

IRANI DOS SANTOS

**MODELAGEM GEOBIOHIDROLÓGICA COMO
FERRAMENTA NO PLANEJAMENTO AMBIENTAL:
ESTUDO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO,
SÃO JOSÉ DOS PINHAIS - PR**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Agronomia, Área de Concentração em Ciência do Solo, Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Agronomia.

Orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

CURITIBA
2001



UFPR

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE SOLOS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA: CIÊNCIA DO SOLO(MESTRADO) e
MONITORAMENTO, MODELAGEM E GESTÃO AMBIENTAL(DOUTORADO)
Rua dos Funcionários, 1540-Curitiba/PR-80035-050-Fone/Fax 41-350-5648
E-mail: pgcisol@agrarias.ufpr.br

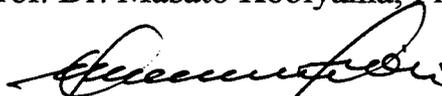
P A R E C E R

Os Membros da Comissão Examinadora, designados pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo", para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pelo candidato **IRANI DOS SANTOS**, com o título: **"Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: Estudo da bacia hidrológica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais-PR"**, para obtenção do grau de Mestre em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo" do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, após haver analisado o referido trabalho e arguido o candidato, são de Parecer pela **"APROVAÇÃO"** da Dissertação, com o conceito **"A"**, completando assim, os requisitos necessários para receber o diploma de **Mestre em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo"**.

Secretaria do Programa de Pós-Graduação em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo", em Curitiba 07 de dezembro de 2001.



Prof. Dr. Masato Kobiyama, Presidente.



Prof. Dr. Alberto Pio Fiori, Iº Examinador.



Prof.ª Dr.ª Miriam Rita Moro Mine, IIª Examinadora



Prof. Dr. Heinz Dieter Fill, IIIº Examinador.



*“A solução da crise da água
está na bacia hidrográfica.”*

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Masato Kobiyama, pela valiosa orientação e principalmente pela fraterna amizade.

Ao Centro de Hidráulica e Hidrologia Professor Parigot de Souza – CEHPAR do Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – LACTEC, nas pessoas de Eloy Kaviski e Ralph Carvalho Groszewicz, pelo apoio na realização do curso e pelo financiamento da pesquisa.

A Rafael de Souza Favoreto e Dalton Lúcio Brasil Pereira Filho, pela colaboração no desenvolvimento dos programas computacionais.

A Henrique Luiz Scremin, pelo auxílio na confecção das ilustrações.

Ao Professor Doutor Leonardo Cordeiro dos Santos, pela colaboração no trabalho de levantamento dos tipos de solo.

A Dirceu Fruet pela ajuda no árduo trabalho de coleta de amostras de solo.

À minha família, pais e irmãos, pelo apoio e compreensão.

À Tânia, pelo carinho e incentivo.

Enfim, a todos que, direta ao indiretamente, contribuíram para a execução deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE SÍMBOLOS	x
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
2.1 OBJETIVO GERAL.....	3
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3.1 BACIAS HIDROGRÁFICAS.....	4
3.2 GEOBIOHIDROLOGIA.....	7
3.3 MODELOS.....	9
3.3.1 Terminologia.....	9
3.3.2 Classificação dos modelos.....	9
3.3.3 Utilização dos modelos.....	10
3.4 PROCESSO PRECIPITAÇÃO-VAZÃO.....	11
3.5 TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL).....	17
3.5.1 Histórico do TOPMODEL.....	17
3.5.2 Conceituação do TOPMODEL.....	19
3.5.3 Teoria do TOPMODEL.....	21
3.6 PROCESSOS EROSIVOS.....	28
3.7 MODELAGEM E DELIMITAÇÃO DOS PROCESSOS EROSIVOS EM VERTENTES.....	30

3.7.1	Delimitação de áreas suturadas	31
3.7.2	Erosão por escoamento superficial	33
3.7.2.1	Escoamento superficial hortoniano	33
3.7.2.2	Escoamento superficial por saturação	36
3.7.3	Erosão por deslizamento	38
4	MATERIAL E MÉTODO	42
4.1	ÁREA DE ESTUDO	42
4.2	APLICAÇÃO DO TOPMODEL	43
4.2.1	Dados hidrológicos utilizados	44
4.2.2	Estimativa da evapotranspiração potencial	46
4.2.3	Dados geomorfológicos	53
4.2.3.1	Modelo numérico do terreno	53
4.2.3.2	Cálculo do índice topográfico	54
4.2.3.3	Características da bacia (propagação)	56
4.2.4	Estimativa preliminar dos parâmetros	56
4.3	APLICAÇÃO DO MODELO DE PROCESSOS EROSIVOS	58
4.3.1	Ensaio geotécnicos de solo	60
4.3.1.1	Tipos de solo	60
4.3.1.2	Coleta de amostras	61
4.3.1.3	Ensaio de cisalhamento direto	63
4.3.2	Dados geomorfológicos (declividade e índice geomorfológico)	64
4.3.3	Estimativa dos parâmetros do modelo UMBRAL	65
4.4	USO DO SOLO E ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE	67
4.4.1	Mapeamento do uso do solo	67
4.4.2	Delimitação das áreas de preservação permanente (mata ciliar)	68
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	69

