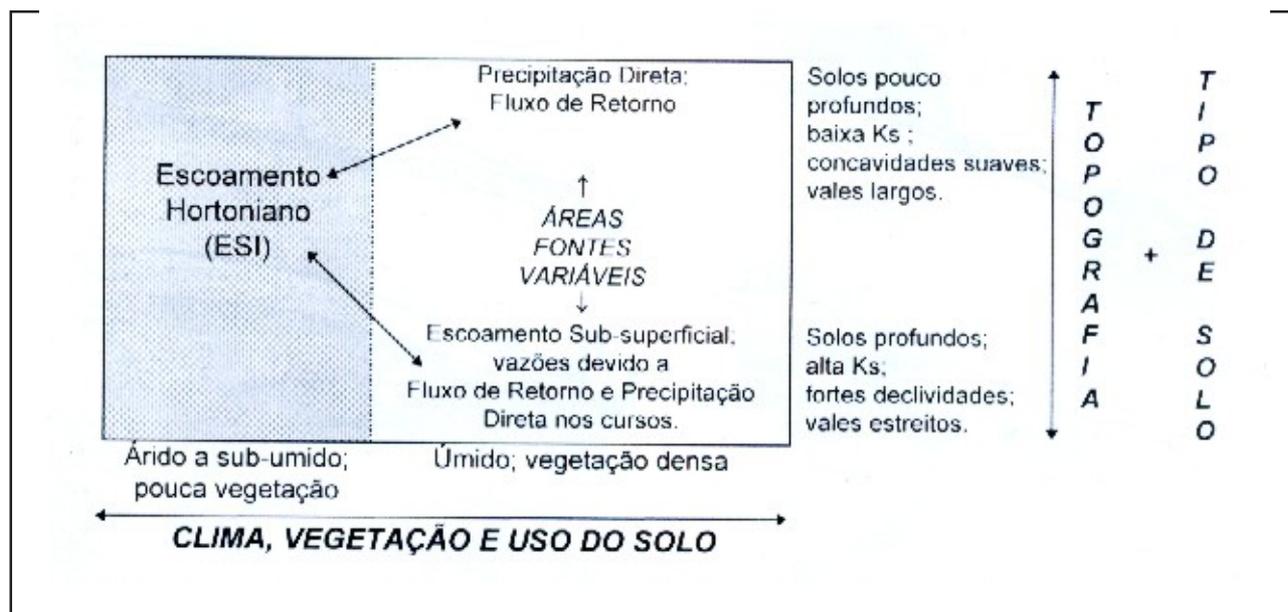


Figura 6. Processos de escoamento e condicionantes principais (Dunne, 1983).

Tabela 2. Tipos de escoamento função do clima e do solo (Burt, 1988).

SOLO	CLIMA	
	Árido	Úmido
Permeável	Sem escoamento, quando os restos coluviais diminuem a capacidade de infiltração ou em chuvas excepcionais	“ESS”, exceto quando solos profundos limitam com o canal. Nesse caso o escoamento sub-superficial é dominante
Impermeável	Saturação só dos horizontes superficiais. A presença de micro-canais indicam “ESI”.	“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 é função da dinâmica do nível freático. 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 da frente de umidade, da declividade da vertente e da espessura das camadas do solo.

