

Propriedades Físicas dos Solos na Parametrização de um Modelo Hidrológico

Jorge M. Moraes

Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), USP, Laboratório de Ecologia Isotópica e Escola de Engenharia de Piracicaba
Av. Monsenhor Martinho Salgot, 560 - CEP 13414-040 Piracicaba, SP - jmmoraes@cena.usp.br

Azeneth E. Schuler, Manuel E. G. Guandique, Luiz C. Milde, Juliano D. Groppo,
Luiz. A. Martinelli, Reynaldo L. Victoria

Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), Universidade de São Paulo (USP), Laboratório de Ecologia Isotópica
Av. Centenário, 303 - CEP 13400-000 Piracicaba, SP

Recebido: 22/03/02 - revisão: 17/10/02 - aceito: 15/12/02

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi realizar medições de campo, em particular de propriedades físicas dos solos, para a parametrização de modelos hidrológicos, e discussão da influência desses parâmetros medidos nos mecanismos de geração de vazão predominantes nas cabeceiras do rio Corumbataí, município de Analândia, Estado de São Paulo. Os grandezas avaliadas neste estudo foram: a) condutividade hidráulica do solo saturado (K_0); b) decaimento de K_0 em função da profundidade (f), utilizando um ajuste exponencial; e c) valores de umidade a base de volume na saturação (θ_{sat}), na capacidade de campo (θ_c) e no ponto de murcha permanente (θ_{pmp}). Esses parâmetros, que foram medidos (a e c) e estimados através de ajuste de curva empregando dados medidos (b), são utilizados como entrada em alguns modelos hidrológicos baseados em conceitos físicos. O modelo hidrológico conceitual TOPMODEL foi utilizado e os parâmetros obtidos através de calibração e medidos foram comparados. Os resultados mostraram a importância das medidas no campo na discussão dos processos hidrológicos e na avaliação da representatividade física dos parâmetros calibrados.

Palavras-chave: propriedades hidráulicas do solo; processos hidrológicos; modelo hidrológico; TOPMODEL.

INTRODUÇÃO

A compreensão dos processos hidrológicos é fundamental em estudos ambientais, na gestão dos recursos hídricos e em projetos de obras hidráulicas. O tempo de residência da água nos diversos compartimentos da hidrosfera influencia, entre outros, a disponibilidade hídrica, a ocorrência de inundações e a dinâmica de elementos, nutrientes e poluentes. A importância dessas inter-relações é responsável pelo crescente interesse em estudos hidrológicos e por consequência nos processos através dos quais a água chega aos rios. A modelagem matemática entra nesse contexto como ferramenta utilizada no conhecimento mais aprofundado dos fenômenos físicos envolvidos e previsão de cenários.

Segundo Dunne & Leopold (1978), os principais processos envolvidos na geração de vazão são: 1) escoamento superficial Hortoniano; 2) escoamento subsuperficial próximo à superfície; 3) escoamento superficial nas zonas saturadas, composta da precipitação direta nas áreas saturadas e da água infiltrada que retorna para a superfície próximo ao canal, chamado de fluxo de retorno; e 4) escoamento subterrâneo.

O escoamento superficial Hortoniano, definido por Horton em 1933, considera o mecanismo no qual o escoamento superficial é gerado quando a intensidade da precipi-

tação excede a capacidade de infiltração no solo. Segundo a teoria postulada por Horton, o escoamento superficial é gerado em toda a área da bacia de drenagem. Esse processo, entretanto, ocorre mais frequentemente em regiões onde a capacidade de infiltração é baixa (Dunne, 1983), o que pode ocorrer devido a processos naturais ou antrópicos.

Uma hipótese alternativa surgiu na década de 60 através dos trabalhos de Cappus (1960), na França, Hewlett & Hibbert (1967), e Dunne & Black (1970), nos Estados Unidos. Esses últimos, introduziram o conceito de “área variável de contribuição”, onde o escoamento superficial ocorre apenas em regiões parciais da bacia (Ambroise et al., 1996). As áreas saturadas, em geral “contíguas” aos rios, atuam como fontes de escoamento superficial rápido, e são alimentadas pela chuva incidente e pelo fluxo subsuperficial das áreas à montante (Mendiondo & Tucci, 1997). O termo “área variável de contribuição” é, portanto, devido ao caráter variável dessa área, temporal e espacialmente, em função da umidade da bacia de drenagem e da dinâmica de cada evento de precipitação (Dunne & Black, 1970). Esses mecanismos distribuem a água vinda da precipitação, e sua resposta rápida ou lenta na alimentação do canal principal depende, principalmente, das condições iniciais de umidade, da textura, estrutura e profundidade do solo, da cobertura vegetal, da intensidade da chuva e da topografia superficial e do leito rochoso.

Uma propriedade em particular, a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0), está envolvida em praticamente todos os mecanismos de fluxo superficial. A ocorrência de *escoamento superficial Hortoniano* depende de K_0 na superfície. Por outro lado, o *escoamento superficial nas zonas saturadas* depende do decréscimo da condutividade hidráulica próximo à superfície, podendo formar um lençol freático suspenso. Adicionalmente, esse mesmo decréscimo de K_0 pode provocar *escoamento subsuperficial* lateral e ainda retornar à superfície produzindo *fluxo de retorno* (Elsenbeer & Lack, 1996; Elsenbeer et al., 1999).

Devido à complexidade desses mecanismos hidrológicos no solo, associada à influência da cobertura vegetal e da distribuição espacial da precipitação e evapotranspiração, a utilização de modelos matemáticos é praticamente imprescindível para uma adequada interpretação dos fenômenos envolvidos. Dunne (1983) salienta, entretanto, que esses modelos devem representar fisicamente os processos e, por consequência, necessitam uma maior integração com estudos de campo na medição dos parâmetros físicos.

Muito pouco tem sido feito em termos de parametrização das diversas propriedades físicas envolvidas nos processos hidrológicos, sendo a modelagem freqüentemente limitada ao simples exercício matemático, onde os parâmetros possuem pouca ou nenhuma relação com os processos físicos.

