

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

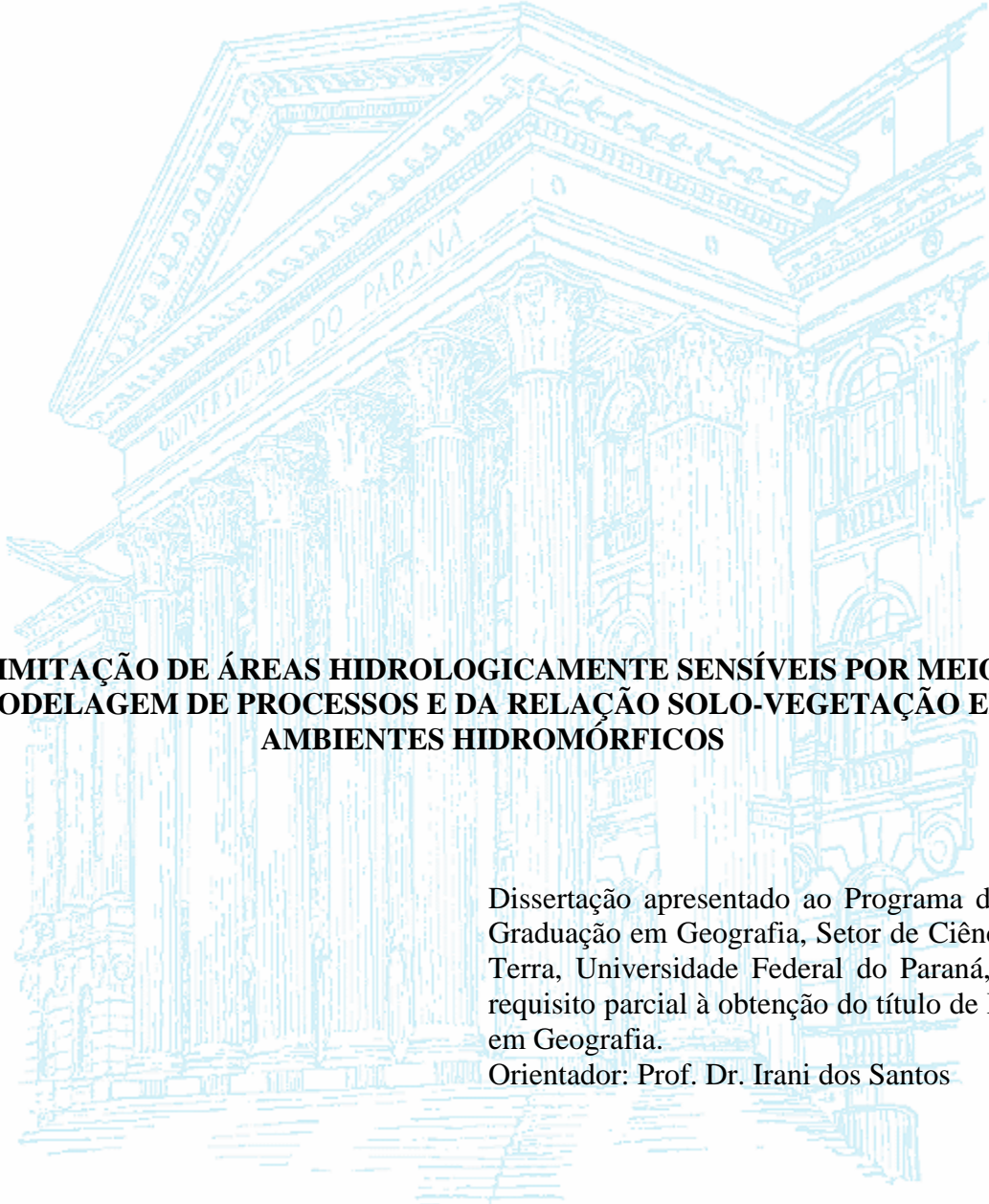
CESAR AUGUSTO CROVADOR SIEFERT

**DELIMITAÇÃO DE ÁREAS HIDROLOGICAMENTE SENSÍVEIS POR MEIO DE
MODELAGEM DE PROCESSOS E DA RELAÇÃO SOLO-VEGETAÇÃO EM
AMBIENTES HIDROMÓRFICOS**

Dissertação de Mestrado

CURITIBA
2012

CESAR AUGUSTO CROVADOR SIEFERT



**DELIMITAÇÃO DE ÁREAS HIDROLOGICAMENTE SENSÍVEIS POR MEIO DE
MODELAGEM DE PROCESSOS E DA RELAÇÃO SOLO-VEGETAÇÃO EM
AMBIENTES HIDROMÓRFICOS**

Dissertação apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

**CURITIBA
2012**

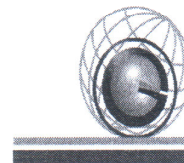
S571 Siefert, Cesar Augusto Crovador
Delimitação de áreas hidrologicamente sensíveis por meio de modelagem de processos e da relação solo-vegetação em ambientes hidromórficos / Cesar Augusto Crovador Siefert . – Curitiba, 2012.
111 f.: il., tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Orientador: Irani dos Santos

1. Hidrologia - Modelos. 2. Bacias hidrográficas. I. Santos, Irani dos. II. Universidade Federal do Paraná. III. Título.

CDD: 551.483



PARECER

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geografia reuniram-se para a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pelo candidato **CESAR AUGUSTO CROVADOR SIEFERT** intitulada **“DELIMITAÇÃO DE ÁREAS HIDROLOGICAMENTE SENSÍVEIS POR MEIO DE MODELAGEM DE PROCESSOS E DA RELAÇÃO SOLO-VEGETAÇÃO EM AMBIENTES HIDROMÓRFICOS”**, para obtenção do grau de Mestre em Geografia, do Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná Área de Concentração **Espaço, Sociedade e Ambiente**, Linha de Pesquisa **Paisagem e Análise Ambiental**.

Após haver analisado o referido trabalho e argüido o candidato, são de parecer pela

APROVAÇÃO da Dissertação.

Curitiba, 24 de fevereiro de 2012.

Nome e Assinatura da Banca Examinadora:

Nome e assinatura da Banca Examinadora:

Prof. Dr. Irani dos Santos - Orientador

Prof. Dr. Fabiano Antonio de Oliveira – UFPR

Prof. Dr. Leandro Redin Vestena – UNICENTRO

*Por todo o amor, apoio incondicional e pelos sorrisos que me encantam,
iluminam e incentivam.
Para Vania, **dedico.***

AGRADECIMENTOS

Gostaria de registrar sinceros agradecimentos as seguintes pessoas e instituições cujos apoios foram fundamentais para a realização deste trabalho:

Ao Prof. Dr. Irani dos Santos, pela confiança depositada, dedicação e competente orientação a este trabalho e ainda pela amizade cultivada.

Ao Dr. Gustavo Ribas Curcio (EMBRAPA Florestas) e ao Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro dos Santos (UFPR), por colaborarem significativamente na elaboração deste trabalho mediante críticas e sugestões na banca de qualificação. Ao Prof. Dr. Fabiano Antonio de Oliveira (UFPR) e ao Prof. Dr. Leandro Redin Vestena (UNICENTRO), por participarem da banca de defesa desta dissertação e contribuírem com críticas, idéias e sugestões para a versão final deste trabalho.

Aos colegas do Laboratório de Hidrogeomorfologia da Universidade Federal do Paraná (LHG/UFPR), por terem me acolhido durante o período do Mestrado e me oferecerem o suporte necessário para as atividades inerentes a esta pesquisa.

A Fernando Helmuth Syring Marangon, Gilson Bauer Schultz e Roberto Fabris Goerl, pela amizade compartilhada, apoio logístico e braçal nas incursões a campo, constantes incentivos e ideias para a realização deste trabalho e ainda pelas conversas hidrogeomorfológicas em momentos de descontração e angústias verbalizados nas cantinas do Centro Politécnico.

Ao Laboratório de Biogeografia e Solos da Universidade Federal do Paraná (LABS/UFPR) e ao bolsista Alexei Nowatzki pela disponibilização dos materiais de campo.

Aos amigos que me acompanham desde a graduação: Allysson Luiz Monteiro, Anderson Luiz Godinho Belem, Cláudio Pedro Paulo Rosa, Djalma Yoshio Shimada, Felipe Costa Abreu Lopes, Luiz Fernando Wisniewski, Manuelle Lago Marques, Márcia Aparecida Labres de Oliveira e Yandra Rodrigues Alexandre.

Ao Instituto Águas do Paraná e ao Eng. Edson Sakae Nagashima pela disponibilização dos dados hidrológicos utilizados neste trabalho.

À minha mãe, Maria do Rocio Crovador, e minha irmã, Tatiana Crovador Siefert, pelo apoio e carinho.

E a CAPES pela concessão da bolsa de estudos que propiciou a dedicação exclusiva a esta pesquisa.

RESUMO

Este trabalho apresenta uma metodologia baseada em processos hidrogeomorfológicos e na relação solo-vegetação visando estabelecer o limite de sensibilidade hidrológica e delimitar as áreas hidrologicamente sensíveis (AHS) na bacia hidrográfica do rio Pequeno, PR (104km²). Compartimentar a paisagem envolve a sua fragmentação em unidades espaciais conceituais delimitadas a partir de critérios específicos, como por exemplo, a ocorrência de determinados processos hidrogeomorfológicos como os mecanismos de geração de escoamento. Assim, compreendem-se como AHS aquelas áreas da bacia hidrográfica que possuem uma maior probabilidade de atingirem o estado de saturação do solo, sendo que a dificuldade da incorporação deste conceito reside no estabelecimento de um limite de sensibilidade hidrológica da paisagem que possua natureza física. Desta forma, aplicou-se o modelo TOPMODEL para a simulação dos mecanismos de geração de escoamento em escala diária durante o período de 01/08/1983 a 30/11/2010. O TOPMODEL é um modelo conceitual determinístico, semi-distribuído e de base física que considera o processo de área variável de afluência aplicado à formação de escoamento superficial por saturação. Baseado fundamentalmente nas condições topográficas locais, expressas na distribuição espacial do índice topográfico (IT), o modelo é capaz de reproduzir o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica. Como forma de tornar o IT mais próximo das condições naturais da bacia, foi proposta a sua elaboração a partir da incorporação do mapeamento de ambientes hidromórficos e semi-hidromórficos, identificados mediante a distribuição espacial da vegetação associado a levantamentos pedológicos. Os resultados da simulação da dinâmica das áreas saturadas, entre 17,0% a 38,0% da área total, indicaram que esta é extremamente sensível com rápida resposta a precipitação e a recessões abruptas em pequenos períodos de estiagem. O valor mínimo simulado permanentemente saturado corresponde a área de vegetação hidrófila em ambientes hidromórficos. Como forma de definir o limite de sensibilidade hidrológico na bacia do rio Pequeno foi proposta a utilização das áreas de vegetação higrófila, cujo regime de saturação do solo é temporário. Desta forma, considerou-se que o valor ótimo de probabilidade de saturação para delimitação das AHS foi de 90% durante o período simulado. Assim, as AHS identificadas mediante o limite de sensibilidade adotado compreendem 21,45 km². Por fim, os resultados deste trabalho permitem estabelecer uma forma de delimitação das áreas hidrologicamente sensíveis considerando a integração de condicionantes naturais na paisagem.

Palavras-chave: áreas hidrologicamente sensíveis, limite de sensibilidade hidrológica da paisagem, área variável de afluência, TOPMODEL.

ABSTRACT

This work presents a methodology based on the occurrence of hydrogeomorphological processes and soil-vegetation interaction to establish landscape's hydrological sensitivity limit and define hydrologically sensitive areas (HSA) at Pequeno river basin, Parana state, Brazil (104km²). Partitioning the landscape involves the fragmentation process considering conceptual spatial units defined from specific criteria, such as the occurrence of overland flow by saturation-excess processes. An HSA, in a watershed, include areas that have a higher probability of reaching soil saturation and the difficulty to incorporating this concept lies on the establishment of a hydrological sensitivity limit that has a physical meaning. The variable source area dynamic was simulated using TOPMODEL in daily-scale during the period 01/08/1983 to 30/11/2010. TOPMODEL is a hydrological model, deterministic, semi-distributed and physically based that considers the variable source area theory to simulate overland flow by saturation-excess process. Based on local topographic conditions, expressed on the distribution of topographic index (TI), the model is able to reproduce the watershed's hydrological behavior. In order to make the TI closer to the natural conditions in the basin, it was proposed the incorporation of hydromorphic environments in its formulation, identified by the spatial distribution of vegetation associated with soil surveys. The dynamic of saturated areas simulated by TOPMODEL, 17.0% to 38.0% of total area, indicated that is extremely sensitive with fast response to rainfall inputs and steep recessions in short periods of drought. The minimum simulated value corresponds to the permanently saturated vegetation in hydromorphic environments. As a way to set the hydrological sensitivity limit to Pequeno river basin, was proposed use the vegetation's hydric regime in areas with temporary soil saturation. It was considered that the optimum value of saturation probability for delineation HSA was 90% during the simulated period, corresponding to 21,45km². Finally, the results allow establish a form to HSA's delimitation considering the integration of natural features in the landscape.

Keywords: hydrologically sensitive areas, landscape's hydrological sensitivity limit, variable source area, TOPMODEL.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Roteiro teórico-metodológico da pesquisa. | 20 |
| Figura 2 - Componentes do ciclo hidrológico. | 22 |
| Figura 3 - Dinâmica das áreas variáveis de afluência em relação ao hidrograma. | 29 |
| Figura 4 - Mecanismos de geração de escoamento e condicionantes naturais. | 30 |
| Figura 5 - Principais mecanismos de geração de escoamento superficial. | 31 |
| Figura 6 - Diagrama conceitual para localização de áreas hidrológicamente sensíveis na paisagem. | 34 |
| Figura 7 - Representação de uma área crítica de afluência. | 35 |
| Figura 8 - Diagrama esquemático da interação entre teoria, monitoramento e modelagem. ... | 47 |
| Figura 9 - Diagrama conceitual do TOPMODEL. | 52 |
| Figura 10 - Representação de reservatórios e processos no TOPMODEL – (a) solo não-saturado e (b) solo saturado. | 53 |
| Figura 11 - Definição gráfica do índice geomorfológico. | 54 |
| Figura 12 - Balanço hídrico de uma encosta hipotética no TOPMODEL. | 56 |
| Figura 13 - Balanço Estrutura de armazenamento do solo no TOPMODEL. | 62 |
| Figura 14 - Localização da bacia hidrográfica do rio Pequeno, PR. | 65 |
| Figura 15 - Mapa de declividade da bacia do rio Pequeno, PR. | 66 |
| Figura 16 - Mapa de solos da bacia do rio Pequeno, PR. | 68 |
| Figura 17 – Fluxograma de atividades no TOPMODEL. | 70 |
| Figura 18 - Dados de vazão observada e precipitação para o período simulado. | 71 |
| Figura 19 - Distribuição dos valores preliminares de índice topográfico pela fração da área. | 72 |
| Figura 20 - Distribuição espacial preliminar do índice topográfico. | 73 |
| Figura 21 - a) Ortofoto com destaque para delimitação de ambiente hidromórfico; b) Fotografia do local. | 75 |
| Figura 22 – Exemplo de solo hidromórfico (a) identificado em área de vegetação hidrófila (b). Na foto (b), observa-se a presença de Organossolo Háplico e o seu contexto geográfico, além da transição entre as vegetações Hidrófilas (HD) e Higrófilas (HG). | 76 |
| Figura 23 - Indicativo da presença do lençol freático próximo a superfície (<10 cm), caracterizando o solo como hidromórfico. | 77 |
| Figura 24 - Mapa de uso do solo da bacia do rio Pequeno. | 78 |
| Figura 25 - Distribuição espacial do índice topográfico considerando as áreas de saturação permanente e temporária em sua elaboração. | 79 |
| Figura 26 - Hidrograma comparativo de vazões observadas e simuladas diárias e acumuladas no tempo. | 81 |
| Figura 27 - Vazões observadas e simuladas acumuladas em relação a linha 1:1. | 82 |
| Figura 28 - Diagrama de dispersão entre os valores de vazão observada e simulada. | 82 |
| Figura 29 - Dinâmica das áreas saturadas em relação à vazão observada na bacia do rio Pequeno. | 86 |
| Figura 30 - Variação espacial das áreas saturadas para a bacia do rio Pequeno em 4 momentos distintos. | 87 |
| Figura 31 - Áreas saturadas mínimas e máximas na bacia do rio Pequeno, PR. | 89 |
| Figura 32 – Curva de permanência de áreas saturadas. | 90 |
| Figura 33 - Relação entre áreas saturadas e respectivos valores de índice topográfico. | 91 |
| Figura 34 - P_{sat} da bacia do rio Pequeno. | 91 |
| Figura 35 - Dinâmica temporal dos processos envolvidos na definição do limite de sensibilidade hidrológica. | 92 |
| Figura 36 - Cenários para enquadramento de AHS de acordo com diferentes P_{sat} | 94 |

| | |
|---|----|
| Figura 37 - Diferentes valores do limite de sensibilidade hidrológica aplicados na bacia do rio Pequeno, PR em relação à área enquadrada como AHS. | 95 |
| Figura 38 - Mapa das áreas hidrologicamente sensíveis na bacia do rio Pequeno. | 96 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 - Classes de solo e respectivas áreas na bacia do rio Pequeno. | 68 |
| Tabela 2 - Parâmetros de entrada do TOPMODEL..... | 69 |
| Tabela 3 - Classes de uso do solo na bacia do rio Pequeno..... | 77 |
| Tabela 4 - Períodos simulados e parâmetros calibrados no TOPMODEL..... | 80 |
| Tabela 5 - Porcentagens mínimas, máximas e médias de áreas saturadas para a bacia do rio Pequeno. | 86 |
| Tabela 6 - Cenários de P_{sat} para definição de AHS. | 94 |

LISTA DE SÍMBOLOS

| Símbolo | Descrição | Unidade |
|------------------|--|----------------|
| $\Delta\theta_1$ | Porosidade efetiva no perfil do solo | m^3/m^3 |
| $\Delta\theta_2$ | Diferença entre a umidade do solo nas condições de capacidade de campo (θ_{cc}) e ponto de murcha permanente (θ_{pmp}) | m^3/m^3 |
| A | Área da encosta que drena até a seção considerada | m^2 |
| a | Área específica de contribuição a montante do pixel, razão de A e c (= índice geomorfológico) | m^2 |
| a' | Área da célula | m^2 |
| $ac'i$ | Área acumulada à montante do pixel | m^2 |
| As | Fração da área saturada na bacia | m^2 |
| c | Comprimento de contorno definido pela resolução do MDT | m |
| $ChVel$ | Velocidade de propagação do escoamento no canal | m/dia |
| cl | Comprimento do contorno do pixel | m |
| COE | Coefficiente de avaliação da qualidade das simulações | adimensional |
| D | Profundidade do solo | m |
| e | Número $e = 2,7183$ | adimensional |
| ea | Pressão de saturação do vapor de H_2O | $mmHg$ |
| ed | Pressão de saturação real do vapor de H_2O | $mmHg$ |
| Ep | Evapotranspiração potencial | m/s |
| Er | Evapotranspiração real | m/s |
| f | Parâmetro que governa a taxa de diminuição de K na profundidade | m^{-1} |
| F | Fator de correção de Ep adotado para a região | adimensional |
| $f(u)$ | Função relacionada com o vento | adimensional |
| li | Distância do i -ésimo segmento de escoamento com declividade igual a $\tan\beta$ | m |
| K | Condutividade Hidráulica | m/s |
| $K_{(z)}$ | Condutividade Hidráulica Saturada na profundidade z | m/s |
| K_0 | Condutividade Hidráulica na superfície | m/s |

| | | |
|--------------------|--|---------------------|
| K_s | Condutividade hidráulica saturada | m/s |
| $\ln(a/\tan\beta)$ | Índice topográfico (IT) | adimensional |
| $\ln(T0)$ | Logaritmo natural de transmissividade do solo saturado | m ² /dia |
| m | Função da transmissividade exponencial | m |
| m | Função da transmissividade exponencial | m |
| NN | Número de segmentos entre o ponto n e a exutória | un |
| n_{sat} | Número de dias em que o pixel encontra-se saturado | dia |
| n_{tt} | Quantidade total de dias considerado no período simulado | dia |
| p | Precipitação | m |
| P_{sat} | Probabilidade de saturação do perfil do solo | % |
| \bar{Q} | Vazão média observada | m ³ /s |
| qb | Escoamento subsuperficial na zona saturada | m/s |
| \bar{qb} | Escoamento subsuperficial médio | m/s |
| Q_{obs} | Vazão observada | m ³ /s |
| qof | Escoamento superficial por saturação | adimensional |
| qr | Escoamento de retorno | m/s |
| $q_{retorno}$ | Escoamento de retorno | m/s |
| qs | Escoamento superficial | m/s |
| Q_{sim} | Vazão simulada | m ³ /dia |
| q_{total} | Escoamento total no exutório | m ³ /s |
| qv | Escoamento subsuperficial vertical na zona não saturada | adimensional |
| qv | Escoamento de percolação | m/s |
| r | Precipitação (= precipitação extena) | mm |
| R | Porção de precipitação que infiltra no solo | mm |
| R | Precipitação incidente sobre determinada célula | m/s |
| R_n | Radiação líquida | mm/dia |
| Rv | Velocidade no canal na subbacia | m/s |
| S | Déficit de armazenamento no perfil de solo | mm |
| \bar{S} | Déficit de armazenamento médio para a bacia | mm |
| Si | Déficit de armazenamento da drenagem por gravidade | mm |
| Sr_{Init} | Déficit de armazenamento inicial na zona das raízes | m |

| | | |
|-------------|--|--------------------------------|
| Sr_{max} | Armazenamento máximo de água na zona das raízes | m |
| S_{RZ} | Reservatório da zona de raízes expresso em déficit | mm |
| S_{SZ} | Reservatório da zona saturada expresso em déficit | mm |
| S_{UZ} | Reservatório da zona não saturada | mm |
| Szr | Déficit de armazenamento na zona das raízes | m |
| T | Transmissividade do solo | m ² /s |
| TO | Transmissividade lateral do solo saturado | m ² /s |
| $\tan\beta$ | Tangente da declividade local | m/m |
| tc | Tempo para que uma determinada área contribua para o exutório da bacia | hr |
| W | Fator de ponderação relacionado com a temperatura e a altitude | adimensional |
| z | Profundidade da superfície freática, medida positivamente a partir da superfície | m |
| Zi | Profundidade do perfil de solo | m |
| z_i | Profundidade da lâmina de água | m |
| Zzr | Profundidade efetiva na zona das raízes | m |
| β | Declividade do pixel | ° |
| η | Porosidade do solo | m ³ /m ³ |
| θ_s | Umidade do solo saturado | m ³ /m ³ |
| λ | Valor médio de IT para a bacia | adimensional |
| ζ | Parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo | adimensional |
| φ | Porosidade do solo | m ³ /m ³ |
| φ_0 | Profundidade da franja capilar | m |

SUMÁRIO

| | |
|---|------------|
| 1 INTRODUÇÃO | 16 |
| 2 OBJETIVOS | 21 |
| 2.1 Objetivo geral | 21 |
| 2.2 Objetivos específicos | 21 |
| 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 22 |
| 3.1 Mecanismos de geração de escoamento | 22 |
| 3.2 Áreas Hidrologicamente Sensíveis e Áreas Críticas de Afluência..... | 32 |
| 3.3 Ambientes Hidromórficos e sensibilidade hidrológica das paisagens..... | 39 |
| 3.4 Modelagem hidrogeomorfológica de sistemas ambientais..... | 46 |
| 3.5 TOPMODEL (Topography-based Hydrological Model) | 48 |
| 3.5.1 Teoria e equacionamento do TOPMODEL | 51 |
| 4 MATERIAL E MÉTODOS | 64 |
| 4.1 Localização e aspectos gerais da bacia hidrográfica do rio Pequeno | 64 |
| 4.2 Aplicação do TOPMODEL | 68 |
| 4.2.1 Dados Hidrológicos | 71 |
| 4.2.2 Índice Topográfico | 72 |
| 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO | 74 |
| 5.1 Mapeamento empírico de ambientes hidromórficos | 74 |
| 5.2 Simulação do processo precipitação-vazão com o TOPMODEL | 79 |
| 5.2.1 Hidrograma..... | 79 |
| 5.2.2 Dinâmica das áreas saturadas | 85 |
| 5.2.3 Probabilidade de saturação | 89 |
| 5.3 Definição do limite de sensibilidade hidrológica e delimitação das áreas hidrologicamente sensíveis..... | 92 |
| 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES | 98 |
| REFERÊNCIAS | 101 |

1 INTRODUÇÃO

Compartimentar a paisagem envolve a sua fragmentação em unidades espaciais conceituais delimitadas a partir de critérios específicos, como por exemplo: morfologia, gênese, composição e estrutura, associação entre sistemas ambientais ou ainda a relação espacial entre feições superficiais (BISHOP *et al.*, 2012). Assim, a partir de uma análise integrada da paisagem com base em distintos condicionantes naturais podem-se identificar fragilidades e potencialidades associadas a cada unidade.

Surgem então distintas abordagens com o objetivo de se avaliar as condições ambientais em bacias hidrográficas com base em suas características naturais, sobretudo em relação aos processos de gênese geomorfológica e hidrológica. Dentro desta prerrogativa, destaca-se ainda a possibilidade de utilização da análise da paisagem baseada na ocorrência de processos hidrogeomorfológicos, por exemplo, os mecanismos de geração de escoamento, como forma de compreender a funcionalidade de ambientes.

Assim, considera-se que a compreensão da movimentação da água na paisagem tem origem nos estudos pioneiros da Hidrologia moderna, remetendo aos trabalhos de Horton (1933) e a teoria da infiltração-escoamento, no início do século XX. Já nos anos 60, surge a noção de área variável de afluência – AVA (CAPPUS, 1960; TSUKAMOTO, 1963; HEWLETT & HIBBERT, 1967), processo observado frequentemente em áreas onde o escoamento superficial por saturação é dominante, considerando que as áreas saturadas possuem dinâmica espacial e temporal e atuam como fontes primárias de escoamento superficial na bacia hidrográfica.

Neste sentido, Qiu (2003) enfatiza que a Hidrologia possui um papel importante no planejamento do uso, conservação e preservação da bacia hidrográfica ao sugerir que os padrões das AVAs nas paisagens forneceriam uma base científica para definição e localização das áreas de preservação. Cita ainda a possibilidade de assim, impedir a formação de fluxos concentrados de escoamento superficial e minimizando efeitos de erosão hídrica, alcançando rentabilidade agrícola e viabilidade econômica e ambiental. Assim, Creed *et al.*, (2008) destacam a importância das áreas saturadas como um indicador para compreensão dos processos hidrológicos no que tange aos caminhos superficiais da água na paisagem.

Atualmente, no Brasil considera-se a delimitação de *buffers* de preservação permanente da zona ripária¹ ao longo dos corpos hídricos de acordo com o exposto na Lei Federal 4.771/65, que delibera o Código Florestal Brasileiro. Consideram-se como áreas de preservação permanente (APP) a faixa marginal de terra com largura variável de acordo com a largura do canal e ao longo de lagos e nascentes, estabelecendo buffers de preservação na paisagem. Estes são definidos como sendo uma área de vegetação permanente ao longo dos corpos hídricos ou áreas úmidas com o propósito de filtrar poluentes carregados via escoamento superficial ou subsuperficial (POLYAKOV *et al.*, 2005).

Em tese, os buffers devem servir como filtros biogeoquímicos da paisagem, reduzindo também a energia do escoamento superficial e aumentando a capacidade de infiltração da bacia hidrográfica, auxiliando na deposição de partículas e retenção de solutos permitindo a sua transformação, degradação ou captação pelo solo (BUTTLE, 2002). De fato, tais *buffers* são estabelecidos de acordo com a lei visando proteger os recursos hídricos, entretanto conforme apontam Walter *et al.*, (2009) ainda observa-se a necessidade de um maior aprofundamento na relação entre a extensão adequada da faixa de vegetação nativa a ser preservada com a preservação efetiva da funcionalidade hidrológica e ambiental dos corpos hídricos. Desta forma, o estabelecimento de APPs a partir de distâncias do canal não garante a plena funcionalidade do ecossistema ripário e abrangência da zona ripária.

Salienta-se que a metodologia exposta no Código Florestal Brasileiro desconsidera quaisquer outras características naturais das áreas marginais, como por exemplo: características topográficas, características pedológicas ou ainda características hidrológicas presentes na paisagem. Desconsidera-se ainda qualquer processo hidrogeomorfológico inerente a interação destes condicionantes naturais. Neste sentido, uma abordagem desta natureza faz com que a delimitação das áreas de preservação seja baseada na ocorrência de processos naturais e seja realizada de forma dinâmica, considerando as características intrínsecas da bacia hidrográfica. Esta ideia surge em oposição ao estabelecimento de *buffers* “estáticos” de preservação, conforme apontado por Gorsevski *et al.*, (2008) e Walter *et al.*, (2009)

¹ Com base em Kobiyama (2003), define-se zona ripária como sendo o espaço tridimensional próximo aos canais que contém vegetação, solo e água; compreendida horizontalmente até o alcance da inundação e verticalmente do regolito até o dossel de vegetação. Sendo o termo “ecossistema ripário” utilizado ao tratar do sistema ripário como um todo além dos processos envolvidos.

Desta forma, o estudo das AVAs possui um interesse ambiental devido ao seu comportamento hidrológico distinto na paisagem, como evolução do conhecimento sobre as AVAs surge o conceito de área hidrológicamente sensível - AHS (WALTER *et al.*, 2000). Consideram-se as AHSs como determinadas áreas da bacia hidrográfica que apresentam maior probabilidade de geração de escoamento superficial por saturação.

A descrição do processo de escoamento superficial via AVA estaria ligada às características físicas da paisagem, enquanto o conceito de AHSs trata de uma forma de avaliação e prevenção de impactos negativos na qualidade da água a partir da probabilidade de saturação do solo (AGNEW *et al.*, 2006).

Entretanto apesar da definição simples, a grande dificuldade na identificação e delimitação das AHS e adoção em planos de manejo em bacias recai sobre qual a metodologia a ser adotada para o estabelecimento da probabilidade de saturação mínima que será utilizada como limiar para o enquadramento enquanto área sensível ou não. Assim, para a classificação de uma área enquanto AHS deve-se atentar para o limite de sensibilidade hidrológica (L_{AHS}) da bacia hidrográfica (WALTER *et al.*, 2000).

Desta forma, buscou-se neste ponto a definição da problemática da pesquisa, ou seja, como estabelecer um indicador de natureza física para o enquadramento de áreas hidrológicamente sensíveis. Considerando que a dificuldade apontada em estabelecer o L_{AHS} recai na possibilidade de utilizar um indicador físico para enquadramento das AHS, buscou-se neste trabalho a definição do limite de sensibilidade hidrológica da paisagem a partir da modelagem de processos hidrogeomorfológicos e da relação solo-vegetação em ambientes hidromórficos.

A definição do limite de sensibilidade hidrológica da paisagem foi realizada para a bacia do rio Pequeno, PR. A bacia hidrográfica do rio Pequeno localiza-se integralmente no município de São José dos Pinhais, na divisa com o município de Morretes, na porção leste da Região Metropolitana de Curitiba, Paraná, drenando uma área de 104km². O rio Pequeno é um rio de 5^a ordem na escala 1:10.000, considerando a hierarquização da rede fluvial proposta por Strahler (1952), desenvolvendo-se em área de transição acentuada entre o Primeiro Planalto e a porção ocidental da unidade fisiográfica Serra do Mar paranaense.

O TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) foi aplicado para a simulação do processo chuva-vazão e dos mecanismos de geração de escoamento na bacia do rio Pequeno. O TOPMODEL é um modelo de transformação de chuva em vazão do tipo conceitual determinístico, semi-distribuído e de base física (VARELLA & CAMPANA, 2000), que

considera a noção de AVA aplicada à formação de escoamento superficial por saturação. A sua principal premissa é que, baseado fundamentalmente nas condições topográficas locais, expressas na distribuição espacial do índice topográfico, o modelo é capaz de reproduzir o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica.

O índice topográfico é um dos principais parâmetros hidrogeomorfológicos utilizados para localização de áreas saturadas na paisagem. O índice topográfico é usado para caracterizar a distribuição espacial de zonas de saturação superficial, demonstrando os efeitos do relevo na localização e extensão das áreas de acumulação (MOORE et al., 1993) mais propensas a atingirem o estado de saturação hídrica do solo (SCHULER et al., 2000). Sendo assim, realizou-se um processo de validação empírica da distribuição do índice topográfico considerando a relação solo-vegetação em ambientes (semi) hidromórficos.

A Figura 1 apresenta o fluxograma das etapas discriminadas anteriormente e que servirão de diretriz para o andamento da pesquisa. Dividiu-se a execução desta pesquisa em 3 principais além da etapa preliminar que compreende a definição da problemática, revisão bibliográfica e a definição do método utilizado para estimativa do limite de sensibilidade hidrológica da paisagem e mapeamento das áreas hidrológicamente sensíveis.

A Etapa 1 compreende a definição e caracterização da área de estudo (características topográficas, pedológicas, geomorfológicas, uso e vegetação); aquisição e tratamento de dados espaciais e hidrológicos. A Etapa 2 refere-se a execução das incursões na bacia hidrográfica com o objetivo de identificar e caracterizar os ambientes hidromórficos no que tangem as características de vegetação e de solo. Além disso, realizou-se o mapeamento empírico destes ambientes utilizando-se de ortofotos digitais, culminando na adequação do índice topográfico às características físicas da bacia hidrográfica.

Por fim, a Etapa 3 trata da simulação do processo precipitação-vazão com o modelo TOPMODEL, para a bacia do rio Pequeno, PR. A partir destas simulações pode-se obter a dinâmica das áreas saturadas e a probabilidade de saturação da bacia do rio Pequeno, essencial para a definição do limite de sensibilidade hidrológica da paisagem e delimitação das áreas hidrológicamente sensíveis.

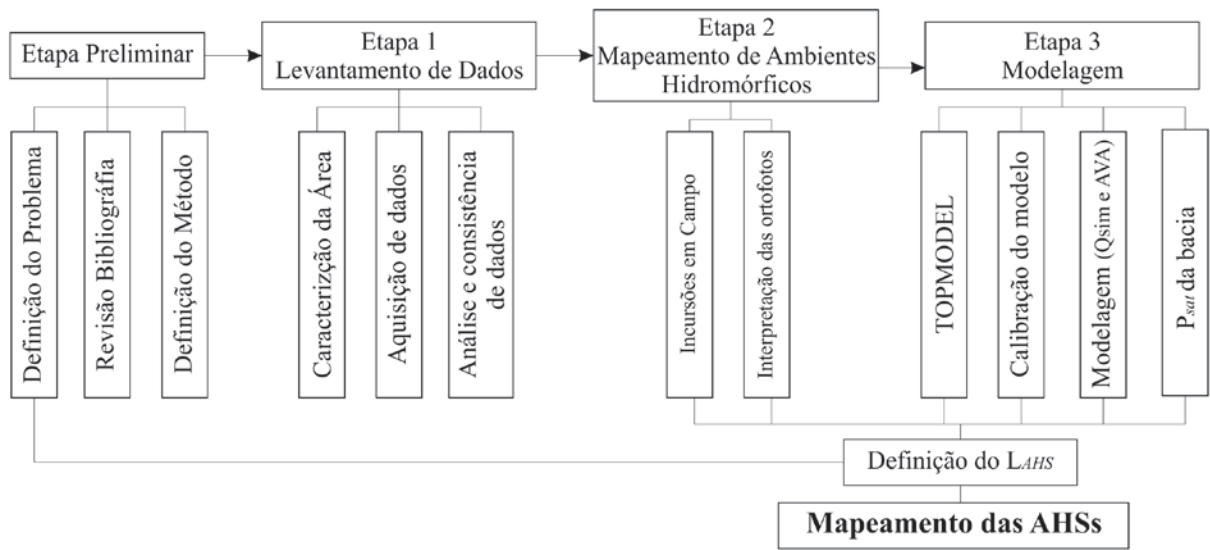


Figura 1 - Roteiro teórico-metodológico da pesquisa.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Este trabalho tem como objetivo principal identificar e delimitar as áreas hidrologicamente sensíveis da bacia do rio Pequeno a partir da definição do limite de sensibilidade hidrológica da paisagem por meio de modelagem hidrogeomorfológica e da relação solo-vegetação em ambientes hidromórficos.