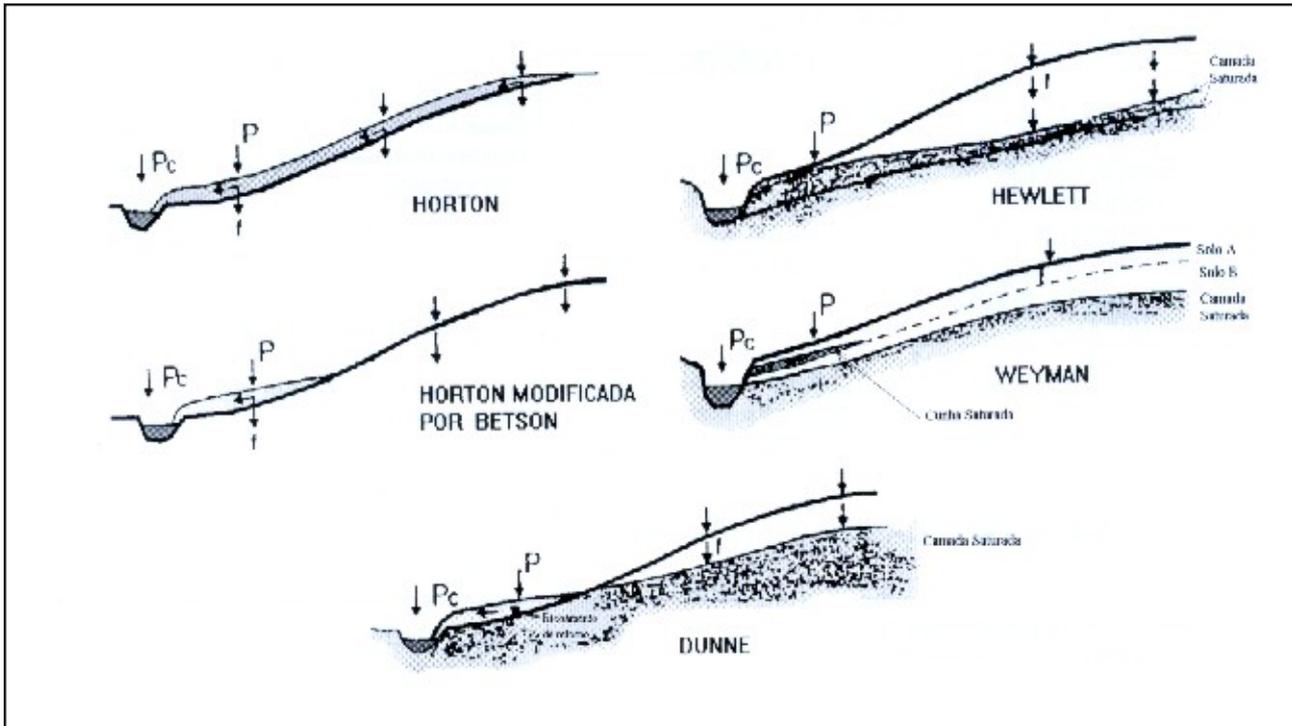


Figura 7. Mecanismos de geração de escoamento a nível concentrado (Beven, 1986).

Um tipo intermediário, o mecanismo de Dunne, é uma composição entre os dois grandes grupos mencionados. Ele tem a vantagem de combinar os processos que dominam a geração do escoamento, tanto na superfície como no sub-solo. Devido a isto, o seu uso é mais adotado em problemas práticos, já que apresenta uma certa flexibilidade para condições diferentes. Entretanto, este e os mecanismos anteriores são retratados a nível “macro” da vertente, e portanto servem para resolver a continuidade do fenômeno e equilíbrio de forças numa visão concentrada. As heterogeneidades locais que influem nas hierarquias de subprocessos podem ser abordadas através da funcionalidade, via caminhos preferenciais d’água no meio superficial e sub-superficial, com visão distribuída do sistema.

### CAMINHOS PREFERENCIAIS D’ÁGUA

Os caminhos preferenciais refletem o desenvolvimento dos estados internos do

sistema e sua variabilidade espaço-tempo (Quinn et al, 1991) e são um meio eficiente para reduzir a dimensão do problema (Chappell e Ternan, 1991; McCulloch e Robinson, 1993).

O Caminho Preferencial da Água Superficial, CPAS (Figura 8.a) é a configuração física da passagem do escoamento superficial, com suas convergências e divergências em planta, influenciando na microtopografia (Govers, 1987). O CPAS permite visualizar a ação das chuvas e estimar a hierarquização do fluxo a nível macroscópico no campo.

As áreas fontes dos CPAS evidenciam-se pelo escoamento laminar, devido a diminuição na capacidade de infiltração, crescimento diferenciado da vegetação e densidades distintas do solo. Isto dá lugar ao Padrão de Escoamento Difuso, PED quando a microtopografia não provoca um único canal.

Usualmente o CPAS ocorre como um padrão de superposição contínuo de micro-canais onde é difícil caracterizar largura, comprimento e profundidade. A profundidade



**Figura 8. (a) Vista desde montante de um caminho preferencial na vertente do Anfiteatro, RS (b) Padrão de voçoroca na bacia do Donato, RS (dezembro de 1994).**

aparente dos CPAS nas vertentes agrícolas forma-se pelo arranjo espacial dos restos da colheita e os obstáculos da microtopografia, formando “pseudo-canais” com taludes formados por matéria orgânica e solo.