Dentro desse contexto, o objetivo principal do presente trabalho foi realizar medidas das propriedades físicas dos solos nas cabeceiras do rio Corumbataí, Estado de São Paulo, necessárias à parametrização de modelos hidrológicos, e avaliar suas possíveis influências nos mecanismos de geração de vazão. Com tal finalidade, foram analisadas as seguintes propriedades: a) condutividade hidráulica do solo saturado (K_0); b) decaimento de K_0 com a profundidade (f), presumindo um ajuste exponencial e c) valores de umidade com base no volume, obtidos através da curva de retenção de amostras indeformadas. Esses valores permitiram avaliar a grandeza dos valores gerados pelo modelo hidrológico TOPMODEL (Beven et al., 1995; Schuler et al., 2000).

MATERIAL E MÉTODOS

Caracterização da área de estudo

A área de estudo, com 59 km², compreende a sub-bacia localizada no curso superior do rio Corumbataí drenada pelo trecho que vai da nascente até a estação fluviométrica de Analândia (Figura 1).

A bacia do rio Corumbataí, tributário do rio Piracicaba, ocupa uma área de 1700 km² posicionada na Depressão Periférica Paulista. Seus principais tributários são o Passa Cinco, Cabeça e Ribeirão Claro e a altitude varia entre 470 m na embocadura do rio Piracicaba, em Santa Terezinha, e 1058 m na Serra do Cuscuzeiro, próximo de Analândia (Koffler,

1993). Predominam na região relevos ondulados e forte ondulados com declividades variando entre 5 e 20%. Geologicamente, a referida bacia localiza-se na bacia sedimentar do Paraná, sendo ali encontradas litologias relativas ao Cenozóico, Mesozóico e ao Paleozóico (Koffler, 1993). Segundo Almeida (citado por Salati, 1996), o rio Corumbataí surgiu tardiamente no cenário da evolução geomorfológica da região, pois é o único da Depressão Periférica a percorrer 100 km no sentido norte-sul.

Os tipos de solos predominantes da bacia, sumarizados abaixo, seguem a citação de Koffler (1993), com a nova nomenclatura da EMBRAPA (1999) apresentada entre parênteses. Os solos Podzólicos Vermelho Amarelos (Argissolo vermelho-amarelo) predominam, constituindo cerca de 43% da bacia, seguidos pelos Latossolos Vermelho Amarelos (Latossolo Vermelho-Amarelo, 22,1%), Solos Litólicos (Neossolo Litólico, 13,4%) e Latossolos Roxos (Latossolo Vermelho, 7%), entre outros.

O clima da região na classificação de Köppen é do tipo Cwa, subtropical, seco no inverno e chuvoso no verão com temperatura média anual de 21,3°C. A distribuição das médias anuais de precipitação nos diferentes postos da bacia do Corumbataí (1942-1992), apresenta grande uniformidade: Analândia com 1349,4 mm, Corumbataí com 1403,9 mm, Rio Claro com 1364,8,3 mm e Piracicaba com 1343,0 mm. A média anual para a área corresponde a 1390,0 mm, distribuídos em 70 a 80 dias do ano. A vazão média no posto de Analândia (4D-023 do DAEE) é em torno de 1 m³ s⁻¹ e no posto de Recreio (4D-021 do DAEE), próximo à confluência com o rio Piracicaba, é em torno de 25 m³ s⁻¹. O volume de água escoada na bacia corresponde a 33% do total precipitado (Pellegrino, 1995).

Quanto ao uso da terra, segundo uma imagem de satélite do alto do Corumbataí na região de Analândia, obtida do Landsat-5 TM de 1990 (FCC, Bandas 5,4,3), existe uma predominância de pastagens (~70%), seguidas de fragmentos florestais e de cerrado (~15%) e pequenas áreas de cana-de-açúcar e *Citrus*.

Modelagem e metodologia

O modelo hidrológico conceitual TOPMODEL (Beven et al., 1995) considera a área de contribuição efetiva na formação do escoamento como sendo variável (“área variável de contribuição”), ou seja, as áreas saturadas próximas aos canais dos rios são variáveis e contribuem à formação de escoamento total, composto pelo escoamento superficial devido ao excedente de saturação e ao escoamento lateral na zona saturada. Os fatores predominantes no equacionamento são a topografia da bacia e o decaimento exponencial da condutividade hidráulica do solo ao longo do perfil (Franchini et al., 1996; Saulnier, 1996).

A topografia é considerada pelo modelo através de um índice topográfico (IT), que no TOPMODEL representa a estimativa teórica da acumulação de escoamento em qualquer ponto da bacia. Nesse trabalho, o Modelo Digital de Elevação (MDE) necessário no cálculo de IT, foi obtido a partir da digitalização de um mapa topográfico na escala 1:50.000. As células (“*grids*”) empregadas no MDE representaram uma área de 20 x 20 m.

O decaimento exponencial da condutividade hidráulica pode ser descrito pela equação:

$$K_0(z) = K_{0sup} \exp(-f z) \quad (1)$$

onde $K_0(z)$ é a condutividade hidráulica de solo saturado ($m h^{-1}$) numa determinada profundidade z (m); K_{0sup} a condutividade hidráulica na superfície ($m h^{-1}$); e f o fator de decaimento (m^{-1}) de K_0 com a profundidade z .

O armazenamento de água no TOPMODEL distingue dois tipos de drenagem na zona não saturada: 1) por gravidade, quando a drenagem rápida alimenta o lençol freático; 2) a drenagem capilar, que apresenta uma resposta mais lenta (Saulnier, 1996). Dois reservatórios podem então ser definidos:

a. reservatório onde ocorre drenagem rápida por gravidade:

$$\Delta\theta_1 = (\theta_{sat} - \theta_{cc}) \quad (2)$$

b. reservatório onde ocorre drenagem lenta:

$$\Delta\theta_2 = (\theta_{cc} - \theta_{pmp}) \quad (3)$$

onde, θ_{sat} , θ_{cc} e θ_{pmp} são as umidades à base de volume na saturação, capacidade de campo e ponto de murcha permanente, respectivamente.

O armazenamento máximo possível SR_{max} é calculado pela equação:

$$SR_{max} = \Delta\theta_2 z_{zf} \quad (4)$$

onde z_{zf} é a profundidade (m) efetiva da zona das raízes.

No TOPMODEL, assim como no Topog_SBM (Vertessy & Elsenbeer, 1999), durante um evento chuvoso, a umidade aumenta na zona das raízes até a capacidade de campo e acima dessa condição inicia-se o fluxo vertical por gravidade.