5.1 SIMULAÇÃO DO TOPMODEL	69
5.1.1 Hidrograma.....	69
5.1.2 Zoneamento hidrológico	72
5.2 MODELO DE PROCESSOS EROSIVOS.....	73
5.2.1 Umbrais de erosão	73
5.2.1 Zoneamento dos processos erosivos.....	74
5.3 ZONEAMENTO GEOBIOHIDROLÓGICO	76
5.3.1 Relação entre áreas saturadas e áreas de preservação permanente	76
5.3.2 Relação entre processos erosivos e uso do solo	79
6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	81
ANEXO 1 – ENSAIOS DE CISALHAMENTO DIRETO.....	83
REFERÊNCIAS	89

LISTA DE FIGURAS

3.1 PROCESSOS DE ESCOAMENTO EM VERTENTES E CONDICIONANTES PRINCIPAIS	8
3.2 COMPONENTES DO CICLO HIDROLÓGICO	12
3.3 EVOLUÇÃO DA ÁREA VARIÁVEL DE AFLUÊNCIA NO PROCESSO DE GERAÇÃO DO ESCOAMENTO DIRETO DURANTE UM EVENTO DE PRECIPITAÇÃO	15
3.4 BALANÇO HÍDRICO DE UM BLOCO DA BACIA CONTROLADO PELA DECLIVIDADE LOCAL E PELA ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO	17
3.5 DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DO CONCEITO DO TOPMODEL.....	19
3.6 BALANÇO HÍDRICO DE UM SEGMENTO DE ENCOSTA DA BACIA HIDROGRÁFICA.....	20
3.7 ARMAZENAMENTOS NO SOLO.....	27
3.8 ESQUEMA ILUSTRATIVO DA RELAÇÃO ENTRE ÁREA DE DRENAGEM E DECLIVIDADE NA DELIMITAÇÃO DOS PROCESSOS HIDRO-GEOMORFOLÓGICOS	40
3.9 DEFINIÇÃO DE UMBRAIS DE EROÇÃO	41
4.1 LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO RIO PEQUENO	43
4.2 FLUXOGRAMA DE ATIVIDADES PARA UTILIZAÇÃO DO TOPMODEL	45
4.3 EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 1999	52
4.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2000	52
4.5 EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL PELOS MÉTODOS DE PENMAN E MORTON.....	53
4.6 MAPA DE ÍNDICE TOPOGRÁFICO.....	55
4.7 GRÁFICO DE DISTRIBUIÇÃO DO ÍNDICE TOPOGRÁFICO	55
4.8 CURVA DE RECESSÃO PARA ESTIMATIVA DE m	57

4.9 FLUXOGRAMA DE ATIVIDADES PARA DELIMITAÇÃO DOS UMBRAIS DE EROSÃO	59
4.10 MAPA DE SOLOS E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM	62
4.11 MAPA DE DECLIVIDADE ($\tan\beta$)	64
4.12 MAPA DE ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO ($a = A/c$).....	65
4.13 RESISTÊNCIA MÉDIA	66
4.14 RELAÇÃO ENTRE COESÃO E TENSÃO DE CILHAMENTO CRÍTICA.....	67
5.1 HIDROGRAMAS DE VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS.....	71
5.2 VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS ACUMULADAS NO TEMPO	71
5.3 COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO ENTRE VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS.....	72
5.4 MAPA DE ÁREAS SATURADAS	73
5.5 UMBRAIS DE EROSÃO DA BACIA DO RIO PEQUENO	75
5.6 UMBRAIS DE EROSÃO E <i>PIXELS</i> DO MNT DA BACIA DO RIO PEQUENO ...	75
5.7 MAPA DE PROCESSOS EROSIVOS	76
5.8 MAPA DE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE	78
5.9 COMPARAÇÃO ENTRE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE E ÁREAS SATURADAS.....	78
5.10 MAPA DE USO DO SOLO	79
5.11 COMPARAÇÃO ENTRE USO DO SOLO E PROCESSOS EROSIVOS	80