Quando existe aumento do potencial de saturação nas cabeceiras, pode-se formar redes de “piping” numa primeira fase (Dunne, 1978; Ward, 1984). Se a convergência de fluxo é forte, e existe uma descontinuidade na estrutura do solo, a erosão regressiva cria a erosão de ravinamento (Burt, 1988), para logo formar uma “voçoroca” (Figura 8.b). Na Figura 9, no primeiro eixo vertical aparece a área transversal do CPAS (linhas com quadrados) para cada ponto localizado dentro do CPAS. A cota de cada ponto é representada pelos triângulos, medidos na segunda ordenada da Figura 9. Nas abcissas,

aparecem as distâncias a partir da foz da vertente. As letras “T” e “P” indicam as seções transversais triangulares e parabólicas em cada seção medida. A jusante do CPAS existe uma maior heterogeneidade na seção transversal, mas as declividades são maiores (36 %) com relação às áreas com PED a montante (17 %), difíceis de quantificar pela microtopografia e restos agrícolas.

No trecho intermediário do CPAS, existem valores de área próximos a 500 cm<sup>2</sup>, com transições de seções parabólicas seguidas de triangulares. O aparecimento deste padrão deve-se ao rompimento de terraços agrícolas quando o CPAS segue o relevo natural.

Na Figura 10 aparece a distribuição espacial de CPAS identificados de junho a dezembro de 1994 nas 29 cabeceiras da bacia

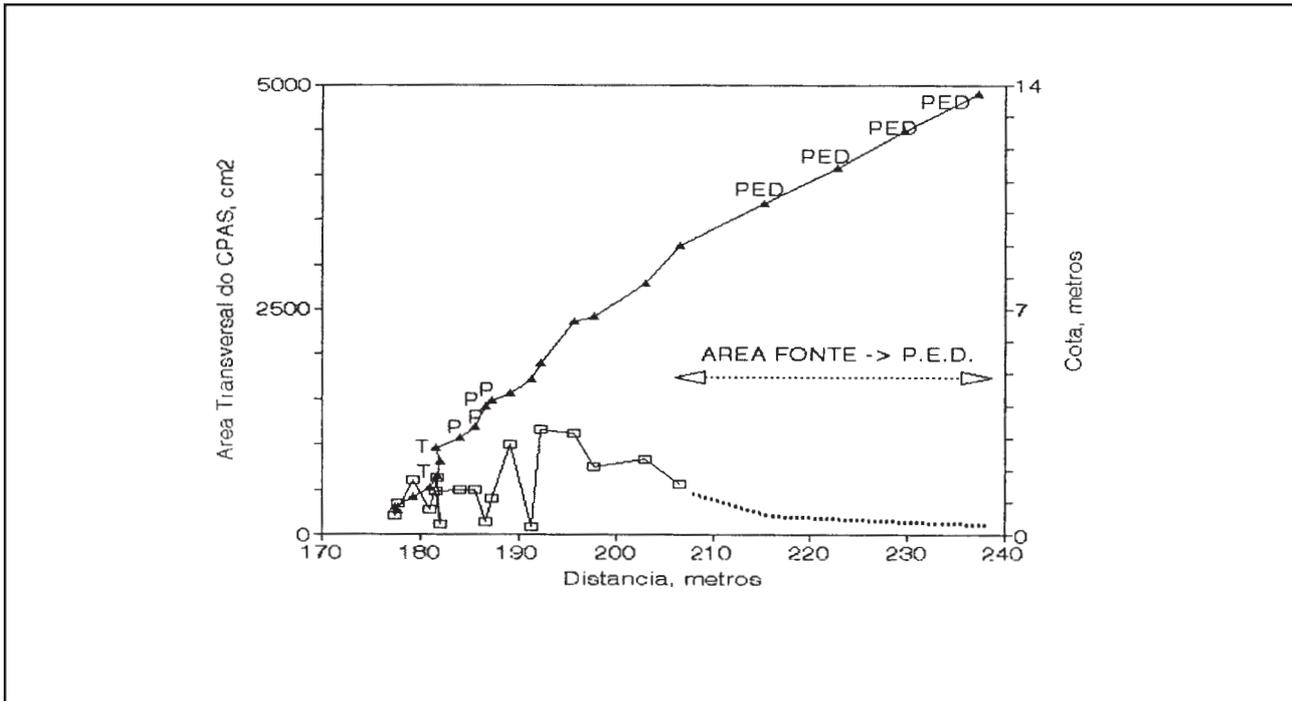


Figura 9. Características do CPAS-1 na vertente do Anfiteatro (Dezembro de 1994).

do Arroio Turcato. Identifica-se o aparecimento não uniforme de fluxos de macroporos, “piping” e “voçorocas” ao longo da bacia.