Esse modelo foi aplicado nas cabeceiras do rio Corumbataí, para testar os seguintes parâmetros medidos ou calculados a partir de medidas indiretas: condutividade hidráulica do solo saturado (K_0); o fator de decaimento (f) da condutividade com a profundidade; e a capacidade máxima de armazenamento de água no solo (SR_{max}), comparando-os com valores obtidos na calibração. Os detalhes da modelagem são encontrados em Schuler (1998) e Schuler et al. (2000).

As áreas de estudo foram escolhidas através do mapa de solos da região (Prado, 1997) e da imagem de uso da terra obtida do satélite Landsat 5-TM de 1997 (FCC, Bandas 5, 4, 3). Devido à grande predominância de regiões de pastagem dentro da bacia, as medidas foram em sua maioria realizadas nesse tipo de cobertura vegetal (4 transeções), além de uma transeção em região de floresta. Essas transeções foram distribuídas geograficamente em diferentes tipos de solos e suas localizações e esquema pode ser observado nas Figuras 1 e 2.

Os tipos de solo, utilizando a nomenclatura da EMBRAPA (1999), e o uso da terra para cada transeção são: Transeção A – Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA), pastagem; Transeção B – Latossolo Vermelho (LV), floresta; Transeção C – Neossolo Quartzarênico (RQ), pastagem; Transeção D – Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA), pastagem; Transeção E – Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA), pastagem.

As medidas realizadas e suas respectivas metodologias foram:

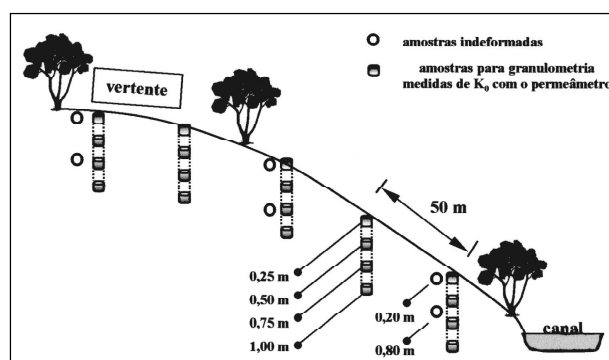
1. Condutividade hidráulica do solo saturado (K_0): foi medida no campo em diferentes profundidades médias (0,16; 0,41; 0,66 e 0,91 m), em 5 pontos de cada transeção eqüidistantes de 50 m. Para tal finalidade, foi utilizado um Permeâmetro Compacto de Carga Constante (“Compact Constant Head Permeameter”), cujos princípios teóricos e instruções de uso são descritos em Amoozegar (1992). As medidas de K_0 referiram-se a uma coluna de solo de 0,18 m e portanto as profundidades citadas referem-se aos seguintes valores: 0,07-0,25 m, 0,32-0,50 m, 0,57-0,75 m e 0,82-1,00 m.
2. Análise da granulometria: nos mesmos pontos e profundidades das medidas de condutividade hidráulica do solo saturado foram coletadas amostras de solo para a análise através do método da pipeta (EMBRAPA, 1997). Essa análise foi realizada no intuito de avaliar a influência da distribuição das porcentagens de argila, areia e silte sobre os valores de K_0 ao longo do perfil.
3. Retenção da água: em cada transeção, foram coletadas amostras indeformadas nas profundidades de 0,20 e 0,80 m em três pontos da transeção, nos extremos e no ponto intermediário (Figura 2), a fim de determinar os valores de θ_{sat} , θ_{cc} e θ_{pmp} . Essas medidas foram realizadas em câmara de pressão de Richards (EMBRAPA, 1997). O valor de θ_{cc} é classicamente determinado para a pressão 33 kPa, mas devido aos critérios subjetivos de escolha desse valor, discutidos nos trabalhos de Reichardt (1988) e Souza & Reichardt (1996), as pressões de 10 e 6 kPa atm foram também utilizadas no cálculo de SR_{max} .

Os dados horários de vazão e precipitação da região de Analândia utilizados nesse trabalho foram fornecidos pelo

DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo), sendo provenientes da estação fluviométrica 4D-023 (22°07'S 47°40'W) para a vazão e do posto D4-108 (22°07'S 47°40'W) para a precipitação, no período de 01/08/1992 a 01/08/94. Os dados diários de precipitação dos postos 4D-037 (22°09'S 47°48'W) e 4D-035 (22°08'S 47°40'W), no mesmo período, foram utilizados na análise de consistência dos dados horários do posto 4D-108, através da metodologia descrita por Tucci (1993) e Dunne & Leopold (1978).

Os valores de K_0 , ao longo do perfil, mostraram uma grande variabilidade entre as diferentes transeções e dentro de cada uma delas (Figura 3). Dos 25 pontos medidos, 20 apresentaram uma diminuição e 5 um aumento de K_0 com o aumento da profundidade. Na transeção B da floresta foram observados os maiores valores de K_0 próximo à superfície ($0,30 \text{ m h}^{-1}$), assim como os menores valores na camada mais profunda ($0,0012 \text{ m h}^{-1}$).

Os valores medianos e a variabilidade de K_0 com a profundidade, considerando os valores medidos em todas as transeções, são mostrados pelo gráfico “Box-Plot” (Figura 4). Segundo Elsenbeer et al. (1992), em estudo da distribuição espacial de K_0 , o gráfico Box-Plot é uma representação robusta das medidas de tendência central e dispersão



dos dados sem o conhecimento prévio da distribuição empírica de probabilidades. Através dessa figura, pode-se observar uma tendência dominante para o decréscimo das medianas de K_0 com o aumento da profundidade. A aplicação do teste não paramétrico U de Mann-Whitney apresentou diferenças estatisticamente significativas ($p < 0,05$) apenas entre as medianas na camada próxima da superfície (0,07-0,25 m) e nas demais profundidades. Esse resultado estatístico, entretanto, pode ser consequência do número de medidas realizadas ($n = 25$) e não inviabiliza o ajuste de curvas, para fins de modelagem, empregando as tendências centrais que apontam para um decréscimo mais suave de K_0 .