LISTA DE TABELAS

4.1 PARÂMETROS DE ENTRADA NO TOPMODEL	44
4.2 PRESSÃO MÁXIMA DO VAPOR SOBRE A ÁGUA ($ea(t)$)	47
4.3 VALORES DO FATOR DE PONDERAÇÃO PARA OS EFEITOS DO VENTO E DA UMIDADE SOBRE A ET A DIFERENTES TEMPERATURAS E ALTITUDES ...	48
4.4 RADIAÇÃO NO TOPO DA ATMOSFERA – R_a (mm/dia equivalente).....	50
4.5 CORREÇÃO PARA A TEMPERATURA $f(t)$ COM RELAÇÃO À RADIAÇÃO DE ONDAS CURTAS (R_{ns}).....	50
4.6 COEFICIENTES DE PONDERAÇÃO PARA EVAPOTRANS-PIRAÇÕES HORÁRIAS	53
4.7 CARTAS TOPOGRÁFICAS DA BACIA DO RIO PEQUENO	54
4.8 RELAÇÃO ENTRE COMPRIMENTO DO CANAL PRINCIPAL E ÁREA DE DRENAGEM.....	56
4.9 VALORES ESTIMADOS DO PARÂMETRO m	57
4.10 VALORES ESTIMADOS DO PARÂMETRO $ChVel$	58
4.11 PARÂMETROS DE ENTRADA DO MODELO UMBRAL	60
4.12 TIPOLOGIA DOS SOLOS DA BACIA DO RIO PEQUENO	61
4.13 TIPOS DE SOLO AGRUPADOS DA BACIA DO RIO PEQUENO	61
4.14 RESULTADOS DOS ENSAIOS DE CISALHAMENTO DIRETO	64
5.1 VALORES CALIBRADOS DOS PARÂMETROS DO TOPMODEL.....	69
5.2 VALORES DOS PARÂMETROS DO MODELO UMBRAL	73
5.3 USO/OCUPAÇÃO DO SOLO DA BACIA O RIO PEQUENO.....	79
5.4 CARACTERÍSTICAS DO USO DO SOLO NAS REGIÕES DE DIFERENTES PROCESSOS EROSIVOS	80

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
A	Área de contribuição à montante (área da encosta que drena até a seção considerada)	m^2
$a = A/c$	Área por unidade de contorno (índice geomorfológico)	m
a e b	Coefficientes de Angstrom	adimensional
a_{cl}	Área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial laminar	m
a_{cs}	Área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial por saturação	m
a_{ct}	Área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial turbulento	m
A_l	Coefficiente de reflectância	adimensional
A_s	Área saturada da encosta	m^2
A_s/A	Fração saturada da encosta	adimensional
A_t	Área da seção transversal	m^2
c	Comprimento do contorno	m
C	Coesão do solo	N/m^2
C'	Coesão efetiva do solo	N/m^2
D	Profundidade do solo	m
d	Dia corrido do ano	dia
d_r	Dia corrido do ano correspondente ao solstício de inverno	dia
d_a	Número de dias do ano	dia
d_p	Dia do ano correspondente ao periélio	dia
e	Excentricidade da órbita terrestre ($=0,0167$)	adimensional
E	Índice de eficiência de Nash e Sutcliffe	adimensional
ea	Pressão de saturação do vapor da água	mmHg
ed	Pressão de saturação real do vapor no ar	mmHg
E_p	Evapotranspiração potencial	m/s (mm/dia)
E_r	Evapotranspiração real	m/s
F	Fator de correção para a região em questão	adimensional
f	Parâmetro que governa a taxa de diminuição de K na profundidade	m^{-1}
f'	Fator de resistência	adimensional