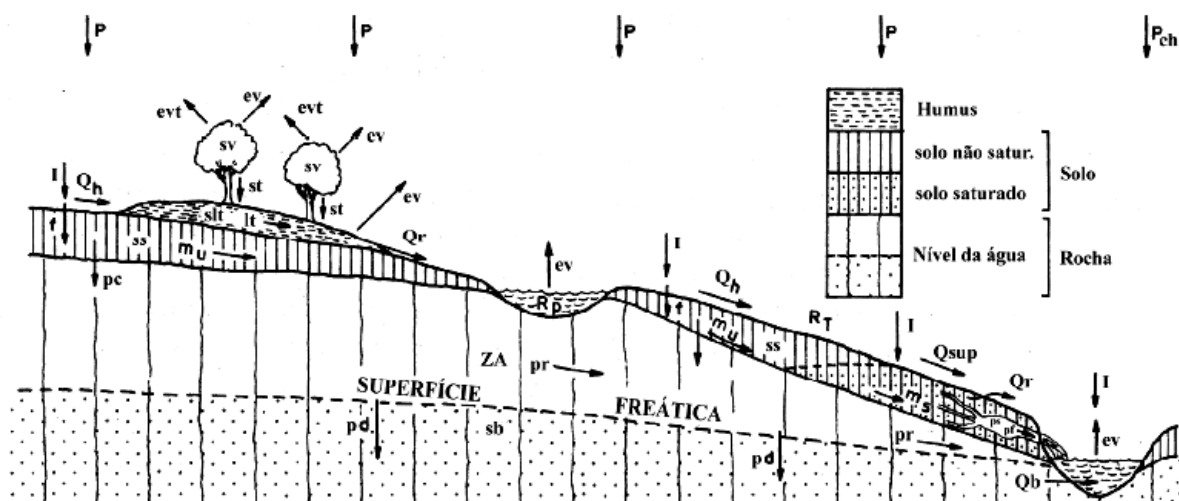
2.2 Objetivos específicos

- Avaliar a dinâmica das áreas saturadas da bacia hidrográfica do rio Pequeno, PR, através da simulação do processo precipitação-vazão com o modelo TOPMODEL;
- Identificar empiricamente os ambientes hidromórficos da bacia do rio Pequeno;
- Avaliar a potencialidade da aplicação de modelagem hidrogeomorfológica para mapeamento de solos hidromórficos e áreas úmidas;
- Definir a probabilidade de saturação do solo na bacia hidrográfica;
- Determinar o limiar de sensibilidade hidrológica para definir áreas hidrologicamente sensíveis;
- Mapear as áreas hidrologicamente sensíveis da bacia hidrográfica.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Mecanismos de geração de escoamento

A bacia hidrográfica pode ser considerada como um sistema aberto que recebe energia pela precipitação e transforma este *input* em processos hidrológicos distintos como, por exemplo: evapotranspiração, infiltração, vazão, escoamento, entre outros. Desta forma, estudos envolvendo modelagem de processo precipitação-vazão pressupõem um conhecimento aprofundado da interação entre bacia hidrográfica e ciclo hidrológico. Assim, torna-se necessário a compreensão dos processos hidrológicos de precipitação, infiltração, escoamento, evapotranspiração, percolação, armazenamento da água no solo e na superfície e vazão. Considera-se ainda que cada processo seja composto de diversos subprocessos integrados (Figura 2).



| | | | |
|--|----------|--|-----------|
| Precipitação total | P | Escoamento hortoniano (superficial) | Q_h |
| Precipitação no curso d'água | P_{ch} | Escoamento superficial por saturação | Q_{sup} |
| Intensidade da chuva | I | Escoamento de retorno | Q_r |
| Evapotranspiração | evt | Escoamento por macroporos | pf |
| Evaporação | ev | Armazenamento em macroporos | ps |
| Armazenamento de água nas copas | sv | Escoamento subsuperficial não saturado | m_u |
| Escoamento pelo tronco e gotejamento | st | Escoamento subsuperficial saturado | m_s |
| Escoamento na camada de resíduos orgânicos | lt | Armazenamento de água no solo | ss |
| Infiltração | f | Percolação para a camada rochosa | pc |
| Armazenamento na cam. de res. orgânicos | slt | Fluxo na camada rochosa | pr |
| Zona de aeração | ZA | Armazenamento subterrâneo | sb |
| Armazenamento nas depressões | R_p | Percolação profunda | pd |
| Armazenamento temporário | R_t | Escoamento de base | Q_b |

Figura 2 - Componentes do ciclo hidrológico.
Fonte: CHORLEY, 1978.

Nesta pesquisa destaca-se o aprofundamento na compreensão dos mecanismos de geração de escoamento atuantes na bacia hidrográfica. Para estudos de cunho hidrológico e hidrogeomorfológico, a compreensão dos processos que governam o movimento das águas nas vertentes ainda continua sendo objeto de análise, uma vez que a dinâmica da água é a força motora da dinâmica geomorfológica na paisagem. Embora sejam aplicadas novas ferramentas e abordagens, as questões a serem respondidas são as mesmas de outrora, sendo necessário um repensar sobre o conhecimento do comportamento dos mecanismos geradores de escoamento (McDONNELL, 2003).

Bonell (2005) afirma que a natureza da superfície do solo é o elemento essencial que irá governar o processo de infiltração e o movimento da água através do solo. Já Becker (2005) cita que o conhecimento dos mecanismos de geração de escoamento é extremamente complexo. Isso se deve à sua variabilidade espaço-temporal e à relação intrínseca entre três fatores que irão determinar o comportamento da água na paisagem, a saber: (a) clima, (b) solo e geologia e (c) vegetação. Desta forma, a combinação destes três fatores com características geomorfológicas irá determinar a dinâmica da umidade do solo, evapotranspiração e a geração de escoamento.

Em uma discussão sobre os avanços e perspectivas futuras da Hidrologia, Wagener *et al.*, (2010) creem que hidrogeomorfólogos têm realizado notáveis progressos ao estabelecerem diretrizes para a compreensão de processos hidrológicos. Sendo assim, para a Hidrogeomorfologia, os estudos sobre mecanismos de geração de escoamento surgem como uma evolução da interação entre os fatores propostos por Becker (2005), onde acrescenta-se ainda o papel desempenhado pelo relevo como agente condicionador dos mecanismos geradores de escoamento. Assim, considera-se que a topografia possui um papel determinante na movimentação da água na paisagem.

O conhecimento dos mecanismos de geração de escoamento remete ao pioneiro trabalho de Horton, publicado em 1933, no qual é proposto o primeiro modelo clássico de Hidrologia para a teoria de infiltração-escoamento. No artigo intitulado “*The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle*”², o referido autor descreve quantitativamente o mecanismo de geração de escoamento superficial a partir da precipitação e a capacidade de infiltração do solo.

Neste sentido, o escoamento superficial como excedente da infiltração é proposto por Horton (1933) ao considerar que:

² HORTON, R. The Role of Infiltration in the Hydrological Cycle. Trans Am. Geophys. Union, v.14, p.446-460, 1933.

“A infiltração divide a precipitação em duas partes, que posteriormente prosseguem por diferentes caminhos através do ciclo hidrológico. Uma parte vai alimentar os rios como escoamento superficial durante os eventos de precipitação, a outra vai inicialmente para o solo e daí, vai alimentar os rios como escoamento subterrâneo ou retorna para a atmosfera pelos processos de evaporação.”

Desta forma, a ocorrência de escoamento superficial na bacia hidrográfica ficaria restrita apenas a eventos de grande magnitude onde a capacidade de infiltração do solo fosse excedida pela intensidade da chuva. Assim, a parcela da água que infiltraria no solo iria alimentar o aquífero raso e deixaria a bacia na forma de escoamento de base. Ainda segundo a teoria de infiltração-escoamento proposta por Horton, o conceito de capacidade de infiltração do solo seria constante no espaço e no tempo. Assim, pode-se considerar que o escoamento superficial provinha de todas as partes da bacia (CHORLEY, 1978).

O núcleo da análise hortoniana remete ao papel do solo como filtro de separação hidrológica entre as parcelas de água que irão infiltrar ou irão compor o escoamento superficial (SANTOS, 2009). Para Mendiondo & Tucci (1997) na abordagem hortoniana destaca-se ainda a noção sistêmica ao considerar a delimitação e inter-relação dos processos de precipitação, evaporação e escoamento.

Atualmente, a teoria infiltração-escoamento (escoamento superficial hortoniano) refere-se ao processo de escoamento gerado em perfis de solos alterados por ações antrópicas (p.ex. bacias agrícolas e solo urbano pavimentado) (SANTOS, 2009), ou compactados por pisoteio de animais, regiões áridas e semi-áridas (CHOW *et al.*, 1994), ou ainda em locais onde a densidade de vegetação é baixa, fazendo com que as taxas de infiltração sejam inferiores a intensidade de chuva (HORNBERGER *et al.*, 1998).

De acordo com Troendle (1985), contemporaneamente a Horton, distintos trabalhos utilizam dos pressupostos da teoria infiltração-escoamento sobre a dinâmica da água subterrânea para compreensão da geração de escoamento superficial (p.ex. LEACH *et al.*, 1933; LOWDERMILK, 1934; HURSH, 1936; HURSH & BRATER, 1944). A aceitação universal da teoria de Horton permanece vigente até a década de 60 quando evidências empíricas culminaram no avanço do entendimento dos mecanismos de geração de escoamento.

Betson (1964) propõe uma modificação na teoria de infiltração-escoamento, indicando que a geração de escoamento superficial pode ser expressa em função da intensidade da precipitação, volume do evento, profundidade do perfil e umidade do solo. A partir de dados mensurados em duas bacias hidrográficas e testes de hipóteses utilizando análises de

regressão múltipla, Betson (1964) considera que o escoamento superficial provinha de uma “*área parcial de afluência*” e não de toda a extensão da bacia. Partindo das premissas do paradigma hortoniano neste trabalho, Betson (1964) conclui que o escoamento superficial era oriundo de uma porção pequena, porém estável da área da bacia hidrográfica independente do uso do solo.

Esta constatação referente à “*área parcial de afluência*” é corroborada pelos resultados obtidos por trabalhos contemporâneos provenientes de projetos independentes de monitoramento em bacias experimentais desenvolvidos na França (CAPPUS, 1960), Japão (TSUKAMOTO, 1963) e Estados Unidos (HEWLETT & HIBBERT, 1967). Tal questão é evidenciada também em relação a Hewlett & Hibbert (1963) e Weyman (1970), cujos trabalhos indicam que mesmo em eventos extremos, o volume precipitado irá infiltrar-se dentro do solo nas partes altas da bacia. Consequentemente, esta água infiltrada aumenta consideravelmente o teor de umidade no perfil do solo, deslocando-se no sentido da jusante até emergir próximos aos canais, provocando a saturação do solo. Estes trabalhos pioneiros sobre “*área parcial de afluência*”, os quais consideram que o escoamento superficial é oriundo da porção saturada da bacia hidrográfica, foram basilares para a proposição subsequente de um novo mecanismo de geração de escoamento denominado de área variável de afluência (AVA), o qual incorpora a dinâmica das áreas saturadas no tempo e no espaço.

De acordo com Santos (2009), o conhecimento do processo de geração de escoamento superficial por saturação com área parcial de contribuição levou naturalmente à constatação de que o fluxo subsuperficial, a chuva e a umidade inicial do solo influenciam a expansão e a contração da porção saturada e da rede de drenagem da bacia, originando assim o conceito de AVA.

Uma das primeiras aproximações sobre a descrição do processo de AVA e a demonstração da sua utilização na análise do comportamento dos hidrogramas é encontrada em Cappus (1960). Para a bacia experimental de Alrance - França, Cappus (1960) sugere uma divisão em duas principais zonas referentes à propensão de geração de escoamento: áreas de escoamento (S_r , com extensão A_r) e áreas de infiltração (S_i , com extensão A_i). As S_r são caracterizadas como sendo áreas impermeáveis ou áreas de extensão variável onde o solo encontra-se permanentemente saturado. Nestas áreas, toda a precipitação incidente seria transformada em escoamento superficial ou escoamento próximo à superfície. Já para as S_i o autor indica que devido ao predomínio de solos arenosos a capacidade de infiltração é elevada, sendo superior a intensidade da precipitação. Desta forma, a precipitação incidente

em A_i é infiltrada e não gera escoamento. Os resultados observados são contrários à teoria da infiltração-escoamento, indicando que o escoamento superficial somente seria produzido em áreas impermeáveis ou em condições de solo saturado, cuja extensão varia de acordo com o nível freático.

Seguindo a mesma linha de Cappus (1960) no sentido de indicar áreas mais propensas a geração de escoamento, porém em trabalho totalmente independente, Tsukamoto (1963) propõe a relação entre o armazenamento da umidade no perfil vertical do solo e sua variação espacial de acordo com incrementos de umidade oriundos da precipitação. Com o objetivo de estimar variação espacial e sazonal da umidade do solo, o autor descarta a existência de escoamento superficial hortoniano antes que o perfil do solo atinja o estado de saturação. Desta forma, segmenta uma encosta hipotética em cinco setores de acordo com a sua localização na paisagem, utilizando pioneiramente o atributo localização para estimar o armazenamento inicial de umidade do solo.

O núcleo da teoria proposta por Tsukamoto (1963) consiste na idéia de que a diferença espacial do armazenamento inicial da umidade no perfil vertical do solo indicará a dinâmica de saturação do solo. Assim, o incremento de umidade no perfil do solo desencadeará o processo de saturação, uma vez que áreas com maior déficit inicial de umidade irão atingir o estado de saturação mais lentamente que as demais. Esta variação espacial do déficit de umidade do solo configura a dinâmica temporal das áreas saturadas. Neste sentido, pode-se considerar que a idéia de representação da propensão de saturação do solo em função do déficit de armazenamento (TSUKAMOTO, 1963) serviu posteriormente como um dos pilares para a construção dos conceitos do índice topográfico³ (BEVEN & KIRKBY, 1979) e do índice de umidade do solo (O'LOUGHLIN, 1981).

Ao buscar a separação do hidrograma em três componentes principais: escoamento superficial, escoamento subsuperficial e escoamento de base, Hewlett & Hibbert (1967) reconhecem a importância das áreas saturadas e do escoamento subsuperficial no comportamento dos hidrogramas.

Para tal, Hewlett & Hibbert (1967) partem do seguinte pressuposto:

“Usualmente a discussão do processo de escoamento em uma bacia hidrográfica inicia com a suposição de que o escoamento gerado é produzido pelo escoamento superficial (*do tipo hortoniano*) e os outros tipos de escoamentos são meras exceções à regra

³ O índice topográfico é usado para caracterizar a distribuição espacial de zonas de saturação superficial, demonstrando os efeitos do relevo na localização e extensão das áreas de acumulação de água (MOORE *et al.*, 1993) mais propensas a atingirem o estado de saturação (SCHULER *et al.*, 2000).

geral. Talvez a abordagem oposta seja mais lógica para os casos de áreas florestadas, ou seja, o pressuposto inicial deve ser de que o escoamento é essencialmente subsuperficial até que evidências provem o contrário. Qualquer pessoa que já visitou uma bacia hidrográfica vegetada durante um evento de precipitação sabe que uma elevada taxa de infiltração e o escoamento subsuperficial são predominantes.”

Reconhece-se então neste trabalho que em alguns casos irá ocorrer a infiltração da água no solo que retornará à superfície formando canais efêmeros antes de o fluxo atingir o canal principal (HEWLETT & HIBBERT, 1967). Os autores ainda salientam que este processo ocasionará um comportamento de expansão e contração dos canais de “*forma incerta*” durante os eventos.

A contribuição fundamental dos autores para a compreensão do processo de AVA surge na afirmação de que a dinâmica da saturação do solo é resultado da dinâmica do nível freático. Sendo assim, pode-se dizer que o processo de expansão das AVAs está intrinsecamente ligado à extensão das áreas saturadas próximas aos canais perenes em direção aos canais intermitentes, resultantes dos processos desencadeados a partir do evento de precipitação (HEWLETT & HIBBERT, 1967). Desta forma, pode-se afirmar que a teoria das AVAs incorpora a dimensão espacial na produção de escoamento superficial em bacias hidrográficas.

Salienta-se ainda que a descrição do mecanismo de geração de escoamento realizado por Hewlett & Hibbert (1963; 1967) reconhece o papel da topografia na localização das áreas variáveis de afluência a partir do deslocamento da umidade na vertente no sentido de jusante e serve como base para a compreensão das respostas do hidrograma em relação aos processos de escoamento superficial (BONNEL, 1993). Esta idéia do controle dominante da topografia sobre a geração de escoamento via área variável de afluência permitiu a elaboração de modelos hidrológicos de base física, sendo o TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) um dos mais difundidos.

Desta maneira, a proposta de áreas variáveis de afluência realizada por Hewlett & Hibbert (1963; 1967) pode ser analisada a partir de três premissas principais: (1) as áreas saturadas atuam como fontes de “escoamento rápido”, porém absorvem a precipitação incidente, transformando este incremento de umidade no perfil do solo em escoamento subsuperficial, mais lento; (2) estas áreas saturadas são contíguas aos canais principais e; (3) as áreas saturadas são alimentadas pelo escoamento subsuperficial produzido a montante (MENDIONDO & TUCCI, 1997) e pela expressiva contribuição do escoamento superficial a montante.

Uma abordagem ligeiramente diferente, porém não menos importante, sobre o mecanismo de geração de escoamento por saturação pode ser encontrada em Weyman (1970) e a questão da anisotropia das camadas superficiais do solo. Neste sentido, a anisotropia do solo remete à diferença significativa horizontal e verticalmente entre a condutividade hidráulica das camadas do solo que irá condicionar o aparecimento de uma “cunha” de água na zona de transição entre horizontes com valores diferentes de transmissividade e gradientes texturais. O aparecimento desta camada saturada no interior do solo estaria relacionado com as condições de umidade do perfil, espessura dos horizontes do solo e a declividade da vertente, culminando com a conseqüente saturação do solo e incremento na contribuição do escoamento subsuperficial lento ao hidrograma. Desta forma, esta porção de água saturada no solo irá condicionar uma resposta atrasada do incremento da precipitação nos hidrogramas, mantendo a vazão em períodos de estiagem (WEYMAN, 1970).

Em geral, o processo de expansão das áreas saturadas remete ao acréscimo de água no perfil do solo via escoamento subsuperficial fazendo com que capacidade de transmissividade do solo seja superada. Como resultado da ação combinada dos processos de infiltração, escoamento subsuperficial e escoamento de retorno, condiciona-se o aparecimento de uma camada saturada no solo, localizada em áreas contíguas aos canais perenes.

Estas afirmações configuram-se como a essência da teoria das áreas variáveis de afluência, desenvolvidas em Hewlett & Hibbert (1963; 1967). Da mesma maneira que Betson (1964) e Tsukamoto (1963), Hewlett & Hibbert (1967) reconhecem a dinâmica das áreas saturadas, indicando o seu tamanho variável de acordo com a intensidade do evento e condições iniciais de umidade no solo. Estes trabalhos sustentam o conceito de área variável de afluência, em oposição à teoria hortoniana. Posteriormente, diversos trabalhos consolidaram o conhecimento de que o escoamento superficial seria produzido em uma pequena parte da bacia hidrográfica, cujas dimensões são variáveis no espaço e no tempo (p.ex.: KIRKBY, 1969; DUNNE, 1970; DUNNE *et al.*, 1975).

Embora a introdução dos conceitos de área variável de afluência e áreas saturadas para estudos hidrológicos tenha sido próxima a uma revolução copernicana referente ao comportamento da água na paisagem (BONELL, 1993), Ambroise (2004) afirma que a teoria da área variável de afluência e a teoria da infiltração-escoamento são complementares. Mesmo sendo contrastante ao processo observado por Horton (1933) e sua teoria da infiltração-escoamento, salienta-se que se isoladas ambas as teorias não são capazes de explicar a diversidade de processos oriundos da movimentação da água na vertente.

De acordo com a teoria da área variável de afluência, existem áreas mais propensas à geração de escoamento superficial por saturação, sendo variáveis no espaço-tempo e que tendem a expandir-se e contrair-se de forma sazonal, configurando uma parcela de área da bacia variável entre 1% e 50% da área total (DICKINSON & WHITELEY, 1970), dependendo da quantidade e da intensidade de precipitação. A Figura 3 mostra a variação das áreas saturadas em relação aos diferentes tempos do hidrograma. Nota-se a rede de drenagem perene da bacia hidrográfica em t_0 , sendo que com o início do evento regiões próximas às cabeceiras de drenagem da bacia começam a atingir o estado de saturação do solo (t_1). Já em t_2 , observa-se a formação de canais intermitentes em áreas contíguas aos canais perenes, notadamente nas áreas de planície. Em t_3 , no momento de pico do hidrograma, a bacia hipotética atingirá o estado máximo de saturação, configurando uma nova rede de drenagem a partir do escoamento superficial oriundo das áreas saturadas.

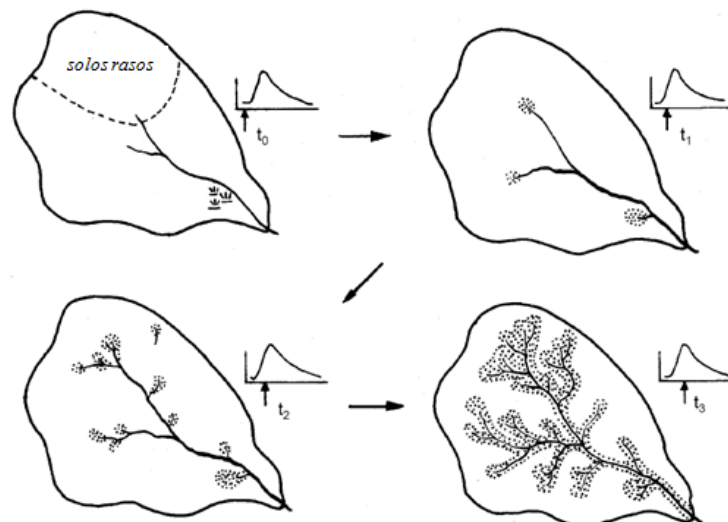


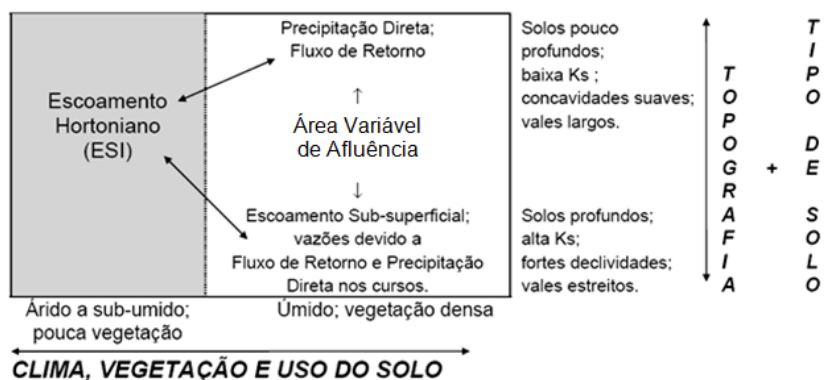
Figura 3 - Dinâmica das áreas variáveis de afluência em relação ao hidrograma.
Fonte: CHORLEY, 1978.

Sobre a localização das áreas variáveis de afluência na paisagem, Zakia (1998) afirma que as áreas variáveis de afluência localizam-se primordialmente em duas porções da bacia hidrográfica: (a) zonas saturadas que margeiam os rios e cabeceiras de drenagem, as quais se expandem durante os eventos e (b) concavidades do terreno, para as quais convergem as linhas de fluxo. Dunne & Black (1970a) citam ainda que a extensão e a distribuição das áreas saturadas podem ser explicadas pelo padrão espacial dos canais na bacia hidrográfica.

Também a partir de estudos de monitoramento em bacias hidrográficas florestadas, Dunne & Black (1970a) indicam que a teoria de escoamento hortoniano é inadequada para explicar a geração de escoamento em bacias com densa cobertura vegetal, clima úmido e

solos com altos índices de permeabilidade. Nestas condições, devido à interação natural dos elementos relacionados, a taxa de infiltração sempre será superior a intensidade de infiltração (DUNNE & BLACK, 1970a), impedindo assim a ocorrência do escoamento superficial hortoniano.

No sentido de buscar a explicação dos mecanismos de geração de escoamento a partir dos condicionantes naturais, em estudos posteriores Dunne (1978) propôs um modelo conceitual (Figura 4) representando a estrutura paradigmática dos estudos sobre escoamento superficial. Salienta-se então, a importância da associação entre topografia, tipos de solo, clima, vegetação e uso do solo na compreensão dos mecanismos de geração de escoamento.



onde: K_s = condutividade hidráulica saturada.

Figura 4 - Mecanismos de geração de escoamento e condicionantes naturais.

Fonte: DUNNE, 1978.

Desta forma, considera-se que a definição do mecanismo de geração de escoamento por saturação – ou dunniano - (DUNNE & BLACK, 1970a; 1970b) seria complementar à teoria das áreas variáveis de afluência (CAPPUS, 1960; TSUKAMOTO, 1963; BETSON, 1964; HEWLETT & HIBBERT 1963; 1967) ao descrever os processos de escoamento que predominam nas áreas saturadas. Considera-se então que os trabalhos de Dunne & Black (1970a, 1970b) são uma descrição mecanicista dos processos de interação entre as vertentes, solos e zona ripária numa macro-escala geográfica a partir da vertente, enquanto que a noção de área variável de afluência seria uma abordagem conceitual mais ampla do processo de escoamento em uma escala menor, partindo da descrição do processo de variação temporal e espacial das áreas saturadas.

As considerações de Cappus (1960), Hewlett & Hibbert (1963; 1967), Tsukamoto (1963), Betson (1964), Dunne & Black (1970a; 1970b), Weyman (1970) e outros consolidam o conhecimento do mecanismo de escoamento via áreas saturadas. Sendo assim, considera-se

o escoamento subsuperficial na zona não-saturada em direção a jusante e o escoamento de retorno como elementos chaves na produção de escoamento superficial via áreas saturadas.

Analisando a geração de escoamento em um processo de micro-escala dos processos hidrogeomorfológicos, reconhece-se ainda a importância dos caminhos preferenciais de escoamento via macroporos, *pipes* ou efeito pistão, como determinantes na ocorrência e conectividade das áreas de afluência (SANTOS, 2009). Neste sentido, salientam-se também sua importância como elementos de ligação entre as áreas saturadas distantes e os canais principais.

Destaca-se ainda que os mecanismos de geração de escoamento hortoniano e posteriormente via áreas saturadas seriam os mecanismos de geração de escoamento em macro-escala, sendo que as heterogeneidades locais que influem nas hierarquias de subprocessos podem ser abordadas através da funcionalidade, via caminhos preferenciais no meio superficial e subsuperficial, com visão distribuída do sistema (MENDIONDO & TUCCI, 1997). A Figura 5 mostra os principais mecanismos de geração de escoamento superficial em macro-escala descritos nesta seção.

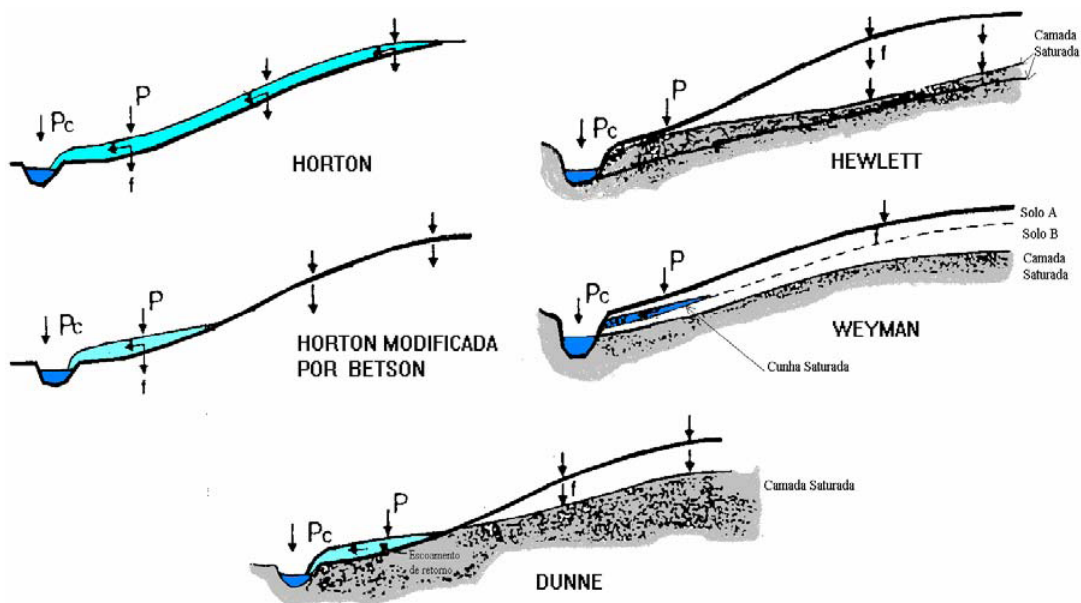


Figura 5 - Principais mecanismos de geração de escoamento superficial.
Fonte: BEVEN, 1986 *apud* MENDIONDO & TUCCI, 1997.

Destacam-se ainda as hipóteses para geração de escoamento superficial em bacias hidrográficas que partem da integração de processos (KIRKBY, 1988) e processos internos de escoamento como, por exemplo: efeito pistão (WARD, 1984), escoamento de retorno (DUNNE, 1978; WARD, 1984), fluxos de macroporos (BEVEN & GERMANN, 1982) e intumescência da camada saturada (SKLASH & FARLVODEN, 1979).

Conforme McDonell (2003), fala-se na era do pós-AVA e no papel da *old water*⁴ na geração de escoamento superficial, visão construída a partir do reconhecimento da complexidade de vertentes e bacias hidrográficas como sistemas não-lineares e que, conseqüentemente irão produzir respostas não-lineares a diferentes *inputs*.

Salienta-se que estas abordagens distintas dos mecanismos de geração de escoamento desenvolvidas pós anos 80, são complementares e não substitutas às teorias explicitadas anteriormente, sendo consideradas como uma mudança de escala na análise dos processos hidrológicos que irão determinar a produção de escoamento superficial em bacias hidrográficas.

3.2 Áreas Hidrológicamente Sensíveis e Áreas Críticas de Afluência

A relação entre os mecanismos de geração de escoamento e a necessidade de preservação dos corpos hídricos torna-se evidente quando se analisa conjuntamente a problemática e os objetivos da delimitação de áreas de preservação e o transporte de sedimentos via processos de escoamento superficial.

Conforme Lu *et al.*, (2007) a degradação do solo e dos recursos hídricos devido a práticas agrícolas inadequadas tornou-se uma questão ambiental de preocupação internacional, salientando ainda que os mecanismos de geração de escoamento superficial são os vetores primários de transporte de possíveis poluentes em direção aos rios. Buttle *et al.*, (2005) afirmam que os modelos de preservação utilizados até então sofrem da falta do entendimento dos processos hidrológicos que irão controlar a produção de água, sedimentos e transporte de nutrientes de áreas florestadas e quais as implicações destes processos nos ambientes aquáticos.

Este reconhecimento da conectividade hidrológica⁵ entre o transporte de sedimentos e nutrientes via escoamento superficial e as áreas variáveis de afluência é notadamente aceito como sendo uma maneira eficaz de assegurar a qualidade da água a partir da compreensão dos mecanismos de geração de escoamento superficial, vide os trabalhos pioneiros de Engman (1974) e Hewlett & Troendle (1975). Desde então, uma série de trabalhos publicados a partir de estudos de campo remetem a relação entre as áreas variáveis de afluência e o transporte de

⁴ “*Old water*“, termo que designa o predomínio da água disponível pré-evento de precipitação na bacia que irá condicionar o comportamento do hidrograma, sendo que as saídas do sistema bacia hidrográfica não são mais proporcionais à entrada.

⁵ Considera-se aqui a conectividade hidrológica como a mediação feita pela água na transferência de matéria, energia e/ou organismos dentro ou entre elementos do ciclo hidrológico (PRINGLE, 2003).

sedimentos e poluentes (p.ex.: ZOLLWEG *et al.*, 1995; PIONKE *et al.*, 1996; GBUREK *et al.*, 2000; PIONKE *et al.*, 2000; WALTER *et al.*, 2000; WALTER *et al.*, 2001; GBUREK *et al.*, 2002; HEATHWAITE *et al.*, 2005; OCAMPO *et al.*, 2006; SRINIVASAN & McDOWELL, 2007, VESTENA, 2008). Evidenciam-se ainda as propostas de utilização das áreas saturadas como indicadores para a delimitação de *buffers* de preservação em bacias hidrográficas (QIU, 2003; AGNEW *et al.*, 2006; GORSEVSKI *et al.*, 2008; QIU, 2009; WALTER *et al.*, 2009). Nesta mesma linha de raciocínio, no Brasil destacam-se as abordagens relacionando as áreas variáveis de afluência com a zona ripária e áreas de preservação permanente a partir de modelagem hidrológica (ZAKIA, 1998; SANTOS, 2001; ATTANASIO *et al.*, 2006; SIEFERT & SANTOS, 2010).

Dentro desta prerrogativa da busca pela manutenção da qualidade e disponibilidade dos recursos hídricos e do solo via conhecimento dos padrões de geração de escoamento superficial, surgem distintas abordagens metodológicas e conceituais com o objetivo de prognosticar a bacia hidrográfica quanto a áreas mais propensas ao transporte de sedimentos e poluentes. Neste contexto, destacam-se aqui as propostas de reconhecimento de áreas hidrologicamente sensíveis (AHS) (WALTER *et al.*, 2000) e áreas críticas de afluência (ACA) (GBUREK & SHARPLEY, 1998). Considera-se que ambos os conceitos são abordagens construídas a partir da extensão do processo de AVA e devem ser entendidos em conjunto por terem seus objetivos imbricados. E, embora o conceito de AVA tenha sido criticado por ser uma descrição excessivamente simplista mediante a complexidade dos mecanismos de geração de escoamento (McDONNELL, 2003) ainda oferece uma promissora maneira de tratar do manejo do solo e recursos hídricos em áreas agrícolas (FREY *et al.*, 2009), principalmente em regiões onde as condições ambientais tornam o processo de AVA dominante.

Cita-se que o escoamento superficial atua como um dos vetores primários do transporte de sedimentos e nutrientes do local de origem até os rios (McDOWELL *et al.*, 2004; HEATHWAITE *et al.*, 2005), destacando-se ainda que a poluição difusa via escoamento é um dos maiores contribuintes para o comprometimento ecológico dos rios (GORSEVSKI *et al.*, 2008). Desta forma, um dos pré-requisitos para o reconhecimento das áreas hidrologicamente sensíveis na paisagem é a compreensão dos mecanismos geradores de escoamento atuantes na bacia hidrográfica.

Considera-se então, que a descrição do processo de escoamento superficial via área variável de afluência estaria ligada às características físicas da paisagem, enquanto o conceito

de áreas hidrologicamente sensíveis trata de uma forma de avaliação e prevenção principalmente de impactos negativos na qualidade da água a partir dos riscos de contaminação dos rios (AGNEW *et al.*, 2006). Pode-se então, analisar de forma discretizada a probabilidade de geração de escoamento via área variável de afluência em uma determinada área da bacia hidrográfica para estabelecer um plano de manejo adequado às condições intrínsecas de saturação (GBUREK & SHARPLEY, 1998; WALTER *et al.*, 2000).

Desta forma, existiria também uma maior sensibilidade hidrológica associada a estas áreas em relação a áreas pouco propensas a gerar escoamento, uma vez que o transporte de sedimentos e nutrientes via escoamento é potencializado (WALTER *et al.*, 2000; WALTER *et al.*, 2001). Portanto, de uma maneira geral, definem-se AHSs como sendo as áreas de uma bacia hidrográfica mais propensas a atingirem o estado de saturação do solo e produzirem escoamento superficial (WALTER *et al.*, 2000), culminando em uma maior sensibilidade ambiental dessas áreas no transporte e filtragem de poluentes devido a seu regime hidrológico distinto na paisagem.

A essência do conceito de AHS é explicitamente hidrogeomorfológica, uma vez que destaca a dependência intrínseca entre os processos hidrológicos e características pedológicas e geomorfológicas das paisagens locais, conforme diagrama conceitual da Figura 6. Sendo que a maneira com que ocorre esta interação irá gerar padrões espaciais na paisagem de acordo com o regime hidrológico da bacia hidrográfica e irá determinar a localização das áreas hidrologicamente sensíveis, afetando ainda a capacidade potencial de transporte de sedimentos e nutrientes (LU *et al.*, 2007).