Através da análise granulométrica verificou-se que a região apresenta solos com alta porcentagem média de areia ($\sim 80\%$) e valores menores de argila e silte ($\sim 14\%$ e 6% , respectivamente). Considerando a porcentagem média de areia, silte e argila com a profundidade do solo, em todas as transeções, pôde-se verificar uma tendência geral de diminuição da porcentagem de areia e aumento do teor de argila com a profundidade (Figura 6). Esse comportamento está em concordância com a diminuição de K_0 com a profundidade, lembrando que a porosidade da areia faz com que K_0 seja maior do que a da argila em situação de saturação (Tucci, 1993; Vertessy & Elsenbeer, 1999).

64

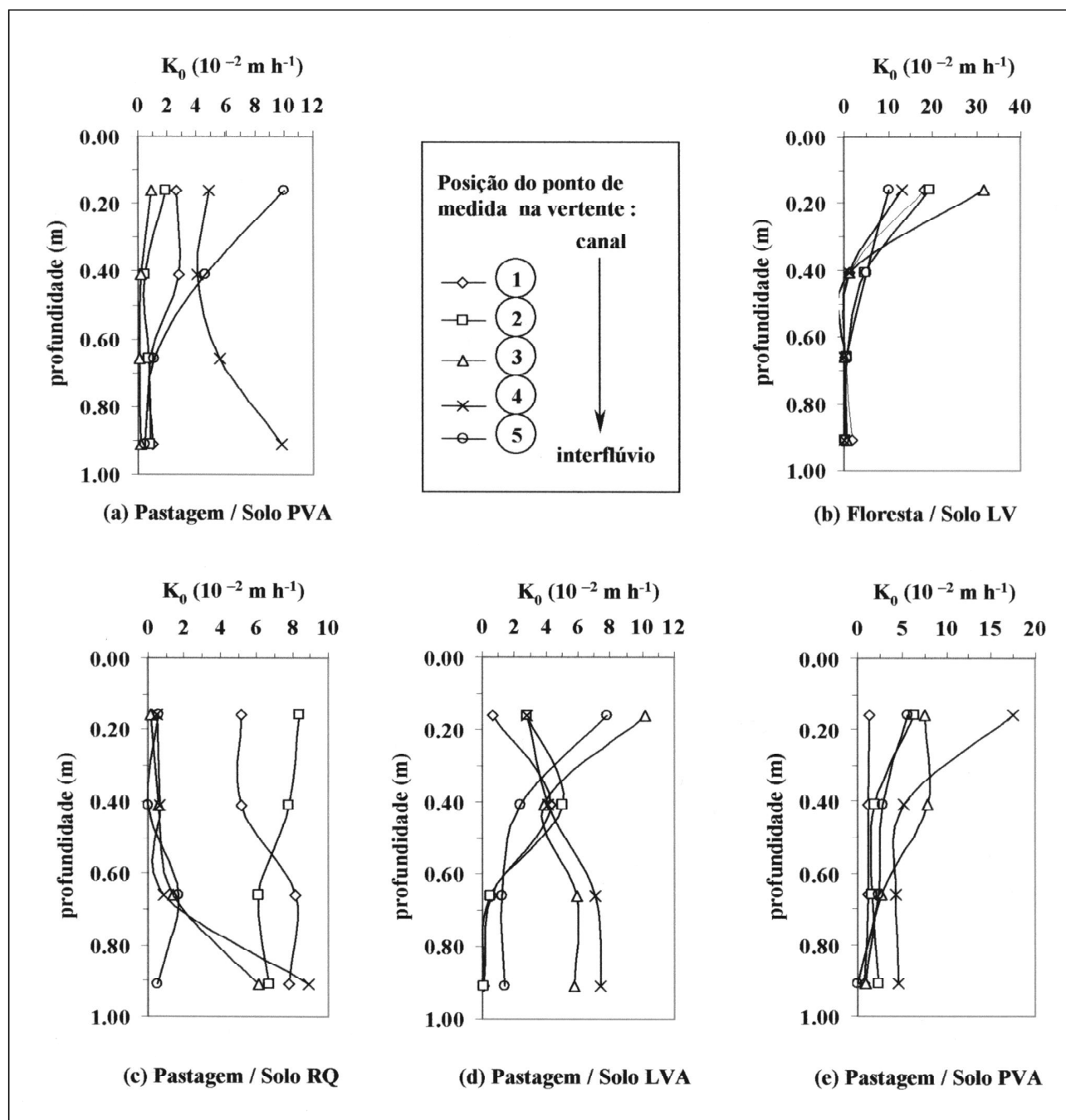


Figura 3. Valores de condutividade hidráulica de solo saturado K_0 ($m h^{-1}$), em cada transeção nas diversas profundidades. Os índices numéricos indicam a localização do ponto no transecto, sendo: 1 - próximo ao canal e; 5 - próximo ao interflúvio.

1997), assim como, os reservatórios de drenagem por gravidade $\Delta\theta_1$ e zona das raízes $\Delta\theta_2$, são sumarizados na Tabela 1. Os valores de $\Delta\theta_2$ variaram entre 3,50% e 8,38%. Considerando uma zona radicular variando entre 1 m e 2 m, os valores de SR_{max} variam entre 0,035 m e 0,168 m. Ambroise et al. (1996) em aplicação do TOPMODEL estimaram um valor de 0,118 m integrando os valores ao longo de um perfil de solo de textura arenosa, com 1 metro de profundidade da zona de raízes.

DISCUSSÃO

Os altos valores de K_0 encontrados próximo à superfície na transeção da floresta podem ser atribuídos à vegetação densa, que, pela presença de camada de serapilheira atenua o impacto das gotas evitando a compactação do solo, deposita matéria orgânica na superfície, altera a distribuição dos poros devido à penetração das raízes e cria condições favoráveis ao desenvolvimento da macro e micro fauna. Por

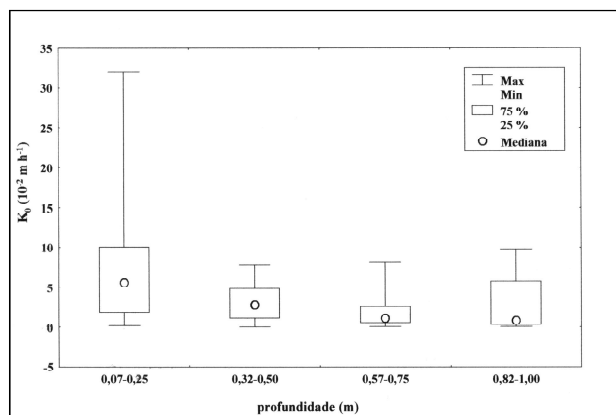


Figura 4. Gráfico *box-plot* da condutividade hidráulica de solo saturado K_0 (10^{-2} m h^{-1}), com valores medianos, quantis 25% e 75% e limites máximo e mínimo, representando a tendência central, variabilidade e valores extremos dos dados, respectivamente.

outro lado, os valores inferiores de K_0 encontrados na superfície das regiões de pastagem, são provavelmente devido a uma combinação de fatores, tais como um sistema radicular menos denso, selamento causado pela precipitação nas regiões de solo nu e ainda compactação devido ao pisoteio do gado. Esses fatores, e a estrutura porosa do solo arenoso da região poderiam justificar o aumento de K_0 com a profundidade, observado em alguns pontos.