$f(ed)$	Função da pressão real de vapor	adimensional
$f(t)$	Função da temperatura média do ar	adimensional
$f(u)$	Função relacionada com o vento	adimensional
g	Aceleração da gravidade	m/s ²
h	Profundidade do escoamento	m
H	Altura solar	radiano
h'	Proporção do solo que está saturado, medido verticalmente	adimensional
I	Capacidade de infiltração da área A	m/s
k	Constante ligada à geometria da superfície	adimensional
$K(z)$	Condutividade hidráulica saturada na profundidade z	m/s
K_0	Condutividade hidráulica saturada na superfície	m/s
L	Latitude do local	radiano
$\ln(a/\tan\beta)$	Índice topográfico	adimensional
m	Parâmetro de solo	m
$M = \tan\beta$	Declividade da encosta (= gradiente hidráulico)	m/m
n	Coefficiente de rugosidade de Manning	m ^{-1/3} .s
N	Número máximo possível de horas diárias de sol	hora
n'	Número de horas diárias de insolação	hora
np	Número total de <i>pixels</i> da bacia	adimensional
p	Precipitação não interceptada (<i>throughfall</i>)	m/s
q	Escoamento total (vazão (m ³ /s) / área (m ²))	m/s
Q	Vazão	m ³ /s
q'	Vazão unitária	m ² /s
q'_{ct}	Vazão unitária crítica necessária para provocar erosão por escoamento superficial turbulento	m ² /s
q_b	Escoamento subsuperficial	m/s
\bar{q}_b	Escoamento subsuperficial médio	m/s
Q_b	Vazão subsuperficial ou de base	m ³ /s
q'_b	Vazão unitária subsuperficial	m ² /s
q'_{cl}	Vazão unitária crítica para provocar erosão por escoamento superficial laminar,	m ² /s
q_r	Escoamento de retorno	m/s
q_s	Escoamento superficial	m/s
Q_s	Vazão superficial	m ³ /s
q'_s	Vazão unitária superficial	m ² /s

Q_{ss}	Vazão superficial por saturação	m ³ /s
q'_{ss}	Vazão unitária superficial por saturação	m ² /s
q_v	Escoamento de percolação	m/s
R	Precipitação não interceptada (=escoamento lateral subsuperficial do solo saturado)	m/s
R_a	Radiação solar recebida no topo da atmosfera	mm/dia; W/m ²
R_e	Número de Reynolds	adimensional
R_n	Radiação líquida	mm/dia
R_{nl}	Radiação solar líquida de ondas longas	mm/dia
R_{ns}	Radiação solar líquida de ondas curtas	mm/dia
R_s	Radiação solar absorvida pela superfície da terra	mm/dia
R_{SO}	Constante solar (= 1354)	W/m ²
s	Déficit de armazenamento	m
\bar{s}	Déficit de armazenamento médio da bacia	m
S	Declividade da linha da água	m/m
Sr_{max}	Déficit ou capacidade de armazenamento máxima no solo	m
S_{zr}	Déficit de armazenamento na zona de raízes	m
T	Transmissividade do solo	m ² /s
T_0	Máxima transmissividade	m ² /s
U_{10}	Velocidade do vento obtida a 10 m da superfície do solo	km/dia
U_2	Velocidade do vento medida a uma altura de dois metros acima da superfície do solo	km/dia
U_r	Umidade relativa do ar	%
v	Velocidade	m/s
W	Fator de ponderação relacionado com a temperatura e altitude	adimensional
z	Profundidade da superfície freática, medida positivamente a partir da superfície	m
z'	Espessura da camada saturada do solo	m
Z_{10}	Altura de 10 m acima da superfície do solo	m
Z_2	Altura de 2 m acima da superfície do solo	m
z_i	Profundidade da lâmina de água	m
z_{zr}	Profundidade efetiva na zona de raízes	m
β	Declividade da superfície do solo	grau
$\tan\beta$	Declividade da encosta	m/m

δ	Declividade do sol	radiano
ϕ	Ângulo interno de fricção do solo	grau
η	Distância Sol-Terra	unidade astronômica
φ	Porosidade do solo	m^3/m^3
λ	Índice topográfico médio para a bacia	adimensional
θ_{cc}	Umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo	m^3/m^3
θ_{mp}	Umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente	m^3/m^3
ρ_a	Densidade da água	kg/m^3
ρ_s	Densidade global do solo saturado	kg/m^3
τ_c	Tensão de cisalhamento crítica	N/m^2
ν	Viscosidade cinemática	m^2/s
ν'	Velocidade da onda cinemática	m/s
ξ	Parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo	adimensional
ζ	Profundidade do solo, medida positivamente a partir da superfície	m

RESUMO

MODELAGEM GEOBIOHIDROLÓGICA COMO FERRAMENTA NO PLANEJAMENTO AMBIENTAL: ESTUDO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO, SÃO JOSÉ DOS PINHAIS - PR