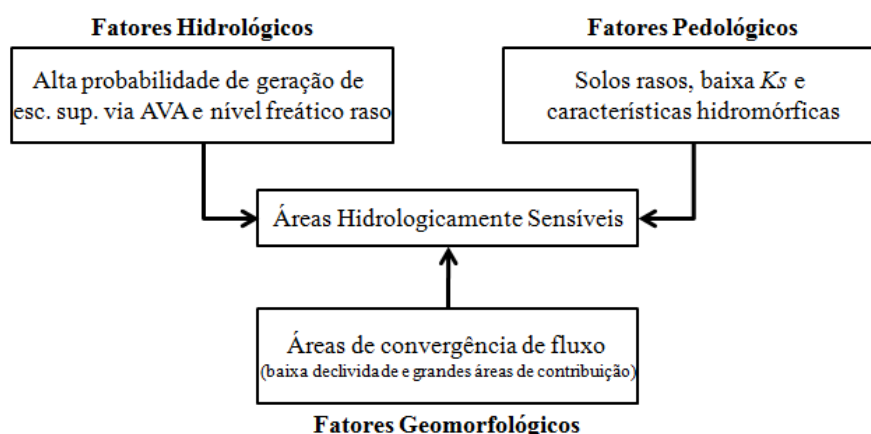


Figura 6 - Diagrama conceitual para localização de áreas hidrologicamente sensíveis na paisagem.

As teorias sobre o processo de AVA também tem sido relacionada com a delimitação das áreas críticas de afluência (ACA) para manejo do solo visando a reduzir o escoamento

superficial (JOHNES & HEATHWAITE, 1997; HEATHWAITE *et al.*, 2000). Sendo assim, para Pionke *et al.*, (2000), o reconhecimento das ACAs remete ainda à compreensão da dinâmica hidrológica local combinada com as condições climáticas, topográficas e do relevo e ainda um alto potencial de transferência de nutrientes a partir de atividades agrícolas intensivas. O pressuposto fundamental para a compreensão dos conceitos de AHSs e ACAs é que o transporte de sedimentos e poluentes é governado essencialmente por fatores hidrológicos e topográficos.

Assim, define-se ACA como sendo a parcela das AHS com uso do solo inadequado com suas características naturais, como por exemplo, onde existem altas concentrações de sedimentos e nutrientes devido a práticas agrícolas coincidentes com uma alta probabilidade de produzir escoamento superficial (LYON *et al.*, 2006; QIU, 2009), conforme Figura 7. Destaca-se que em geral áreas com alta concentração de nutrientes são mais simples de serem identificadas na paisagem do que áreas geradoras de escoamento superficial, sendo que a primeira depende exclusivamente do uso do solo e a segunda, de uma complexidade maior de fatores, conforme demonstrado anteriormente. Ademais, pelo potencial intrínseco de geração de escoamento das AHS em conjunto com a contribuição de contaminantes, as ACAs devem ser evitadas na paisagem, reiterando a possibilidade de utilização das AHSs como suporte a delimitação de APPs.

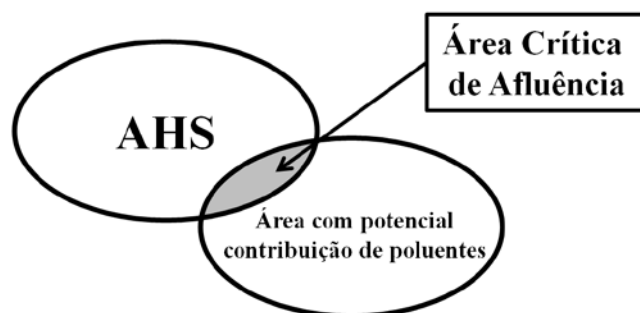


Figura 7 - Representação de uma área crítica de afluência.
FONTE: adaptado de WALTER *et al.*, 2000.

Então, considera-se ACA a parcela da AHS onde as práticas de uso do solo diretamente nas áreas saturadas possam vir a degradar a qualidade dos corpos de água a partir da emissão de poluentes em áreas de risco. Diversos estudos evidenciam a questão do manejo adequado nas ACA evitando assim a contaminação dos rios e eutrofização de reservatórios devido à dispersão de fósforo (P) por meio de poluição difusa via escoamento superficial (p.ex.: GBUREK & SHARPLEY, 1998; WALTER *et al.*, 2001; GBUREK *et al.*, 2002; HIVELY, 2004).

Desta forma, realizar o manejo do solo e recursos hídricos considerando a dinâmica espacial e temporal das AHS e ACA pode ser fundamental para controlar a difusão de sedimentos e poluentes em direção a corpos de água (GORSEVSKI *et al.*, 2008).

Em bacias hidrográficas onde o processo de AVA é o processo dominante na geração de escoamento superficial, as áreas com uma maior probabilidade de atingir o estado de saturação do solo e conseqüentemente produzirem escoamento serão consideradas como hidrologicamente sensíveis (WALTER *et al.*, 2000; WALTER *et al.*, 2001, AGNEW *et al.*, 2006). Neste caso, para esta classificação quanto à sensibilidade hidrológica, deve-se observar o limite de sensibilidade hidrológica (L_{AHS}) da bacia hidrográfica (WALTER *et al.*, 2000). Ainda de acordo com os autores supracitados, o desafio de reconhecer as AHSs na paisagem reside na plena compreensão dos mecanismos de geração de escoamento superficial para buscar uma metodologia eficaz para delimitação do L_{AHS} .

Em uma escala mais ampla, os condicionantes naturais que irão determinar a ocorrência das AHSs e das ACAs são dinâmicos (SRINIVASAN & McDOWELL, 2007). Gorsevski *et al.*, (2008) salienta ainda que o caráter dinâmico das AVAs faz com que o mapeamento das AHSs e a adoção de *buffers* de preservação restritivos englobando-as sejam extremamente complexos. Portanto, a grande dificuldade na relação entre AVAs e AHSs consiste no estabelecimento de um atributo relativo à natureza da bacia hidrográfica, expresso no L_{AHS} , que sirva como um limiar quanto à sensibilidade hidrológica da própria bacia ou de outras com características distintas.

Diversas metodologias já foram utilizadas no sentido de buscar a melhor abordagem para estabelecimento do L_{AHS} , podendo ser divididas em duas vertentes principais: (a) delimitação das áreas hidrologicamente sensíveis a partir de características intrínsecas das bacias hidrográficas (WALTER *et al.*, 2000; WALTER *et al.*, 2001, AGNEW *et al.*, 2006; GORSEVSKI *et al.*, 2008; QIU, 2009) e (b) pela avaliação das práticas de uso e manejo utilizadas diretamente nas áreas geradoras de escoamento, ou seja, pela delimitação das ACAs (GBUREK *et al.*, 2002; LYON *et al.*, 2006; SRINIVASAN & McDOWELL, 2007).

Na pioneira proposta de delimitação das áreas hidrologicamente sensíveis para duas bacias experimentais inseridas na bacia hidrográfica de Cannonsville - EUA, Walter *et al.*, (2000) propõem a seguinte relação para indicar a sensibilidade hidrológica:

$$A_i = \text{AHS se } P_{sat}(A_i = \text{HS}) \geq L_{AHS} \quad (1)$$

onde P_{sat} ($A_i = HS$) é a probabilidade de saturação limite de uma área para ser reconhecida como sendo hidrologicamente sensível ou não, sendo resultante do tempo total em que uma determinada área A_i encontra-se saturada.

Assim, os autores destacam que uma das possibilidades de delimitação do L_{AHS} é determinar a permanência limite de saturação em uma área, servindo para equilibrar objetivos distintos de viabilidade agrícola e manutenção da qualidade da água. Porém, deve-se então buscar um valor ótimo para o parâmetro P_{sat} da equação (1), uma vez que a relação entre o parâmetro P_{sat} e a área considerada hidrologicamente sensível da bacia é inversamente proporcional (WALTER *et al.*, 2001).

Por exemplo, para uma das bacias estudadas os autores afirmam que esta relação seria extremamente variável, sendo que em uma série de dados hidrológicos de 10 anos, definindo-se de forma empírica um valor de $P_{sat}=10\%$ ⁶, 37,2% da área total da bacia hidrográfica seriam consideradas hidrologicamente sensíveis, sendo esta fração da área responsável por 62,7% do escoamento superficial total gerado na bacia. Entretanto, para um $P_{sat}=80\%$, apenas 2,8% da área total da bacia seriam consideradas sensíveis, sendo esta área responsável por apenas 1,9% do total de escoamento superficial gerado.

Desta forma, conclui-se que quanto menor o valor de P_{sat} adotado, maior será a porcentagem de área enquadrada como hidrologicamente sensível (WALTER *et al.*, 2001). A grande vantagem desta metodologia é o estabelecimento de um valor de P variável de acordo com as características de uso do solo de cada bacia hidrográfica. Entretanto, conforme posição adotada pelos próprios autores, esta proposta de delimitação do L_{AHS} carece da utilização de atributos essencialmente físicos.

Neste sentido, destaca-se a proposta de Agnew *et al.*, (2006) analisando a potencialidade do uso para delimitação das AHS de uma versão modificada do índice topográfico com a inserção de atributos pedológicos na formulação e *buffers* de distâncias pré-estabelecidas da rede de canais. Salienta-se que a utilização da proximidade dos canais como indicador para delimitação de áreas saturadas e áreas críticas de afluência havia sido observada em Gburek *et al.*, (2002), expresso na relação entre densidade de drenagem e um índice empírico que indica as interações entre as fontes de sedimento e fatores de transporte em relação às práticas de manejo agrícola e à natureza da bacia hidrográfica.

⁶ Neste caso, um valor de $P=10\%$ indicará que o L_{AHS} adotado garante o enquadramento quanto à sensibilidade hidrológica da bacia as áreas que atingirem o estado de saturação do solo durante um período mínimo de 10% do tempo total.

De uma maneira geral, cita-se que o índice topográfico é um indicador da sensibilidade hidrológica mais consistente e confiável do que a proximidade dos canais (AGNEW *et al.*, 2006). Porém, destaca-se que a proximidade dos canais é um indicador mais simples de ser mensurado em campo, entretanto os resultados apresentados não garantem a sua utilização isolada como indicador do limite de sensibilidade hidrológica. Por fim, os autores concluem que existiria uma correlação consistente entre o índice topográfico modificado e a probabilidade de saturação nas três bacias hidrográficas analisadas.

Este estudo desenvolvido por Agnew *et al.*, (2006) permite a construção de um paralelo entre a preservação de áreas sensíveis da bacia e a proximidade dos canais para definição de *buffers* de preservação permanente a partir da distância dos canais, procedimento adotado pela Lei Federal 4.771/65, que institui o Código Florestal Brasileiro (BRASIL, 1965). Aplica-se uma metodologia que visa a proteção apenas de áreas ao longo dos corpos hídricos e nascentes ao invés de restringir a contribuição de sedimentos em direção aos canais a partir de áreas mais propensas a atingir o estado de saturação ou as AHS.

Em relação à adoção do índice topográfico como indicador quanto à sensibilidade hidrológica das paisagens observa-se a ausência de critérios na definição do valor limite para o enquadramento, mesmo sendo esta a forma mais prática de enquadramento de áreas quanto à sensibilidade hidrológica (QIU, 2009). Herron & Haisine (1998) indicam que a utilização de 20% da área total da bacia com os maiores valores de índice topográfico seriam suficientes para prevenir que o volume de escoamento superficial atinja diretamente o canal, alcançando assim a eficácia do plano de preservação de uma bacia hidrográfica. Para a bacia hidrográfica do rio Neshanic (EUA), Qiu (2009) optou pela escolha de um valor arbitrário de índice topográfico para a delimitação das AHS. Definiu-se então o valor de $IT \geq 11$ para enquadramento quanto à sensibilidade hidrológica, classificando 13,7% da área total da bacia como AHS. Neste sentido, destaca-se a subjetividade inerente a adoção arbitrária de um valor limite de índice topográfico para enquadramento das AHS, sendo desta forma também inviável a adoção de um valor global para diferentes bacias hidrográficas.

Destaca-se ainda a abordagem de Gorsevski *et al.*, (2008) que utilizam a delimitação das AHS combinadas com a distância percorrida pelo escoamento superficial através da movimentação do fluxo em direção aos canais. Salienta-se que para os autores uma AHS é qualquer área que atinja o estado de saturação do solo em um determinado período de tempo considerado (GORSEVSKI *et al.*, 2008). Assim, utilizou-se esta relação para determinar a probabilidade de uma área ser considerada sensível associada com a distância dos canais,

culminando no estabelecimento de um *buffer* apropriado para preservação da zona ripária considerando as condições de saturação do solo e produção de escoamento superficial.

Como resultado demonstra-se que a produção de escoamento nas AHS é associada com uma maior probabilidade de estar próxima aos canais perenes, possuindo conseqüentemente uma menor distância a ser percorrida pelo escoamento superficial em direção aos canais (GORSEVSKI *et al.*, 2008). Entretanto, os autores não conseguem definir um parâmetro para enquadramento de uma área como hidrológicamente sensível, mostrando três cenários distintos de distâncias de *buffers* de preservação que poderiam ser utilizados para enquadrar as AHS num plano de preservação.

Observa-se também que não existe consenso na busca de uma metodologia para enquadramento de uma área como sendo uma área crítica de afluência. Diversas metodologias e índices têm sido testados com distintos resultados no sentido de identificar áreas propícias ao transporte de sedimentos e poluentes em direção aos canais perenes (p.ex. HEATHWAITE *et al.*, 2000; PIONKE *et al.*, 2000; GBUREK *et al.*, 2002; DAVIES *et al.*, 2006; LYON *et al.*, 2006; SRINIVASAN & McDOWELL, 2007; McDOWELL & SRINIVASAN, 2009).

Assim, nota-se a falta de consenso na busca de um L_{AHS} viável de ser aplicado em distintas bacias, sendo que os casos observados foram aplicados estritamente para uma única bacia considerando relações empíricas entre atributos físicos. Desta forma, busca-se o reconhecimento de um atributo de base física que sirva como o L_{AHS} podendo ser utilizado como um indicador geral.

Assim, pode-se realizar uma abordagem ligeiramente diferenciada para delimitação do L_{AHS} ao associar a gênese e morfologia do solo da bacia hidrográfica à sensibilidade hidrológica. Considera-se então que a evolução do relevo e formação do solo estão intrinsecamente relacionados com a dinâmica da água na bacia hidrográfica. Portanto, a aproximação entre as propriedades físicas dos solos, características do relevo e processos hidrogeomorfológicos atuantes na paisagem torna-se viável e fundamental para a delimitação de AHSs.

3.3 Ambientes Hidromórficos e sensibilidade hidrológica das paisagens

As alterações naturais nos solos são evidenciadas nas suas mais distintas propriedades afetando diretamente suas características, sendo que a sua gênese e morfologia estão atreladas as respostas ao seu ambiente de origem. Neste sentido, a relação intrínseca entre os processos

pedogenéticos e processos hidrológicos tem sido reconhecida como uma das principais feições no sentido de delimitar e caracterizar solos que apresentam características hidromórficas (TINER, 1999).

Partindo de uma abordagem hidropedológica sobre a gênese dos solos tropicais, Mérot (1988) afirma que mesmo em diferentes contextos geográficos, o conceito de área variável de afluência pode ser utilizado para explicar as condições pedológicas de pequenas bacias hidrográficas, originando assim solos com caráter hidromórfico. Já Blyth *et al.*, (2004) afirmam que o padrão da distribuição espacial da umidade no perfil do solo na paisagem é heterogêneo, possuindo um efeito significativo no processo de transformação da precipitação em escoamento. Desta forma, considera-se que o processo de saturação hídrica do solo via área variável de afluência irá condicionar o solo a possuir características peculiares devido à sua gênese (RESENDE *et al.*, 2002) funcionando ainda como reservatórios naturais de água na paisagem.

O processo de saturação hídrica propicia um arejamento deficiente no solo, condicionando uma decomposição lenta de matéria orgânica, provocando o seu acúmulo (RESENDE *et al.*, 2002), a diminuição do potencial de oxiredução, o aumento na condutividade elétrica e a reações de troca iônica (CAMARGO *et al.*, 1999).

O período médio de saturação de um ambiente hidromórfico, fundamental para o seu reconhecimento enquanto área hidrologicamente sensível irá depender da temperatura média, quantidade de matéria orgânica, umidade disponível e a atividade microbiana (MAUSBACH & PARKER, 2001). Considera-se que a textura do solo, profundidade do perfil e taxa de infiltração são os fatores que causam diferentes regimes hídricos em diferentes perfis de solo, ocasionando uma menor ou maior probabilidade de saturação hídrica. Neste sentido, para Frey *et al.*, (2009), quanto maior for a presença de atributos condicionantes da condição hidromórfica no perfil do solo, maior é a probabilidade de saturação e propensão à geração de escoamento superficial por saturação. Ainda sobre a localização dos solos hidromórficos na paisagem, Tiner (1999) cita que o seu desenvolvimento é favorecido em certas porções específicas da paisagem como, por exemplo: depressões, planícies de inundação, sopés de encostas e caminhos de drenagem.

Jacomine (2000) salienta ainda que a variação dos solos de planície relaciona-se com o grau de hidromorfismo e o material de origem, citando que em áreas onde se observa a saturação hídrica permanente do solo desenvolvem-se principalmente as classes primárias de Gleissolos e Organossolos. Sendo que os diferentes níveis de hidromorfia observados estão

relacionados à função hidrológica das planícies, além das características pedogenéticas e geomorfológicas da paisagem (CURCIO, 2006). Pode-se afirmar então que o processo de contração e expansão das áreas variáveis de afluência condicionaria o regime hídrico e a gênese do solo, uma vez que a propensão de saturação do perfil e profundidade média do nível freático poderá enquadrá-lo como hidromórfico, semi-hidromórfico ou não-hidromórfico (CURCIO *et al.*, 2006).

Com base no exposto até aqui, torna-se implícita a relação entre o processo de AVA e a ocorrência de AHS em locais onde o solo apresentará características hidromórficas. Neste sentido, para Curcio (2006), o processo de identificação de classes de solos e seus atributos são de suma importância, pois suas características podem dar respaldos significativos na funcionalidade ecológica dos diferentes sistemas ambientais, como por exemplo, a presença de horizonte diagnóstico Hístico, caracterizando o solo como um estocador potencial de carbono orgânico e água na paisagem.

Considera-se ainda que, conforme Curmi *et al.*, (1998), a compreensão das características hidrológicas em paisagens marcadas por solos hidromórficos é estritamente dependente do entendimento da variação espacial e temporal das áreas variáveis de afluência e dos caminhos preferenciais de escoamento. Tais afirmações corroboram a possibilidade de utilização das características pedológicas da paisagem no estabelecimento de um indicador para o limite de sensibilidade hidrológica de base física.

Estas considerações a respeito do enquadramento de áreas hidrologicamente sensíveis a partir das características pedológicas de hidromorfismo vão de acordo com as diretrizes de conservação e proteção de áreas úmidas pela Convenção de Ramsar⁷.

Em concordância com a referida convenção o estado do Paraná, de forma inédita no Brasil, promulgou a Resolução Conjunta IBAMA / SEMA/ IAP nº 005/2008 que, de maneira geral define critérios para avaliação das áreas úmidas e seus entornos protetivos, normatiza sua conservação e estabelece condicionantes para o licenciamento das atividades nelas permissíveis. De acordo com a referida resolução consideram-se como áreas úmidas o segmento da paisagem constituídos por solos hidromórficos, sendo ecossistemas frágeis julgando necessária a sua preservação (PARANÁ, 2008). Assim, considera-se a definição de

⁷ Convenção sobre Zonas Úmidas de Importância Internacional, conhecida como Convenção de Ramsar, assinada no Irã em 02 de fevereiro de 1971, no Brasil foi aprovada pelo Decreto Legislativo nº 33, de 16 de junho de 1992 e promulgada pelo Decreto nº 1.905, de 16 de maio de 1996. Considera fundamentais as funções ecológicas das zonas úmidas enquanto reguladoras dos regimes de água e enquanto habitat de uma flora e fauna características e, consciente de que elas constituem um recurso de grande valor econômico, cultural, científico e recreativo. Cada parte contratante do tratado, inclusive o Brasil, assume a obrigação de promover a conservação e proteção adequadas de tais áreas e de sua flora e fauna, por ações locais, regionais, nacionais e internacionais.

um entorno protetivo variável junto às áreas úmidas, definido a partir das características topográficas locais (declividade do terreno) e características texturais do solo.

Em uma análise geral, admite-se que a referida resolução é baseada na proteção de determinadas áreas da bacia hidrográfica produtos da ação conjunta de processos hidrológicos, geomorfológicos e pedológicos que irão permitir a execução da função ecológica das zonas ripárias.

Este paradigma permite uma análise diferenciada da questão das áreas úmidas como áreas de interesse a preservação ao relacionar áreas úmidas e solos hidromórficos. Assim, torna-se possível abordar a questão das áreas úmidas como objeto de preservação ambiental em bacias hidrográficas a partir do processo de área variável de afluência e do conceito de áreas hidrológicamente sensíveis.

Desta forma, torna-se compreensível a preocupação com a proteção e conservação das áreas úmidas devido a uma alta complexidade ecológica, importantes para o processo de estabilidade ambiental e manutenção da biodiversidade por atingirem frequentemente o estado de saturação do solo. Esta característica ainda resulta em uma capacidade de fixação de carbono, resultando em uma maior capacidade de retenção de água e de íons do solo, culminando com um acréscimo na filtragem de água e regularização da vazão dos rios (PARANÁ, 2008).

Salienta-se que os solos hidromórficos são compreendidos como sendo parte integrante dos sistemas de áreas úmidas (MAUSBACH & PARKER, 2001). Esta conceituação sobre solos em áreas úmidas foi introduzido por Cowardin *et al.*, (1979), sendo que para um solo ser considerado como hidromórfico deve apresentar condições redutoras na zona das raízes, estando praticamente livre de oxigênio e encontrar-se com todos os poros preenchidos com água em uma condição de saturação hídrica permanente ou temporária⁸. No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006), para um solo ser considerado hidromórfico é necessário que o seu desenvolvimento ocorra sob influência do aquífero raso, podendo ter ser origem associada a material mineral ou orgânico. De maneira geral, solos hidromórficos apresentam classes de drenagem de mal a muito mal drenados, apresentando características de gleização e ocorrência de mosqueados devido à estagnação da água no perfil.

⁸ Para o SiBCs (2006) esta condição é válida exceto quando se tratam de solos com Horizontes B plúntico ou plânico, quando a característica hidromórfica pode ser encontrada abaixo da zona das raízes.

Diante disso, surge o questionamento de como caracterizar e delimitar uma área úmida onde o processo de área variável de afluência condicione a gênese dos solos e as características da vegetação e propicie ainda a existência de um caráter hidromórfico ou semi-hidromórfico. Ou ainda, qual seria o limite de saturação de uma área para que esta possa ser enquadrada como sendo hidrológicamente sensível, sabendo-se que existe uma imbricação entre as noções adotadas para estes processos e conceitos?

De maneira geral, para Richardson *et al.*, (2001) e Vepraskas & Caldwell (2008) a identificação de uma área úmida na paisagem é baseada em três parâmetros principais: (a) vegetação hidrófila, (b) processos hidrológicos característicos de áreas úmidas e (c) solos com características hidromórficas. Mausbach & Parker (2001) citam que os solos hidromórficos podem ser facilmente identificáveis *in loco* devido as suas características morfológicas.

Entretanto, a identificação exclusivamente *in loco* é inviável para estudos em médias e grandes bacias hidrográficas. Assim, dados topográficos têm sido utilizados para auxiliar a distribuição de solos hidromórficos na paisagem a partir de modelagem hidrológica.

Neste sentido, Moore *et al.*, (1991) afirmam que este fato deve-se ao impacto destas áreas nos processos hidrológicos e consideram ainda que desde que a informação espacial esteja disponível a delimitação das áreas úmidas é simplificada.

Um dos atributos espaciais utilizados para localização de áreas úmidas na paisagem é o índice topográfico. Para Beven *et al.*, (1984), a frequência do índice topográfico de uma determinada bacia pode ser utilizado como um indicador para representar a propensão de saturação do solo. De acordo com Curmi *et al.*, (1998), diversos modelos preditivos da distribuição espacial do nível de hidromorfia na paisagem são baseados em modelos digitais do terreno (MDT) e em versões modificadas do índice topográfico.

Embora a capacidade preditiva do índice topográfico em relação a áreas úmidas tenha sido contestada (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995), Rohde & Seibert (1999) afirmam que poucos são os estudos que mostram uma fraca correlação entre o índice topográfico com dados medidos de umidade do solo (p.ex.: IORGULESCU & JORDAN, 1994; MOORE & THOMPSON, 1996; SEIBERT *et al.*, 1997). Assim, torna-se factível a utilização da modelagem hidrogeomorfológica para delimitação das áreas úmidas da paisagem, sobretudo a partir da utilização do índice topográfico como indicador de propensão de saturação hídrica do perfil do solo e da ocorrência de características hidromórficas na paisagem.

Desta forma, Rohde & Seibert (1999) utilizam o índice topográfico aliado à modelagem hidrogeomorfológica para determinar a ocorrência de áreas úmidas em duas

bacias hidrográficas de relevos distintos, Nåsten e Kassjöån na Suécia. De acordo com os autores supracitados, o índice topográfico mostrou-se um indicador coerente de áreas úmidas na bacia de Kassjöån, onde o relevo é descrito como moderadamente acidentado, com diferenças altimétricas <150m e com vertentes possuindo comprimentos de rampa entre 500m a 2000m. Os resultados alcançados por Rohde & Seibert (1999) estão de acordo com o trabalho de Mérot *et al.*, (1995) que também utilizaram o índice topográfico para uma análise comparativa da delimitação de áreas úmidas a partir das características pedológicas em uma bacia hidrográfica na Grã-Bretanha. Assim, Mérot *et al.*, (1995) encontraram uma boa relação entre altos valores de índice topográfico e as áreas mais úmidas da bacia hidrográfica.

Com o objetivo de construir um modelo conceitual para predição da distribuição espacial dos níveis de hidromorfia na paisagem, Curmi *et al.*, (1998) utilizam dados topográficos e pedológicos coletados numa encosta da bacia de Coet Dan, França. Em 15 pontos do transecto estabelecido, os autores utilizam os seguintes parâmetros: (a) intensidade de hidromorfismo (em uma escala crescente de 0 a 3, conforme a manifestação desta característica, relacionada com a duração do processo de saturação do solo) e (b) dois índices morfométricos, a elevação do *pixel* em relação ao canal mais próximo e o índice topográfico proposto por Beven & Kirkby (1979).

Assim, cada classe específica de hidromorfia no solo corresponde a um intervalo de classes na distribuição espacial do índice topográfico e da elevação em relação ao canal, permitindo a construção de um modelo conceitual para localização de solos hidromórficos. De acordo com Curmi *et al.*, (1998) os índices morfométricos demonstraram uma forte correlação com a intensidade de hidromorfismo na paisagem, podendo estabelecer a relação entre tais indicadores no sentido de localizar as áreas mais úmidas constituídas pretensamente por solos com características hidromórficas.

Em uma abordagem ligeiramente diferenciada, Curie *et al.*, (2007) utilizam duas metodologias distintas baseadas em características geomorfológicas da paisagem para a delimitação e caracterização das áreas úmidas de pequena extensão na bacia hidrográfica do rio Seine, França. A idéia fundamental da proposta é que as características geomorfológicas determinam amplamente a distribuição das áreas úmidas na paisagem, pois condicionam a topografia local e a natureza dos depósitos sedimentares (CURIE *et al.*, 2007).

A primeira abordagem utilizada relaciona-se com a modelagem hidrogeomorfológica e a distribuição das áreas saturadas a partir do conceito de índice topográfico, já a segunda abordagem parte de características geomorfológicas explícitas na classificação dos corredores

fluviais baseada na gênese e na dinâmica fluvial considerando a sua função hidrológica, proposta por Gaillard *et al.*, (2001), especificamente para a bacia do rio Seine. Desta forma, Curie *et al.*, (2007) buscam a validação das abordagens para delimitação de áreas comparando com o mapa pedológico da região. O estabelecimento de um valor limite de índice topográfico para enquadramento quanto a áreas úmidas foi realizado de acordo com a proposta de Mérot *et al.*, (1995), considerando que para a bacia estudada valores de IT > 11,2 representam aproximadamente 85% dos solos hidromórficos mapeados, mostrando a aplicabilidade do índice topográfico como indicador de solos hidromórficos na paisagem. Sendo a acurácia do mapeamento de solos via índice topográfico complementada com as características do mapeamento dos corredores fluviais.

Visando o reconhecimento de delimitação das áreas úmidas na paisagem, Merot *et al.*, (2003) buscam a construção de uma versão modificada do índice topográfico que considera em sua formulação a precipitação efetiva. Desta forma, o valor do índice clima-topográfico irá considerar no numerador o volume de precipitação na célula ao invés da área de contribuição a montante, como na proposta de Kirkby (1975). O índice proposto foi aplicado em 6 bacias européias, com área de drenagem entre 0,8 km² a 35 km², mostrando uma boa aplicabilidade na delimitação de áreas úmidas exceto em bacias hidrográficas onde a condição de permeabilidade do solo é extremamente heterogênea (MÉROT *et al.*, 2003).

Considerando ainda que a principal característica das áreas úmidas seja a presença de um elevado nível de hidromorfismo no solo, pode-se afirmar que o efeito do permanente excesso de água condiciona a gênese dos solos e controla os processos pedogenéticos e suas características, influenciando ainda nas características da vegetação destas áreas (WHEELER, 1999).

Para a região de Viçosa, MG, Campos *et al.*, (2003) afirmam que solos com aspecto gleizado são incomuns, sendo que a maioria dos solos que apresentam o lençol freático alto é coberta por *Typha domingensis Pers.*, popularmente conhecida como taboa. Considerando que em algumas áreas a cor do solo não se mostrou precisa o bastante para evidenciar a deficiência de oxigênio característica de solos encharcados, Campos *et al.*, (2003) utilizam a vegetação característica de áreas alagadas como suporte na delimitação de solos hidromórficos. Tal fato pode estar associado a processos hidrogeomorfológicos recentes que, apesar de provocar condições de saturação do solo nas condições ambientais atuais, ainda não geraram alterações efetiva nas características do perfil de solo.

Ressalta-se assim, a importância da combinação de fatores e principalmente a incorporação da dinâmica hidrológica atual na delimitação das AHS, visto que as mesmas podem ser influenciadas também por fatores dinâmicos, como por exemplo, mudanças em algum componente climático que altere de alguma forma o balanço hídrico das bacias hidrográficas.

3.4 Modelagem hidrogeomorfológica de sistemas ambientais

Embora um modelo possa ser visto como uma representação idealizada da realidade auxiliando o entendimento dos fenômenos naturais na paisagem, ainda são poucas as vertentes da Geografia que utilizam da modelagem de sistemas ambientais (MARTIN & BERTAZZON, 2010). Apesar disso, Christofolletti (1999) afirma que na ciência geográfica são utilizadas as seguintes categorias de modelos, no tocante a forma de representação dos fenômenos: (a) modelos matemáticos, que eventualmente são apresentados sob formas de equações, (b) modelos de sistemas, denominados também como esquemas lógicos, que procuram representar a estrutura do sistema e identificar os elementos, fluxos e retroalimentações, (c) modelos preditivos que, construídos como imagens de sistemas, como matrizes de relação entre os elementos de um sistema espacial, prevêem sua evolução quando se modificam alguns parâmetros, isto é, condições de input e valores das variáveis e seus elementos e das relações e (d) modelos gráficos, que representam a estrutura de um espaço determinado, de um campo geográfico.

Tucci (2005) cita que a modelagem é uma ferramenta útil na ciência que permite, através da equacionalização dos processos: (a) representar, (b) entender e (c) simular o comportamento de uma bacia hidrográfica. De uma maneira geral, os modelos são extremamente úteis no sentido de proporcionarem o embasamento de evidências para suportar, rejeitar ou desafiar concepções estabelecidas sobre o funcionamento dos sistemas ambientais. Assim, demonstram um enorme potencial em estudos de sistemas ambientais visando compreender, em uma escala de detalhe, o funcionamento e evolução da natureza. Um modelo, segundo Christofolletti (1999), é qualquer representação simplificada da realidade capaz de reconstruí-la, prever um comportamento, ou uma evolução. Os modelos matemáticos são abstrações que pretendem representar o comportamento dos sistemas ambientais utilizando variáveis, parâmetros e constantes matemáticas.

Entretanto, considera-se que a modelagem deve ser entendida e utilizada em estudos hidrogeomorfológicos quando embasada na tríade “conhecimento do processo – monitoramento – modelagem”, conforme diagrama esquemático de modelagem dos processos hidrogeomorfológicos proposto na Figura 8.

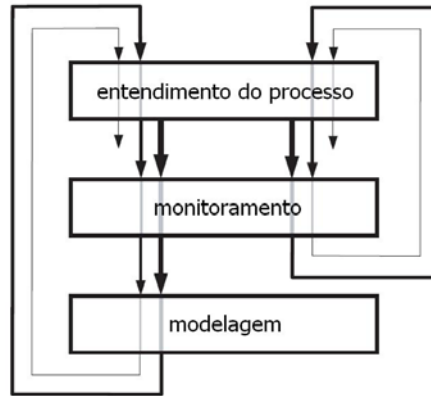


Figura 8 - Diagrama esquemático da interação entre teoria, monitoramento e modelagem. Fonte: Grayson & Blöschl (2000).

Desta forma, afirma-se que a modelagem de processos hidrogeomorfológicos é utilizada no sentido de gerar novas informações a partir dos dados existentes e levantados em campo. Sobre os procedimentos metodológicos da Hidrogeomorfologia, Santos (2009) afirma que o entendimento dos processos naturais é melhorado a partir do monitoramento, sendo que este último vai progressivamente melhorando até permitir a construção de um modelo. Assim, a modelagem também permite um melhor entendimento dos processos hidrogeomorfológicos na escala da bacia hidrográfica e, conseqüentemente, do surgimento da demanda por novas medições e levantamentos.

Com base em Sidle & Onda (2004), compreende-se a Hidrogeomorfologia como a ciência interdisciplinar que estuda as relações entre os processos hidrológicos e geomorfológicos, sendo que seu objeto de estudo são os processos hidrogeomorfológicos. Desta forma, considera-se que processos de origem hidrogeomorfológica devem ser aqueles que culminam na evolução da paisagem e denotam a relação entre a topografia e os processos hidrológicos, como por exemplo, os mecanismos geradores de escoamento.

A relação entre os mecanismos de geração de escoamento e a modelagem de sistemas ambientais é implícita ao avaliar que avanços em monitoramento e modelagem. Assim, considera-se que os conceitos de AVA e o processo de saturação do solo levaram ao reconhecimento do escoamento subsuperficial como um dos processos mais importantes na geração do escoamento (SANTOS, 2009), possibilitando o desenvolvimento de modelos

matemáticos que representem os processos hidrológicos mais próximos da realidade física (HORNBERGER *et al.*, 1998).

Com base em Ferreira (2004), pode-se afirmar que um dos principais desafios está na busca de modelos do processo precipitação-vazão que representem de forma mais fiel os parâmetros físicos envolvidos, utilizando um banco de dados reduzido. Assim, complementa a autora concordando com Engman (1986), que o futuro da modelagem hidro(geomorfo)lógica depende em grande parte da disponibilidade de dados adequados para a construção e validação de modelos hidrológicos.

A modelagem hidrológica distribuída e de base física tem evoluído significativamente desde os trabalhos pioneiros de Kirkby (1975), Beven & Kirkby (1979) e O'Loughlin (1981) dado a aplicação destes pressupostos em diferentes condições, fazendo com que parâmetros, variáveis e formulações sejam revistos e atualizados (SANTOS, 2009). Neste sentido, Troendle (1985) cita que existiram diversas tentativas de construção de modelos que simulem a dinâmica das AVAs, dentre as quais destaca a abordagem de Beven & Kirkby (1979) na construção de um modelo de previsão de base física, que resultou na primeira versão do TOPMODEL.

Além do TOPMODEL, citam-se diversos modelos amplamente utilizados no sentido de modelagem matemática da umidade no perfil do solo e da dinâmica do processo de área variável de afluência, como por exemplo: CLASS (*Catchment Scale Multiple-landuse Atmosphere Soil Water and Solute Transport Model*), SMR (*Soil Moisture Routine*), SWAT-WB (*Soil and Water Assessment Tool – Water Balance*), TOPOG (*Topography Model*) e versões modificadas do TOPMODEL como AVTOP, STOPMODEL e TOPSIMPL.

3.5 TOPMODEL (Topography-based Hydrological Model)

O TOPMODEL é um modelo hidrológico desenvolvido inicialmente pelo Professor Mike Kirkby, na Escola de Geografia, Conselho de Pesquisa de Meio Ambiente Natural, Universidade de Leeds, Reino Unido. O modelo foi publicado em no final da década de 70, em Beven & Kirkby (1979) e desde então vem sendo amplamente utilizado.