A anisotropia do perfil, constatada pela variação dos valores de K_0 com a profundidade, tem consequências importantes nos processos hidrológicos, provocando por exemplo, maior frequência de escoamento superficial Hortoniano onde K_0 é baixo próximo à superfície, ou ainda, lençóis freáticos suspensos, escoamento superficial gerado em regiões saturadas e escoamento subsuperficial, quando existe um decréscimo acentuado de K_0 no perfil do solo próximo à superfície (Elsenbeer et al., 1999). A relação entre a capacidade de infiltração de água no solo (I) e K_0 , envolvidos no escoamento superficial Hortoniano, é evidenciada pelo comportamento de I durante um evento de precipitação. No início do evento, quando a umidade do solo é baixa, o valor de I é alto pois os gradientes do potencial mátrico são elevados, porém, à medida que o solo torna-se úmido, I decresce e estabiliza-se em valores próximos a K_0 (Hornberger et al., 1998).

A maioria dos eventos de precipitação, com duração média de 17 minutos, foram de intensidade inferior a 10 mm h^{-1} (Figura 7). No entanto, valores superiores ocorreram com uma frequência razoável (308 eventos), considerando o período estudado de dois anos. A partir desses resultados, pode-se inferir o seguinte sobre os processos de fluxo hidrológicos:

1. Considerando que na estação úmida os valores da capacidade de infiltração estão próximos aos de K_0 , devido à alta umidade do solo, a intensidade da precipi-

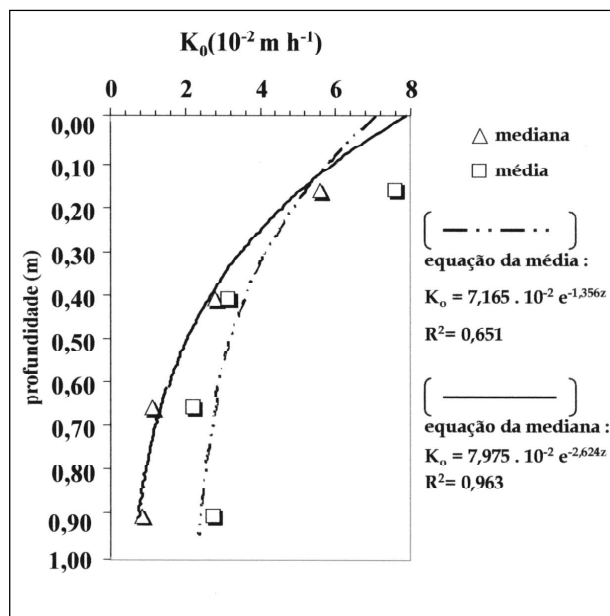


Figura 5. Valores das médias e medianas (pontos) de todo o conjunto de dados de condutividade hidráulica de solo saturado K_0 (10^{-2} m h^{-1}), nas diversas profundidades, acompanhados do ajuste exponencial (linhas) e respectivas equações.

tação excede freqüentemente esse valor, principalmente nas regiões de pastagem. Neste caso, existe a possibilidade de haver acúmulo de água em cavidades e escoamento superficial por excedente de infiltração (mecanismo Hortoniano);

2. Nos locais onde foi observado um forte decréscimo de K_0 com a profundidade (maioria das transeções), a formação de um lençol freático suspenso provoca o escoamento subsuperficial e o escoamento superficial em regiões saturadas (excedente de saturação). Esses fatores são acentuados em regiões de floresta, onde condições de alta permeabilidade na superfície e um forte decréscimo de K_0 com a profundidade são condições determinantes para a geração de escoamento subsuperficial lateral (Chorley, 1978).

Observações de campo na bacia de estudo, na época úmida, confirmaram a existência de uma área variável de contribuição, com regiões saturadas nos contornos dos canais, o que está de acordo com o pressuposto do modelo empregado. Nesses locais constatou-se a existência de mudanças acentuadas de vegetação nas áreas constantemente saturadas. Zakia (1998) observou mudanças de vegetação em florestas nos limites da área variável de contribuição, com a presença de espécies típicas de zona sujeita a encharcamento.

Através da parametrização dos valores de SR_{\max} , K_0 e o fator de decaimento de K_0 com a profundidade, o modelo hidrológico conceitual TOPMODEL foi aplicado, seguin-