Na Tabela 3 aparecem alguns caminhos preferenciais levantados na vertente do Anfiteatro, cabeceira do Arroio Turcato. São notórias as múltiplas características dos CPAS, que implicam numa dificuldade na modelação

matemática quando interessa introduzir uma abordagem distribuída dos planos vertentes. Nos trabalhos de campo, estes detalhes apontados por Atkinson (1978), Chevallier (1990) e Generaux et al (1993), são vitais para uma fiel representatividade da heterogeneidade espacial das bacias na escala de vertente.

Tabela 3. CPAS da vertente do Anfiteatro, RS (Junho de 1994).

CPAS	Forma em planta	DF*, (m)	L**, (m)	Declividades (%)		Bxh***, (cm)	Características
				Canal	Fonte		
1	união “Y”	22,0	28,0 (P)	36,1	17,3	40 x 4	Deposição
2	união “Y”	65,0	17,5 (P)	14,3	15,0	30 x 3	PED + microcanais
3	união “Y”	15,0	35,0 (P)	9,4	9,0	20 x 2	Sinais de Exfiltração
4	circular	144,0	3,0 (P)	16,6	20,1	50 x 3	Área fonte. 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	Microcanais + deposição
7	segmento	200,0	58,0 (T)	15,5	-	30 x 4	Corte de Terraços
8	área fonte	166,0	13,0 (S)	38,4	25,0	20 x 3	PED, Segmento, Voçoroca

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

L\*\* : “P”, “S”, “T” = comprimentos do CPAS: do principal, do segmento sem área fonte, do segmento que atravessa terraços.

Bxh\*\*\*: “B”= largura do microcanal principal, “h” = altura do microcanal + altura aparente, “b” e “y” = largura e altura aparente média de micro-canais.