O modelo permite uma representação das características hidrológicas da bacia hidrográfica através de dados calibrados a partir de constatações *in loco*, apresentando ainda uma estrutura de parâmetros e equações matemáticas simples. Sendo considerado o seu uso

ideal para bacias pequenas, com solos rasos e topografia suave e que não passem por longos períodos de estiagem.

De acordo com a classificação e tipologia de modelos de sistemas ambientais proposta por Singh (1995), o TOPMODEL é um modelo de transformação de chuva em vazão do tipo conceitual determinístico, semi-distribuído e de base física (VARELLA & CAMPANA, 2000), que considera a noção de AVA aplicada à formação de escoamento superficial por saturação. O modelo é considerado semi-distribuído devido à variabilidade espacial dos dados relativos à topografia local, sendo os demais parâmetros constantes para toda a bacia. Assim, uma das premissas fundamentais do TOPMODEL é que, baseado fundamentalmente nas condições topográficas locais, o modelo busca reproduzir o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica.

De maneira geral, salienta-se que o modelo está desprovido de uma rotina de calibração automática por duas razões principais: (a) o usuário deve ser encorajado a se familiarizar com o modelo e avaliar criticamente os resultados visando o melhor ajuste das simulações à realidade e (b) os autores não acreditam em uma combinação ideal de parâmetros, de forma que a calibração automática é desencorajada (BEVEN, 1997b). Neste sentido, Santos (2001) afirma que o modelo deve ser utilizado primeiramente com o objetivo de compreender os processos de geração de escoamento superficial por saturação em uma bacia hidrográfica, antes de ser utilizado na simulação de cenários.

Beven *et al.*, (1995) afirmam que o desenvolvimento do TOPMODEL é produto de dois objetivos: (a) desenvolvimento de um modelo de simulação pragmático e que fosse capaz de realizar previsões e (b) desenvolvimento de um quadro teórico dentro do qual fossem considerados os processos hidrológicos e questões de escala para aprimorar os procedimentos e o realismo para as simulações com o modelo.

O TOPMODEL é um dos modelos mais conhecidos e utilizados na ciência hidrológica. Considera-se que sua base teórica advém da idéia central da reprodução do comportamento hidrológico de forma distribuída da bacia hidrográfica com base em suas características topográficas. Ferreira (2004) afirma que sua popularidade é devido à habilidade do modelo em considerar a informação distribuída na bacia de forma relativamente simples, além da utilização de poucos parâmetros para sua calibração.

Diversos trabalhos aplicaram ou avaliaram o TOPMODEL na simulação da dinâmica hidrológica em bacias hidrográficas cujas áreas variavam de 0,03km² a 840km² (p.ex.: BEVEN *et al.*, 1984; IORGULESCU & JORDAN; 1994; SAULNIER *et al.*, 1997,

FRANCHINI *et al.*, 1996; GÜNTNER *et al.*, 1999; PETERS *et al.*, 2003; XIONG & GUO, 2004; BHASKAR *et al.*, 2005; GALLART *et al.*, 2008; BASTOLA *et al.*, 2008; LIN *et al.*, 2010).

Com o objetivo de testar o TOPMODEL para simulação de eventos de enchentes em três bacias distintas no Reino Unido (Crimple Beck, Hodge Beck e Wye) e com áreas entre 8km² a 36km², Beven *et al.*, (1984) propôs aliar a modelagem hidrológica com levantamentos de campo para determinar as propriedades de solo e estabelecer fisicamente os parâmetros calibráveis do modelo. Os resultados alcançados pelo conjunto de parâmetros calibrados e calculados para as três bacias permitiram que os autores encorajassem a utilização do modelo para bacias não-monitoradas com um índice de eficiência aceitável. Este resultado, embora interessante merece ressalva uma vez que modelos devem ser utilizados para aumentar as informações já disponíveis a partir de dados disponíveis e não para criar novos dados.

Iorgulescu & Jordan (1994) aplicaram o TOPMODEL em 3 bacias localizadas na Suíça com áreas variando entre 0,03km² a 124km². Os autores salientam que cada bacia possui um mecanismo de geração de escoamento dominante. Sendo o modelo avaliado e calibrado apenas para duas bacias, onde os processos de escoamento dominante eram o subsuperficial e superficial por saturação. Os autores ainda indicam que o modelo apresentou melhor eficiência em eventos de cheias em relação a eventos menores.

No Brasil, o modelo foi amplamente utilizado em estudos hidrológicos, sobretudo a partir da metade da década de 90, alcançando resultados coerentes nas bacias onde foi aplicado (p.ex.: MINE & CLARKE, 1996; VARELLA & CAMPANA, 2000; SANTOS, 2001, COELHO, 2003, RENNÓ & SOARES, 2003; FERREIRA, 2004; RANZINI *et al.*, 2004; CABRAL *et al.*, 2005; SILVA, 2005, VESTENA, 2008; SANTOS, 2009). Ferreira (2004) indica ainda que as características do TOPMODEL têm proporcionado uma ampla gama de aplicações em diferentes bacias hidrográficas, na sua maioria sob condições de clima temperado e florestas.

Na pioneira utilização do TOPMODEL para condições brasileiras, Mine & Clarke (1996) aplicaram-no para a bacia do rio Belém, PR (42km²). Um dos principais objetivos dos autores era de avaliar o potencial do modelo quando aplicado a situações onde não se dispõem de dados em qualidade e quantidade suficientes. Embora os autores indiquem a predominância do escoamento superficial nesta bacia, os resultados foram considerados satisfatórios, sobretudo nas maiores enchentes do rio.

Já Varella & Campana (2000) realizaram um trabalho com objetivo duplo: efetuar a análise da sensibilidade dos parâmetros e calibrar o modelo para a bacia do rio Descoberto, localizada no Distrito Federal, BR, utilizando resoluções do mapa de índice topográfico variando de 30m a 210m. Os autores indicaram os parâmetros mais sensíveis a calibração do modelo, dando destaque aos parâmetros que tratam das características do solo. E ainda, de maneira geral, cita-se que as vazões calculadas foram ligeiramente superiores as vazões medidas em diversos eventos simulados. Assim, os autores concluem que o TOPMODEL seria indicado para estudos de enchentes, devido aos ajustes precisos nos picos do hidrograma e tempos do pico. Entretanto, salienta-se que a calibração atingida pelos autores pode não ter sido satisfatória, sendo que devido à qualidade das simulações pode-se supor que o TOPMODEL não seja adequado a bacia em estudo.

Uma aplicação do TOPMODEL como subsídio ao planejamento ambiental pode ser encontrada em Santos (2001). O autor realizou um zoneamento geobiohidrológico para a bacia do rio Pequeno, PR utilizando os resultados da simulação das áreas saturadas em escala horária em conjunto com a aplicação de um modelo de simulação de processos erosivos. De maneira geral, o resultado do TOPMODEL foi extremamente satisfatório em boa parte dos períodos simulados, atingindo COE⁹ superior a 0,7.

Além da simulação de vazão e das áreas saturadas, os pressupostos do modelo permitem outras aproximações. Nesse sentido, Rennó & Soares (2003) propuseram a utilização do índice topográfico aliado aos conceitos do TOPMODEL para estimar a profundidade do nível freático a partir do déficit de saturação, de forma espacialmente distribuída. Os autores indicam que a relação estabelecida entre o índice topográfico e a profundidade do nível freático seriam satisfatórias considerando as áreas “naturalmente” saturadas, localizadas próximas aos canais e também simuladas pelo modelo como áreas saturadas.

3.5.1 Teoria e equacionamento do TOPMODEL

Conforme Beven *et al.*, (1995) o TOPMODEL pretende ir além de um pacote de modelagem hidrológica, tratando-se de uma coleção de conceitos que são utilizados para reproduzir o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica, com ênfase na dinâmica das áreas de contribuição superficiais e subsuperficiais de forma semi-distribuída.

⁹ Coeficiente de avaliação da qualidade das simulações.

O modelo considera a existência de reservatórios hipotéticos e interligados na bacia hidrográfica com diferentes tempos de armazenamento, perda e transferência de energia, como por exemplo, a existência de um reservatório para a precipitação que considera o processo de interceptação. A Figura 9 representa o diagrama conceitual dos reservatórios no TOPMODEL.

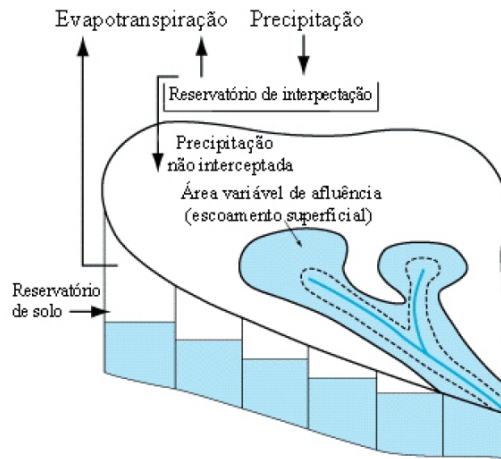


Figura 9 - Diagrama conceitual do TOPMODEL.
 Fonte: Hornberger *et al.*, (1998).

Esta série de reservatórios irá determinar a resposta média da bacia hidrográfica para as condições de saturação do solo e conseqüentemente geração de escoamento superficial via precipitação incidente nas áreas saturadas. De acordo com Silva (2005), é possível identificar os seguintes reservatórios: S_{RZ} , reservatório da zona de raízes expresso em déficit, S_{UZ} , reservatório da zona não saturada e S_{SZ} , reservatório da zona saturada expresso em déficit ou profundidade (S ou z'). Os processos são: escoamento subsuperficial na zona saturada (qb), escoamento subsuperficial vertical na zona não saturada (qv) e escoamento superficial por saturação (qof). Os reservatórios e processos são simplificados conforme Figura 10, representando-os para condições de solo não-saturado (a) e saturado (b). Ainda na Figura 10, p é a precipitação, a' é a área da célula, D é a profundidade do solo até a camada impermeável, β é a declividade do pixel, cl é o comprimento do contorno do pixel, η é a porosidade do solo e $ac'i$ é a área acumulada à montante do pixel.

Hornberger *et al.*, (1998) indicam que o TOPMODEL utiliza a equação de conservação de massas para os diversos reservatórios da bacia, isto é, a taxa de entrada menos a taxa de saída é igual a variação de armazenamento na bacia hidrográfica.

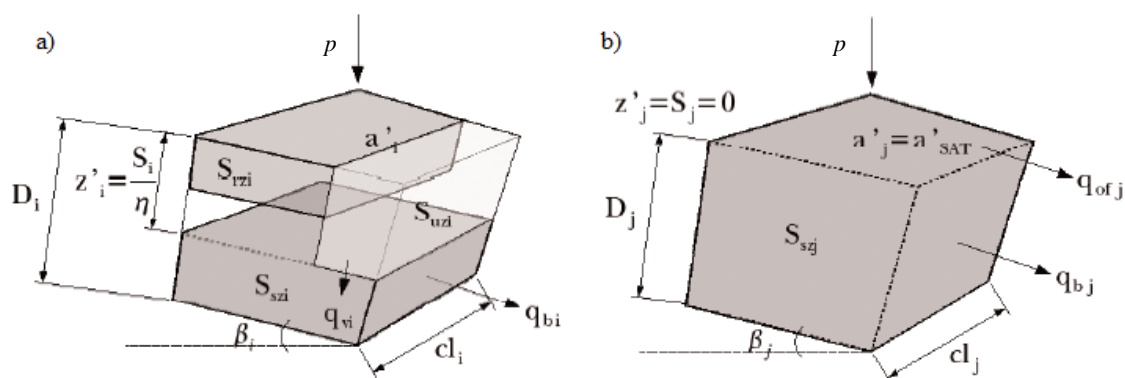


Figura 10 - Representação de reservatórios e processos no TOPMODEL – (a) solo não-saturado e (b) solo saturado.

Fonte: Silva (2005).

Assim, a precipitação é o primeiro *input* para o reservatório de interceptação, o qual possui capacidade de poucos milímetros e varia de acordo com as características da cobertura vegetal. A principal saída de água do reservatório de interceptação e conseqüente da bacia hidrográfica é a evaporação, dado de entrada do modelo. Desta forma, conforme Santos (2001), a equação de conservação de massas pode novamente ser utilizada para estabelecer o balanço hídrico no reservatório do solo. Portanto, a partir da junção das equações da conservação de massas para os reservatórios hipotéticos, o cálculo do balanço hídrico e da propagação da água pode ser computado (HORNBERGER *et al.*, 1998).

Silva & Kobiyama (2007) afirmam que podem ser identificados dois componentes principais na teoria do TOPMODEL: (a) representação do balanço hídrico no solo e (b) propagação do escoamento até o exutório da bacia. Já Santos (2001) afirma que a representação do balanço hídrico no solo pode ser compreendida a partir de 2 componentes principais: armazenamento e fluxos na zona saturada e armazenamentos e fluxos na zona não-saturada.

Silberstein (2006) afirma que a modelagem de sistemas é geralmente impossível de ser realizada sem alguma forma de simplificação da realidade. Assim, de maneira geral, o modelo é fundamentado em 4 hipóteses simplificadoras principais (BEVEN & KIRKBY, 1979; BEVEN *et al.*, 1984; MINE & CLARKE, 1996; BEVEN *et al.*, 1995; BEVEN, 1997a; HORNBERGER *et al.*, 1998, VARELLA & CAMPANA, 2000; SANTOS, 2001; SILVA & KOBIYAMA, 2007):

- (H1) a dinâmica da zona saturada pode ser obtida por sucessivas representações de estados estacionários;

- (H2) o gradiente da zona saturada pode ser aproximado pela declividade local do terreno;
- (H3) a distribuição da transmissividade no perfil do solo diminui em relação à profundidade segundo uma função exponencial; e
- (H4) no intervalo de tempo da simulação existe uma homogeneidade espacial da taxa de recarga que contribui na área saturada.

Beven *et al.*, (1995) afirma que as premissas consideradas nas hipóteses H1 e H2 permitem o estabelecimento de uma relação simples entre o armazenamento de água no perfil do solo (ou déficit de armazenamento) e o nível local do aquífero raso (ou déficit de armazenamento devido a drenagem) no qual o fator condicionante é o índice topográfico, integrado ao TOPMODEL em Beven & Kirkby (1979). O índice topográfico é expresso conforme a equação (2):

$$IT = \frac{a}{\tan\beta} \quad (2)$$

onde IT é o índice topográfico, a é a área específica de contribuição a montante do pixel (m) (sendo a razão da área de contribuição pela unidade de contorno, também denominado de índice geomorfológico – Figura 11) e $\tan\beta$ é a tangente da declividade local.

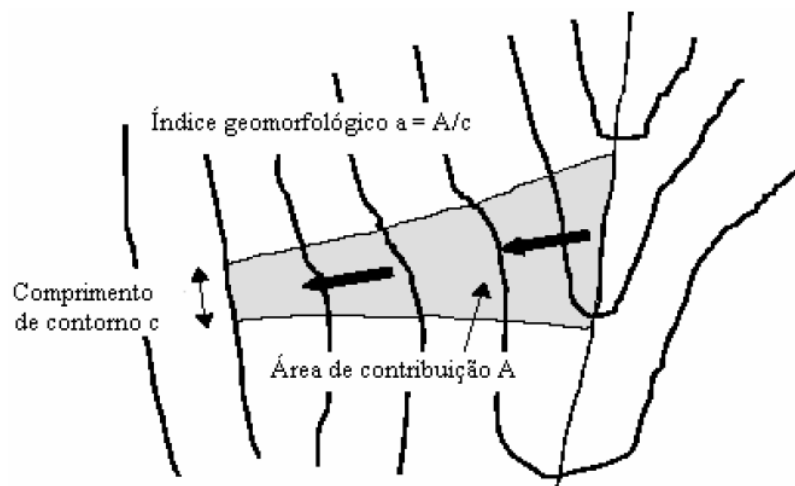


Figura 11 - Definição gráfica do índice geomorfológico.
Fonte: Pack *et al.*, (1998)

De maneira geral, o índice topográfico irá representar a propensão de saturação de um *pixel* da bacia hidrográfica e é utilizado no TOPMODEL considerando o princípio da

similaridade hidrológica, ou seja, todos os pontos com o mesmo valor apresentam o mesmo comportamento hidrológico (SCHULER *et al.*, 2000).

O índice topográfico é função da declividade, estando sujeito a seguinte restrição: $0^\circ < \beta < 90^\circ$. Logo, quando os valores de declividade são próximos a 0° , o bloco da bacia poderá apresentar um valor alto de IT, quando este relevo plano estiver combinado com uma grande área de contribuição de montante. Sendo que o inverso, ou seja, elevadas declividades e pequenas áreas de contribuição, irá condicionar a ocorrência valores baixos de IT. Assim, quanto maior o valor do IT comparativamente em uma bacia hidrográfica, maior será a sua propensão a atingir o estado de saturação e apresentar um maior índice de umidade no solo.

Para Ferreira (2004), a hipótese H3 considera que os fluxos dentro do perfil do solo ocorrem em função do teor de umidade, profundidade do perfil e da condutividade hidráulica, condicionando a transmissividade da água no solo. O modelo admite que ocorra o decaimento da condutividade hidráulica no perfil do solo seguindo uma função exponencial, afetando assim, a transmissividade do perfil. Já a hipótese H4 considera que o fluxo subsuperficial é proporcional ao produto da área de contribuição com a taxa de recarga do nível freático (FERREIRA, 2004). Considera-se ainda a taxa de recarga como uniforme para toda a bacia (SILVA & KOBİYAMA, 2007), sendo o escoamento subsuperficial transmitido em direção as áreas com maiores valores de índice topográfico na bacia hidrográfica.

Ademais, Silva & Kobiyama (2007) afirmam que se pode considerar outras 2 hipóteses básicas na formulação do TOPMODEL: (a) a precipitação e a transmissividade são igualmente distribuídas para toda a bacia e (b) a propagação do escoamento na bacia é realizada de forma linear, baseada no modelo da onda cinemática (escoamento uniforme) e através de um histograma tempo-área.

No TOPMODEL, supõe-se que o escoamento subsuperficial é controlado pela topografia. Assim, o escoamento superficial é dependente da fração da área que configura a área saturada da bacia, sendo variável em 2 dimensões: espacial e temporalmente.

De acordo com Santos (2001), o grau de convergência das linhas de fluxo (perpendiculares as curvas de nível) determina a porção de área à montante que drena para um determinado ponto. A declividade local, espessura e a condutividade hidráulica do solo determinam a capacidade do solo para conduzir a água à jusante através da encosta até determinado ponto. Desta forma, as áreas saturadas irão ocorrer em porções da encosta com grandes áreas de contribuição e baixas declividades, em virtude da acumulação dos fluxos subsuperficiais devido à limitada capacidade de transmissividade do solo nestas áreas.

A Figura 12 representa o balanço hídrico realizado para uma encosta hipotética na bacia hidrográfica, onde a precipitação (p) incide em um determinado bloco da encosta de área A e profundidade do solo D . Salienta-se que a posição do aquífero raso é paralela a declividade do bloco (β). Assim, uma porção da precipitação (R) infiltra e atinge o nível freático. O fluxo subsuperficial gera o escoamento subsuperficial (qb) que se movimenta pelo solo no sentido de jusante. O escoamento superficial (qs) irá ocorrer em virtude da precipitação incidente nas áreas saturadas de áreas A_s e devido à ressurgência do nível freático via escoamento de retorno ou escoamento superficial por saturação.

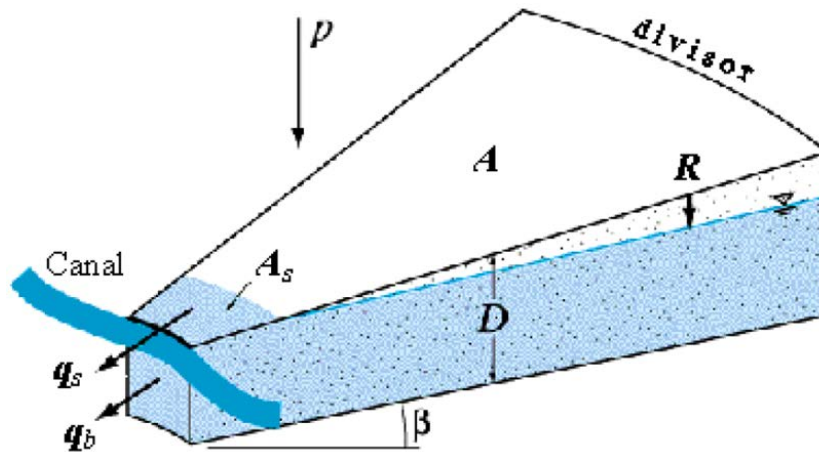


Figura 12 - Balanço hídrico de uma encosta hipotética no TOPMODEL.
Fonte: Hornberger *et al.*, (1998).

O equacionamento da versão utilizada do TOPMODEL (97.01) é descrito aqui com base em Beven & Kirkby (1979), Beven *et al.*, (1984), Beven *et al.*, (1995), Mine & Clark (1996), Hornberger *et al.*, (1998), Santos (2001), Ferreira (2004), Silva (2005), Silva & Kobiyama (2007), Vestena (2008) e Santos (2009).

A grande contribuição do TOPMODEL ao desenvolvimento de modelos de simulação do processo precipitação-vazão é o reconhecimento do papel da topografia na geração de escoamento superficial por saturação. Desta forma, pode-se considerar que o escoamento total no exutório (q_{total}) gerado na bacia será igual a soma do escoamento subsuperficial (qb) e do escoamento superficial (qs) gerado nas áreas saturadas, conforme equação (3).

$$q_{total} = qb + qs \quad (3)$$

O escoamento superficial é calculado com base em 3 componentes básicos: fração da área saturada na bacia, precipitação incidente e escoamento de retorno. Assim, conforme

Hornberger *et al.*, (1998), o escoamento superficial é gerado pela precipitação incidente nas áreas saturadas e o escoamento de retorno, dado pela fórmula:

$$q_s = \frac{As}{A} \cdot p + q_{\text{retorno}} \quad (4)$$

onde q_{sup} (m/s) é o escoamento superficial por saturação, As/A (m²) é a fração da vertente que encontra-se saturado, p (m) é a precipitação incidente e q_{retorno} (m/s) é o escoamento de retorno.

Considera-se que no TOPMODEL a transmissividade do solo é resultado da multiplicação da condutividade hidráulica do solo pela espessura do perfil do solo saturado. De acordo com Hornberger *et al.*, (1998), o modelo utiliza a Lei de Darcy para determinar as taxas de fluxo de água no solo. Assim, aplicando-se a Lei de Darcy para uma encosta, tem-se que o escoamento subsuperficial para um determinado ponto na bacia é dado por:

$$qb = T \cdot c \cdot \tan\beta \quad (5)$$

onde qb (m/s) é o escoamento subsuperficial, T (m²/s) é a transmissividade do solo, c (m) é a unidade de contorno definido pela resolução do MDT adotado e $\tan\beta$ (m/m) é a tangente da declividade na encosta. Observa-se ainda que, conforme H2, a declividade da encosta é considerada paralela a declividade do nível freático no perfil do solo.

Silva (2005) define a transmissividade do perfil como sendo a capacidade de uma camada de solo saturada ser permeada pela água e integrada ao longo de todo o perfil do solo. De acordo com H3, considera-se que a distribuição da transmissividade ao longo do perfil do solo apresenta um decaimento exponencial a partir da superfície, sendo expresso por:

$$T = T_0 \cdot e^{-S/m} \quad (6)$$

onde T_0 é a transmissividade lateral quando o solo atinge o estado de saturação máxima (m²/s), S (m) é o déficit local de armazenamento no perfil e m (adimensional) é o parâmetro do modelo relacionado à recessão.

De acordo com Beven *et al.*, (1984) o declínio exponencial expresso pela H3 é adequado para descrever as alterações verticais nas propriedades dos solos, considerando que a função exponencial da condutividade hidráulica saturada (K) pode ser derivada a partir do princípio de anisotropia nos solos, assim:

$$K_{(z)} = K_0 \cdot e^{-fz} \quad (7)$$

onde $K_{(z)}$ é a condutividade hidráulica saturada na profundidade z (m), K_0 é a condutividade hidráulica na superfície e f é o parâmetro de que governa a taxa de diminuição de K na profundidade (SANTOS, 2001).

Com base em Hornberger *et al.*, (1998) e Santos (2001), para determinar a transmissividade da zona saturada de uma determinada espessura do perfil do solo (da profundidade do nível freático até a rocha de origem) a equação (7) é integrada e posteriormente simplificada, resultando em:

$$T = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-fz} \quad (8)$$

Assim, substituindo o T na equação (5) pela equação (8), para o cálculo do escoamento subsuperficial tem-se que:

$$qb = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-fz} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (9)$$

onde K_0 e $\tan \beta$ são valores locais para um determinado ponto.

Conforme Santos (2001), neste momento é introduzida a idéia do déficit de armazenamento, definido como sendo o volume de água necessário em um determinado ponto para elevar o nível freático até a superfície, tornando o solo saturado. E assim, a profundidade z (m) pode ser expressa em função deste déficit de armazenamento S , (m):

$$z = \frac{S}{\phi} \quad (10)$$

onde φ (m^3/m^3) é a porosidade do solo.

Assim, substituindo a equação (10) pelo termo z na equação (9), tem-se que:

$$qb = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-\frac{f \cdot z}{\varphi}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (11)$$

De acordo com Hornberger *et al.*, (1998), pode-se substituir o termo K_0/f por $T0$, uma vez que este refere-se a transmissividade máxima quando o solo está saturado ($S = 0$). Ainda é possível substituir o termo f/φ por $1/m$, um parâmetro do solo na medida em que f define a redução de K com a profundidade e porosidade. Desta forma, a equação (11) pode ser reescrita e o cálculo do escoamento subsuperficial no TOPMODEL é realizado da seguinte maneira:

$$qb = T0 \cdot e^{-\frac{z}{m}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (12)$$

Com base em H4 e considerando uma parcela da encosta (Figura 12), o fluxo (q_R) que atravessa pelo comprimento de contorno (c) no sentido de jusante em um dado momento, conforme Santos (2001), é dado por:

$$q_R = R \cdot A \quad (13)$$

onde R (m/s) é a precipitação incidente sobre a célula e A (m^2) é a área da encosta que drena até a seção considerada.

Considerando H1 e o pressuposto da representação da dinâmica das áreas saturadas a partir de estados sucessivos, considera-se que o escoamento de retorno é igual ao escoamento subsuperficial, logo $q_R = qb$, ou ainda:

$$R \cdot A = T0 \cdot e^{-\frac{z}{m}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (14)$$

Isolando o termo s e resolvendo a equação, tem-se que:

$$s = m \cdot \ln\left(\frac{R}{TO}\right) - m \cdot \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (15)$$

onde a é o índice geomorfológico, razão entre A e c (Figura 11).

Conforme apresentado anteriormente, o segundo termo da equação (15) é o índice topográfico e irá descrever a forma que a topografia controla a propensão de atingir o estado de saturação do solo para cada ponto (HORNBERGER *et al.*, 1998). Assim, se o resultado da equação (15) for inferior ou igual a 0, o solo está saturado e toda a precipitação incidente é convertida em escoamento superficial.

Até a equação (15) considerou-se uma encosta isolada. Entretanto, pode-se considerar qualquer ponto da bacia e calcular a área de contribuição a montante e a declividade local (HORNBERGER *et al.*, 1998). Assim, torna-se necessário a distribuição do índice topográfico para toda a bacia hidrográfica.

Modificando a equação (15), o déficit de armazenamento pode ser calculado para toda a bacia, considerando-se que, pelo princípio da similaridade hidrológica, blocos com o mesmo índice topográfico possuirão valores de R e TO idênticos. A partir deste pressuposto, pode-se calcular o \bar{S} para bacia:

$$\bar{S} = m \cdot \ln\left(\frac{R}{TO}\right) - m\lambda \quad (16)$$

onde λ é o valor médio do índice topográfico para bacia hidrográfica.

Combinando as equações (15) e (16), tem-se que:

$$S = \bar{S} + m \left[\lambda - \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \right] \quad (17)$$

Esta equação indica que o déficit de armazenamento de um ponto qualquer da bacia hidrográfica é igual ao déficit de armazenamento médio da bacia mais o parâmetro de solo (m) multiplicado pela diferença entre o índice topográfico médio e o índice topográfico local (SANTOS, 2001).

Para estabelecer a relação As/A , primeiramente calcula-se s e verifica-se os locais em que s é menor ou igual a zero. O parâmetro m é estimado ou calibrado diretamente no modelo, λ e $\ln(a/\tan\beta)$ são calculados a partir da distribuição espacial do índice topográfico e o $s_{\text{médio}}$ calculado a partir do balanço hídrico.

Considerando as áreas onde o solo estará saturado ($s \leq 0$), a taxa de escoamento produzida será determinada pela intensidade de precipitação incidente e pela fração da área da bacia que está saturada, equação (4). Logo, o escoamento de retorno irá ocorrer quando $s < 0$, podendo ser aproximado por:

$$q_{\text{retorno}} = |s| \frac{As}{A} \quad (18)$$

Por fim, conforme Santos (2001), a equação (12) pode ser integrada para a área total da bacia hidrográfica e dividindo o resultado pela área da bacia, obtêm-se o escoamento subsuperficial médio. Logo:

$$\bar{qb} = T0 \cdot e^{-\lambda} \cdot e^{-\frac{s}{m}} \quad (19)$$

Assim, para o TOPMODEL o escoamento subsuperficial no intervalo de tempo da simulação é função das características do solo ($T0$ e m), topografia (λ) e o déficit de saturação médio da bacia hidrográfica (HORNBERGER *et al.*, 1998).

A Figura 13 apresenta a estrutura de armazenamento ativo de água no solo, onde existe a zona das raízes, uma região de umidade inativa (capacidade de campo), a zona saturada e o fluxo de percolação para a zona saturada (BEVEN, 1995).

Para o TOPMODEL, o cálculo da evapotranspiração real (Er) é considerado como sendo uma função da evapotranspiração potencial (Ep) e da umidade armazenada na zona das raízes para os casos em que Er não possa ser especificado diretamente (SANTOS, 2001). No modelo, a Er é igual a Ep para as áreas saturadas.

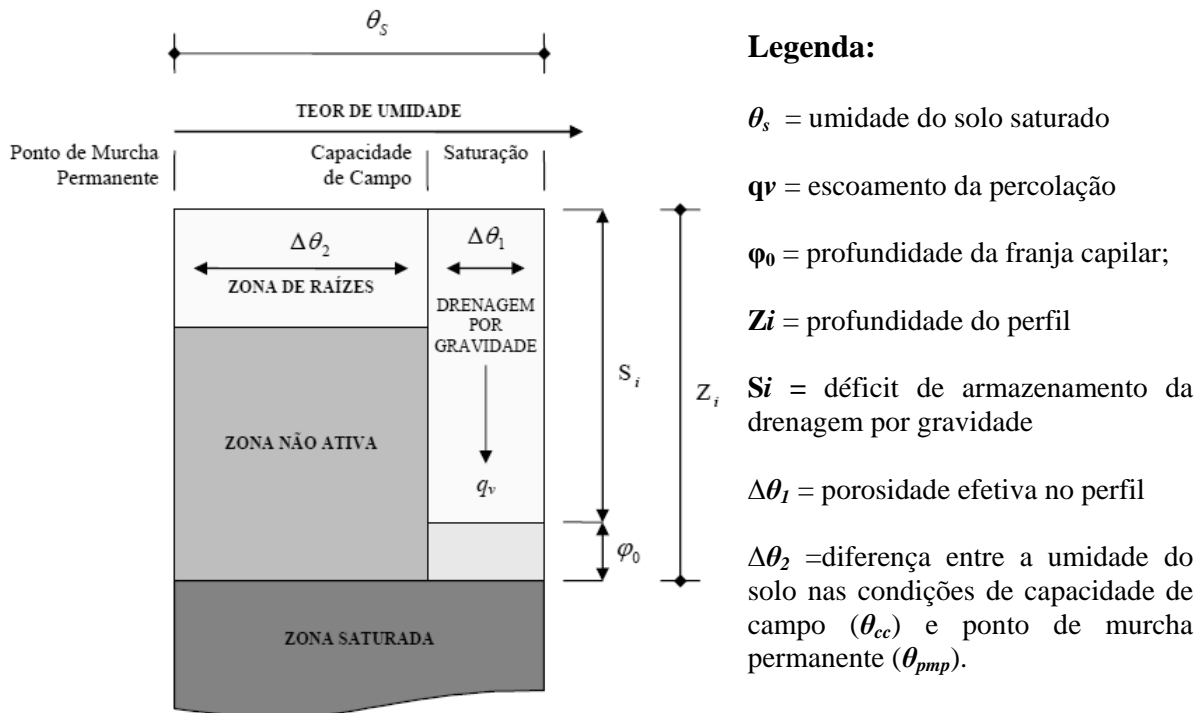


Figura 13 - Balanço Estrutura de armazenamento do solo no TOPMODEL.
 Fonte: Beven (1995), adaptado por Vestena (2008).

A evapotranspiração real na zona das raízes é dada por:

$$Er = Ep \left(1 - \frac{S_{zr}}{S_{r_{max}}} \right) \quad (19)$$

onde S_{zr} é o déficit de armazenamento na zona das raízes (m) e $S_{r_{max}}$ é o déficit ou capacidade de armazenamento máximo do solo (m).

Assumindo-se uma profundidade efetiva na zona das raízes, Z_{zr} , então $S_{r_{max}}$ pode ser calculado a partir de:

$$S_{r_{max}} = Z_{zr} (\theta_{cc} - \theta_{pmp}) = Z_{zr} (\Delta\theta_2) \quad (20)$$

O fluxo de água que alimenta o lençol freático, ou escoamento de percolação é q_v , sendo calculado pela equação:

$$q_v = \xi \cdot K_0 \cdot e^{-fz_i} \quad (21)$$

onde ζ é o parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo (adimensional); K_0 é a condutividade hidráulica saturada a superfície; z_i é a profundidade da lâmina de água (m).

Por fim, conforme indica Vestena (2008), o escoamento ao longo da rede de drenagem se propaga a partir de uma função distância-área, ou seja, a partir de uma organização das áreas de drenagem em função de sua distância à exutória da bacia (BEVEN & KIRKBY, 1979). Silva & Kobiyama (2007) afirmam que esta função representa as características da estrutura da bacia e pode ser interpretada para mostrar o comportamento da bacia a eventos de chuva.

O tempo para que uma determinada área contribua para o exutório da bacia é calculado por:

$$tc = \sum_{i=1}^{NN} \frac{I_i}{Rv \tan \beta_i} \quad (22)$$

onde I_i é a distância do i -ésimo segmento de escoamento com declividade igual a $\tan \beta$, Rv é a velocidade no canal na subbacia e NN é o número de segmentos entre o ponto e a exutória.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Localização e aspectos gerais da bacia hidrográfica do rio Pequeno

A bacia hidrográfica do rio Pequeno localiza-se integralmente no município de São José dos Pinhais, na divisa com o município de Morretes, na porção leste da Região Metropolitana de Curitiba, Paraná. Dista aproximadamente 20km de Curitiba e está compreendida entre as coordenadas geográficas 25°29' S; 48°58' O e 25°37' S e 49°11' O, desenvolvendo-se no sentido leste-oeste. Possui como limites: a Serra do Mar / PR na porção leste, a bacia hidrográfica do rio Itaquí ao sul, o rio Iguaçu a oeste e ao norte, a bacia hidrográfica do rio Miringuava. Sendo seus principais afluentes os rios Charqueado e Purgatório.

A bacia hidrográfica do rio Pequeno considerada neste estudo é delimitada a montante da estação fluviométrica e pluviométrica da Fazendinha (Código ANA 65010000 e Código ANEEL 02549017, respectivamente), única estação hidrometeorológica presente na bacia do rio Pequeno, localizada nas coordenadas 25°31' 09" S e 49°08'48"O, drenando uma área de 104,8 km², cerca de 80% da área total da bacia (133,4 km²). Apresenta altitudes variando entre 870m a 1274m acima do nível do mar.

A estação fluviométrica da Fazendinha está em operação desde o dia 28/01/1955 e é mantida pelo Instituto das Águas do Paraná - IAG. Inicialmente eram realizadas duas leituras diárias de nível de água e precipitação sendo este processo automatizado em Agosto/1999 pela IAG (antiga SUDERHSA) com instalação de sensores de nível, precipitação e parâmetros de qualidade de água, com leituras realizadas a cada 15 minutos.

O rio Pequeno é um rio de 5ª ordem na escala 1:10.000, considerando a hierarquização da rede fluvial proposta por Strahler (1952), com um comprimento do canal principal de 41,08km, das nascentes localizadas na porção ocidental da Serra do Mar até a estação fluviométrica, posteriormente desaguando no rio Iguaçu. O comprimento total dos canais na bacia é de 493,17 km e a densidade de drenagem da bacia é de 4,74 km/km², ambas as medidas referentes a escala 1:10.000.