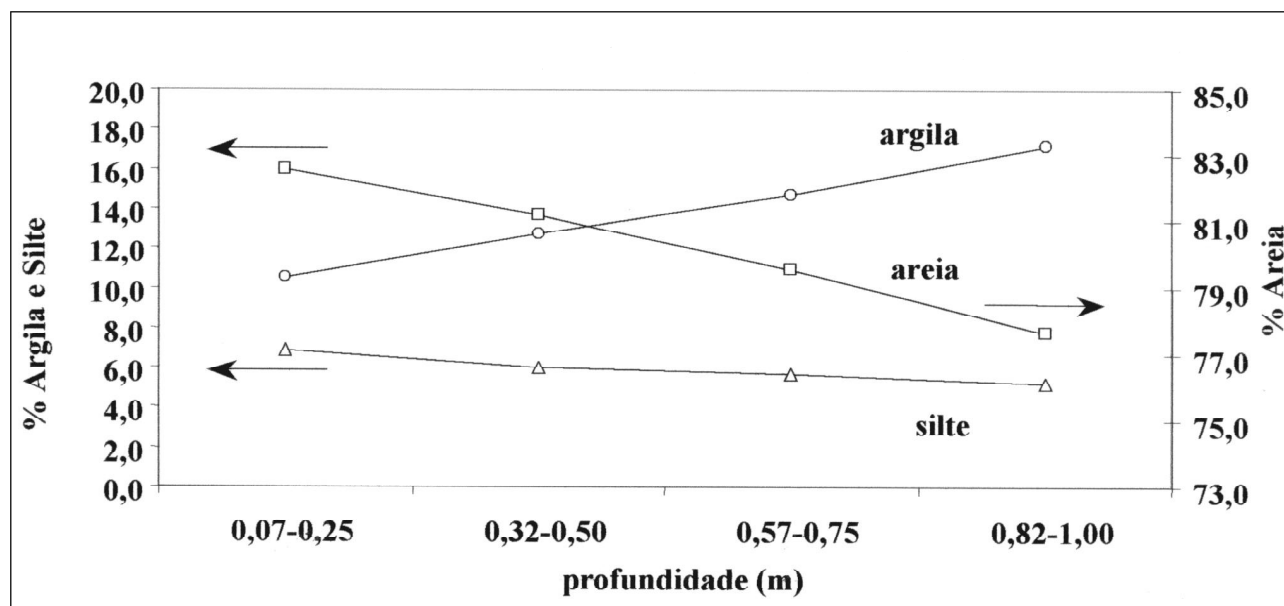


Figura 6. Valores percentuais médios da granulometria em função da profundidade considerando todos os pontos das transeções.

Tabela 1. (a) Valores percentuais médios e desvios-padrão da umidade à base de volume na saturação (θ_{sat}), capacidade de campo (θ_{cc}) e a umidade do ponto de murcha permanente (θ_{pmp}); b) Valores médios e desvios-padrão dos reservatórios da zona das raízes e de drenagem rápida por gravidade. Valores calculados a partir da curva de retenção sob pressão de 6, 10 e 33 kPa para a capacidade de campo.

Umidade à base de volume ($\theta\%$)						
(a)	θ_{sat} (0 kPa)	θ_{cc1} (6 kPa)	θ_{cc2} (10 kPa)	θ_{cc3} (33 kPa)	θ_{pmp} (1500 kPa)	
Média	35,83	20,84	17,79	15,96	12,45	
Desvio-Padrão	3,70	4,80	4,40	3,85	4,61	
(b)	Reservatório de drenagem por gravidade $\Delta\theta_1 = \theta_{sat} - \theta_{cc}$ (%)			Reservatório da zona das raízes $\Delta\theta_2 = \theta_{sat} - \theta_{cc}$ (%)		
	$\theta_{sat} - \theta_{cc1}$ (6 kPa)	$\theta_{sat} - \theta_{cc2}$ (10 kPa)	$\theta_{sat} - \theta_{cc3}$ (33 kPa)	$\theta_{cc1} - \theta_{pmp}$ (6 kPa)	$\theta_{cc2} - \theta_{pmp}$ (10 kPa)	$\theta_{cc3} - \theta_{pmp}$ (33 kPa)
Média	14,99	18,03	19,87	8,38	5,34	3,50
Desvio-Padrão	6,12	5,88	5,37	3,14	2,26	1,63

do-se algumas considerações sobre a representatividade física dos parâmetros. O armazenamento máximo (SR_{max}) foi estimado entre 0,035 e 0,168 m a partir dos dados de retenção de água. No processo de calibração, os melhores resultados na aplicação foram obtidos com SR_{max} em torno de 0,10 m, o que está coerente com a grandeza dos valores obtidos.

A condutividade hidráulica do solo saturado, obtida através da calibração do modelo, foi de 35 m h^{-1} , enquanto os valores de campo foram de no máximo $0,30 \text{ m h}^{-1}$, o que torna o valor calibrado fisicamente inaceitável. Valores muito acima dos medidos, também foram encontrados por Iorgulescu e Jordan (1994) e diversos outros autores que usaram o modelo TOPMODEL (Beven, 1997). Franchini

et al. (1996) observaram que o valor de K_0 estimado é significativamente influenciado pela resolução dos mapas topográficos utilizados, ou seja, o tamanho das células nas quais a bacia é subdividida para representar a topografia. Beven (1997) cita algumas razões para a superestimativa da condutividade, parâmetro substituído por ele pela transmissividade lateral, dada por $T_0 = K_0 \cdot z_{gr}$. Entre as causas destacam-se: 1) a existência de uma diferença real entre o T_0 medido no campo, utilizando técnicas de fluxo vertical, e a transmissividade no sentido do declive, como é considerada nos cálculos; 2) o modelo tenta compensar, com os altos valores de K_0 ou T_0 , a existência de fluxos rápidos através de caminhos preferenciais e macroporos no campo, freqüentemente não considerados nas medidas. Outros au-