O presente trabalho teve por objetivo propor e discutir alternativas para subsidiar o zoneamento e o planejamento ambiental com base na modelagem de alguns processos geobiohidrológicos na bacia hidrográfica do rio Pequeno, no município de São José dos Pinhais, Região Metropolitana de Curitiba, Paraná, Brasil. Foram empregados dois modelos distribuídos de base física, um hidrológico e outro geomorfológico. O modelo hidrológico TOPMODEL pressupõe que a dinâmica da água é influenciada pelas características do solo e do relevo de toda a bacia contribuinte, fornecendo como resultado, além da vazão do rio, a distribuição espacial da umidade no sistema (zonas saturadas e áreas secas) ao longo do tempo. O modelo geomorfológico UMBRAL, desenvolvido neste trabalho, pressupõe que a evolução do relevo está intimamente ligada à dinâmica da água na bacia, sendo que a determinação de onde e quando acontecem os diferentes processos erosivos depende do conhecimento das propriedades hidráulicas e mecânicas do solo, das características do relevo e dos processos hidrológicos. As propriedades hidráulicas do solo foram determinadas através da simulação do TOPMODEL e as propriedades mecânicas por ensaios geotécnicos de cisalhamento direto. Assim, através de expressões simples foi possível combinar estas características da paisagem e delimitar espacialmente onde ocorrem os diferentes processos erosivos (erosão difusa; por lixiviação; linear; e por deslizamento). O TOPMODEL apresentou boa aderência entre as vazões observadas e calculadas, confirmando sua eficiência em regiões de clima úmido e relevo suave. O UMBRAL permitiu a delimitação dos processos erosivos atuantes na bacia e apresentou resultados bastante coerentes com às características ambientais. Os produtos cartográficos resultantes dos modelos TOPMODEL (mapa de áreas saturadas) e UMBRAL (mapa de processos erosivos) são instrumentos que por si só conceituam, caracterizam e localizam os processos naturais de interesse geobiohidrológico. Esses mapas, de áreas saturadas e de processos erosivos, foram analisados frente ao uso do solo e às áreas de preservação permanente de mata ciliar. Os modelos utilizados mostram grande potencial de aplicabilidade no planejamento ambiental, pois permitem discutir e orientar as ações antrópicas sobre o meio físico com base no entendimento dos processos naturais.

Palavras-chave: TOPMODEL, UMBRAL, mata ciliar, geobiohidrologia, planejamento, bacia hidrográfica do rio Pequeno.

ABSTRACT

GEOBIOHYDROLOGY MODELLING AS TOOL IN THE ENVIRONMENTAL PLANNING: STUDY OF THE PEQUENO RIVER WATERSHED, SÃO JOSÉ DOS PINHAIS - PR

The objective of the present work was to propose and discuss alternatives to subsidize the environmental zoning and planning with base on the modelling of some geobiohydrological processes in the Pequeno river watershed in the municipal of São José dos Pinhais, Metropolitan Region of Curitiba, Paraná State, Brazil. Two physically-based and distributed models (one is hydrological and the other geomorphologic) were used. The hydrological model TOPMODEL supposes that the water dynamics is influenced by the soil and relief characteristics of the whole watershed, and calculates, as result, the river discharge as well as the spatial distribution of the soil humidity in the system (saturated and unsaturated zones) through the time. The geomorphologic model UMBRAL developed in the present work supposes that the relief evolution is strongly linked to the water dynamics in the watershed. In this model, the determination of where and when the different erosion processes occur depends on the knowledge of the hydraulic and mechanical properties of the soil, the relief characteristics and the hydrological processes. The hydraulic and mechanical properties of the soil were determined through the simulation of TOPMODEL and the geotechnical study by the direct shear, respectively. By using simple expressions it was possible to combine these landscape characteristics and to define spatially where the different erosion processes (diffusive erosion; seepage erosion; overland flow erosion; and landslide erosion) occur. The TOPMODEL had a good adjustment between the observed and calculated discharge, confirming its efficiency in areas of humid climate and gentle relief. The UMBRAL showed the delimitation of the actual erosion processes in the watershed, which is a quite coherent result compared to the environmental characteristics. The cartographic products generated with the TOPMODEL and the UMBRAL are a map of saturated areas and a map of erosion processes, respectively. These are instruments that by themselves characterize and locate the natural processes of geobiohydrological interest. The maps were analyzed with the land use map and the riparian vegetation (permanent preservation) areas map. The used models showed high applicable potential for the environmental planning, because they allowed to discuss and to guide the human actions on the environment with base on the understanding of the natural processes.

Key-words: TOPMODEL, UMBRAL, riparian vegetation, geobiohydrology, planning, Pequeno river watershed.