A localização da área de estudo, bem como a localização da estação fluviométrica Fazendinha, são apresentadas na Figura 14.

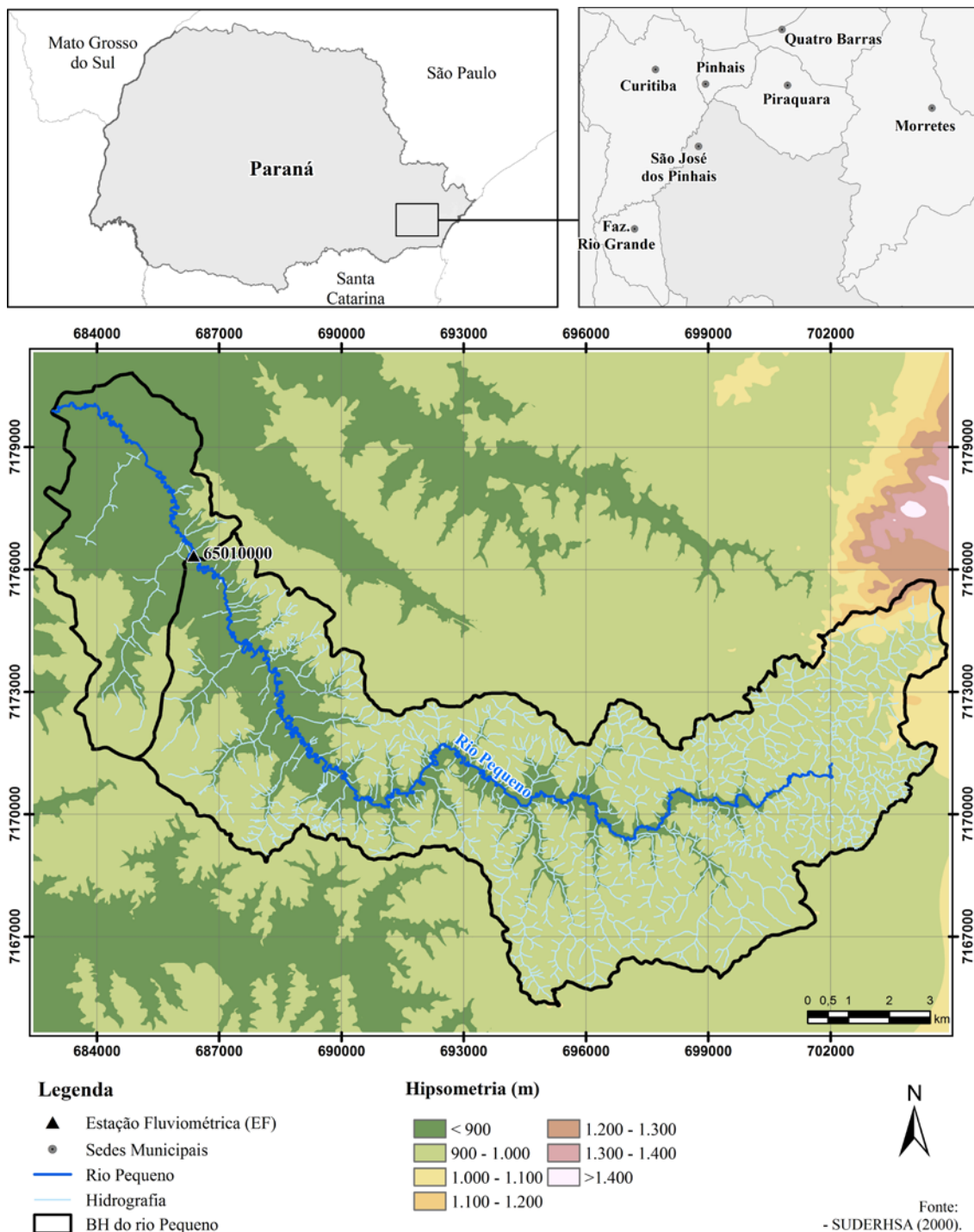


Figura 14 - Localização da bacia hidrográfica do rio Pequeno, PR.

Em termos geomorfológicos, a bacia do rio Pequeno está inserida na parte oriental do Primeiro Planalto do Paraná, desenvolvendo-se em área de transição acentuada entre o planalto e a porção ocidental da unidade fisiográfica Serra do Mar paranaense.

As áreas de maior declividade estão localizadas na porção nordeste da bacia, normalmente superiores a 20° de inclinação, com vertentes curtas e vales encaixados, na intersecção da Serra do Mar com a área de planalto. A parte centro-oeste da bacia hidrográfica

desenvolve-se em áreas de relevo suave, com a ocorrência de amplas colinas arredondadas e largas planícies fluviais no baixo curso do rio Pequeno, sujeitas a inundações periódicas ou permanentes de acordo com o regime pluviométrico, notadamente em áreas com as menores declividades e maiores comprimentos de rampa, inserida no Primeiro Planalto. A Figura 15 apresenta o mapa de declividade da bacia do rio Pequeno, PR, cujos intervalos de classe e respectivas classificações seguem o proposto em EMBRAPA (1979).

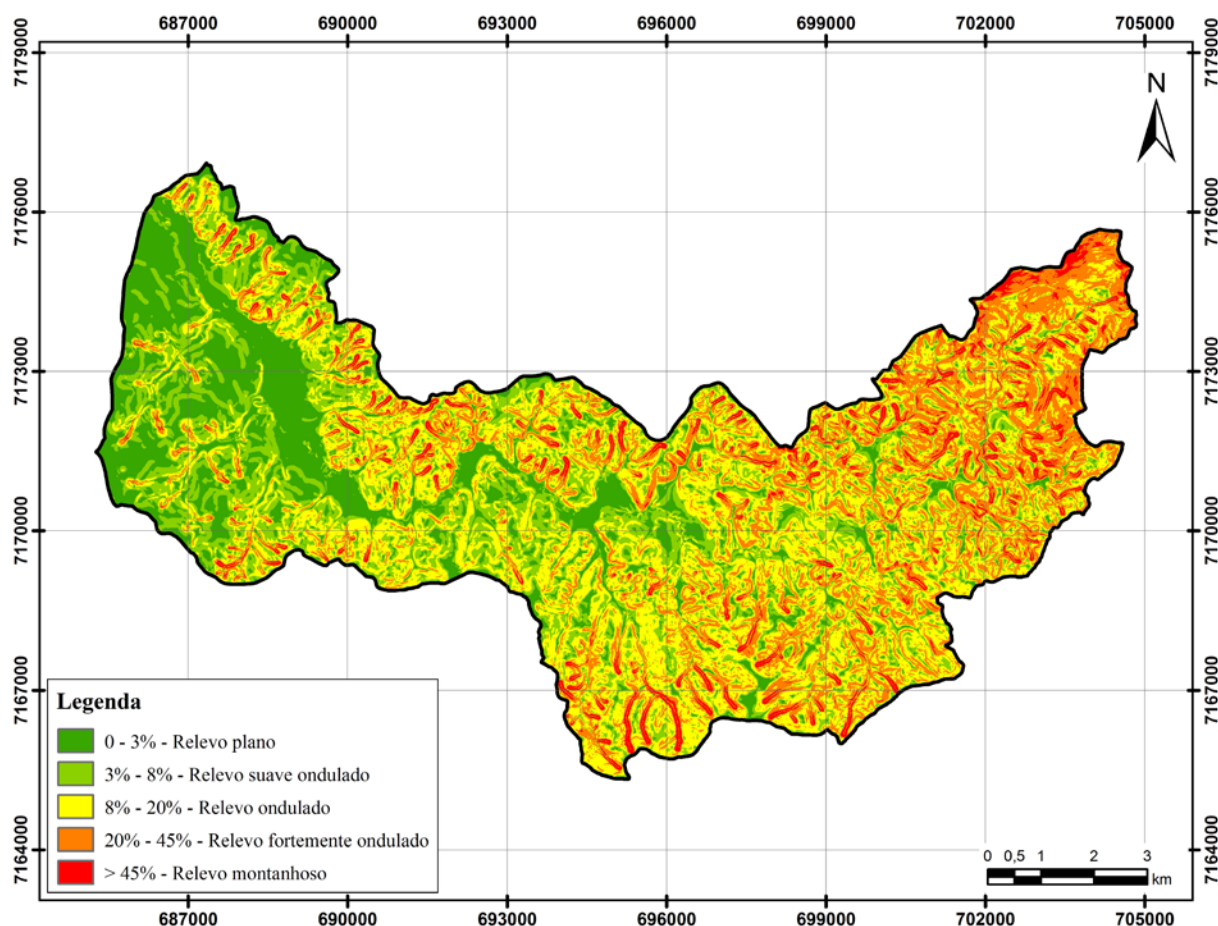


Figura 15 - Mapa de declividade da bacia do rio Pequeno, PR.

A Serra do Mar configura-se como o principal divisor de águas do estado, separando o Primeiro Planalto do Paraná da Planície Litorânea. Caracteriza-se com cimos elevados até 1.900 metros de altitude, sustentada por litologias diversas, quase sempre metamórficas de alto grau como migmatitos, gnaisses, xistos e quartzitos, associados com rochas intrusivas relacionadas a ciclos metamórficos mais jovens (OKA-FIORI *et al.*, 2006).

A unidade fisiográfica Serra do Mar apresenta ainda relevo acidentado, com declividades acentuadas (>30%) e elevada amplitude altimétrica, variando de 200m a 1500m, correspondendo à parte nordeste da bacia do rio Pequeno conforme os mapas hipsométrico (Figura 14) e clinográfico (Figura 15).

De maneira geral, o Primeiro Planalto do Paraná apresenta relevo suave a suave ondulado, com topos de morros arredondados e vertentes com vales assimétricos (MAACK, 1981). Na área da bacia inserida no planalto, de acordo com Chueh (2004), observam-se colinas nas porções centro-norte e centro-sul da bacia, geralmente ladeando os aluviões, sendo amplas com vertentes côncavo-convexas e topos amplos. A sudeste do médio curso da bacia, as colinas são bastante dissecadas com vertentes curtas e íngremes.

No terço inferior, a bacia é caracterizada a sudoeste pelas várzeas de inundação do rio Pequeno, por vertentes longas e de baixa declividade. A formação Guabirotuba aflora na forma de colinas suavemente arredondadas, limitando a planície de inundação do rio Pequeno com terraços fluviais aplainados, amplos interflúvios e largos depósitos aluvionares influenciados pela confluência com o rio Iguaçu, apresentando a menor densidade de drenagem em relação aos demais setores (CHUEH, 2004).

O clima na bacia, segundo classificação de Köppen, é do tipo *Cfb*, caracterizado como clima temperado propriamente dito. Apresenta temperatura média no mês mais frio abaixo de 18°C (mesotérmico), verões frescos, temperatura média no mês mais quente abaixo de 22°C e sem estação seca definida. (IAPAR, 2000). Observa-se ainda precipitação bem distribuída ao longo do ano, mesmo nos meses mais secos. E, de maneira geral, os índices pluviométricos tornam-se mais elevados na porção leste com a proximidade da Serra do Mar.

Considerando que, conforme Schaetzl & Anderson (2005), os solos são produtos de 3 fatores físicos em constante interação com organismos biológicos e com o tempo, destaca-se o papel do clima, relevo e material de origem em sua gênese. Atrelados a estas características, na bacia do rio Pequeno em encostas mais íngremes desenvolvem-se solos rasos e/ou medianamente profundos, com horizontes pouco desenvolvidos e bem drenados (Cambissolos), no terço médio das vertentes, com inclinação variável até 25°, desenvolvem-se solos constituintes de material mineral, com horizontes bem desenvolvidos, de regime não-hidromórfico, profundos, com predomínio de textura argilosa e bem drenados (Latosolos nos topos e terço superior da encosta e Argissolos nos terços médio/inferior). Nas áreas de deposição fluvial, observa-se ainda a presença de solos de origem hidromórfica, (Organossolos), pouco evoluídos, com predominância de material orgânico, de coloração preta, resultantes de acumulação de restos vegetais, em graus variáveis de decomposição, em condições de drenagem restrita (ambientes mal a muito mal drenados) sob vegetação hidrófila ou higrófila, cuja diferenciação é devido ao regime de saturação, sendo nesta permanente e naquela, temporário.

A Figura 16 mostra as classes de solo observadas na bacia do rio Pequeno e a Tabela 1 apresenta o percentual de ocorrência, com base em Santos (2001) realizado a partir de mapeamento em escala 1:600.000 e de levantamentos de campo.

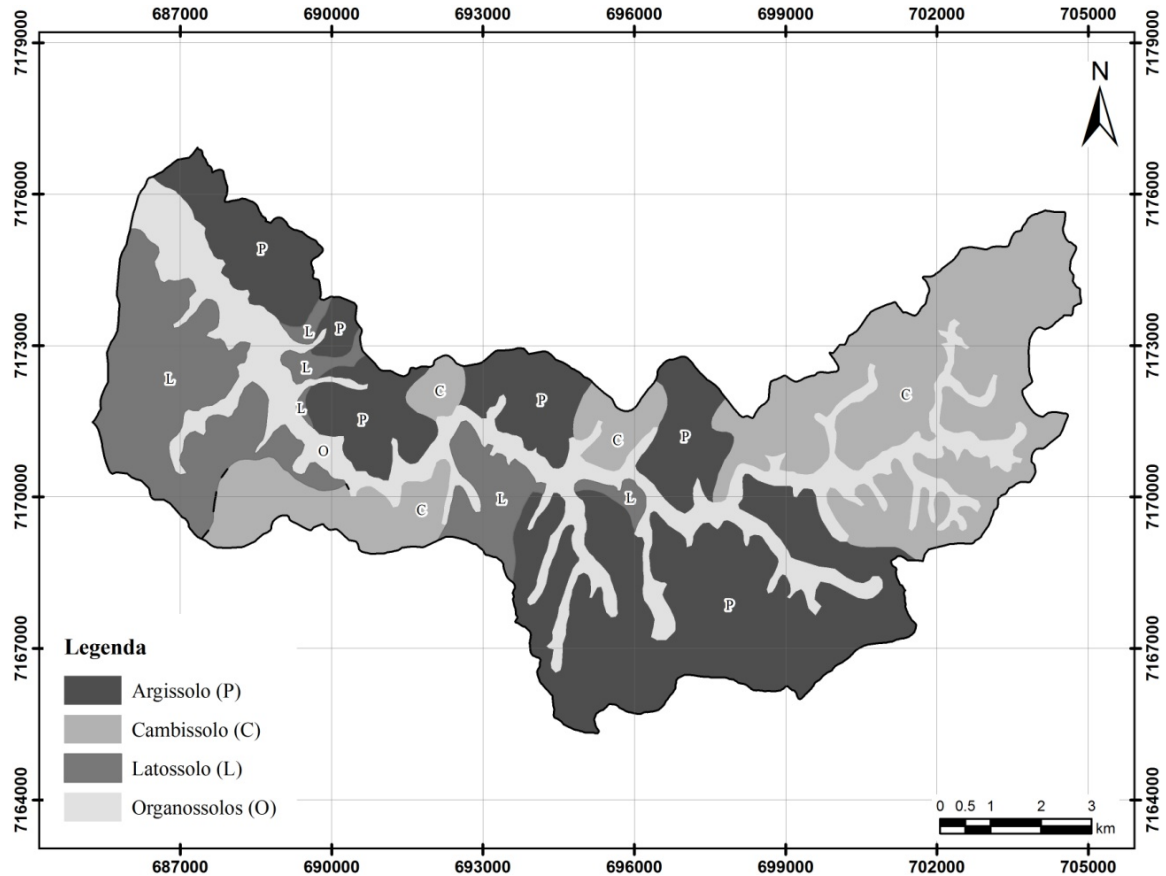


Figura 16 - Mapa de solos da bacia do rio Pequeno, PR.

Tabela 1 - Classes de solo e respectivas áreas na bacia do rio Pequeno.

| Classe | Área (km ²) | % |
|--------------|-------------------------|------------|
| Argissolos | 38,62 | 37 |
| Cambissolos | 29,95 | 29 |
| Latossolos | 16,16 | 15 |
| Organossolos | 19,93 | 19 |
| Total | 104,66 | 100 |

4.2 Aplicação do TOPMODEL

Para a simulação das áreas saturadas são necessários dados hidrológicos e dados topográficos no TOPMODEL. O modelo utiliza dados hidrológicos como séries de precipitação, evapotranspiração potencial e vazão observada, além da distribuição do índice

topográfico. A versão utilizada do TOPMODEL (97.01) possui 5 parâmetros de entrada, calibrados diretamente no modelo (Tabela 2).

A Figura 17 mostra o fluxograma de integração de atividades do TOPMODEL.

Tabela 2 - Parâmetros de entrada do TOPMODEL.

| Parâmetro | Descrição | Unidade |
|------------------|--|---------------------|
| m | Função da transmissividade exponencial | m |
| $\ln(T0)$ | Logaritmo natural de transmissividade do solo saturado | m ² /dia |
| Sr_{max} | Armazenamento máximo de água na zona das raízes | m |
| Sr_{init} | Déficit de armazenamento inicial na zona das raízes | m |
| $ChVel$ | Velocidade de propagação do escoamento no canal | m/dia |

FONTE: Beven, 1997b.

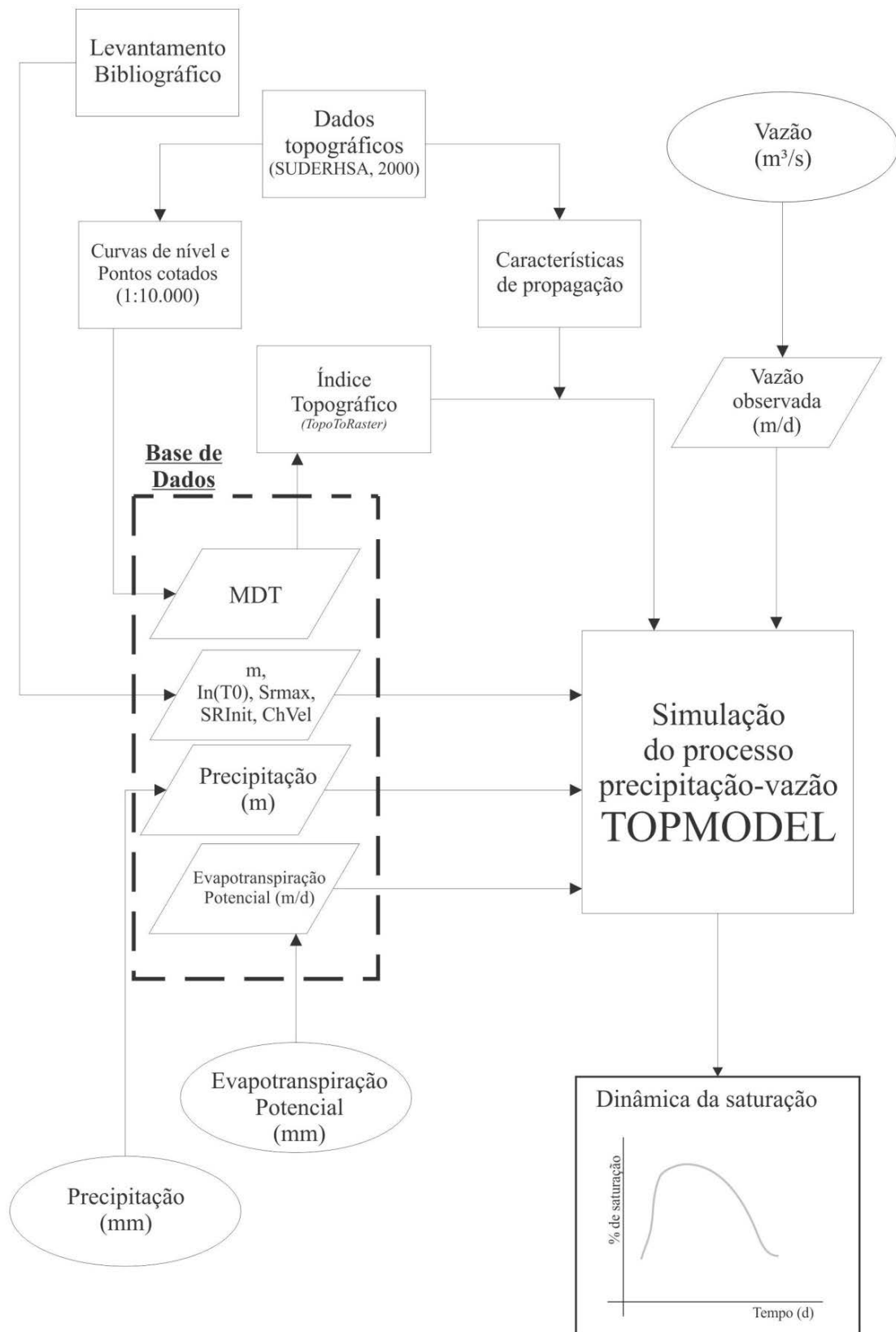


Figura 17 – Fluxograma de atividades no TOPMODEL.
 Fonte: adaptado de Varella & Campana, 2000.

4.2.1 Dados Hidrológicos

Em virtude da disponibilidade de longas séries de precipitação e vazão para a bacia hidrográfica do rio Pequeno, optou-se pela utilização de séries de vazão e precipitação com resolução temporal diária observada na estação fluviométrica e pluviométrica Fazendinha.

A Figura 18 apresenta o hidrograma de vazões observadas e precipitação, mensurados para o período considerado na simulação (de 1/8/1983 a 30/11/2010).

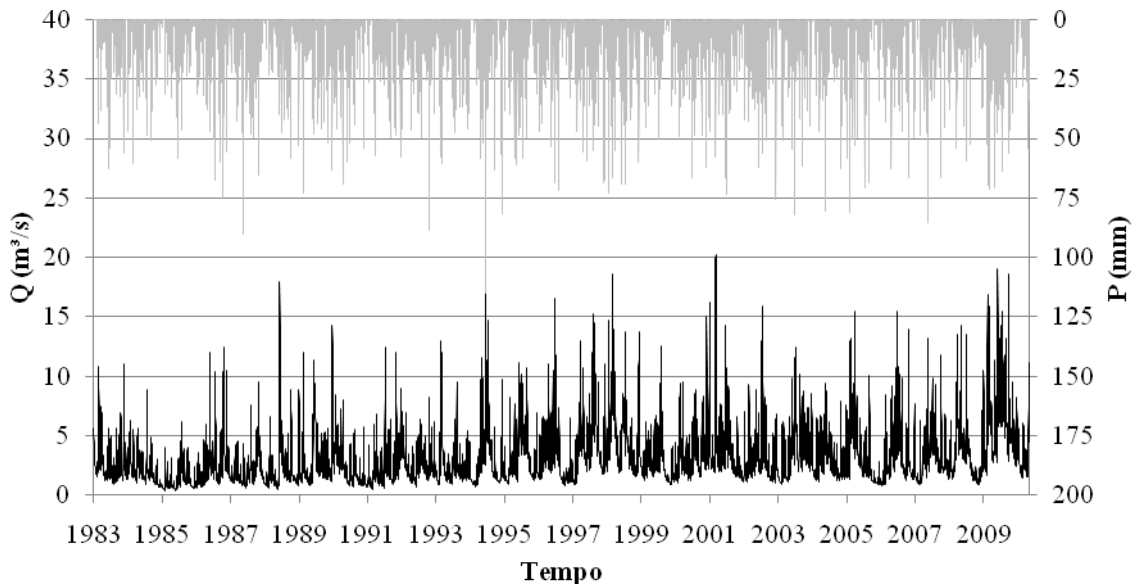


Figura 18 - Dados de vazão observada e precipitação para o período simulado.

A evapotranspiração potencial (E_p) foi estimada para o período simulado utilizando-se os dados da estação meteorológica Pinhais/Piraquara do IAPAR/SIMEPAR (02549041), localizada no município de Pinhais.

A E_p foi calculada, conforme metodologia apresentada em Santos (2001), com base no método de Penman Modificado (DOORENBOS & PRUIT, 1992):

$$E_p = F.[W.R_n + (1-W).f(u).(ea-ed)] \quad (23)$$

onde E_p (mm/dia) é a evapotranspiração potencial, F é o fator de correção adotado para a região, W é o fator de ponderação relacionado com a temperatura e a altitude, R_n (mm/dia) é a radiação líquida, $f(u)$ é função relacionada com o vento, ea é a pressão de saturação do vapor de H_2O (mmHg) e ed é a pressão de saturação real do vapor de H_2O (mmHg).

A vazão média observada no período foi de 3,17m³/s e a precipitação média anual de aproximadamente 1.527mm/ano, ligeiramente superior a média histórica da região, de aproximadamente 1.200 a 1.400mm/ano (IAPAR, 2000). Já a evapotranspiração potencial média anual foi de 1.168 mm.

4.2.2 Índice Topográfico

Além dos dados hidrológicos, o modelo requer ainda a distribuição espacial do índice topográfico. A base para o cálculo do índice topográfico é um Modelo Digital do Terreno (MDT) da bacia.

O MDT com resolução espacial de 10m, foi elaborado a partir do levantamento planialtimétrico realizado pela SUDERHSA (2000) em escala 1:10.000, utilizando o método de interpolação *Topo to Raster* (HUTCHINSON, 1989) disponível na extensão 3D Analyst do software ArcGIS 9.3.

O *Topo to Raster* é um método de interpolação elaborado especificamente para a criação de MDTs hidrológicamente consistentes, resultando assim na criação de modelos de superfície que possuem uma rede de drenagem estruturada e conectada, além da representação correta de vertentes e canais (HUTCHINSON, 1989). Assim, a partir deste MDT, realizou-se as operações para o cálculo preliminar da distribuição espacial do índice topográfico, como obtenção de mapas de área de contribuição e declividade.

As Figuras 19 e 20 apresentam, respectivamente, o gráfico de distribuição do índice topográfico e a sua distribuição espacial para a bacia do rio Pequeno anteriores ao processo de consistência do IT.

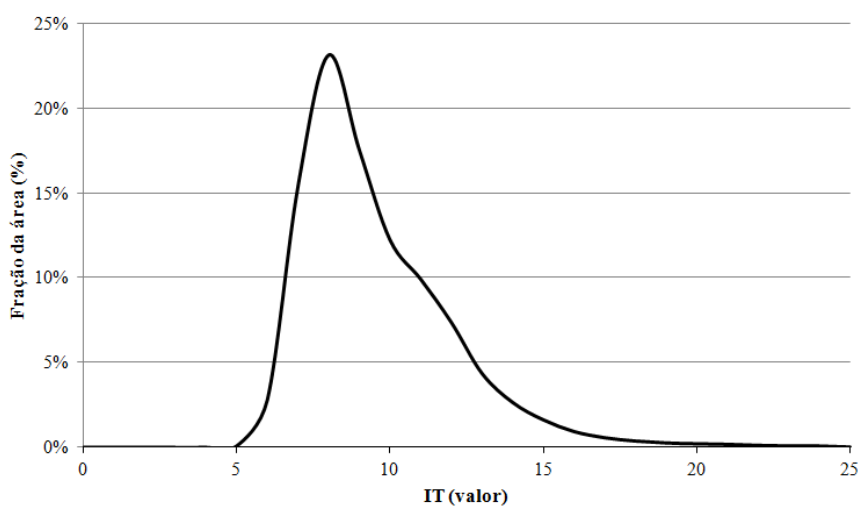


Figura 19 - Distribuição dos valores preliminares de índice topográfico pela fração da área.

De maneira geral, os valores calculados de índice topográfico estão coerentes com as características topográficas da bacia hidrográfica. Os maiores valores estão nas áreas da planície fluvial do rio principal e coincidentes com os canais tributários. Os menores valores encontram-se notadamente na porção nordeste da bacia, na área da Serra do Mar, devido à ocorrência de altas declividades associadas a uma pequena área de contribuição.

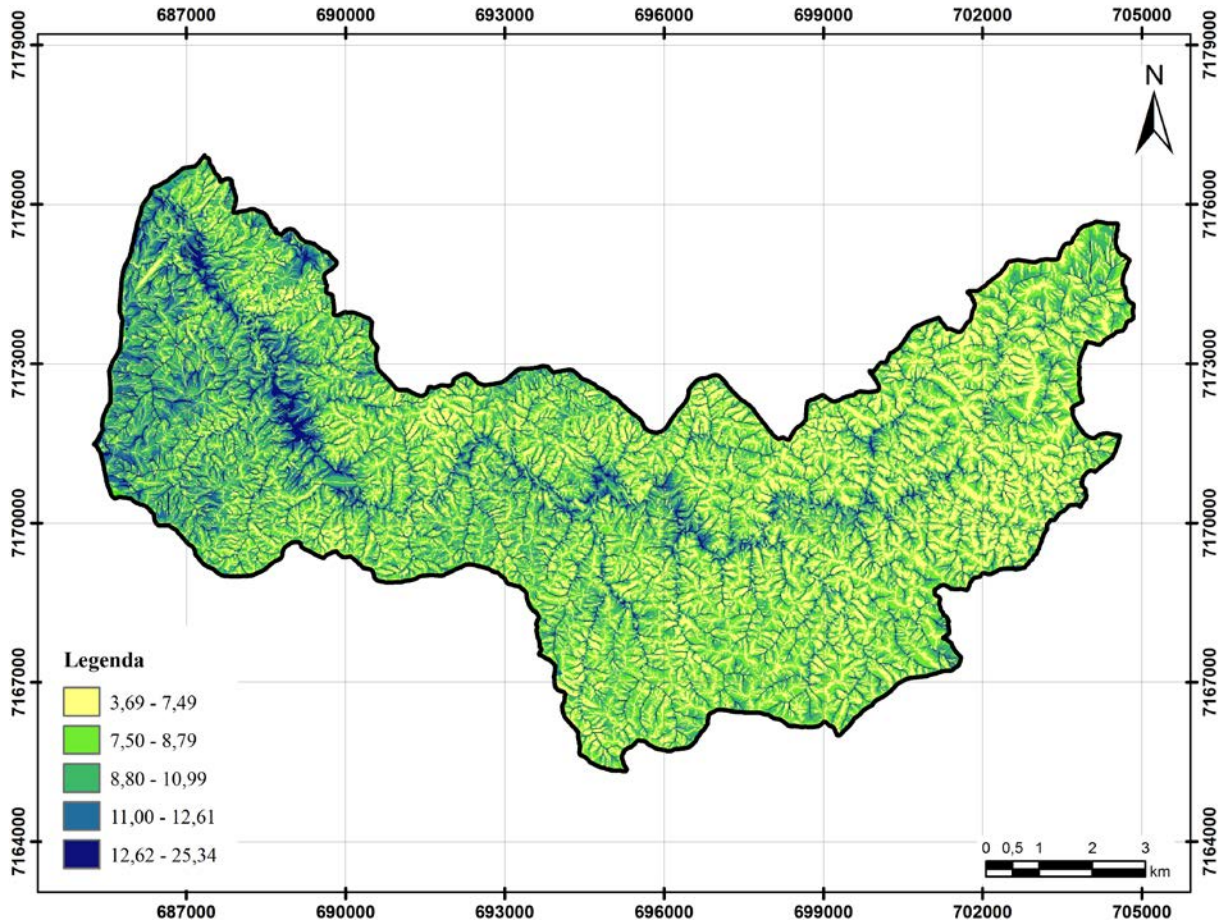


Figura 20 - Distribuição espacial preliminar do índice topográfico.

Entretanto, para tornar a distribuição espacial do índice topográfico mais próxima das condições hidrológicas da bacia do rio Pequeno foi realizada a consistência do mapa preliminar de IT. O mapa de IT foi reelaborado considerando também as áreas de saturação permanente e temporária identificadas em campo e fotografias aéreas e área dos canais.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Mapeamento empírico de ambientes hidromórficos

Visando a determinação empírica das áreas hidrologicamente sensíveis da bacia do rio Pequeno, foi realizado o mapeamento dos ambientes hidromórficos por meio da relação solo-vegetação, utilizando as ortofotos originais e o mapeamento base em escala 1:10.000, disponibilizado pelo IAG (2000) além do controle de campo.

Considerando que, conforme Florenzano (2008), interpretar uma imagem é dar um significado aos objetos nela representados e identificados, o mapeamento realizado consistiu na reinterpretação das ortofotos e identificação destes ambientes (Figura 21). Conforme indica Narumalani *et al.*, (2002), a interpretação visual de fotografias aéreas requer que o usuário estabeleça a classificação a partir de diversas características das feições identificáveis, sendo que estas incluem forma, tamanho, padrão, altura, sombreamento, tonalidade, textura, localização e associação entre elementos.

Assim, os ambientes hidromórficos foram identificadas mediante resposta da vegetação característica das áreas permanentemente saturadas (Figura 21b). Sob estes ambientes, normalmente observa-se a presença de vegetação hidrófila, cujo desenvolvimento é pleno em condições de saturação hídrica em ambientes hidromórficos. Desta forma, conforme indica Sprecher (2001), considerou-se que o mapeamento dos solos hidromórficos é análogo ao mapeamento da vegetação, ou seja, para as áreas onde foi identificada a ocorrência da vegetação hidrófila foi também considerado como tendo ocorrência de solos com regime hidromórfico.

Com o objetivo de auxiliar na identificação das áreas com vegetação hidrófila e refinar o mapeamento realizado em gabinete foram realizadas incursões na bacia. Foi também realizado um levantamento pedológico exploratório com o objetivo de validar a hipótese da presença de solos hidromórficos nas áreas identificadas com a presença de vegetação hidrófila (Figuras 21 e 22).

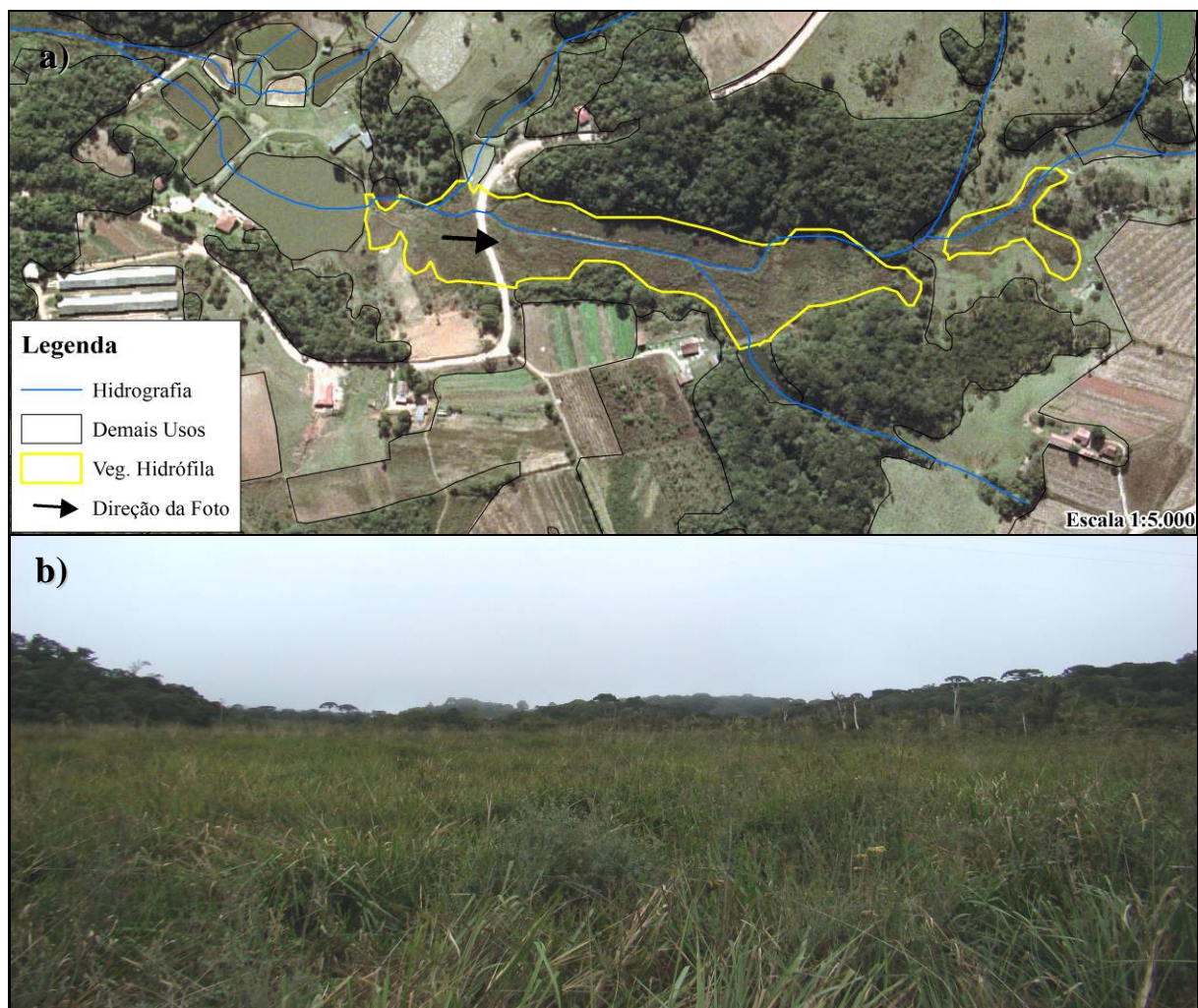


Figura 21 - a) Ortofoto com destaque para delimitação de ambiente hidromórfico; b) Fotografia do local.