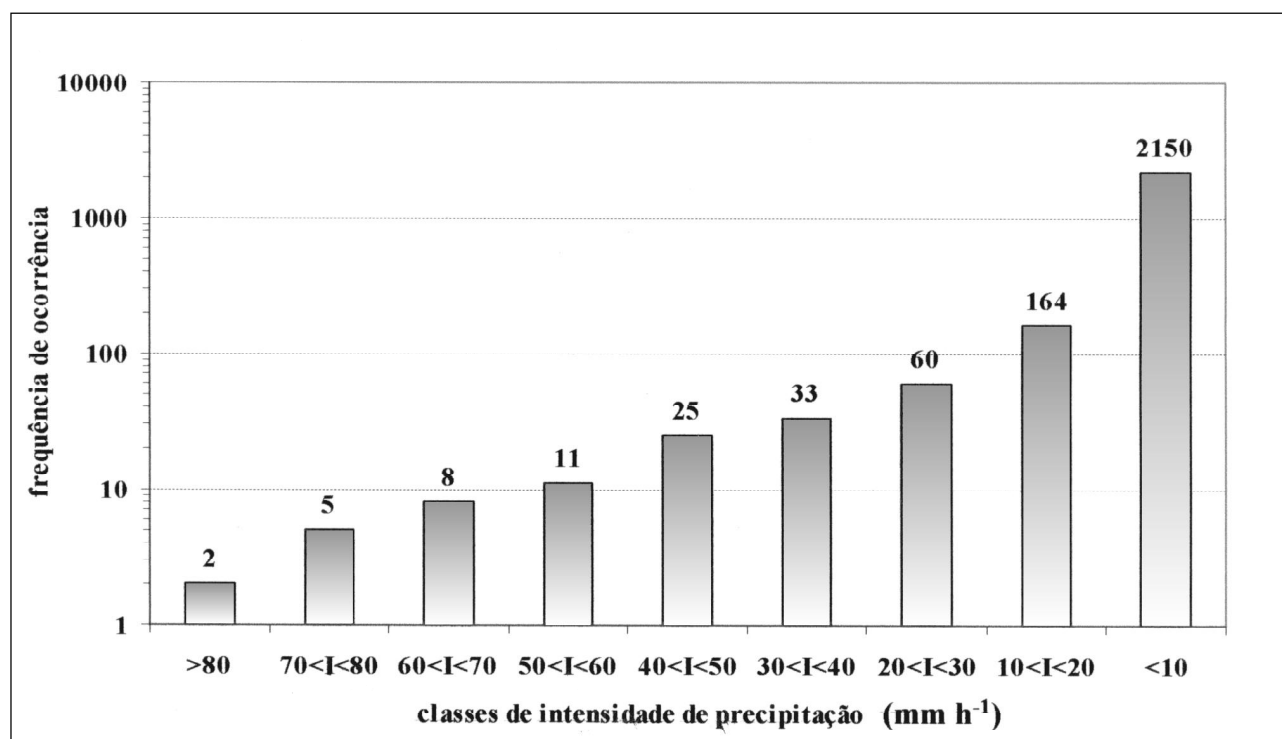


Figura 7. Frequência de intensidade de precipitação no período de 01/08/92 a 01/08/94.

tores confirmam essas hipóteses. Por exemplo, Saulnier (1996) argumenta que o parâmetro T_0 refere-se à condutividade lateral, ao passo que as medidas de campo supõem a isotropia dos solos e refletem a condutividade vertical, citando exemplos da literatura, onde a condutividade lateral chega a ser até 100 vezes maior que a vertical. No que se refere aos caminhos preferenciais e macroporos, Mendiondo & Tucci (1997) exemplificam alguns trabalhos sobre esses efeitos. No primeiro, em Oxford, Inglaterra, em solos franco-argilosos com evidentes rachaduras, a condutividade da matriz do solo era de $1,4 \cdot 10^{-3} \text{ m h}^{-1}$, enquanto para a estrutura toda (com rachaduras) chegava a $1,80 \text{ m h}^{-1}$, fisicamente impossível numa estrutura uniforme. Em uma vertente do rio Potiribú, RS, foram observados acréscimos na condutividade do solo saturado devido a macroporos de 371% e 94%, para pontos a 80 e 180 m, respectivamente, a montante da foz da vertente. O solo Terra Roxa Estruturada era afetado pelo uso agrícola e pela ocorrência de longos períodos sem chuva, ocasionando o trabalho expansivo das argilas no horizonte textural Bt, com aumento de rachaduras.

Na bacia de Analândia, a obtenção de valores calibrados de T_0 maiores que aqueles encontrados no campo pode ser explicada tanto pela presença de caminhos preferenciais e macroporos, como pelo efeito de escala. Os macroporos foram observados com frequência elevada nas transeções B (latossolo vermelho com cobertura de floresta) e C (neossolo quartzarênico com pastagem e regeneração de cerrado). Como precaução, na abertura de perfurações para a medi-

ção de K_0 com o permeâmetro de carga constante, evitaram-se realizar as medidas quando nas perfurações eram encontrados grandes macroporos (“pipes”), refazendo-se a perfuração em outro local.

Os valores encontrados de K_0 para aplicações do TOPMODEL apresentaram-se como coeficientes artificiais de condutividade hidráulica, que incorporaram por um lado o valor médio real da propriedade física “condutividade hidráulica” e, por outro, problemas numéricos na solução das equações, decorrentes da resolução das células do mapa topográfico (Franchini et al., 1996). Como resultado, nos casos de valores muito altos de condutividade hidráulica, o TOPMODEL não permite a representação do processo de formação de escoamento superficial por excesso de infiltração (mecanismo Hortoniano), uma vez que a intensidade da chuva não pode ter valores comparáveis aos do parâmetro K_0 .

O valor calibrado do decaimento exponencial (f) apresentou a mesma ordem de grandeza dos obtidos a partir das medidas de campo. Por outro lado, esse parâmetro, que tem um papel importante na representação da recessão das hidrógrafas simuladas, não o fez adequadamente. Com efeito, a simulação nos períodos avaliados representou apenas esporadicamente as recessões observadas. O pressuposto utilizado no TOPMODEL de um decaimento exponencial (f) para K_0 , em função da profundidade, é um artifício para a simplificação dos cálculos utilizados no modelo. Mesmo que essa função tenha se ajustado muito bem aos dados médios obtidos em Analândia, essa pode não ser a melhor representação para todos os solos da bacia, exigindo estu-

dos de campo mais detalhados e exercícios de simulação para determinar outras funções passíveis de serem utilizadas. Algumas sugestões para melhorar esta representação seriam, por um lado, buscar possíveis correlações de K_0 com outras propriedades físicas do solo no perfil e, ainda, regionalizar a bacia, atribuindo-se diferentes valores de K_0 e parâmetros de decaimento para as distintas subdivisões.

CONCLUSÕES

Os resultados apresentados neste trabalho mostraram a importância da realização de medidas de campo de algumas propriedades físicas dos solos na discussão qualitativa e na modelagem dos processos hidrológicos na bacia de estudo. Dentre os parâmetros avaliados através do modelo hidrológico TOPMODEL, o fator de decaimento (f) e a capacidade máxima de armazenamento (SR_{max}) apresentaram valores da mesma ordem de grandeza dos obtidos através de calibração. Já a condutividade hidráulica de solo saturado K_0 , apresentou valores calibrados muito acima dos medidos. Este último, é provavelmente superestimado pelo modelo para compensar a contribuição rápida através de caminhos preferenciais e macroporos e ainda devido a problemas numéricos provocados pela resolução dos mapas topográficos.