1 INTRODUÇÃO

As distribuições espaciais e temporais dos recursos hídricos vêm se tornando mais heterogêneas devido à ação humana intensa e sem planejamento correto, prejudicando os sistemas naturais e a própria sociedade. No Brasil a bacia hidrográfica foi definida, de acordo com a Lei Federal N° 9433/97, como “a unidade territorial para implantação da Política Nacional de Recursos Hídricos e a atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos”. Esse arcabouço legal altera, também, a demanda por produção científica. Assim, estudos em bacias hidrográficas tornam-se fundamentais para o planejamento ambiental.

A bacia do rio Pequeno possui uma área de 134 km² e está localizada na região metropolitana de Curitiba, estado do Paraná, Brasil. Devido ao crescimento acelerado da região, a bacia vem sofrendo pressões ambientais, principalmente pela expansão da ocupação urbana sem planejamento. Neste contexto, torna-se necessário um zoneamento ambiental com base em conhecimento técnico relativo aos processos naturais atuantes na bacia.

O procedimento para estabelecer tal zoneamento é complexo e requer mão-de-obra e tempo, sendo portanto, vantajosa a utilização de técnicas de modelagem computacional. Os modelos que tratam dos processos precipitação-vazão apresentam grande capacidade de representar conceitualmente a dinâmica da água na bacia hidrográfica. A modelagem destes processos pressupõe o conhecimento detalhado do ciclo hidrológico dentro de uma bacia hidrográfica. Com base no conhecimento destes processos, surgiu o conceito de área variável de afluência (*variable source area*) e o fluxo subsuperficial foi reconhecido como um dos processos mais importantes na geração do escoamento, pela própria contribuição do escoamento de retorno (*return flow*) e a sua influência preponderante no escoamento direto.

Considerando que a topografia apresenta uma grande influência no movimento de água subterrânea e que controla igualmente o movimento de água na superfície, pode-se fundamentar um modelo de dinâmica de bacias na idéia de que a topografia é a característica de paisagem mais importante no controle do fluxo de água. Estas

considerações tornam o relevo um elemento importante no ciclo hidrológico e permitiram o desenvolvimento de modelos que levassem em consideração estes processos, sendo o TOPMODEL um dos mais difundidos entre os que possuem esta característica.

O TOPMODEL pressupõe que a dinâmica da água resulta das características do solo e do relevo de toda a bacia contribuinte, fornecendo como resultado, além da vazão do rio, a distribuição espacial da umidade no sistema (zonas saturadas e áreas secas) ao longo do tempo, permitindo estimar através de calibragem valores característicos de algumas propriedades físico-hídricas do solo (p. ex., transmissividade).

Por outro lado, a evolução do relevo está intimamente ligada à dinâmica da água na bacia, sendo que a determinação de onde e quando acontecem os diferentes processos erosivos depende do conhecimento das propriedades físico-hídricas do solo, das características do relevo e dos processos hidrológicos. Assim, através de expressões simples é possível combinar estas características da paisagem e delimitar espacialmente onde iniciam os diferentes processos erosivos (erosão difusa; por lixiviação; linear; e por deslizamento).

Esta combinação entre modelo hidrológico e características do relevo torna-se uma ferramenta de grande utilidade no planejamento ambiental de bacias hidrográficas, particularmente na avaliação de cenários futuros decorrentes de estratégias de gerenciamento do espaço geográfico. Destacando-se ainda que a modelagem computacional possui várias vantagens, como: facilidade de execução, baixo custo, rápida obtenção dos resultados, permitindo a simulação de experimentos inviáveis em escala real.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Discutir e propor alternativas para subsidiar o zoneamento e o planejamento ambientais com base na modelagem de alguns processos geobiohidrológicos na bacia hidrográfica do rio Pequeno, no município de São José dos Pinhais - PR.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar as áreas saturadas da bacia através de modelagem do processo chuva-vazão com o modelo TOPMODEL;
- Desenvolvimento de modelo geomorfológico de base física para delimitação de processos erosivos - UMBRAL;
- Determinar o limiar dos processos erosivos atuantes na bacia utilizando o modelo UMBRAL;
- Delimitar as áreas de preservação permanente de mata ciliar; e
- Estabelecer um zoneamento geobiohidrológico.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 BACIAS HIDROGRÁFICAS

Segundo SILVEIRA (1991), a bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema físico onde a entrada é o volume de água que entra pela precipitação e a saída é o volume de água escoado pelo exutório (escoamento). A precipitação que cai sobre as vertentes infiltra-se totalmente no solo até a saturação deste, momento em que começam a decrescer as taxas de infiltração e a surgir crescentes escoamentos superficiais se a precipitação persistir. A água produzida pelas vertentes tem como destino imediato a rede de drenagem, que se encarrega de transportá-la à seção de saída da bacia. As vertentes também “produzem” os sedimentos através de erosão e estes são transportados com a água pela rede de drenagem, junto com a carga significativa de sedimentos produzida nos próprios leitos dos rios. Assim, é possível constatar que as vertentes e os rios não são entidades totalmente separadas, uma vez que estão continuamente em interação para a adaptação da bacia hidrográfica às solicitações da natureza.