Entretanto, no processo de mapeamento das áreas de vegetação hidrófila sob ambientes hidromórficos observou-se ainda a presença de duas tipologias vegetais distintas. Assim, observa-se que a distribuição de tipologias vegetais está relacionada às variações geológicas, geomorfológicas e pedológicas, entre outros fatores (ANDRADE, 2011). Desta forma, por influência destes fatores abióticos, especialmente no regime hídrico dos solos, podem ser observadas diferentes fisionomias vegetais, compostas por vegetação Hidrófila e Higrófila, conforme definição proposta por Curcio *et al.*, (2006).



Figura 22 – Exemplo de solo hidromórfico (a) identificado em área de vegetação hidrófila (b). Na foto (b), observa-se a presença de Organossolo Háptico e o seu contexto geográfico, além da transição entre as vegetações Hidrófilas (HD) e Higrófilas (HG).

A vegetação Hidrófila (Figuras 21 e 22) é caracterizada como sendo a vegetação que apresenta desenvolvimento pleno em áreas de saturação permanente, típicas de ambientes hidromórficos. A vegetação Higrófila, cujo predomínio é de vegetação arbustiva natural (Figura 22b), caracteriza-se como espécies cujo desenvolvimento ocorre em áreas com regime hídrico de saturação temporária, permitindo assim a fixação e o estabelecimento de espécies de maior porte em relação às áreas de saturação permanente, típicas de ambientes semi-hidromórficos.

A Figura 23 apresenta a profundidade do aquífero raso em ambientes hidromórficos, notadamente próxima à superfície.



Figura 23 - Indicativo da presença do lençol freático próximo a superfície (<10 cm), caracterizando o solo como hidromórfico.

A Tabela 3 mostra as classes de uso de solo da bacia do rio Pequeno e respectivas áreas.

Tabela 3 - Classes de uso do solo na bacia do rio Pequeno.

| Classe | Área (km²) | % |
|-----------------|------------------------------|---------------|
| Agricultura | 11,34 | 10,82 |
| Água | 2,81 | 2,68 |
| Área Urbana | 2,15 | 2,05 |
| Campo | 18,62 | 17,77 |
| Floresta | 50,88 | 48,55 |
| Pastagem | 0,71 | 0,68 |
| Reflorestamento | 1,27 | 1,21 |
| Solo Exposto | 0,06 | 0,06 |
| Veg. Hidrófila | 14,97 | 14,28 |
| Veg. Higrófila | 1,99 | 1,90 |
| Total | 104,80 | 100,00 |

A Figura 24 apresenta o mapa de uso do solo após a reinterpretação das ortofotos.

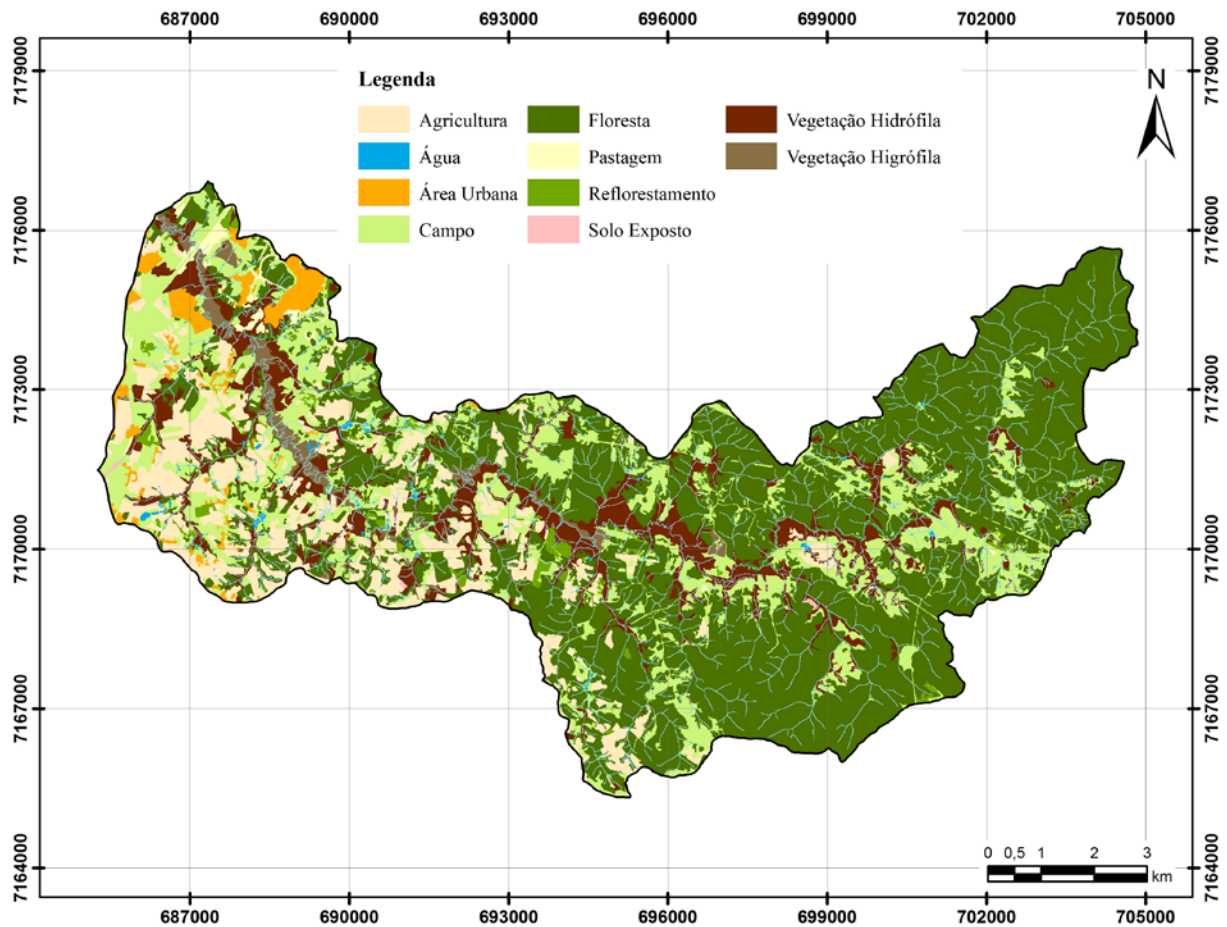


Figura 24 - Mapa de uso do solo da bacia do rio Pequeno.

Com base neste mapeamento, foi realizada uma adequação na distribuição do IT considerando as áreas identificadas no mapeamento como vegetação hidrófila em ambientes hidromórficos e como vegetação higrófila em ambientes semi-hidromórficos. Assim, para as áreas de vegetação hidrófila foi atribuído o valor máximo calculado para a bacia do rio Pequeno. Considerando a necessidade de discretização do IT em classes para inserção dos dados topográficos no TOPMODEL, para as áreas de vegetação arbustiva natural em regime de saturação temporária, foi atribuído o valor de IT da classe imediatamente inferior à classe máxima.

Em termos físicos, isto significa que as áreas de vegetação hidrófila são as áreas permanentemente saturadas enquanto que as áreas de vegetação higrófila são as primeiras áreas a atingirem o estado de saturação na bacia hidrográfica mediante a ocorrência de um evento de precipitação que altere a dinâmica das áreas saturadas.

Esta adequação tornou o mapa de IT fisicamente compatível com a distribuição espacial das áreas saturadas da bacia determinadas de forma empírica, eliminando eventuais inconsistências relacionadas à precisão e escala da base cartográfica e ao método de geração

do MDT. A Figura 25 apresenta a distribuição espacial do IT para a bacia do rio Pequeno utilizado na simulação.

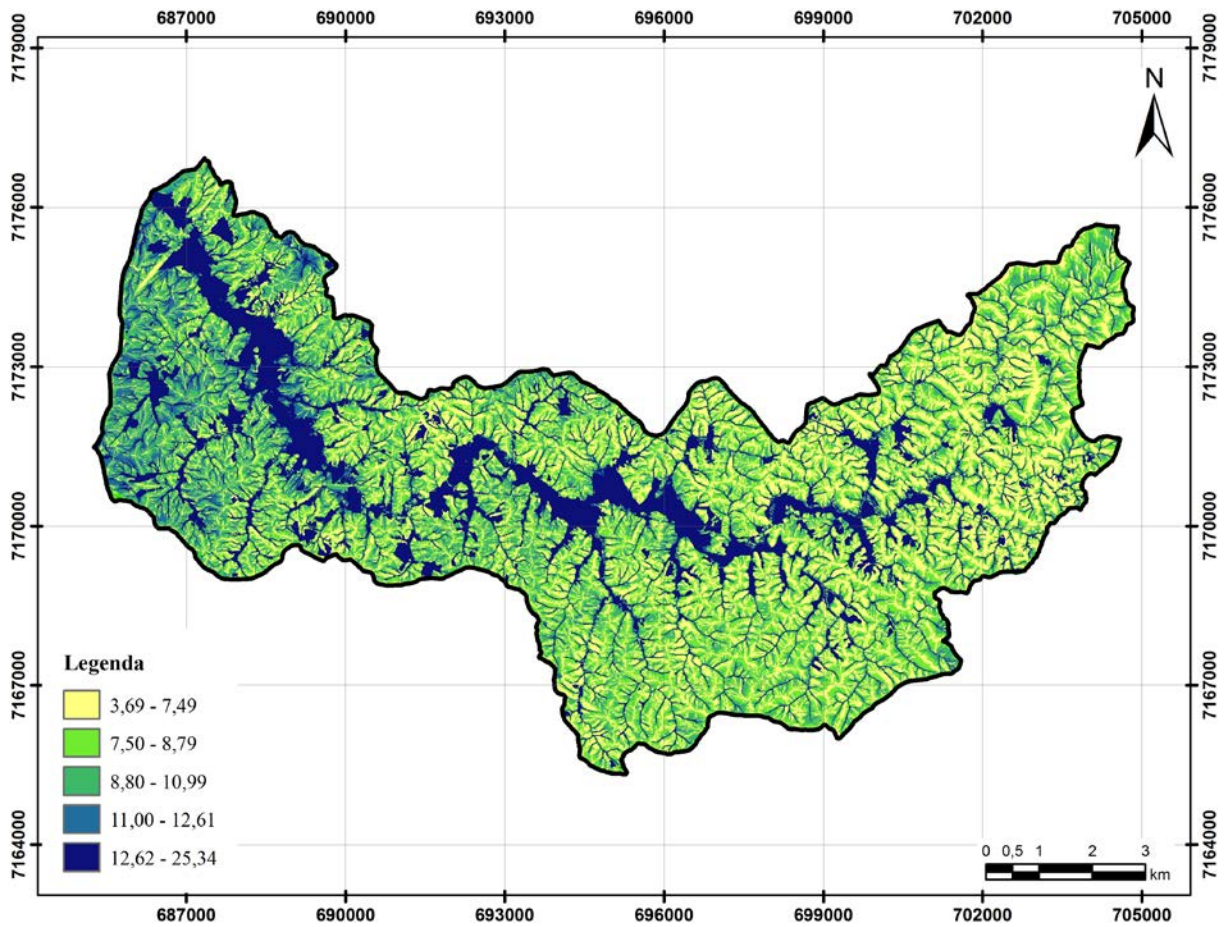


Figura 25 - Distribuição espacial do índice topográfico considerando as áreas de saturação permanente e temporária em sua elaboração.

5.2 Simulação do processo precipitação-vazão com o TOPMODEL

5.2.1 Hidrograma

A etapa de modelagem com a aplicação do modelo TOPMODEL foi realizada para a série de 1/8/1983 a 30/11/2010, totalizando 9.984 dias simulados. Esta série foi subdividida em 5 períodos em virtude da limitação da versão utilizada do TOPMODEL em processar arquivos de entrada com até 2.500 registros. Os períodos utilizados para a simulação, bem como os parâmetros calibrados são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 - Períodos simulados e parâmetros calibrados no TOPMODEL.

| | Início | Final | m | $\ln(TO)$ | Sr_{max} | Sr_{init} | $ChVel$ | COE |
|-------|------------|------------|------|-----------|------------|-------------|---------|-------|
| 1 | 01/08/1983 | 31/12/1989 | 0,17 | -1,5 | 0,04 | 0,001 | 550 | 0,54 |
| 2 | 01/12/1989 | 30/06/1996 | 0,12 | -1,2 | 0,03 | 0,001 | 400 | 0,69 |
| 3 | 01/06/1996 | 31/12/2002 | 0,10 | -0,5 | 0,01 | 0,001 | 525 | 0,66 |
| 4 | 01/12/2002 | 31/12/2007 | 0,08 | 0 | 0,01 | 0,001 | 450 | 0,62 |
| 5 | 01/12/2007 | 30/11/2010 | 0,09 | 0 | 0,03 | 0,001 | 450 | 0,65 |
| Média | | | 0,11 | -0,64 | 0,02 | 0,001 | 475 | |

onde: m = função da transmissividade exponencial; $\ln(TO)$ = logaritmo natural de transmissividade do solo saturado; Sr_{Max} = armazenamento máximo de água na zona das raízes; Sr_{init} = déficit de armazenamento inicial na zona das raízes; $ChVel$ = velocidade de propagação no canal; COE = coeficiente de eficiência, proposto por Nash-Sutcliffe (1970).

A calibração dos parâmetros foi realizada diretamente no modelo, de maneira semi-automática e com o objetivo de maximizar o coeficiente de eficiência (COE). O COE , proposto por Nash & Sutcliffe (1970), é um método estatístico utilizado para avaliar a qualidade das simulações que varia de $-\infty$ a 1, sendo que 1 indica o ajuste perfeito e é calculado conforme Equação (24):

$$COE = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q})^2} \quad (24)$$

onde COE é o coeficiente de eficiência de Nash & Sutcliffe (adimensional); Q_{obs} é a vazão observada (m^3/s), Q_{sim} é a vazão simulada (m^3/s) e \bar{Q} é a vazão média observada (m^3/s).

O hidrograma comparativo das vazões observada e simulada, em escalas diárias e acumuladas bem como o COE calculado para toda simulação, são apresentados na Figura 26.

A série diária simulada apresentou ajuste em relação à série diária observada, atingindo um $COE=0,67$, sendo este valor calculado em toda a série e excluindo os períodos de aquecimento do modelo. O hidrograma simulado apresentou tendência geral similar à do hidrograma observado, considerando que os picos mostraram-se coerentes na maior parte da série simulada. Os resultados atingidos no processo de simulação, representados pelas Figuras 26, 27 e 28, mostraram um ajuste razoável do modelo para a simulação de séries diárias para a bacia do rio Pequeno. Em relação às recessões, os dados simulados foram ligeiramente superiores aos dados observados, sobretudo nas vazões observadas abaixo de $1,5 m^3/s$.

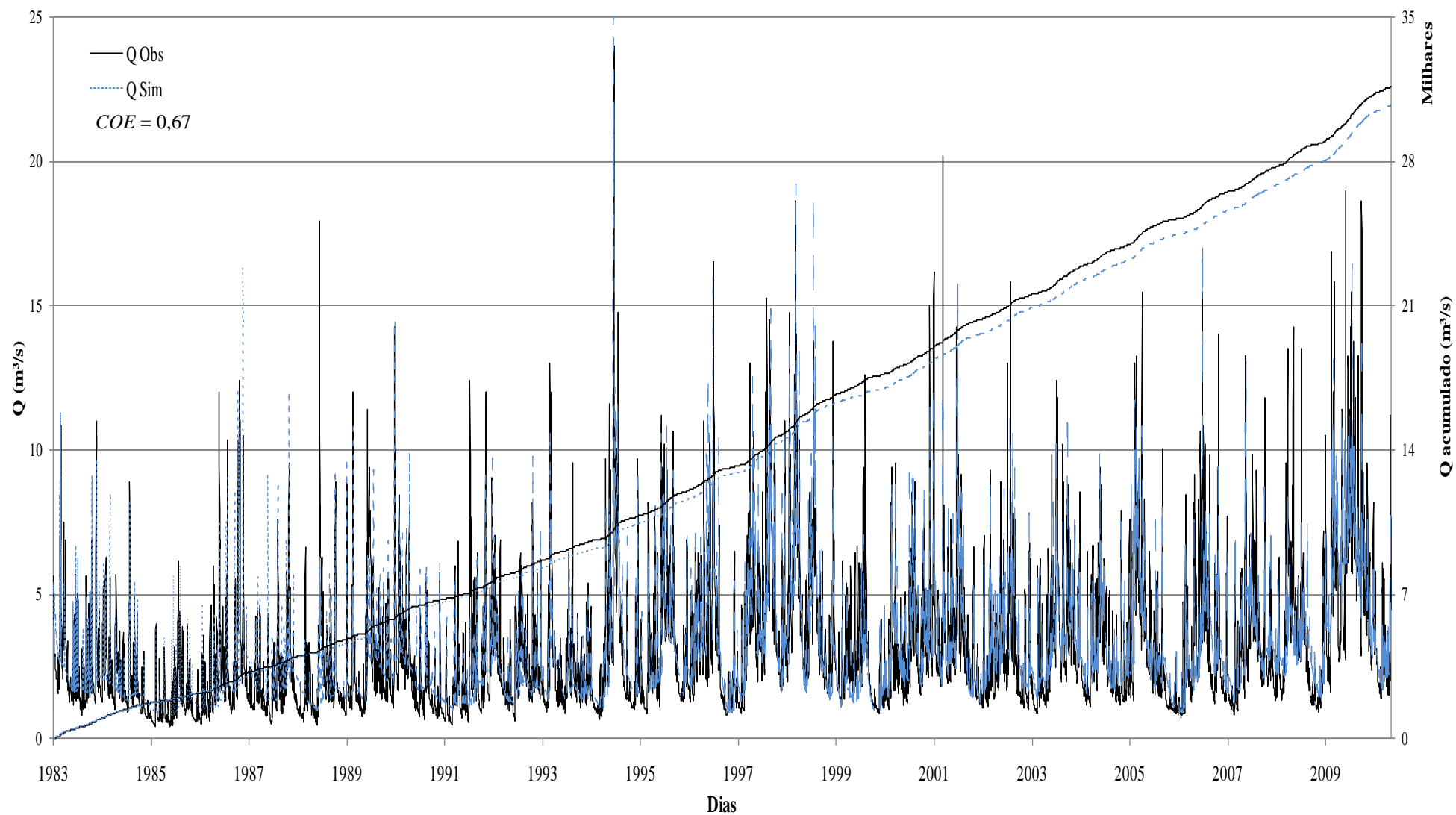


Figura 26 - Hidrograma comparativo de vazões observadas e simuladas diárias e acumuladas no tempo.

A Figura 27 mostra o gráfico das vazões acumuladas no tempo em relação à linha de tendência 1:1.

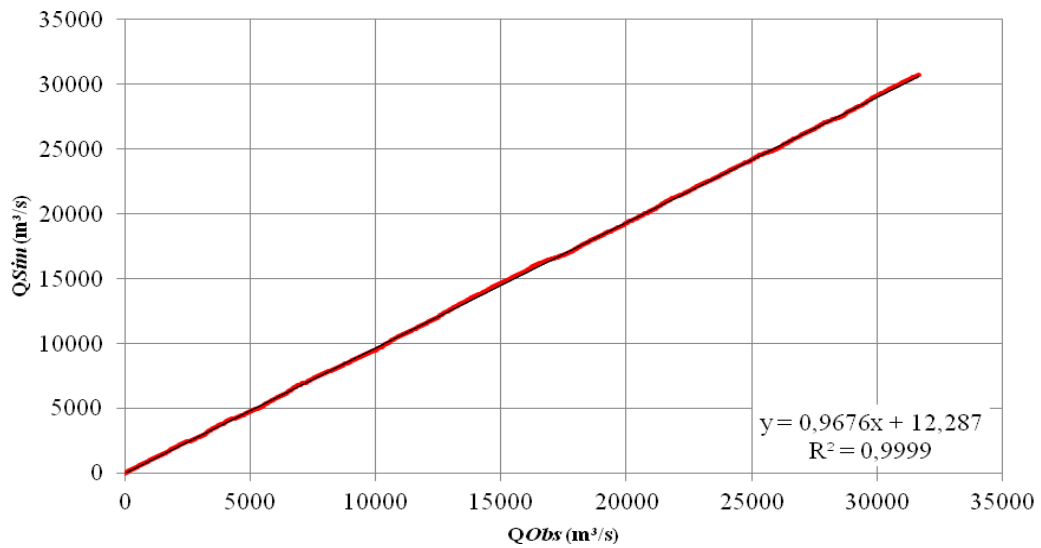


Figura 27 - Vazões observadas e simuladas acumuladas em relação a linha 1:1.

A Figura 28 apresenta o diagrama de dispersão entre os valores de vazão observada e simulada para a série. O coeficiente de determinação (R^2) da vazão diária simulada relacionada a vazão diária observada é igual a 0,694. Estatisticamente, este valor de R^2 indica que o grau de dependência dos valores de vazão diária simulada aos valores de vazão diária observada é de 69%, permanecendo 31% da variação total não-explicada, conforme indica Andriotti (2003).

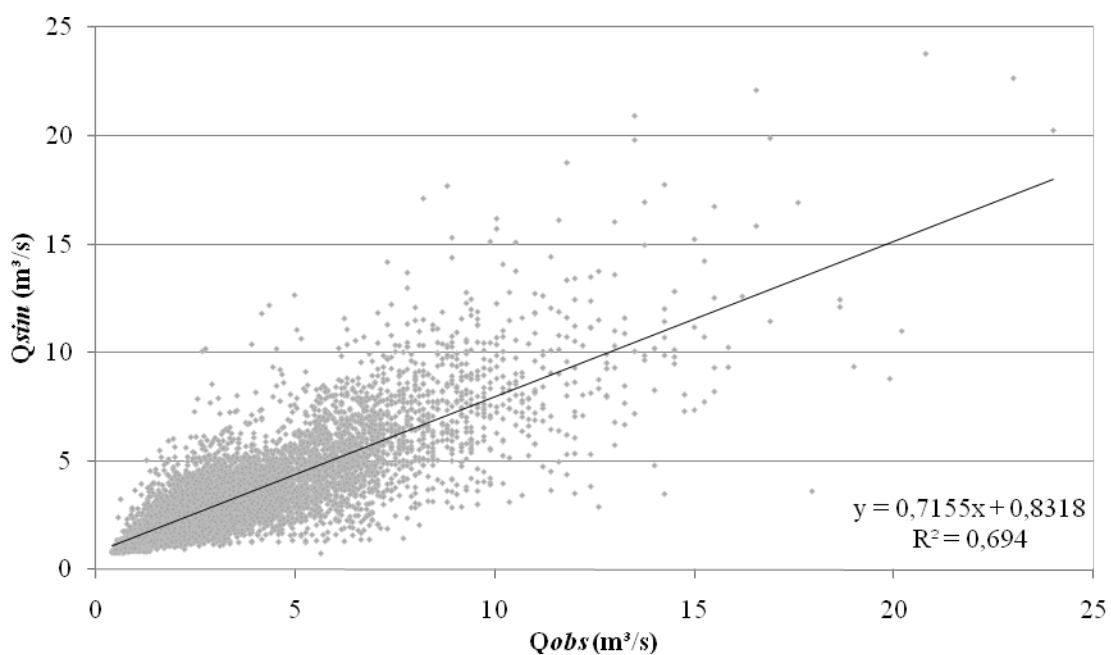


Figura 28 - Diagrama de dispersão entre os valores de vazão observada e simulada.

Deve-se ressaltar esta dificuldade em simular perfeitamente as vazões em bacias hidrográficas, uma vez que podem ocorrer processos hidrológicos na bacia não contemplados nas hipóteses simplificadoras do TOPMODEL (BEVEN, 2002), como por exemplo, a existência de escoamento subsuperficial por caminhos preferenciais ou ausência de conectividade entre as áreas saturadas (SANTOS, 2009) ou ainda situações desconsideradas no modelo, como por exemplo, tipos de cobertura do solo com respostas hidrológicas distintas e diferentes tipos de solo com diferentes propriedades físico-hídricas.

De maneira geral, o hidrograma simulado pode ser considerado satisfatório em virtude das limitações do TOPMODEL considerando dados diários. Assim, a vazão média da série observada de 3,17 m³/s, 3% superior a vazão média simulada de 3,08 m³/s.

Considerando que o TOPMODEL é um modelo fisicamente baseado, ou seja, os parâmetros estão associados a grandezas físicas, não é esperado que os valores alterem abruptamente durante períodos distintos calibrados em uma mesma bacia (SANTOS, 2009). Assim, os valores calibrados para os 5 parâmetros do modelo mostraram-se coerentes durante os 5 períodos, exceção feita aos parâmetros m e $\ln(T0)$, correspondentes ao parâmetro da recessão e a transmissividade lateral saturada do solo, que apresentaram significativa variação entre o menor e maior valor calibrado para os períodos 1 e 4 e 1 e 5, respectivamente.

O parâmetro m , que de acordo com Beven *et al.*, (1995), atua como controlador da profundidade efetiva do solo e em conjunto com a transmissividade saturada ($T0$) determinará a zona ativa do solo onde ocorrerá o escoamento subsuperficial. De acordo com Beven *et al.*, (1984) e Mine & Clarke (1996), é o parâmetro mais importante do modelo no controle da resposta hidrológica. Além de influenciar as áreas de contribuição e, portanto, a parcela da precipitação que irá se tornar escoamento superficial, o parâmetro m também possui relação direta com a contribuição de água para a vazão subsuperficial considerada no modelo.

Assim, quanto maior for o valor calibrado para o m , maior será a espessura do solo considerada como condutora do fluxo subsuperficial, indicando um perfil com maior condutividade hidráulica (FERREIRA, 2004). Comparativamente, os valores calibrados de m entre 0,09 e 0,18 estão próximos aos valores calculados para outras bacias pelo método do comportamento da recessão por Varella & Campana (2000), Schuler *et al.*, (2000) e Coelho (2003), de entre 0,10 a 0,17, entre 0,02 a 0,2 e 0,1334, respectivamente.

Um alto valor de m combinado com um alto valor calibrado do $T0$ irá caracterizar um solo raso, porém com um elevado decaimento exponencial da transmissividade (BEVEN *et al.*, 1995). Desta forma, o $\ln(T0)$ irá referir-se a condutividade lateral no perfil do solo, ao

passo que em geral, as medidas de campo e pressupostos do modelo supõe a ocorrência do princípio de isotropia dos solos. Schuler *et al.*, (2000) indicam que, de maneira geral, os valores calibrados do $T0$ no modelo são superestimados se comparados com dados medidos em virtude do fator escalar no modelo ao não considerar fluxos de macroporos e caminhos preferenciais.

O valor médio calibrado para os 5 períodos simulados do parâmetro $\ln(T0)$ foi de -0,64, representando uma transmissividade lateral média de:

$$T0 = e^{-0,64} \approx 0,52 \text{ m}^2/\text{h} \quad (25)$$

Este valor médio de transmissividade é equivalente a uma condutividade hidráulica saturada (Ks) de aproximadamente 0,15 cm/s para um solo de 1 metro de profundidade. Comparativamente, Santos (2001) calibrou para a bacia do rio Pequeno utilizando séries horárias no TOPMODEL, um valor de $T0 = 0,05 \text{ m}^2/\text{h}$, equivalente a um $Ks = 0,03 \text{ cm/s}$ para um solo de 1 metro de profundidade.

O parâmetro Sr_{max} refere-se a capacidade máxima de armazenamento de água na zona das raízes e está intimamente relacionado com características físicas do solo, tipo e estado de desenvolvimento das culturas (FERREIRA, 2004), condicionando os processos hidrológicos de evapotranspiração e percolação. Os valores definidos na calibração para o parâmetro Sr_{max} , entre 0,01m a 0,04m, estão condizentes com outros trabalhos utilizando o TOPMODEL em condições similares (VARELLA & CAMPANA, 2000) e inferiores aos valores encontrados em Coelho (2003) e Ferreira (2004), respectivamente 0,09m e 0,05m a 0,12m. Entretanto, diferentemente do observado na calibração do TOPMODEL para a bacia do rio Pequeno, com exceção de Varella & Campana (2000) para os demais autores supracitados o parâmetro Sr_{max} mostrou-se pouco sensível no ajuste.

De maneira geral, o parâmetro Sr_{init} mostrou pouca ou nenhuma sensibilidade nos períodos calibrados, sendo o seu valor fixado em 0,001. Conforme Schuler *et al.*, (2000), Santos (2001) e Ferreira, (2004) recomenda-se que o valor calibrado para este parâmetro seja inferior ao Sr_{max} , sendo esta condição não atendida em todos os períodos da calibração. Destaca-se também que este parâmetro está relacionado a condição antecedente de umidade da bacia hidrográfica, sendo que é o único parâmetro do TOPMODEL que pode variar no tempo (SANTOS, 2009). Considerando que todos os períodos possuem séries longas, é

natural que o parâmetro Sr_{mit} apresente pouca sensibilidade devido a extensão temporal dos dados, uma vez que a condição de umidade do solo é estimada ao longo da simulação.

Por fim, o parâmetro $ChVel$ indica a velocidade de propagação da onda de cheia. Foi calibrado um valor médio de 475m/hr, ligeiramente inferior aos valores médios encontrados em Santos (2001). Entretanto, conforme indicado pelo autor, ambos os valores são inferiores ao estimado na estação fluviométrica da Fazendinha de aproximadamente 800m/hr. Assim, Santos (2001) indica que esta diferença é devido à ocorrência de trechos em que o rio Pequeno possui menores velocidades do que a velocidade estimada na estação. De maneira geral, os valores calibrados para a bacia do rio Pequeno são inferiores aos valores calibrados em outras bacias hidrográficas (MINE & CLARKE, 1996; COELHO, 2003; FERREIRA, 2004; SANTOS, 2009), entretanto esta discrepância é função das diferentes características físicas dos canais, tais como declividade, formato da calha fluvial e material do leito, e também de fatores como permeabilidade do solo e intensidade e distribuição da precipitação.

5.2.2 Dinâmica das áreas saturadas

Das simulações realizadas com o TOPMODEL para a série diária de 01/08/1983 a 30/11/2010 obteve-se também a porcentagem de áreas saturadas na bacia do rio Pequeno para os 9.984 dias simulados. Matematicamente, de acordo com os pressupostos do TOPMODEL, pode-se ainda considerar que esta distribuição das áreas saturadas na bacia seja análoga a distribuição espacial de áreas onde o déficit de umidade no perfil do solo é zero para o dia simulado.

Durante todo o período simulado, observou-se uma variação da porcentagem de área saturada na bacia entre 17,0% a 38,0%, conforme observado na Tabela 5. Os valores mínimos e máximos de áreas saturadas estão coerentes com a aplicação do TOPMODEL na bacia do rio Pequeno utilizando séries hidrológicas em escala horária (SANTOS, 2001).

De maneira geral, a dinâmica das áreas saturadas na bacia do rio Pequeno é extremamente sensível, representado pela rápida resposta à precipitação e a recessões abruptas em pequenos períodos de estiagem, conforme observado na Figura 29.

Tabela 5 - Porcentagens mínimas, máximas e médias de áreas saturadas para a bacia do rio Pequeno.

| Período simulado | | Proporção de área saturada (%) | | |
|------------------|------------|--------------------------------|------|-------|
| Início | Final | Min. | Máx. | Média |
| 01/08/1983 | 31/12/1989 | 22,0 | 33,5 | 26,3 |
| 01/12/1989 | 30/06/1996 | 22,0 | 38,0 | 28,0 |
| 01/06/1996 | 31/12/2002 | 18,1 | 35,7 | 23,4 |
| 01/12/2002 | 31/12/2007 | 17,1 | 28,7 | 20,8 |
| 01/12/2007 | 30/11/2010 | 17,0 | 23,8 | 20,2 |
| Min. | | 17,0 | 23,8 | |
| Máx. | | 22,0 | 38,0 | |

Observa-se ainda na Figura 30 a variação espacial das áreas saturadas para a bacia do rio Pequeno durante 4 momentos específicos na série, identificados no gráfico da dinâmica de saturação (Figura 29).

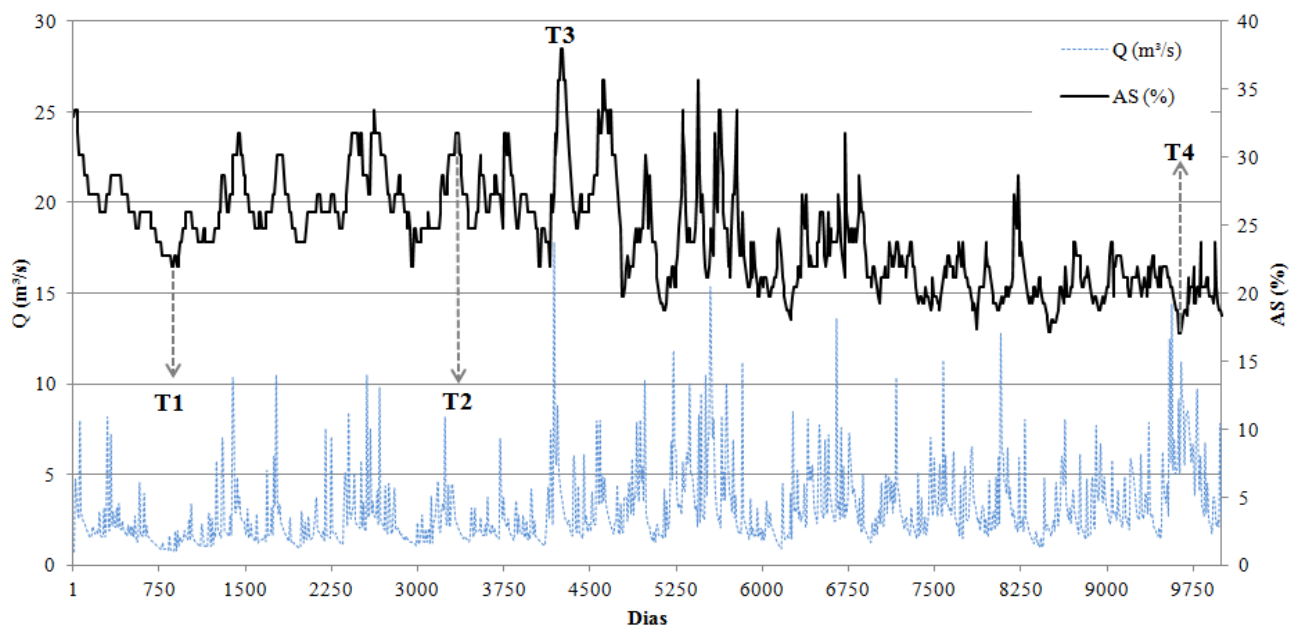


Figura 29 - Dinâmica das áreas saturadas em relação à vazão observada na bacia do rio Pequeno.