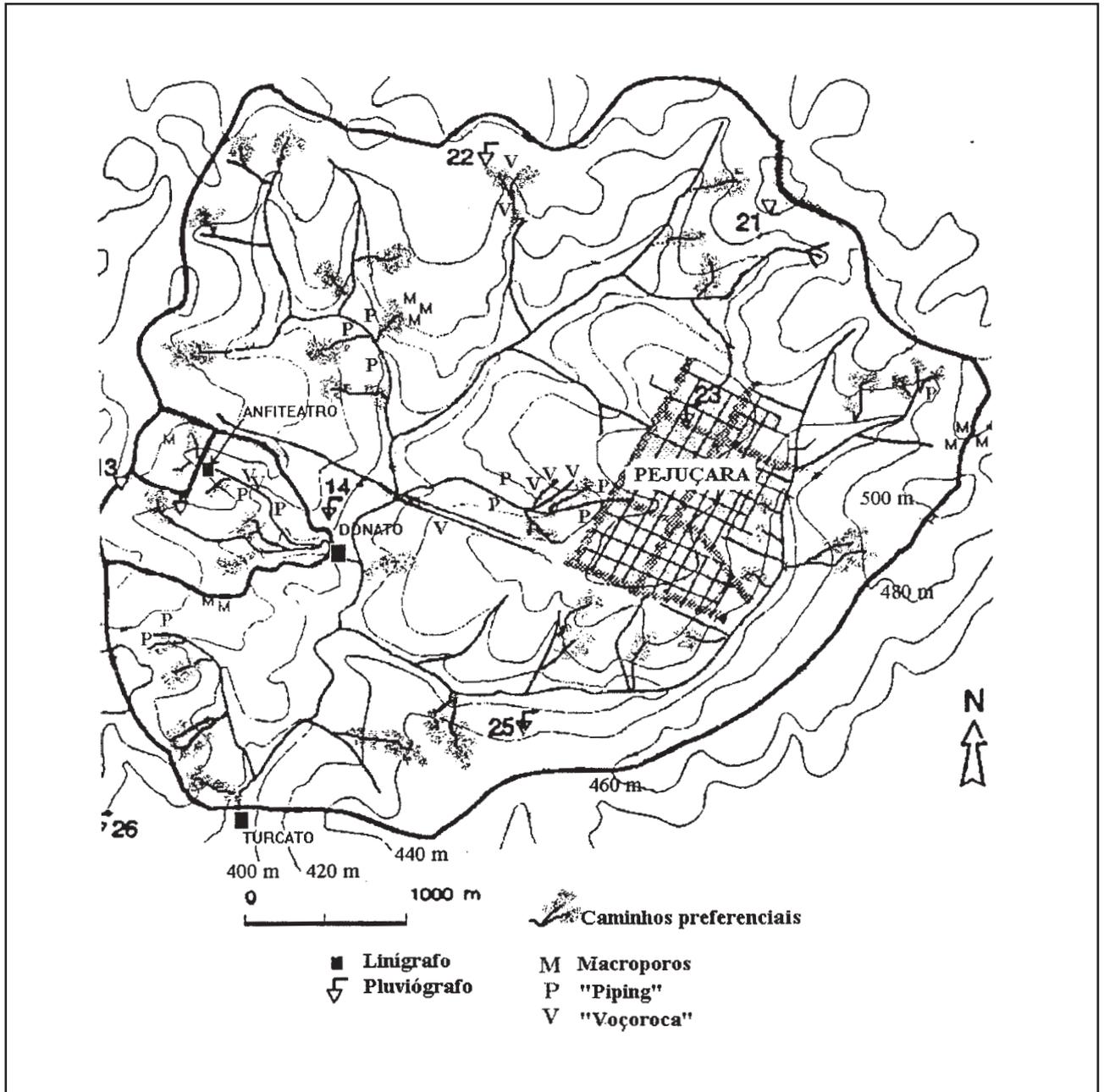


Figura 10. Caminhos preferenciais na bacia do Arroio Turcato (novembro de 1994).

O aparecimento de CPAS nas vertentes com uso agrícola é influenciado por controles estruturais, hidráulicos e antrópicos. Os primeiros se devem à geomorfologia da vertente e ao desenvolvimento vertical do solo. Enquanto que os condicionantes hidráulicos dependem de  $K_s$  e da sua anisotrópica vertical. Os fatores antrópicos são função dos preparos agrícolas.

Através de análise multi-dimensional e distribuída no espaço, Mendiendo et al (1994) apresentam como estes três fatores diminuem a diversidade do universo multivariado na vertente do Anfiteatro. No entanto, é apontado um quarto fator, o contexto espacial. O mesmo pode ser observado, por exemplo, pela forma em planta dos terraços agrícolas. Também, a anisotropia encontrada nas

direções predominantes (da declividade geral e no sentido transversal) que se relacionam com os fluxos através de CPAS e o armazenamento total da vertente.

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, deve passar por armazenamentos de detenção superficial, infiltração, percolação vertical não saturada, escoamento saturado e escoamento de canais. Para qualquer seqüência de armazenamentos em série, o comportamento é explicado por aqueles componentes que possuem os maiores tempos de residência e filtrem assim as entradas, para fornecer o padrão não-linear das respostas. Para a simulação, encontrar os armazenamentos mais lentos do sistema é suficiente para satisfazer o desempenho do modelo, válido para micro, meso e macro escala hidrológica.

Por exemplo, para uma bacia menor é mais eficiente construir um modelo que considere a infiltração, a percolação e o escoamento saturado. Se essa área é localizada numa bacia maior, é preferível simplificar a resposta hidrológica do plano vertente e só considerar fluxo não-saturado combinado com a propagação em canais. Assim, é justificado usar a hidrologia de vertentes de uma maneira simples dentro de modelos de grandes áreas de captação.

Por outro lado, estes comentários de Kirkby respeitam a natureza de domínios diferenciados “preferencial/não-preferencial” através da visão concentrada da vertente. No entanto, clima e solos condicionam as variabilidades naturais. Já no enfoque distribuído, a principal informação extraída passa a ser a topografia (Govers, 1987; Grayson et al, 1993). Os resultados dependem da discretização espacial, que é sensível à presença de caminhos preferenciais. Quinn et al. (1991), aplicando um modelo numérico do terreno na vertente africana de Booro-Borotou, mostram uma estratégia tendo em conta a partição do fluxo superficial proporcional às declividades da vizinhança do pixel. No

entanto, salientam que os caminhos preferenciais e gradientes hidráulicos podem estimar-se melhor a partir das zonas mais ativas, como os fundos dos vales.

O mapeamento destas macro-evidências nas cabeceiras condicionam a discretização da bacia completa. O problema fundamental é que este tipo de comportamento não pode ser generalizado sem antes verificar como ele ocorre no campo (ver Figura 11).

A formação de ravinas e voçorocas é dependente tanto da descontinuidade litológica como do aporte de água a montante (Govers, 1987). Desta maneira, não pode atribuir-se um único valor de erodibilidade a um ponto da vertente, o que é prática comum em trabalhos usando Sistemas de Informações Geográficas e sensores remotos (Grayson et al, 1993). Por isso, áreas muito pequenas como as cabeceiras precisam de metodologias que avaliem a heterogeneidade a nível de sub-pixel. A técnica “fuzzy” (Campana et al, 1995), é uma opção já que determina a variância dos padrões e alvos dentro de cada célula de resolução, com aplicações em vertentes urbanas também.