REFERÊNCIAS

- AMBROISE, B.; BEVEN, K. & FREER, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Res. Res.*, 32: 2135-2145.
- AMOOZEGAR, A. (1992). Compact head permeameter: A convenient device for measuring. In: Topp, G. C.; Reynolds, W. D. & Green, R. E. (ed.). *Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice*. Madison, WI: Soil Science Society of America, p.31-42.
- BACCHI, O. O. S. (1988). *Análise comparativa de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados*. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 67p. (tese de doutorado).
- BEVEN, K. (1997). TOPMODEL: a critique. *Hydrol. Proc.*, 11:1069-1085.
- BEVEN, K.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R. & FREER, J. (1995). TOPMODEL. In: Singh, V. P. ed. *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, p.627-668.
- CAPPUS, C. (1960). Bassin experimental d'Alsace. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prevision des débits. *La Houille Branche*, 15(A):493-520.
- CHORLEY, R. (1978). The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M., ed. *Hillslope hydrology*, New York, John Wiley & Sons, p.1-42.
- DUNNE, T. (1983). Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *J. of Hydrol.*, 65:25-48.
- DUNNE, T. & BLACK, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Res. Res.*, 6:1296-1311.
- DUNNE, T. & LEOPOLD, L. B. (1978). *Water in the environmental planning*. São Francisco, W. H. Freeman and Company, 818p.
- DUNNE, T. & DIE'TRICH, W. E. (1980). Experimental study of Horton overland flow on tropical hillslopes, II, Sheetflow hydraulics and hillslope hydrographs, *Z. Geomorphol. Suppl.*, 33:40-80.
- ELSENBEER, H.; CASSEL, K. & CASTRO, J. (1992). Spatial analysis of soil hydraulic conductivity in a tropical rain forest catchment. *Water Res. Res.*, 28:3201-3214.
- ELSENBEER, H. & LACK, A. (1996). Hydrological Pathways and Water Chemistry in Amazonian Rain Forests. In: Anderson, M. G. & Brooks, S. M., eds. *Advances in hillslope processes*. Chichester, John Wiley & Sons, p.939-958.
- ELSENBEER, H.; NEWTON, B. E.; DUNNE, T. & MORAES, J. M. (1999). Hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondônia, Brazil, *Hydrol. Proc.*, 13:1417-1422.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (1997). *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro, 212p.
- EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (1999). *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Brasília, Embrapa Produção de Informação. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 412p.
- FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C. & TODINI, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J. of Hydrol.*, 175:293-338.
- HEWLETT, J. D. & HIBBERT, A. R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Soppe, W. E. & Lull, H. W. eds. *Badland geomorphology and piping*. Norwich, Geobooks, p.13-46.
- HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L. & ESHLEMAN, K. N. (1998). *Elements of physical hydrology*. Maryland, John Hopkins University Press, 312p.
- IORGULESCU, I. & JORDAN, J. P. (1994). Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *J. of Hydrol.*, 159:255-273.
- KOFFLER, N. F. (1993). *Avaliação do uso da terra da bacia do rio Corumbataí (SP) através de técnicas de georeferenciamento*. Rio Claro, Universidade Estadual de São Paulo, 43p. (relatório de pesquisa).
- MENDIONDO, E. M. & TUCCI, C. E. M. (1997). "Escalas hidrológicas. II: Diversidade de processos na bacia vertente". *R. Bras. de Rec. Hídricos*, 2:81-100.
- PELLEGRINO, G. Q. (1995). *Análise espaço-temporal dos dados hidrológicos da bacia do rio Piracicaba*. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 117p. (tese de mestrado).
- PRADO, H. (1997). *Os solos do estado de São Paulo: mapas pedológicos*. Piracicaba, 205p.

- REICHARDT, K. (1988). Capacidade de campo. *R. Bras. Ci. Solo*, 12: 211-216.
- SALATI, E. (1996). *Análise ambiental sintética e qualidade de água do rio Corumbataí (SP) como subsídio para o planejamento regional integrado da bacia de drenagem do rio Corumbataí*. São Carlos, Universidade Federal de São Carlos, 98p. (tese de doutorado).
- SAULNIER, G. M. (1996). *Information pedologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*. Grenoble, "Institut National Polytechnique de Grenoble", 275p. (tese de doutorado).
- SCHULER, A. E. (1998). *Aplicação do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada na cabeceira do rio Corumbataí*. São Carlos. Universidade de São Paulo, 130p. (tese de mestrado).
- SCHULER, A. E.; MORAES, J. M.; MILDE, L. C.; GROPP, J. D.; MARTINELLI, L. A. & VICTORIA, R. L. (2000). Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada nas cabeceiras do rio Corumbataí, São Paulo. *R. Bras. Rec. Hid.*, 5:5-25.
- SOUZA, L. D. & REICHARDT, K. (1996). Estimativas da capacidade de campo. *R. Bras. Ci. Solo*, 20:183-189.
- TUCCI, C. E. M. (1993). *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre, Ed. da Universidade: ABRH: EDUSP, p.943.
- VERTESSY, R. A. & ELSNBEER, H. (1999). Distributed modeling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment: effects of model parameterization. *Water Res. Res.*, 35: 2173-2187.
- ZAKIA, M. J. B. (1998). *Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de matas nativas*. São Carlos, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 93p. (tese de doutorado).
- ZEVALLOS, A. C. (1978). *Caracterização físico-hídrica de um latossolo vermelho amarelo – fase arenosa (Haplustox)*. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 78p. (tese de doutorado).

Physical Properties of Soil in Hydrological Model Parameterization

ABSTRACT

The objective of this work was to perform field measurements of soil physical properties, for hydrological model parameterization, and discussion of the influence of measured parameters on the hydrological processes which occur at the headwaters of Corumbataí river, in the county of Analandia, São Paulo state, Brazil. The parameters studied were: a) saturated hydraulic conductivity (K_0); b) decay parameter (f) in K_0 with depth, assuming exponential fit; c) volumetric water content under saturation (θ_{sat}), field capacity (θ_c) and wilting point (θ_{pmp}). The parameters, measured (a and c) and estimated from field data (b) through an adjusted curve, are used as input for some physically based hydrological models. To achieve the objective of this study, the conceptual hydrologic model TOPMODEL was employed and the parameters obtained from calibration and from measured properties were compared. Results showed the importance of field measurements to discuss and evaluate the physical representativeness of the parameters used to describe hydrological processes.

Key-words: hydraulic properties of soil; hydrological processes; hydrological model.