A aplicação da teoria dos sistemas ao estudo de bacias hidrográficas facilita a compreensão dos processos dinâmicos inter e intra-espacial destas áreas. O estudo da bacia como forma de observar a interatividade de suas partes, ora como totalidade em si, ora como parte do todo, permite uma visualização mais abrangente dos objetos de estudo do pesquisador, do planejador e do gestor. Esse entendimento assegura uma análise mais profunda destes processos que, conceitualmente, levam em consideração a elasticidade do tempo, as dimensões e as relações entre as partes.

A bacia hidrográfica, entendida como um sistema aberto, é influenciada e/ou influencia outros sistemas. Portanto, qualquer decisão tomada por uma comunidade em uma determinada bacia poderá influenciar outras bacias ou sub-bacias. Decorre daí a necessidade de se provocar um debate sobre a importância da observação dos processos e as interações que ocorrem na bacia hidrográfica, com os quais os gestores vão se envolver enquanto partes do sistema (SIMON, 1993).

SILVA (1989), estudando a perenização dos recursos hídricos como condição para o desenvolvimento, partiu do conceito segundo o qual as bacias

hidrográficas, além de todo o conjunto de tecnologias acumuladas ao longo dos últimos anos em seus estudos, admitem desdobramentos que compreendem ao menos quatro subsistemas que dentro dela interagem de forma conjunta e complexa. Os subsistemas são considerados como: (1) área de contribuição em que os muitos fenômenos ocorrentes influenciam-se mutuamente; (2) o curso d'água com volume e qualidade a serem conhecidos e monitorizados dentro de certos parâmetros necessários para o adequado desempenho das atividades humanas; (3) as condições naturais de flora, fauna e solo em equilíbrio garantindo os outros subsistemas e (4) a intervenção sob a forma de ocupação humana cuja razão lógica de expansão pouco tem a ver com a transformação dos outros subsistemas.

O emprego do modelo sistêmico permite demonstrar que cada variável trabalhada dentro de um sistema, como uma bacia hidrográfica, provocará uma reordenação interna e externa a este sistema. Por conseguinte, toda a decisão tomada em uma comunidade sob o enfoque sistêmico, deve levar em conta a influência sob o ambiente interno e externo a essa sociedade.

Pode-se dizer que em uma bacia hidrográfica, a análise sistêmica permite a construção de totalidades integradas a partir de um recorte seletivo de variáveis e fenômenos interdependentes (DOLFUS, 1982). O espaço deve ser considerado como uma totalidade, a exemplo da própria sociedade que lhe dá vida. CAPRA (1996), contrapondo-se aos conceitos deterministas, afirma que à medida que penetramos na matéria, a natureza não nos mostra quaisquer blocos básicos de construção isolados. Ao contrário, surge perante nós como uma teia de relações entre as diversas partes do todo.

ODUM (1988) caracterizou de forma precisa esta abordagem ao colocar que embora os componentes biológicos de um lago e um prado pareçam auto-suficientes, estes são, na verdade, sistemas muito abertos que formam parte de sistemas maiores de bacias hidrográficas. Seu funcionamento e estabilidade relativa ao longo dos anos são determinados, em grande parte, pelas taxas de afluxo e efluxo de água, materiais e organismos de outras áreas da bacia. Se o material orgânico de esgotos ou de efluentes industriais não puder ser assimilado, o rápido acúmulo de tais materiais poderá destruir o sistema. A erosão do solo e a perda de nutrientes de

uma floresta perturbada ou de um campo cultivado inadequadamente não apenas empobrecem estes ecossistemas, como também, tais efluxos apresentam, provavelmente, impactos eutróficos, ou de outro tipo à jusante. Em outras palavras, os campos, as florestas, as massas de água e as cidades, interligadas por um sistema de riachos ou rios (ou, as vezes por uma rede de drenagem subterrânea), interagem como uma unidade prática em nível de ecossistema, tanto para o estudo como para o gerenciamento.