Finalmente, o problema crítico de combinar processos das vertentes e 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. Existem diferentes critérios usados nos mapas topográficos, além do que, as bacias de ordem zero são poucas vezes identificáveis sem observação local (Kirkby, 1988; Burt, 1988). A verificação por terra é uma limitante quando se usa o sensoriamento remoto nas regiões com mata ciliar.

## CONCLUSÕES

A diversidade de processos de geração de escoamento na bacia vertente condiciona a transferência de informação das escalas do ciclo hidrológico entre atmosfera, superfície terrestre e meio fluvial. As hipóteses que

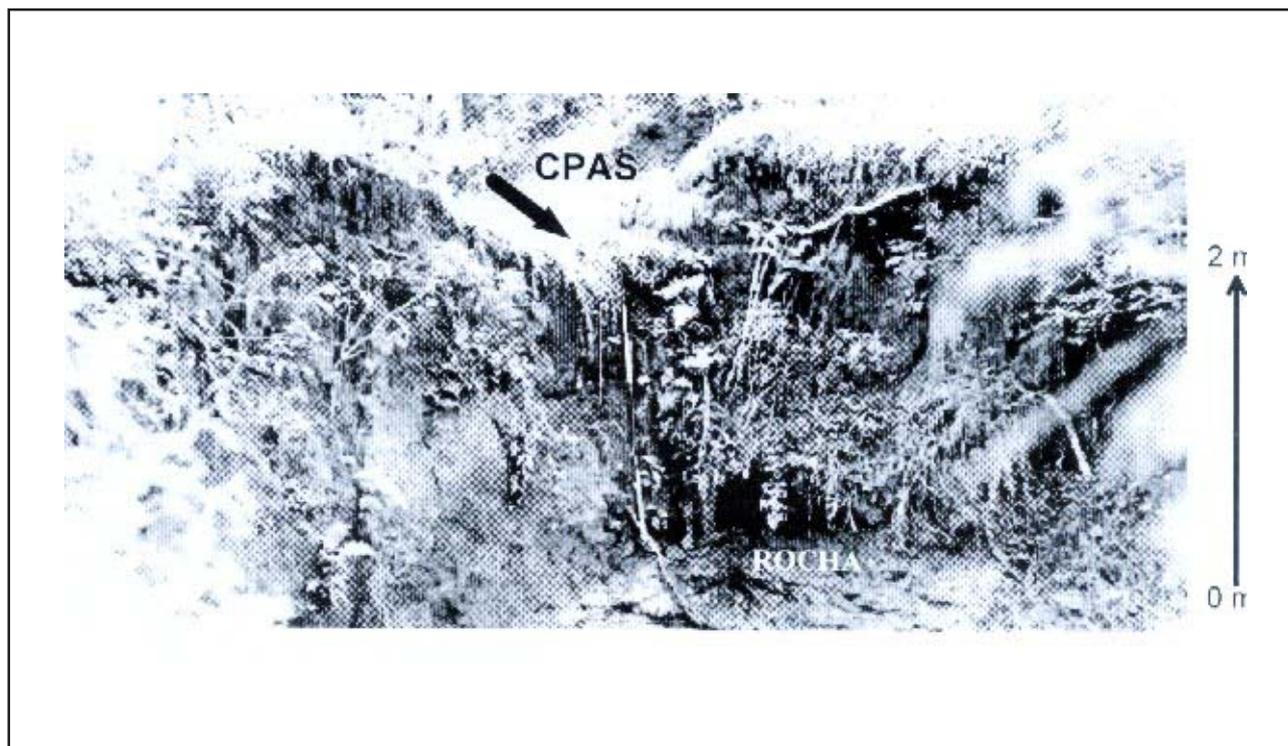


Figura 11. Vertente cabeceira na bacia do Arroio Turcato, RS, coberta de mata nativa (Junho de 1994).

conceituaram o escoamento neste século, na micro e na meso-escala, são hoje novamente consideradas para integrar de processos na escala vertente.

A parte quantitativa da simulação hidrológica implica no reconhecimento dos processos ESI, ESS e CPAS, cujas evidências são encontradas unicamente em campo. As retóricas de Klemes (1986) e a necessidade de teoria de escala hidrológica (Beven, 1987) apontam a revalorização desta busca.

Assim, a integração de processos na vertente deve ser capaz de responder novas questões quanto à simulação em bacias de diferentes tamanhos e de ecossistemas variados para atender problemas práticos de ação antrópica e de problemas de engenharia.