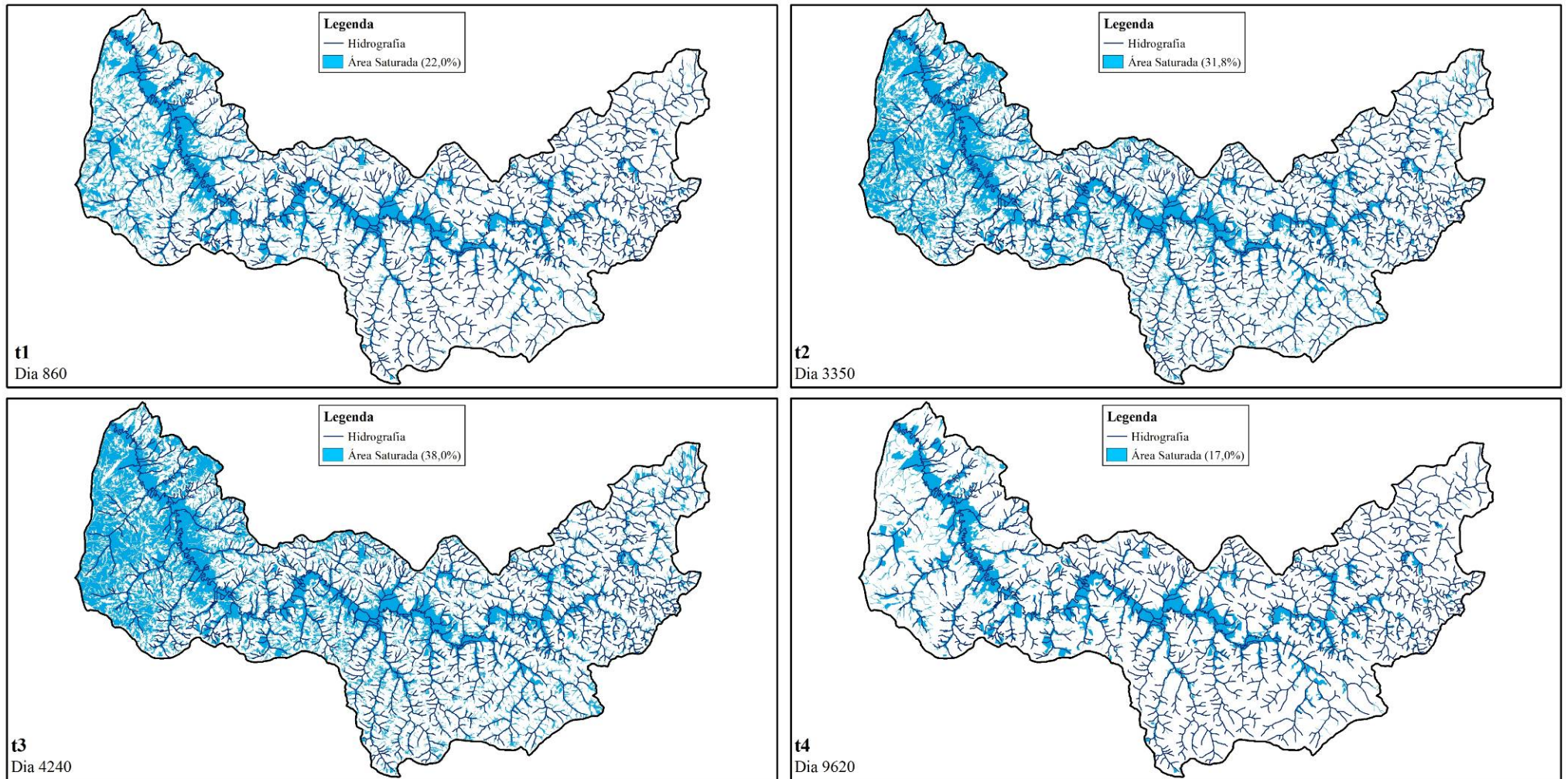


Figura 30 - Variação espacial das áreas saturadas para a bacia do rio Pequeno em 4 momentos distintos.

O valor mínimo de 17,0% encontrado em t4 na Figura 30 representa a porcentagem de área permanentemente saturada da bacia, estimada pelo TOPMODEL durante o período simulado. Este valor é correspondente aos valores de áreas saturadas mapeados para a bacia, ou seja, à soma das áreas permanentemente saturadas ocupadas por vegetação hidrófila (14,3%) e corpos hídricos (2,7%). Em t3, observa-se o pico da ocorrência de área saturada para a bacia do rio Pequeno durante os 9.984 dias simulados. Em t1 e t2 observa-se a configuração espacial das áreas saturadas em momentos aleatórios da simulação. Configura-se assim, a fração variável da área na qual o processo de saturação do solo ocorre ao longo do tempo, conforme expresso na teoria da área variável de afluência (CAPPUS, 1960; TSUKAMOTO, 1963; HEWLETT & HIBBERT, 1967).

A variação espacial das áreas saturadas observadas na simulação pode ser considerada coerente com as características topográficas da bacia do rio Pequeno devido ao predomínio de largas planícies fluviais e várzeas de inundação caracterizadas por vertentes longas e de baixas declividades ao longo do rio principal, assim estas áreas são consideradas como sendo de propícia saturação do perfil do solo. Desta forma, corrobora-se com a idéia do controle exercido pela topografia nos mecanismos de geração de escoamento via áreas saturadas.

De acordo com o SiBCS (EMBRAPA, 2006), nestas áreas de planície são comumente encontrados solos hidromórficos, devido a estas serem áreas de grande acumulação de fluxo (RICHARDSON *et al.*, 2001). Assim, admite-se conforme exemplificado no item 5.1 que a área permanentemente saturada na bacia coincide em sua maioria com as áreas de ocorrência de Organossolo Háplico, solos que ocorrem notadamente em ambientes mal drenados e apresentam características hidromórficas, localizados, sobretudo ao longo dos rios e nas cabeceiras de drenagem.

A área saturada máxima obtida pela simulação correspondeu a 38% da área total da bacia do rio Pequeno. Apesar de alto, o valor pode ser considerado coerente com as características topográficas da bacia, notadamente no terço inferior do rio Pequeno onde a suave topografia favorece a acumulação de fluxo e ocorrência de zonas de saturação temporárias.

A distribuição espacial das áreas saturada mínimas e máximas pode ser observada na Figura 31.

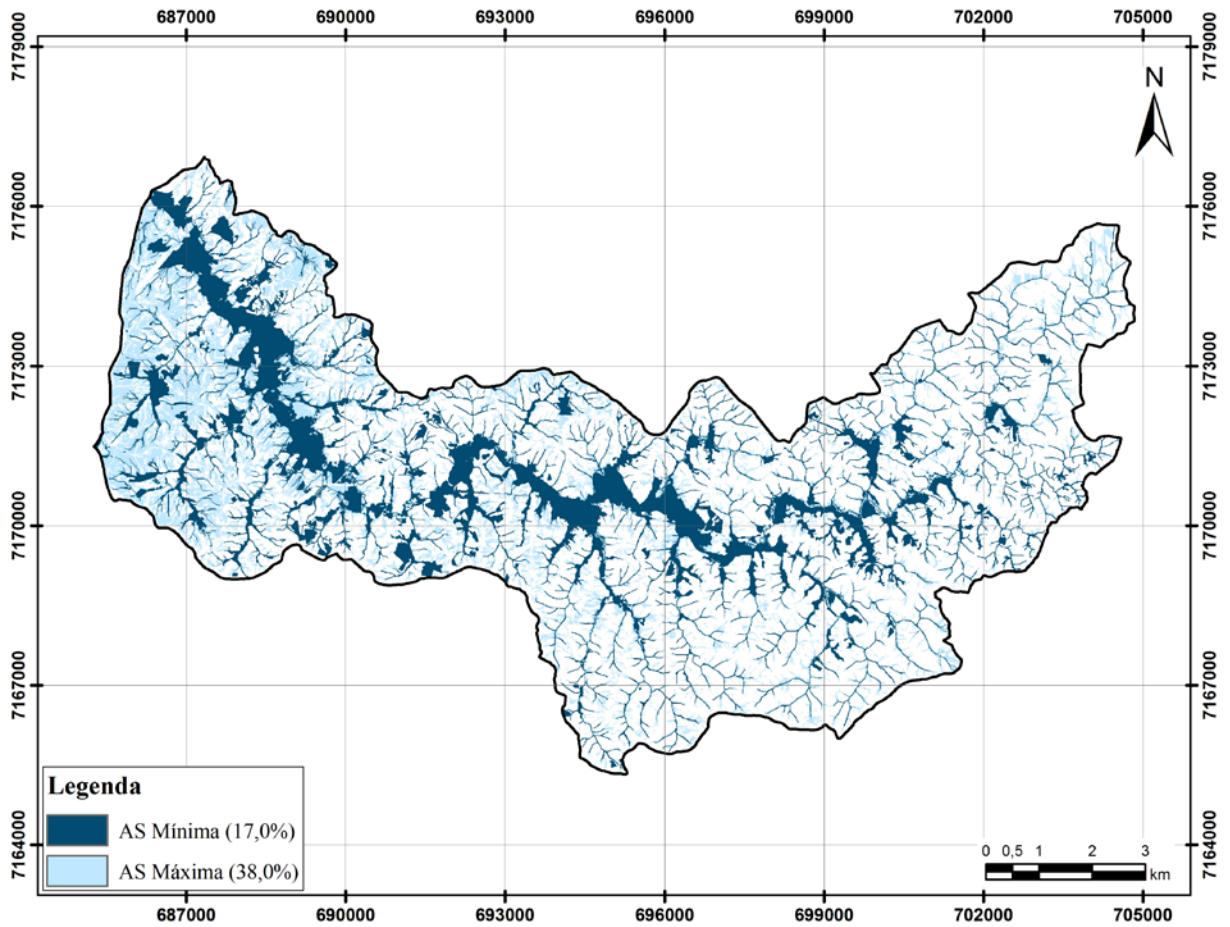


Figura 31 - Áreas saturadas mínimas e máximas na bacia do rio Pequeno, PR.

5.2.3 Probabilidade de saturação

O mapa de probabilidade de saturação (P_{sat}) para a bacia do rio Pequeno foi elaborado conforme metodologia proposta por Walter *et al.*, (2000). Desta forma, considerou-se que o P_{sat} é calculado para cada *pixel* da bacia hidrográfica considerando o período em que este se encontra saturado em relação ao tempo total, sendo expresso pela relação:

$$P_{sat} A_i = \frac{\sum n_{sat}}{\sum n_{tt}} \quad (26)$$

onde n_{sat} é o número de dias em que o pixel A_i encontra-se saturado e produz escoamento superficial, n_{tt} é a quantidade total de dias considerado no período simulado.

Assim, a partir dos dados simulados da dinâmica das áreas saturadas, apresentados na Figura 29, pode-se estabelecer a relação entre a probabilidade de saturação e área saturada da bacia do rio Pequeno (Figura 32), obtendo-se uma curva de permanência das áreas saturadas,

a exemplo daquelas construídas para análise de vazões. Nota-se na Figura 32 que uma determinada porção da bacia permanece 100% do tempo saturada, correspondendo aos 17% de área saturada mínima mencionada anteriormente, e que acima deste valor existe uma dinâmica temporal das áreas saturadas até um máximo de 38% da área da bacia.

Em termos gráficos, observa-se na Figura 31 a ocorrência de 3 patamares distintos na curva de permanência das áreas saturadas. Os extremos apresentam tendência brusca com elevada inclinação em relação aos eixos. O trecho médio da curva de permanência apresenta taxa de decaimento constante e uma inclinação próxima de 45°, podendo ser consideradas áreas com regime de saturação mais dinâmico e sujeitas a variações na precipitação.

Pode-se fazer uma abordagem ligeiramente diferente desta situação ao considerar a idéia de unidades de resposta hidrológica (FLÜGEL, 1995). Em relação aos aspectos geomorfológicos da bacia, pode-se afirmar que, os 17% de área saturada correspondem às planícies de inundação dos canais. O trecho médio da curva corresponde aos terraços fluviais que atingem o estado de saturação de acordo com a magnitude do evento e cuja área saturada varia linearmente com a probabilidade de saturação. A partir de aproximadamente 27% de área até os 38% de área referem-se às áreas cuja saturação é rara, localizadas na transição entre as encostas e os vales. E as áreas acima de 38% no gráfico referem-se à porção das vertentes e topos de morro na bacia que não atingem o estado de saturação do solo.

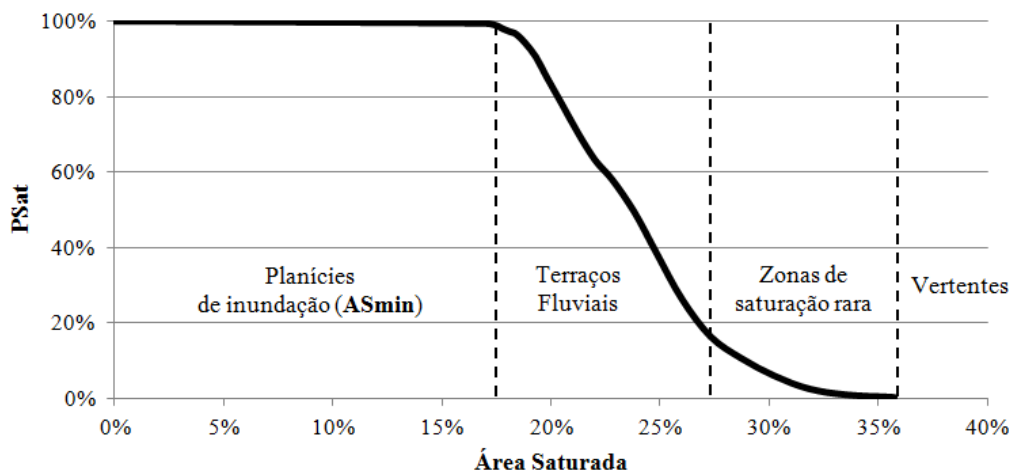


Figura 32 – Curva de permanência de áreas saturadas.

A permanência das áreas saturadas ao longo do tempo também pode ser analisada com base na relação entre o valor do índice topográfico que se encontra saturado em um determinado momento da simulação e a P_{sat} correspondente (Figura 33). Desta forma, observa-se que os valores de IT que indicam espacialmente as áreas que fazem parte do processo de área variável de afluência variam entre o intervalo 9,3 a 13,0, correspondendo a,

respectivamente, uma P_{sat} de aproximadamente 1% (AS máxima) e 100% (AS mínima) no tempo simulado.

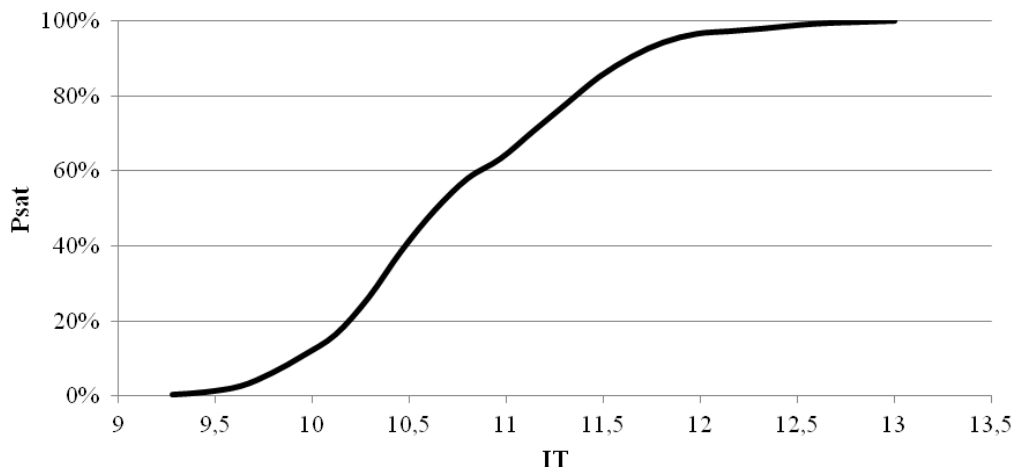


Figura 33 - Relação entre áreas saturadas e respectivos valores de índice topográfico.

Considerando que a P_{sat} é variável no espaço e pode ser obtida a partir da relação entre a dinâmica das áreas saturadas e o mapa de IT, realizou-se a compilação da P_{sat} resultando em um mapa que indica, em relação ao tempo total, a porcentagem de tempo que cada *pixel* permanece saturado, conforme mostrado na Figura 34.

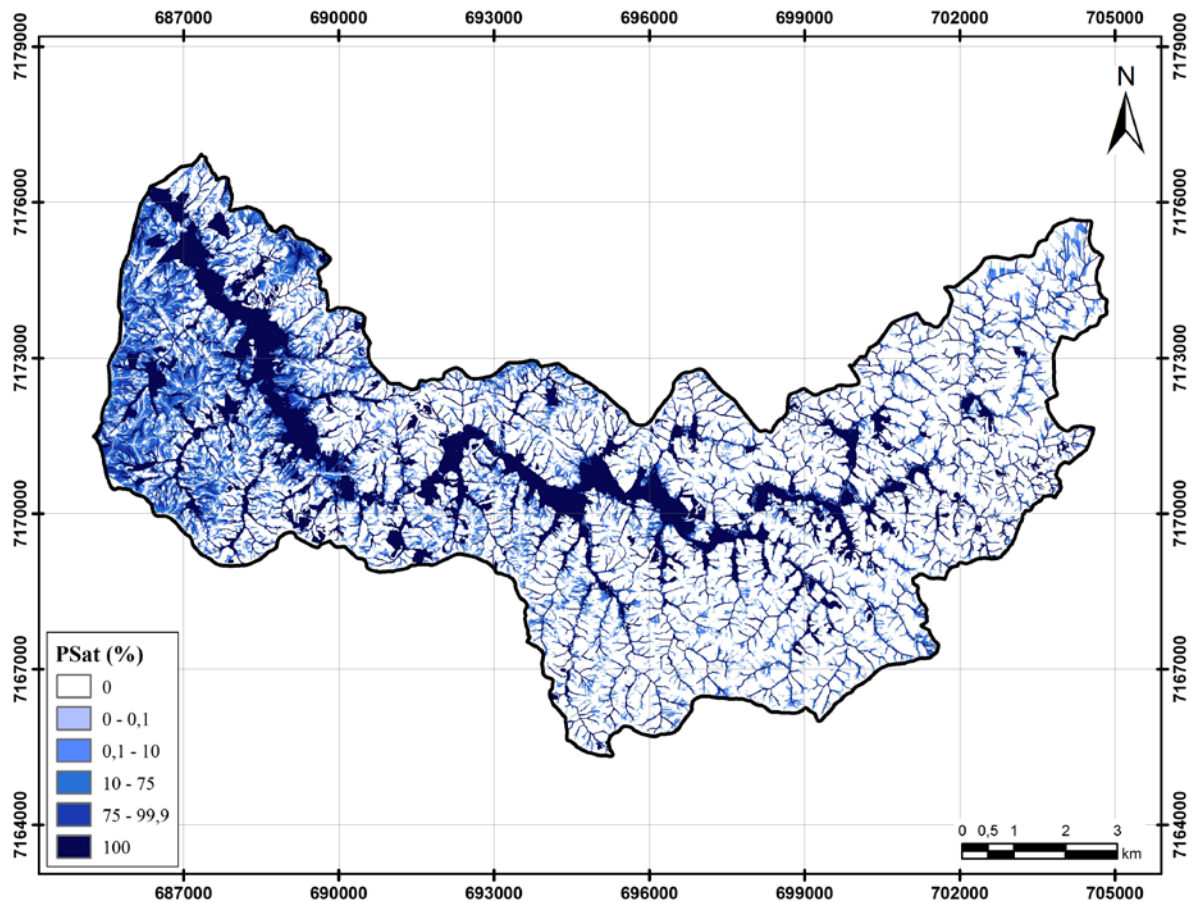


Figura 34 - P_{sat} da bacia do rio Pequeno.

5.3 Definição do limite de sensibilidade hidrológica e delimitação das áreas hidrologicamente sensíveis

Considerando a problemática da adoção de um atributo físico da paisagem para definição do limite de sensibilidade hidrológica e conseqüente enquadramento das áreas hidrologicamente sensíveis na paisagem, neste trabalho propõe-se a utilização das áreas com a ocorrência de vegetação higrófila na bacia hidrográfica como limiar superior de sensibilidade hidrológica. Ou seja, para a bacia do rio Pequeno são consideradas como base para delimitação das AHS as áreas cujas condições pedológicas e topográficas são propícias à ocorrência de vegetação hidrófila e de vegetação higrófila, além dos rios.

Assim, os resultados obtidos nesta pesquisa indicam que as áreas saturadas da bacia do rio Pequeno são dinamicamente determinadas pelas condições topográficas e pedológicas e apresentam uma influência significativa na distribuição espacial das tipologias vegetais. Optou-se por uma abordagem que considera os seguintes condicionantes ambientais para delimitação do limiar de sensibilidade (Figura 35). Considera-se então que os processos que irão influenciar o limite de sensibilidade hidrológica partem da sinergia de processos pretéritos, configuração atual da paisagem e processos característicos que continuarão ocorrendo ou terão sua ocorrência alterada mediante forças externas.

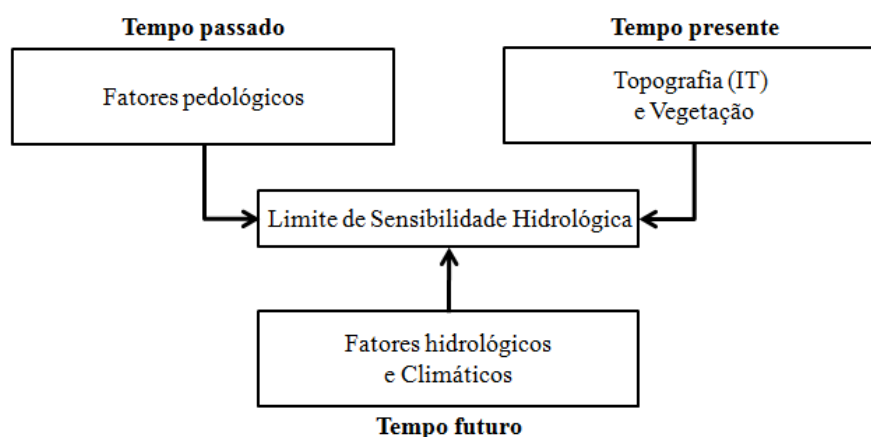


Figura 35 - Dinâmica temporal dos processos envolvidos na definição do limite de sensibilidade hidrológica.

Desta forma, a inclusão do atributo pedológico é em função de o solo ser resultante da ação de processos pedogenéticos que alteram a composição físico-química e biológica do material de origem. A vegetação e a topografia, consideradas neste estudo a partir da incorporação do índice topográfico na simulação, podem ser consideradas como a configuração atual das condições fisiográficas da bacia hidrográfica.

Considera-se aqui que tanto os fatores pedológicos, topográficos e vegetação considerada são elementos cuja dinâmica de alteração ou frequência de estabelecimento são lentos em comparação aos processos hidrológicos. Estes, por sua vez, possuem uma dinâmica fortemente influenciada pelas condições climáticas de modo que sua sensibilidade e resposta a alterações na dinâmica ambiental são produzidas em um tempo cronológico mais rápido que os demais.

Com base nos resultados da dinâmica das áreas saturadas obtidas pelo TOPMODEL e sua distribuição espacial, obteve-se que a P_{sat} correspondente a área de ocorrência de vegetação higrófila durante o período simulado foi de aproximadamente 90%, P_{sat} esta referente a uma área saturada de 21,45km², ou 20,46% da área total. Este valor de $P_{sat} = 90,0\%$ é indicativo da probabilidade de saturação das áreas com vegetação higrófila, sendo utilizado como base para enquadramento das áreas hidrologicamente sensíveis. Além de óbvio indicativo para a ocorrência de vegetação hidrófila e higrófila, este valor de P_{sat} indica ainda áreas cuja dinâmica natural permitiria a ocorrência destas tipologias vegetais, porém em um processo de manejo tiveram seu uso alterado, conforme Tabela 6.

Como forma de avaliação do valor ótimo de P_{sat} a ser utilizado para o enquadramento das áreas hidrologicamente sensíveis na bacia do rio Pequeno analisou-se diferentes cenários de limiar e os seus impactos na porcentagem de área da bacia e classes de uso do solo definidos como AHS. Desta forma, foram analisados 12 valores de P_{sat} variando entre 0,3% a 100%.

A Tabela 6 e a Figura 36 comparam os diferentes cenários analisados e respectivas áreas enquadradas como AHS em cada uso do solo presente na bacia. Devido aos valores de área das classes “Solo Exposto” e “Vegetação Hidrófila” permanecerem praticamente constantes em todos os cenários, estas classes não são apresentadas na Figura 36. E, as áreas coincidentes com os corpos hídricos foram desconsideradas na análise dos cenários de P_{sat} devido a permanecerem saturadas durante o período simulado.

Tabela 6 - Cenários de P_{sat} para definição de AHS.

| P_{sat} (%) | Classes de uso do solo (km ²) | | | | | | | | | Total (km ²) |
|------------------|---|-----------|-------|----------|----------|-----------|-----------|------------|------------|-----------------------------|
| | Agric. | Área Urb. | Campo | Floresta | Pastagem | Reflores. | Solo Exp. | Veg. Hidr. | Veg. Higr. | |
| 1,0 | 4,15 | 1,32 | 5,37 | 8,35 | 0,22 | 0,50 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 36,97 |
| 5,0 | 3,48 | 1,18 | 4,83 | 7,55 | 0,18 | 0,42 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 34,70 |
| 10,0 | 3,18 | 1,11 | 4,42 | 6,84 | 0,17 | 0,39 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 33,17 |
| 20,0 | 2,58 | 0,95 | 3,63 | 5,61 | 0,14 | 0,31 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 30,28 |
| 30,0 | 2,32 | 0,87 | 3,26 | 5,10 | 0,12 | 0,28 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 29,01 |
| 40,0 | 2,07 | 0,80 | 2,91 | 4,67 | 0,11 | 0,25 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 27,87 |
| 50,0 | 1,84 | 0,72 | 2,79 | 4,30 | 0,10 | 0,22 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 27,03 |
| 60,0 | 1,64 | 0,64 | 2,50 | 3,97 | 0,09 | 0,20 | 0,01 | 14,97 | 2,08 | 26,10 |
| 70,0 | 1,44 | 0,57 | 2,31 | 3,69 | 0,08 | 0,18 | 0,00 | 14,97 | 2,08 | 25,32 |
| 80,0 | 1,18 | 0,43 | 2,04 | 3,02 | 0,06 | 0,14 | 0,00 | 14,97 | 2,08 | 23,92 |
| 90,0 | 0,97 | 0,37 | 1,84 | 1,04 | 0,06 | 0,12 | 0,00 | 14,97 | 2,08 | 21,45 |
| 100,0 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 14,97 | 0,00 | 14,97 |

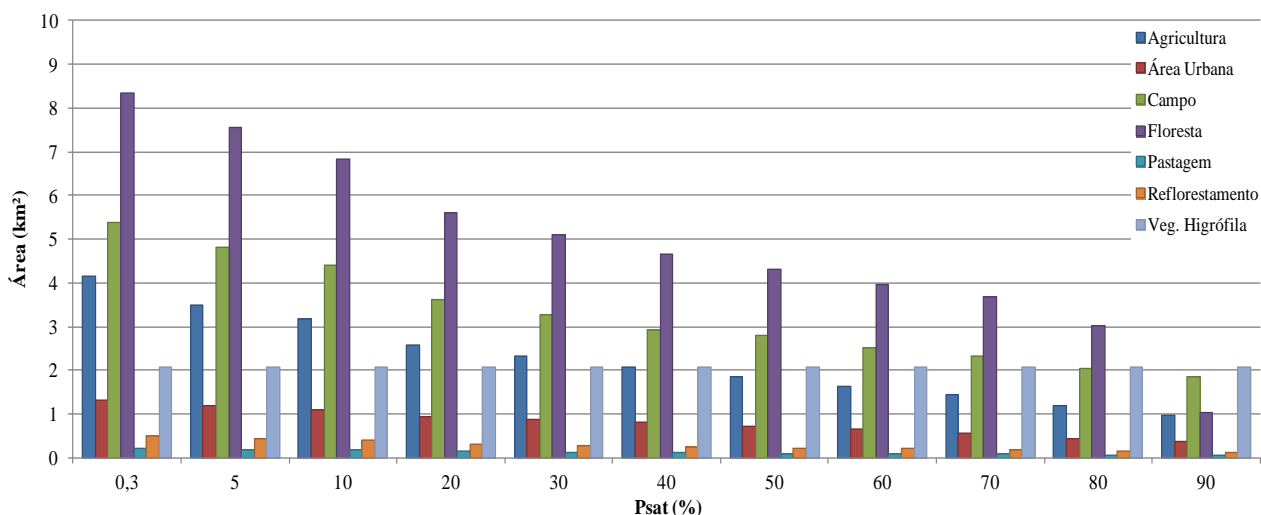


Figura 36 - Cenários para enquadramento de AHS de acordo com diferentes P_{sat} .

Neste sentido, esta informação referente à sua extensão espacial e classes de solo enquadradas como AHS pode ser extremamente útil como forma de aproximação do conceito de AHS a noção de áreas de preservação permanente. Gorsevski *et al.*, (2008) indica que a implementação de um valor limite para o enquadramento de uma AHS enquanto APP deve variar de acordo com os objetivos do manejo proposto para a bacia em questão.

Com base nas informações da Figura 36 pode-se observar a existência de relação inversa entre o valor de P_{sat} e a área total enquadrada como AHS, conforme apontado em Walter *et al.*, (2001). Desta forma uma P_{sat} igual a 0,3% seria mais restritiva do que uma P_{sat}

igual a 100%. Salienta-se ainda que estas P_{sat} correspondem as áreas saturadas máximas ($P_{sat}=0,3\%$) e mínimas ($P_{sat} = 100\%$) para o período simulado na bacia do rio Pequeno.

Com base nos resultados da definição das AHS, determinadas empiricamente a partir do atributo vegetação, e a probabilidade de saturação, obtida por modelagem hidrológica, permite cotejar os resultados desta pesquisa com algumas propostas realizadas por outros autores para definição e delimitação das AHS. Em termos absolutos, o valor de $P_{sat} = 90\%$ é superior ao observado nas propostas anteriores de enquadramento de AHS. Walter *et al.*, (2001) propõem um valor ótimo de $P_{sat} = 30\%$, já Agnew *et al.*, (2006) observa que um valor de $P_{sat} = 5,0\%$ para a delimitação das AHS em bacias hidrográficas. Observa-se ainda a conceituação de AHS proposta por Gorsevski *et al.*, (2008) que, empiricamente, definem AHS como sendo a área da bacia hidrográfica que encontra-se permanentemente saturada ($P_{sat} = 100\%$).

A Figura 37 mostra um panorama dos diferentes valores de P_{sat} observados na literatura e o resultado deste trabalho em relação à área enquadrada como AHS, no sentido de demonstrar as implicações na sua adoção para a bacia do rio Pequeno. Para efeitos comparativos, os marcadores em cinza referem-se aos diferentes valores de P_{sat} já adotados como limite de sensibilidade hidrológica na literatura consultada e o marcador em vermelho refere-se ao valor ótimo de P_{sat} proposto neste trabalho para a bacia do rio Pequeno.

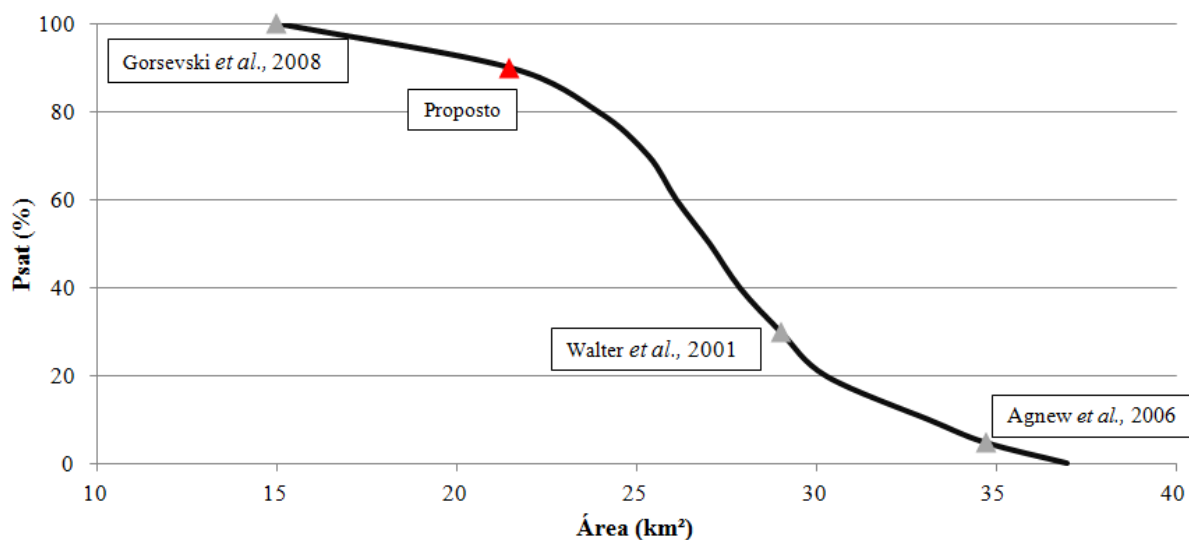


Figura 37 - Diferentes valores do limite de sensibilidade hidrológica aplicados na bacia do rio Pequeno, PR em relação à área enquadrada como AHS.

Neste sentido, observa-se para a bacia do rio Pequeno que, com base nas características físicas locais, o limite de sensibilidade hidrológica corresponde a um $P_{sat} = 90\%$. Como o valor do P_{sat} e a área enquadrada como AHS são inversamente proporcionais, o

valor de P_{sat} utilizado como limite de sensibilidade hidrológica para a bacia do rio Pequeno pode ser considerado pouco restritivo, uma vez que somente as áreas permanentemente saturadas e áreas cujo regime hídrico corresponde a uma saturação durante 90% do tempo são consideradas como sendo AHS.

A Figura 38 apresenta a distribuição espacial das áreas hidrologicamente sensíveis na bacia do rio Pequeno.

Em termos espaciais, pode-se observar que as AHS definidas para a bacia do rio Pequeno estão localizadas na planície de inundação do canal principal e dos canais tributários, sendo estas formadas por sedimentos recentes, em solos de regime semi-hidromórficos ou hidromórficos e caracterizadas, em sua maioria, pela presença de vegetação hidrófila e higrófila. Além destas áreas, observa-se também que as AHS mapeadas ao longo dos canais tributários no terço médio e inferior, em sua maioria contemplam também a zona ripária, a exemplo dos *buffers* das áreas de preservação permanente. Destaca-se ainda que as AHS mapeadas no terço inferior da bacia, sobretudo as áreas a sudoeste e noroeste, coincidem com áreas de ocupação urbana recente.

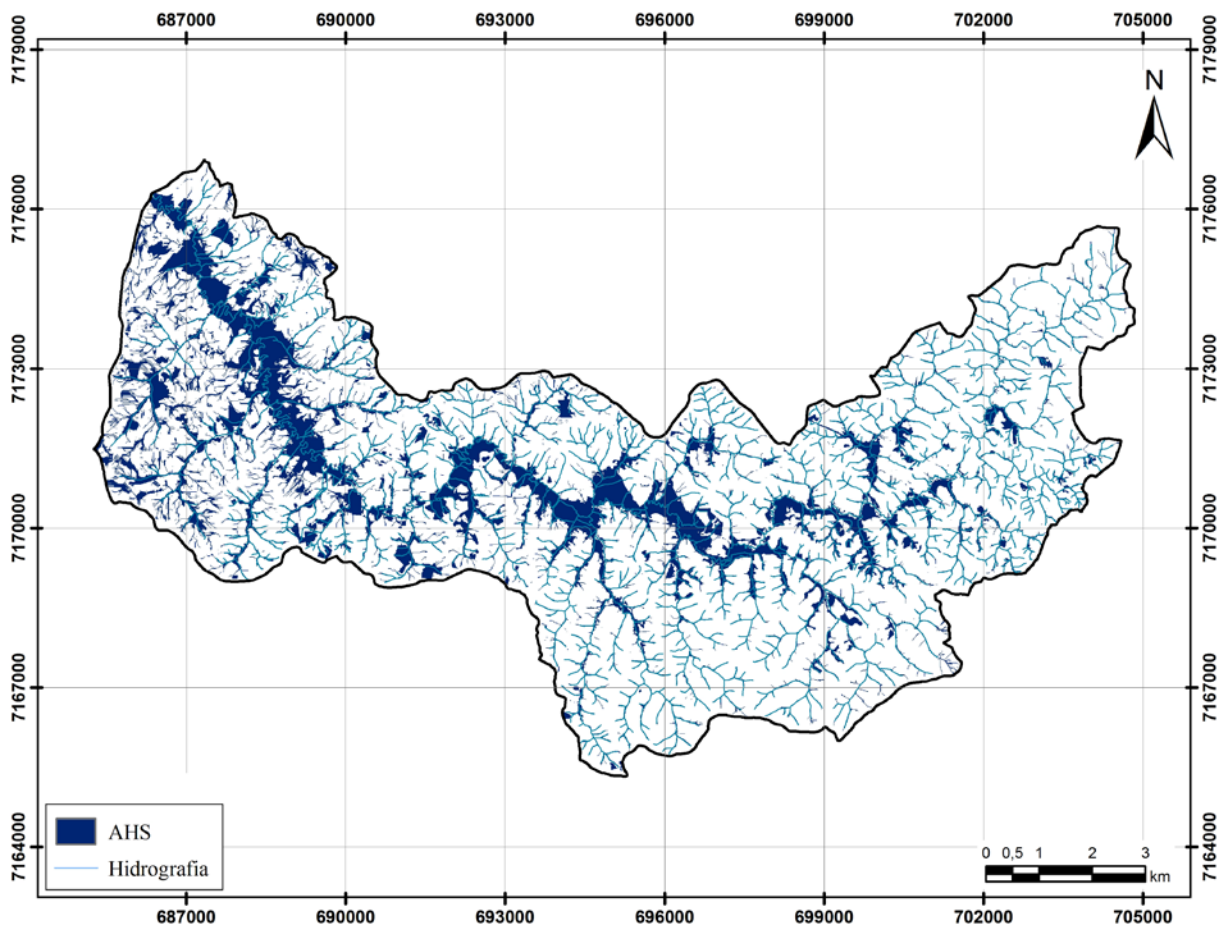


Figura 38 - Mapa das áreas hidrologicamente sensíveis na bacia do rio Pequeno.