## AGRADECIMENTOS

CAPES financiou a pesquisa através de bolsa de mestrado. O Setor de Hidrometria, Nilza Castro e Fernando Genz, IPH-UFRGS, ofereceram inestimável apoio nos

levantamentos de campo. O Prof. Pierre Chevallier, ORSTOM-Montpellier, contribuiu nas discussões de processos em vertentes. Os proprietários rurais do município de Pejuçara, RS, permitiram gentilmente os levantamentos apresentados. Dois revisores anônimos contribuíram na redação deste trabalho.

## REFERÊNCIAS

- ATKINSON, C. (1978). Techniques for Measuring Subsurface Flow in Hillslopes In: Kirkby, M. (Ed.), *Hillslope Hydrology*, New York: John Wiley & Sons, p. 73-120
- BEAR, J. (1972). *Dynamics of Fluids in Porous Media*. New York: Elsevier, 784 p.
- BETSON, R. (1964). What is Watershed Runoff ?, *Journal of Geophysical Research*, Washington, V.69. n.8, p.1541-1552.
- 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 Publ. n. 164, p.393-403.
- BEVEN, K., KIRKBY, M. (1979). A Physically-Based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology, *Hydrological Science Bulletin*, Oxford, v.24, p.43-69.
- BEVEN, K., GERMANN, P. (1982). Macropores and Water Flow in Soils, *Water Resources Research*, Washington, Vol.18, No.5, p.1311-1325, May
- BINLEY, I., 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.
- 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.
- CAMPANA, N, MENDIONDO, E M., TUCCI, C. (1995). A Multi-Source Approach to Hydrologic Parameter Estimation in Urban Basins. *Water Science & Technology*, v.32, n.1, p.233-240.
- CASTRO, N.M. (1996) *Ruissellement et érosion sur des bassins versants de grandes cultures du plateau basaltique du sud du Brésil (Rio Grande do Sul)*. Th. Doutor. Univ. Luis Pasteur, Strasbourg, 224p.
- CASTRO, N., MENDIONDO, E., CHEVALLIER. (1995). Análise das Estimativas na Micro-Escala Hidrológica do Basalto Sulriograndense. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, Recife, 1995. Anais, 4v., 2v., (Ed), p.191-196
- CHAPPELL, N., TERNAN, L. (1991). Flow Path Dimensionality and Hydrological Modelling, in: Beven e Moore (Ed.), *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons, p.121-140.
- CHEVALLIER, P. (1990). *Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide Booro-Borotou (Côte d'Ivoire)*, Éditions de l'Orstom, Paris.
- CHORLEY, R. (1978). The Hillslope Hydrological Cycle. In: M. Kirkby (ed.) *Hillslope Hydrology*, New York: John Wiley & Sons, Cap.1, p.1-42.
- 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, V.65, p.25-48.
- DUNNE, T., BLACK, R. (1970). Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed, *Water Resources Research*, V.6, N.5, p.1297-1310, May.
- DURNER, W. (1994). Hydraulic Conductivity Estimation for Soils with Heterogeneous Pore Structure, *Water Res Research*, Washington, V.30, N.2, p.211-223
- FREEZE, R. (1972) The Role of Subsurface Flow in the Generation of Surface Runoff. 2. Upstream Source Areas, *Water Res Research*, V.8, N.5, p.1272-1283.
- 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, V.150, p.137-166.
- GERMANN, P. (1986). Rapid Drainage Response to Precipitation. *Hydrological Processes*, v.1, p.3-14.
- GOVERS, G. (1987) Spatial and Temporal Variability in Rill Development Processes at the Huldensberg Experimental Site. *Catena Suppl.*, Braunschweig, N.8, p.17-34
- GRAYSON, R.; MOORE, I., McMAHON, T. (1992). Physically Based Hydrologic Modelling: II. Is the Concept Realistic ?, *Water Resources Research*, Washington, ol.26, No.10, p.2659-2666
- GRAYSON, R; BLÖSCHL, G; BURLING, 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 an Water Resources: proceedings*, IAHS Publ, No. 211, p.83- 92.
- HEWLETT, J., HIBBERT, A. (1967). Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas, In: Sopper, W., Lull, H. (Ed.), *International*

- Symposium on Forest Hydrology, *Proceedings*, New York: Pergamon, p.275-290.
- HEWLETT, J., TROENDLE, C. (1975). Non-Point and Diffused Water Sources: A Variable Source Area Problem, In: Symposium on Watershed Management, New York: Am.Soc.Civ.Eng., *Proceedings*, p.65-83.
- HORTON, R. (1933). The Role of Infiltration in the Hydrological Cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, v.14, p.446-460.
- JONES, A. (1971) Soil Piping and Stream Channel Initiation, *Water Resources Research*, Vol. 7, No.3, p.602-610.
- JONES, A. (1986). Some Limitations of the a/s Index for Predicting Basin-Wide Patterns of Soil Water Drainage, *Z. Geomor. Suppl.* Band 60, p. 7-20.
- KIRKBY, M. (1978). Implications for Sediment Transport. In: M Kirkby (ed) *Hillslope Hydrology*, New York: John Wiley & Sons, Cap.9, p.325-363.
- 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. (1986). Dilettantism in Hydrology: Tradition or Destiny?, *Water Resources Research*, Washington, V.22, N.9, p.177-188, Sept.
- KNEALE, W. (1986). The Hydrology of a Sloping, Strutured Clay Soil at Wytham, Near Oxford, England, Amsterdam, *Journal of Hydrology*, V.85, p.1-14.
- McCULLOGH, J., ROBINSON, M. (1993). Hystory of Forest Hydrology, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.150, p.180-216.
- MENDIONDO, E. (1995). *Integração das Escalas Hidrológicas nas Sub-Bacias Embutidas do Rio Potiribú, RS*. Diss. Mestr. Pós-Grad. Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, UFRGS. Porto Alegre: IPH, 248 f + anexos.
- MENDIONDO, E. (1996). Riparian Forest Environment and Nutrient Cycling Affected by Hydrological Regimes in the Brazilian Basaltic Plateau Headwaters. In: IV SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE ECOSISTEMAS FLORESTAIS, FOREST'96, Belo Horizonte, 1996, *Anais*, p.54-55
- MENDIONDO, E., CLARKE, R., TUCCI, C. (1994). Análise de Fatores Naturais e Antrópicos nos Ecossistemas de Transição através de Análise Multidimensional. In: D. Marques (org). I SEMINÁRIO DE QUALIDADE DE ÁGUAS NO MERCOSUL, *Anais*, Porto Alegre, 1994, p.295-305 (ABRH Publ. n.2).
- MENDIONDO, E M., TUCCI, C., CASTRO, N M. (1995). Mudanças na Parametrização de uma Parcela Sujeita a Lavouras na Bacia do Rio Potiribú, RS. In: R. Clarke, F. Chaundhry, M. Baptista (ed.) SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11, Recife, 1995, *Hidrologia*, v.1, p.141-146.
- ODUM, E. (1982). *Systems Ecology*. New York: Wiley, 644 p.
- 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 e Moore (Ed.), *Terrain Anaiysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester: John Wiley & Sons, p.63-84
- SKLASH, M., FARVOLDEN, R. (1979). The Role of Groundwater in Storm Runoff, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.43, p.45-65.
- TOMASELLA, J.; HODNETT, M., OYAMA, M. (1994). Measurements and Modelling Soil Hydraulic Properties of Oxisols in Central Amazonia, In: *Simpósio "ABRACOS" sobre Clima e Desmatamento*, 19-21 Set., Brasília (no prelo).
- YAIR, A., LAVEE, H. (1985). Runoff Generation in Arid and Semi-arid Zone, in: Anderson, M. e Burt, T. (Ed.), *Hydrological Forecasting*, New York: John Wiley & Sons, p.183-220.
- WARD, R. (1984). On the Response to Precipitation of Headwater Streams in Humid Areas, *Journal of Hydrology*, Amsterdam, V.74, p.171-189.
- WEYMAN, D. (1970). Throughflow on Hillslopes and Its Relation to the Stream Hydrograph, *Bull. of International Association of Scientific Hydrology*, Wallingford, XV, 2, p.25-33.
- 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*, Amsterdam, V.7, p.359-371.
- ZASLAVSKY, D., SINAI, G. (1981). Surface Hydrology. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, Washington, v.107, HY1, p.1-93, Jan.

## **Hydrological Scales. II: Diversity of Processes in Hillslopes**

### **ABSTRACT**

*In this second paper, hillslope is viewed as the 'starting step' in the evaluation of scales of the hydrologic processes. Hillslopes are outlined as representative areas in order to understand the processes in the micro and macro scales. Thus, they are ecosystems with local- and global-scale formulae, respectively. Their dynamics present a strong diversity of processes which are linked to the multivariate nature of physical, chemical, biological as well as anthropic mechanisms. The sources of flow processes in hillslopes are described beginning with Horton hypothesis until the new conception of preferential paths. These elements are discussed using field data of the Turcato Basin, Poritibu River, RS.*