Desta forma, o mapeamento das áreas hidrologicamente sensíveis pode servir como uma ferramenta na análise das condições ambientais da área ao confrontar esta informação com a legislação ambiental e práticas de manejo dos recursos naturais na área visando a manutenção de padrões de qualidade do solo e água.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho teve como objetivo geral investigar a relação entre a ocorrência do processo de área variável de afluência e a interação solo-vegetação em ambientes hidromórficos para identificar o limite de sensibilidade hidrológica da paisagem para o mapeamento de áreas hidrologicamente sensíveis na bacia do rio Pequeno, PR. Neste sentido, foi aplicado o modelo TOPMODEL para simular os processos de geração de escoamento presentes na bacia e a dinâmica das áreas saturadas ao longo do período de 01/08/1983 a 30/11/2010.

O TOPMODEL respondeu de forma satisfatória às condições ambientais da bacia hidrográfica e à utilização de séries diárias. Este fato é comprovado pelo *COE* médio das simulações próximo a 0,7. Desta forma, reforça-se a aplicabilidade do modelo em bacias onde o relevo é suave com clima úmido.

A opção pela utilização de dados hidrológicos diários mostrou-se eficaz, sobretudo pela possibilidade de simulação de uma série de aproximadamente 30 anos para a obtenção da dinâmica das áreas saturadas neste período, sem perdas consideráveis na qualidade dos resultados da simulação ao compará-los com outras simulações com o TOPMODEL utilizando dados horários na área de estudo. Entretanto, deve-se salientar as diferenças significativas nos valores dos parâmetros m e $\ln(T0)$ se comparado com simulações realizadas em escala horária. Porém, observa-se que esta compensação matemática nos parâmetros foi necessária para um melhor ajuste do hidrograma simulado e da aproximação dos valores mínimos e máximos de áreas saturadas já observadas na literatura.

Para uma maior acurácia das simulações das áreas saturadas em relação aos ambientes hidromórficos previamente identificados, foi necessário efetuar a consistência do mapa de índice topográfico, visando a representatividade física das características topográficas, pedológicas e da vegetação na bacia. Assim, foi proposto um método de consistência do IT a partir da classificação das áreas saturadas mediante resposta da vegetação hidrófila e solos hidromórficos e vegetação higrófila e solos semi-hidromórficos. Destaca-se que esta etapa foi fundamental devido à inexistência de um levantamento topográfico em escala adequada a representação de feições topográficas que caracterizam áreas de acumulação de fluxo em planície. Isso se deve a generalização cartográfica causada pela ausência de um volume adequado de pontos cotados em áreas de planície na escala do levantamento topográfico utilizado (1:10.000), que representem melhor pequenas feições do terreno.

A porcentagem de áreas saturadas na bacia em relação a área total variou entre 17% a 38%. A dinâmica de saturação da bacia é extremamente sensível representado pela rápida resposta à precipitação e a recessões abruptas em pequenos períodos de estiagem. Os valores estão coerentes com as condições topográficas da bacia, uma vez que sua configuração devido a extensas planícies com grandes áreas de contribuição formadas por sedimentos aluviais favorecem a formação de banhados permanentes e zonas de saturação temporária ao longo dos canais.

A identificação das AHS para a área de estudo foi definido com base nas características pedológicas e topográficas, além das características da vegetação sob ambientes (semi)hidromórficos na bacia hidrográfica. Neste sentido, destaca-se que foram enquadrados 20,49% da área total da bacia como sendo áreas hidrologicamente sensíveis.

Esta abordagem conceitual baseada na ocorrência de processos hidrológicos para delimitação de áreas de preservação surge como uma alternativa válida no processo de manejo do solo e água na escala da bacia hidrográfica. Este trabalho demonstra a aplicação prática do conceito de área hidrologicamente sensível e as relações obtidas neste estudo a partir da interação solo-vegetação podem ser utilizadas para enquadramento das áreas sensíveis na paisagem em outras bacias, ou ainda, servirem como base para definição das zonas críticas de manejo.

O limite de sensibilidade hidrológica definido empiricamente para enquadramento das áreas hidrologicamente sensíveis para a bacia do rio Pequeno corresponde a uma probabilidade de saturação igual a 90% do tempo simulado, desta forma, toda área permanentemente saturada e áreas cujo regime hídrico indica saturação do perfil do solo em acima de 90% do tempo seriam consideradas hidrologicamente sensíveis. Este resultado atinge o objetivo de utilizar um indicador físico como limite para delimitação das AHS. Todavia, reflete-se a dificuldade de estimar com precisão o tempo médio de permanência da saturação hídrica no perfil do solo e conseqüente definição do nível de hidromorfia do solo, fato observado na literatura.

A principal ressalva quanto ao limite de sensibilidade proposto é a sua falta de restrição no que tange à delimitação das AHS. Neste sentido, como forma de restringir ainda mais o uso e priorizar a conservação da natureza em zonas críticas de manejo, pode-se optar pela adoção do conceito de área crítica de afluência, buscando correlacionar as áreas sensíveis ao uso do solo incidente sobre elas para definir áreas de preservação. Outro detalhe seria a escala de abordagem do problema, assim, recomenda-se também o estudo do limite de

sensibilidade hidrológica em bacias intensivamente monitoradas com piezômetros, com um levantamento pedológico detalhado e informações físico-hídricas do solo.

Com base nos resultados atingidos por este trabalho, podem-se fazer as seguintes recomendações para pesquisas futuras:

- avaliar a dinâmica das áreas saturadas na bacia do rio Pequeno simuladas com modelos hidrológicos totalmente distribuídos e a partir de dados monitorados;

- realizar o mapeamento das áreas hidrologicamente sensíveis em pequenas bacias experimentais, sobretudo as que possuam um levantamento topográfico em escala compatível com sua extensão;

- relacionar a distribuição espacial do índice topográfico em bacias hidrográficas com outros parâmetros morfométricos a fim de subsidiar a compartimentação geomorfológica da paisagem;

- instalar poços hídricos e/ou piezômetros de forma a estabelecer transectos na paisagem da bacia do rio Pequeno visando estabelecer as variações físico-hídricas dos solos de encosta em relação às áreas hidrologicamente sensíveis e validar os resultados da P_{sat} observados nesta pesquisa;

- avaliar o comportamento hidrológico das áreas hidrologicamente sensíveis a partir da estimativa do volume de escoamento superficial gerado diretamente nestas áreas;

- estimar o potencial de imobilização e seqüestro de Carbono nas áreas hidrologicamente sensíveis para aproximá-las da idéia de áreas de preservação permanente;

- avaliar o comportamento das áreas hidrologicamente sensíveis mediante possíveis cenários de mudanças climáticas e de uso do solo.

REFERÊNCIAS

- AGNEW, L.J.; LYON S.; GERARD-MARCHANT P.; COLLINS V. B., LEMBO A. J.; STEENHUIS T.S.; WALTER, M.T. Identifying hydrologically sensitive areas: Bridging the gap between science and application. **Journal of Environmental Management**, Amsterdam, v. 78, p. 63-76, 2006.
- AMBROISE, B. Variable 'active' versus 'contributing' areas or periods: a necessary distinction. **Hydrological Processes**, v.18, p. 1149-1155, 2004.
- ANDRADE, B. O.. **A vegetação das nascentes do Rio Tibagi e sua relação com o regime hídrico dos solos**. Curitiba: Curso de Pós-graduação em Engenharia Florestal, 2010. 129f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Paraná.
- ANDRIOTTI, J.L.S. **Fundamentos de estatística e Geoestatística**. Rio Grande do Sul: Ed. UNISINOS, 2003. 126 p.
- ATTANASIO, C. M.; LIMA, W. P; GANDOLFI, S. & ZAKIA, M. J. B. Método para a identificação da zona ripária: microbacia hidrográfica do Ribeirão São João (Mineiros do Tietê, SP). **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 71, p. 131-140, 2006.
- BASTOLA, S.; ISHIDAIRA, H.; TAKEUCHI, K.. Regionalisation of hydrological model parameters under parameter uncertainty: A case study involving TOPMODEL and basins across the globe. **Journal of Hydrology**. v.357, n.3-4, p.188-206, 2008.
- BECKER, A. Runoff processes in mountain headwater catchments: recent understanding and research challenges. In: HUBER, et al (Ed.). **Global change and mountain regions**. Netherlands, p. 283-295, 2005.
- BETSON, R.P. What is watershed runoff? **Journal of Geophysical Research**, v. 69, nº 8, p. 1541-1552, 1964.
- BEVEN, K., GERMANN, P.. Macropores and Water Flow in Soils, **Water Resources Research**, Washington, v.18, nº.5, p.1311-1325, 1982.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, 24, p. 43-69, 1979.
- BEVEN, K.J.; KIRKBY, M. J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A. F.. Testing a Physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.69, p. 119-143, 1984.
- BEVEN, K.J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J.. Topmodel. In: SINGH, V. P. Computer Models of Watershed. **Water Resources Publication**, 1995. p. 627-668.
- BEVEN, K.J.. TOPMODEL: a critique. **Hydrological Processes**. v.11, n.3, p.1069-1085, 1997a.
- BEVEN, K.J.. TOPMODEL - User Manual. **Lancaster University**, 1997b.
- BEVEN, K. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. **Hydrological Processes**, v.16, p. 189-206, 2002.
- BHASKAR, N.R.; BRUMMETT, L.K.; FRENCH, M.N.. Runoff modeling of a mountainous catchment using TOPMODEL: a case study. **Journal of the American Water Resources Association**. v. 41, n.1, p.107-121, 2005.

BISHOP, M.P.; JAMES, L.A.; SHRODER JR, J.F.; WALSH, S.J.. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. **Geomorphology**. v.137, nº15, p.5-26, 2012.

BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M.. Scale issues in hydrological modelling: a review. **Hydrological Processes**. v.9, p.251-290, 1995.

BLYTH, E.M.; FINCH, J.; ROBINSON, M.; ROSIER, P.. Can soil moisture be mapped onto the terrain? **Hydrology and Earth System Sciences**. v.8, p. 923–930, 2004.

BONNEL, M.. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. **Journal of Hydrology**, v. 150, p.217-275, 1993.

BONELL, M. Runoff generation in tropical forests. In.: BONELL, M.; BRUIJNZEEL, L.A (Ed.) **Forests, Water and People in the Humid Tropics: Past, Present and Future Hydrological Research for Integrated Land and Water Management**. Published by Cambridge University Press. 2005. 953p.

BRASIL. **Lei Federal nº 4771/65**, de 15 de setembro de 1965, alterada pela Medida Provisória nº 2.166-67, de 24 de agosto de 2001. Brasília, DF: Congresso Nacional, 2001.

BUTTLE, J. M.. Rethinking the donut: the case for hydrologically relevant buffer zones. **Hydrological Processes**. V.16, p. 3093–3096, 2002

BUTTLE, J. M.; CREED, I. F.; MOORE, R. D.. Progress in Canadian forest hydrology: 1999–2003. **Hydrological Processes**, v.19, p. 169–200, 2005.

CABRAL, J.J.S.P.; ARAÚJO-FILHO, P.F.; CANTARELLI, J.R.R.; ANTONINO, A.C.D. ; CIRILO, J.A. . Modelagem do Riacho Gameleira a partir de Modelo Digital do Terreno obtido de Imagem de Radar. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005, João Pessoa / PB. **Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. Porto Alegre : ABRH, 2005.

CAMARGO, F.A.O.; SANTOS, G.A.; ZONTA, E.. Alterações eletroquímicas em solos inundados. **Ciência Rural**, v.29, n.1, p.171-180, 1999.

CAMPOS, C.E.B.; LANI, J.L.; RESENDE, M. & REZENDE, S.B. Indicadores de campo para solos hidromórficos na região de Viçosa (MG). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, 27:1057-1066, 2003.

CAPPUS, P. Bassin experimental d'Alrance: etudes dès lois de l'écoulement. Application au calcul et a la prevision des debits. **La Houille Blanche**, v.A, p. 493-514, 1960.

CHORLEY, R.J. The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). **Hillslope Hydrology**. J. Wiley, p. 1-42, 1978.

CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W.. **Hidrología Aplicada**. Editorial Mc Graw-Hill. Bogotá, Colombia. 583 p., 1994.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blucher, 1999. xvi, 236p.

CHUEH, A.M.. **Análise do uso do solo e degradação ambiental na bacia hidrográfica do rio Pequeno - São José dos Pinhais/PR, por meio do diagnóstico físico-conservacionista - DFC**. 2004.

102 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2004.

COELHO, F.S.A.. **Desenvolvimento de um Modelo chuva - deflúvio, para pequenas bacias rurais, a partir dos modelos do Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico e do TOPMODEL.** 2003. 205 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2003.

COWARDIN, L.M.; CARTER, V.; GOLET, F. C.; LAROE, E. T.. **Classification of Wetlands and Deepwater Habitats of the United States.** U.S. Fish and Wildlife Service, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 1979.

CREED, I.F.; SASS, G.Z.; WOLNIEWICZ, M.B.; DEVITO, K.J.. Incorporating hydrological dynamics into buffer strip design on the sub-humid Boreal Plain of Alberta. **Forest Ecology and Management.** v.256, p.1984–1994, 2008.

CURCIO, G.R.. **Caracterização geomorfológica, pedológica e fitossociológica das planícies fluviais do Rio Iguazu, Paraná, Brasil.** xxi, 488f. Tese (doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal. Defesa: Curitiba, 2006.

CURCIO, G.R.; UHLMANN, A.; SEVEGNANI, L.. **A Geopedologia e sua influência sobre Espécies Arbóreas de Florestas Fluviais.** Colombo: Embrapa Florestas, 2006, 31p.

CURIE, F.; GAILLARD, S.; DUCHARNE, A.; BENDJOURI, H.. Geomorphological methods to characterise wetlands at the scale of the Seine watershed. **Science of the Total Environment.** v.375, p.59–68, 2007.

CURMI, P., DURAND, P.; GASCUEL-ODOUX, C.; MÉROT, P. ; WALTER, C.; TAHA, A.. Hydromorphic soils, hydrology and water quality: Spatial distribution and functional modelling at different scales. **Nutrient Cycling Agroecosyst.**, v.50, p.127– 142, 1998.

DAVIES, P. J.; COX, J. W.; FLEMING, N. K.; DAUGHERTY, W. J.; NASH, D. M.; HUTSON, J. L.. Predicting runoff and phosphorus loads from variable source areas: a terrain-based spatial modelling approach. **Journal of Spatial Hydrology**, v. 6, nº 2, p.82 - 104, 2006.

DICKINSON, W.T.; WHITELEY, H. Watershed areas contributing to runoff. In: **IAHS Publ.**, v. 96, p. 12-26, 1970.

DOORENBOS, J.; PRUIT, W. **Crop water requirements.** Roma: FAO, 1992, 144p.

DUNNE, T. **Runoff production in humid areas.** U.S. Department of Agriculture Publication, ARS-41-160, 108 p., 1970.

DUNNE, T. Field Studies of Hillslope Flow Processes In: Kirkby,M.(Ed.), **Hillslope Hydrology**, New York: John Wiley & Sons, p.227-293, 1978.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water Resources Research**, v. 6, p. 1296-1311, 1970a.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resources Research**, v. 6, p. 478-490, 1970b.

DUNNE, T.; MOORE, T. R.; TAYLOR, C. H. Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 20, p. 305-327, 1975.

EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária). **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos**. In: REUNIÃO TÉCNICA DE LEVANTAMENTO DE SOLOS, 10, 1979, Rio de Janeiro. Súmula, Rio de Janeiro, 1979. 83p.

EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária). Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2. Ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006.

ENGMAN, E. T.. Partial area hydrology and its application to water resources. **Water Resources Bulletin**, v. 10, p. 512–521, 1974.

ENGMAN, E. T. Roughness coefficients for routing surface runoff. Proceedings American Society Civil Engineers, **Journal Irrigation and Drainage Engineering**, v.112, p.39-53, 1986.

FERREIRA, L.. **Simulação hidrológica utilizando o modelo TOPMODEL em bacias rurais, estudo de caso na bacia do Ribeirão dos Marins – seção Monjolinho - SP**. 2004. 229 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Agrícola, Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2004.

FLORENZANO, T.G.. Sensoriamento remoto para Geomorfologia. In.: FLORENZANO, T.G. (Org.) **Geomorfologia: Conceitos e Tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, 318p.

FLÜGEL, W.A.. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. **Hydrological Processes**, v.9, p. 423-436, 1995.

FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of TOPMODEL. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 175, p. 293 – 338, 1996.

FREY, M.P.; SCHNEIDER, M.K.; DIETZEL, A., REICHERT, P.; STAMM, C.. Predicting critical source areas for diffuse herbicide losses to surface waters: role of connectivity and boundary conditions. **Journal of Hydrology**. v.365, n.1–2, p.23–36, 2009.

GAILLARD, S.; SEBILO, M.; BRUNSTEIN, D.; N'GUYEN-THE, D.; GRABLY, M.; FUSTEC, E.. **Typologie et fonctions des zones humides riveraines**. In: CNRS, Université Paris6, editor. rapport d'activite, 2001 (PIREN-Seine), theme 1: Agriculture et qualite des eaux; 2001. 32 p.

GALLART, F.; LATRON, J.; LLORENS, P.; BEVEN, K.J.. Upscaling discrete internal observations for obtaining catchment-averaged TOPMODEL parameters in a small Mediterranean mountain basin. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.33, n.17-18, p.1090-1094, 2008.

GBUREK, W. J.; SHARPLEY, A. N.. Hydrologic controls of phosphorus loss from upland agricultural watershed. **Journal of Environmental Quality**, v.27, n° 2, 267-277, 1998.

GBUREK, W. J.; SHARPLEY, A. N.; HEATWAITE, L.; FOLMAR, G. J.. Phosphorus management at the watershed scale: a modification of the phosphorus index. **Journal of Environmental Quality**, v.29, p. 130–144, 2000.

GBUREK, W.J.; DRUNGIL C.C.; SRINIVASAN M.S.; NEEDELMAN B.A.; WOODWARD D.E. Variable-source-area controls on phosphorus transport: Bridging the gap between research and design. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 57, p. 534-543, 2002.

- GORSEVSKI, P. V.; BOLL, J. GOMEZDEL CAMPO, E. BROOKS, E. S. Dynamic riparian buffer widths from potential non-point source pollution areas in forest watersheds. **Forest Ecology and Management**, v. 256, p. 664-673, 2008.
- GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. Spatial modelling of catchment dynamics. In: GRAYSON, R.; BLÖSCHL, G. **Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modeling**. Cambridge University Press, 2000. p.51-81.
- GÜNTNER, A.; UHLENBROOK, S.; SEIBERT, J.; LEIBUNDGUT, C.. Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. **Hydrological Processes**, v. 13, p. 1603-1620, 1999.
- HEATHWAITE, L.; SHARPLEY, A.; GBUREK, W. J.. A conceptual approach for integrating phosphorus and nitrogen management at watershed scales. **Journal of Environmental Quality**, v.29, n° 1, p.158-166, 2000.
- HEATHWAITE, A. L.; QUINN, P. F.; HEWETT, C. J. M.. Modelling and managing critical source areas of diffuse pollution from agricultural land using flow connectivity simulation. **Journal of Hydrology**, v.304, n° 10, p. 446-461, 2005.
- HERRON, N. F.; HAIRSINE, P. B..A scheme for evaluating the effectiveness of riparian zones in reducing overland flow to streams. **Australian Journal of Soil Research**, v.36, n° 4, p.683-698, 1998.
- HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. **Journal of Geophysical Research**, v. 68, n° 4, p.1081-1087, 1963.
- HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. **International Symposium of Forest Hydrology**. Pergamon Press, Oxford. p. 275-290, 1967.
- HEWLETT, J. D.; TROENDLE, C.A. Non-point and diffused water sources: a variable source area problem. In: **Watershed management. Proceedings of a Symposium on Watershed Management**, Utah State University, Logan, Utah, New York, NY, USA, and American Society of Civil Engineers. p. 21-45., 1975.
- HIVELY, W. D., **Phosphorus loading from a monitored dairy farm landscape**. PhD Thesis. Cornell University, Ithaca, NY, 2004.
- HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L.; ESHLEMAN, K. N. **Elements of Physical Hydrology**. J. Hopkins, p. 302, 1998.
- HORTON, R.E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Trans. Am. Geophys. Un.**, 14, p.446-460, 1933.
- HURSH, C. R.. Storm water and absorption. **Trans. Atm. Geophys. Union**, Part II, p. 301-302, 1936.
- HURSH, C. R.; BRATER, E. F.. Separating hydrographs into surface and subsurface flow. **Trans. Am. Geophys. Union**, v. 22, p.863-871, 1944
- HUTCHINSON, M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, v.106, 1989. p. 211-232.
- IAPAR (Instituto Agronômico do Paraná). **Cartas climáticas do estado do Paraná**. Londrina/PR, 2000.

- IORGULESCU, I.; JORDAN, J.P.. Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. **Journal of Hydrology**. v.159, p.255-273, 1994.
- JACOMINE, P. K. T. Solos sob matas ciliares. In.: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO FILHO, H. F. (Eds.) **Matas ciliares: conservação e recuperação**. São Paulo: Ed. Edusp, 2000. p. 27-31
- JOHNES, P.J., HEATHWAITE, L. Modelling the impact of land use change on water quality in agricultural catchments. **Hydrological Processes**, v. 11, nº 3, p. 269–286, 1997.
- KIRKBY, M.J. Infiltration, throughflow and overland flow. In: CHORLEY R.J. **Water, Earth and Man**. Methuen, London, p.215-227, 1969.
- KIRKBY, M. J. Hydrograph modelling strategies. In.: **Process in Physical and Human Geography**, Heinemann, Londres, p.69-90, 1975.
- KIRKBY, M.. Hillslope Runoff Processes and Models. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.100, p.315-339, 1988.
- KOBIYAMA, M.. Conceitos de zona ripária e seus aspectos geobiohidrológicos. In.: KOBIYAMA, M.; SILVA, R.V.; CHECCHIA, T.; ALVES A.. **Anais de I Seminário de Hidrologia Florestal: Zonas Ripárias**. Florianópolis: UFSC/PPGEA, 2003. 148p.
- LEACH, H. R.; COOK, H. L.; HORTON, R. E. Storm-flow prediction. **Trans. Am. Geophys. Un.** v.14, p. 436-446, 1933.
- LIN, K.; ZHANG, Q.; CHEN, X.. An evaluation of impacts of DEM resolution and parameter correlation on TOPMODEL modeling uncertainty . **Journal of Hydrology**. v.394, n.3-4, p.370-383, 2010.
- LOWDERMILK, W. C.. Forests and streamflow: a discussion of the Hoyt-Troxell report. **J. Forestry**, v. 21, p. 296-307, 1934.
- LU, H.; YIN, C.; WANG, W.; SHAN, B.. A comparative study of nutrient transfer via surface runoff from two small agricultural catchment in north China. **Environmental Geology**, v. 52, p. 1549-1558, 2007.
- LYON, S. W.; McHALE, M. R.; WALTER, M. T.; STEENHUIS, T. S.. The impact of runoff generation mechanisms on the location of critical source areas. **Journal of American Water Resources Association**. v. 42, p. 793–804, 2006.
- MAACK, R.. **Geografia física do Estado do Parana**. 2ª ed. Curitiba: J. Olympio: Secretaria de Estado da Cultura e do Esporte, 1981. 450p.
- MARTIN, Y.; BERTAZZON, S.. Modeling. In.: GOMEZ, B.; JONES II, J.P.. **Research methods in Geography**. Blackwell Publishing Ltd, 2010. 481p.
- MAUSBACH, J. M.; PARKER, W.B. Background and History of the concept of hydric soils. In: RICHARDSON, J. L.; VEPRASKAS, M. J.. **Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification**. Boca Raton: Lewis Publishers, 2001. p. 19 - 34.
- McDONNELL, J.J. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. **Hydrological Processes**, v. 17, p.1869–1875, 2003.

- McDOWELL, R. W.; SRINIVASAN, M.S.. Identifying critical source areas for water quality: 2. Validating the approach for phosphorus and sediment losses in grazed headwater catchments. **Journal of Hydrology**, v. 379, n° 15, p. 68-80, 2009.
- McDOWELL, R. W.; BIGGS, B. J. F.; SHARPLEY, A.N.; NGUYEN, L.. Connecting phosphorus loss from agricultural landscape to surface water. **Chem. Biol.** v.20, n° 1, p. 1-40, 2004.
- MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M.. Escalas Hidrológicas II: Diversidade de processos na bacia vertente. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, ABRH, v. 2, n. 1, p. 59-122, 1997.
- MÉROT, P.. Les zones de sources surface variable et la question de leur localisation. **Hydrolog. continent.**, v.3, p. 105-115, 1988.
- MÉROT, P.; EZZAHAR, B.; WALERT, C.; AUROUSSEAU, P.. Mapping waterlogging of soils using digital terrain models. **Hydrological Processes**. v. 9, p.27-34, 1995.
- MÉROT, P.; SQUIVIDANT, H.; AUROUSSEAU, P.; HEFTING, M.; BURT, T.; MAITRE, V. KRUK, M.; BUTTURINI, A.; THENAIL, C.; VIAUD, V.. Testing a climatotopographic index for predicting wetlands distribution along an European climate gradient. **Ecological Modelling**. v.163, n.1-2, p.51-71, 2003.
- MINE, M. R. M.; CLARKE, R. T. O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 1, p. 89-115, 1996.
- MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**, v. 5, p. 3-30, 1991.
- MOORE, I.D.; GESSLER, G.A.; PETERSON, G.A. Soil attribute prediction using terrain analysis. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.443-452, 1993.
- MOORE, R.D.; THOMPSON, J.C.. Are water table variations in a shallow forest soil consistent with the TOPMODEL concept. **Water Resources Research**. v.32, n.3, p.663-669, 1996.
- NARUMALANI, S.; HLADY, J.T.; JENSEN, J.R. Information extraction from remotely sensed data. In: BOSSLER, J D. **Manual of Geospatial Science and Technology**. 1ª Ed. Londres: Taylor & Francis, pp. 298-324, 2002.
- NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v.10, p.282-290, 1970.
- O'LOUGHLIN, E.M. Saturation regions in catchments and their relation to soil and topographic properties. **Journal of Hydrology**, v.53, p. 229-246, 1981.
- OCAMPO, C.J.; SIVAPALAN, M.; OLDHAM, C. Hydrological connectivity of upland-riparian zones in agricultural catchments: Implications for runoff generation and nitrate transport. **Journal of Hydrology**, v.331, n° 15, p. 643-658, 2006.
- OKA-FIORI, C. ; SANTOS, L.J.C.; CANALI, N.; FIORI, A.P ; SILVEIRA, C. T. ; BRISKI, S.; SILVA, J.M.F.; FELIPE, R.S.; ROSS, J.L.S. . **Atlas Geomorfológico do Estado do Parana**. Curitiba: CDU:551.4, 2007. 63 p.
- PACK, R.T., TARBOTON, D.G., GOODWIN, C.N.. **The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping**. 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada, 21-25, 1998.

PARANÁ, Estado do. **Resolução Conjunta IBAMA / SEMA/ IAP nº 005/2008**, de 28 de março de 2008. Curitiba, PR: IBAMA, SEMA, IAP, 2008.

PETERS, N.E.; FREER, J.; BEVEN, K.J.. Modelling hydrologic responses in a small forested catchment (Panola Mountain, Geogia, USA): a comparison of the original and a new dynamic TOPMODEL. **Hydrological Processes**, v.17, p. 345-362, 2003.

PIONKE, H.B.; GBUREK, W.J.; SHARPLEY, A.N.; SCHNABEL, R.R.. Flow and nutrient export patterns for and agricultural hill-land watershed. **Water Resources Research**, v.32, p. 1795-1804, 1996.

PIONKE, H.B.; GBUREK, W.J.; SHARPLEY, A.N.. Critical source area controls on water quality in an agricultural watershed located in the Chesapeake Basin. **Ecological Engineering**, v.14, nº 4, p. 325-335, 2000.

POLYAKOV, V.; FARES, A.; RYDER, M. H.. Precision riparian buffers for the control of nonpoint source pollutant loading into surface water: a review. **Environmental Rev.** v. 13, p. 129-144, 2005.

PRINGLE, C. What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important?. **Hydrological Processes**, v. 17, p. 2685-2689, 2003.

QIU, Z. A VSA-based strategy for placing conservation buffers in agricultural watersheds. **Environmental Management**, v. 32, p.299-311, 2003.

QIU, Z. Assessing Critical Source Areas in Watersheds for Conservation Buffer Planning and Riparian Restoration. **Environmental Management**, v. 44, p. 968-980, 2009.

RANZINI, M.; RIGHETTO, A.M.; GUANDIQUE, M.E.G.; MORAES, J.M.; ARCOVA, F.C.S.; CICCIO, V. Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da Serra do Mar, SP. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 9, n .4, p. 33-44, 2004.

RENNÓ, C.D.; SOARES, J.V. Uso do índice topográfico como estimador da profundidade do lençol freático. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11., 2003, Belo Horizonte. **Anais...**São José dos Campos: INPE, 2003. p. 2579-2588. 1 CD-ROM.

RESENDE, M.; CURTI, N.; REZENDE, S.B.; CORRÊA, G.F.. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 4ª edição. Viçosa: Neput, 2002. 338 p.

RICHARDSON, J.L.; ARNDT, J.; MONTGOMERY, J.A.. Hydrology of Wetland and Related Soils. In: RICHARDSON, J. L.; VEPRASKAS, M.J.. **Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification**. Boca Raton: Lewis Publishers, 2001. p. 35-84.

RODHE, A.; SEIBERT, J. Wetland occurrence in relation to topography: a test of topographic indices as moisture indicators. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 98-99, p. 325-340, 1999.

SANTOS, I. **Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: estudo da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR**. Curitiba: Curso de Pós-graduação em Agronomia, 2001. 93p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Paraná.

SANTOS, I. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: Mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. Florianópolis: UFSC/CFH/GCN, 2009. 167f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina.

SAULNIER, G.M.; BEVEN, K.J.; OBLID, C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. **Journal of Hydrology**, v.202, p.158-172, 1997.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils Genesis and Geomorphology**. New York: Cambridge University Press, 2005. 833 p.

SCHULER, A.E.; MORAES, J.M.; MILDE, L.C.; GROppo, J.D.; MARTINELLI, L.A.; VICTORIA, R.L.; CALIJURI M.L. Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de meso escala localizada nas cabeceiras do Rio Corumbataí, São Paulo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre. v. 5, n. 2, p. 5-25, 2000.

SEIBERT, J.; BISHOP, K.; NYBERT, L.. A test of TOPMODEL's ability to predict spatially distributed groundwater levels. **Hydrological Processes**. v.11, p.1131-1144, 1997.

SIDLE, R.C., ONDA, Y. Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. **Hydrological Processes**, v.18, p. 597–602, 2004.

SIEFERT, C.A.C.; SANTOS, I.. Áreas Hidrologicamente Sensíveis: teoria e aplicação para a bacia do rio Barigui, PR. **Revista Ambiente & Água**, v.5, n.2, 2010

SILBERSTEIN, R.P. Hydrological models are so good, do we still need data? **Environmental Modelling & Software**, v.21, p.1340-1352, 2006.

SILVA, R.V.; KOBIYAMA, M. Topmodel: teoria integrada e revisão. **Revista RA'E GA**, Curitiba, nº 14, p. 97–110, 2007.

SILVA, R.V. **Análise comparativa de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno - PR**. Florianópolis, 2005. 128 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, 2005.

SINGH, V.P.. **Computer models of Watershed Hydrology**. Boulder, Water Resources Publications, 1995. 630p.

SKLASH, M.; FARVOLDEN, R.. The Role of Groundwater in Storm Runoff, **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.43, p. 45-65, 1979.

SPRECHER, S.W. Concepts in Soil Science. In: RICHARDSON, J. L.; VEPRASKAS, M. J.. **Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification**. Boca Raton: Lewis Publishers, 2001. p. 3- 19.

SRINIVASAN, M.S.; McDOWELL, R.W.; Hydrological approaches to the delineation of critical-source areas of runoff. **New Zealand Journal of Agricultural Research**, v. 50, p. 249-265, 2007.

STRAHLER, A.N.. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geol. Soc. America Bulletin**, v.63, p.1117-1142, 1952.

SUDERHSA (Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Paraná). **Altimetria da bacia do Alto Iguaçu**. Curitiba, 2000. Escala 1:10.000. Disponível em: <<http://www.aguasparana.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=99>>. Acesso em: Setembro, 2010.

TINER, R.W.. **Wetland Indicators: A Guide to Wetland Identification, Delineation, Classification, and Mapping**. Boca Raton: CRC Press LLC, 2000

TROENDLE, C.A.. Variable source area models. In.: ANDERSON, M.G.; BURT, T. P. **Hydrological forecasting**. Wiley, Chichester, 1985, 604p.

TSUKAMOTO, Y. Storm discharge from an experimental watershed. **Journal of the Japanese Forestry Society**, v. 45, p. 186-190, 1963.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre, 2005. 669 p.

VARELLA, R.F.; CAMPANA, N.A. Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre. Vol. 5, n° 4, p. 121-139, 2000.

VEPRASKAS, M.J.; CALDWELL, P.V.. Interpreting morphological features in wetland soils with a hydrologic model. **Catena**. v.73, p.153–165, 2008.

VESTENA, L.R. **Análise da relação entre a dinâmica de áreas saturadas e o transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica por meio de monitoramento e modelagem**. Florianópolis: UFSC/CTC/ENS, 2008. 264f. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina.

WAGENER, T.; SIVAPALAN, M. TROCH, P. A.; McGLYNN, B. L.; HARMAN, C. J.; GUPTA, H. V.; KUMAR, P.; RAO, P. S. C.; BASU, N. B.; WILSON, J. S.. The future of hydrology: an evolving science for a changing world. **Water Resources Research**, v. 46, W05301, p. 1-10, 2010.

WALTER, M. T.; WALTER M. F.; BROOKS E. S.; STEENHUIS T. S.; BOLL, J.; WEILER, K. R. Hydrologically Sensitive Areas: Variable Source Area Hydrology Implications for Water Quality Risk Assessment. **Journal of Soil and Water Conservation**. v. 55, p. 277-284, 2000.

WALTER, M. T.; BROOKS, E. S.; WALTER, M. S.; STEENHUIS, T. S.; SCOTT, C. A.; BOLL, J. Evaluation of soluble phosphorus transport from manure-applied fields under various spreading strategies. **Journal of Soil Water Conservation**. v. 56, p.329-336, 2001.

WALTER, M.T.; ARCHIBALD, J.A.; BUCHANAN, B., DAHLKE, H., EASTON, Z.M.; MARJERISON, R.D.; SHARMA, A.N., SHAW, S.B.. New paradigm for sizing riparian buffers to reduce risks of polluted storm water: practical synthesis. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. vol.135, n.2, p.200–209, 2009.

WARD, R.. On the Response to Precipitation of Headwater Streams in Humid Areas, **Journal of Hydrology**, Amsterdam, V.74, p.171-189, 1984.

WEYMAN, D. R.. Throughflow on Hillslopes and its relation to the stream hydrograph. **Hydrological Sciences Journal**, v. 15, n° 3,p. 25-33, 1970.

WHEELER, B.D. Water and plants in freshwater wetlands. In.: BAIRD, A.J.; WILBY, R.L.(Eds.) **Ecohydrology: Plants and Water in Terrestrial and Aquatic Environments**. Routledge, Boca Raton, 1999, 407p.

XIONG, L.; GUO, S.. Effects of the catchment runoff coefficient on the performance of TOPMODEL in rainfall–runoff modelling. **Hydrological Processes**. v.18, n.10, p.1823–1836, 2004.

ZAKIA, M.J.B.. **Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de florestas**. São Carlos: USP, 1998. 98 p. Tese (doutorado)

ZOLLWEG, J.A.; GBUREK, W.J.; PIONKE, H.B., SHARPLEY, A.N.. GIS-based delineation of source areas of phosphorus within agricultural watersheds of the northeastern USA. In: **Proceedings of IAHS Symposium on Modeling and Management of Sustainable Basin-scale Water Resource Systems**. Boulder, CO, USA. p. 31–39, 1995.