Alguns autores, no entanto, apontam dificuldades na utilização da teoria dos sistemas, principalmente em relação ao tempo. SANTOS (1979) criticou a desconsideração do processo histórico como um dos pontos falhos da análise dos sistemas, afirmando que a noção de ecossistema não incorpora à análise espacial os subsistemas históricos. A perspectiva histórica serve como suporte à compreensão do presente em vias de construção. Para este autor, a perfeita compreensão do presente permite surpreender o processo e, com isso detectar as tendências que poderão vislumbrar um futuro possível, seus conflitos, forças dominantes e a compreensão de novos acontecimentos. Considerando-se que as variáveis sofrem mudanças de valor na medida que o tempo passa é imperativo nos tornarmos exigentes em relação a periodização histórica para que se garanta a idoneidade do esforço interpretativo.

Segundo SIMON (1993), de um modo geral, a análise sistêmica proporciona um certo grau de dificuldade na realização de trabalhos com bacias, uma vez que cada sistema funciona em relação a um sistema maior, como um sistema ou elemento deste, enquanto ele próprio é em si mesmo, um sistema. Desta forma a bacia se estabelece como um sistema particular, que poderá relacionar-se com microssistemas do tamanho de um átomo ou da magnitude do sistema solar. Isto reforça o fato de que somente através do contexto é que se pode analisar as partes do todo sem perder sua concretude.

A abordagem sistêmica permite ainda reduzir o conjunto maior a um tamanho mais razoável, possibilitando sua análise sem desconsiderar o todo, facilitando sobremaneira os estudos em bacias e sub-bacias (BERTALANFFY, 1975).

3.2 GEOBIOHIDROLOGIA

O termo geobiohidrologia surge no Brasil em 1998 por ocasião da realização do “I Fórum de Geobiohidrologia: estudos em vertentes e microbacias hidrográficas”. A proposta deste evento era chamar a atenção para o fato que as vertentes, assim como as microbacias hidrográficas, encerram uma diversidade de processos que não estão limitados necessariamente pelo recorte dado pelas disciplinas isoladas. Ou seja, a compreensão da interação e complexidade destes processos passa por uma abordagem interdisciplinar.

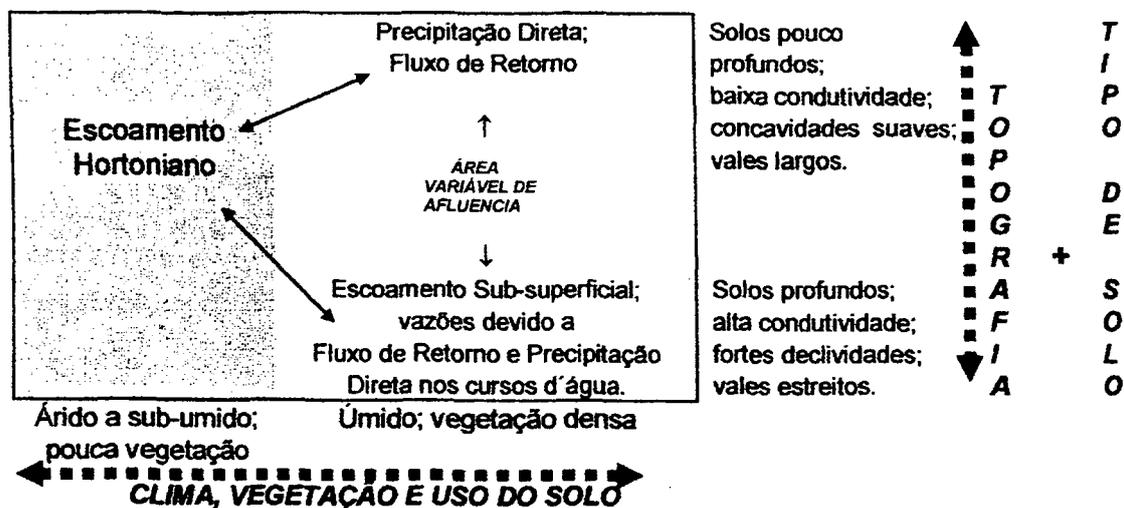
Esta preocupação interdisciplinar na compreensão dos processos naturais não é nova. Em 1963, o geógrafo russo Sochava cunhou o termo “geossistema”, o qual define-se como o espaço terrestre de todas as dimensões, onde os componentes da natureza encontram-se em relação sistêmica e como uma integridade definida, interagindo com a esfera cósmica e a sociedade humana (SOCHAVA, 1978). Passou-se então para o estudo integrado, e não sobreposto, do meio natural, através da síntese e da análise de sua dinâmica, apoiado numa base teórica e metodológica consistente. Atualmente, este estudo integrado denomina-se “geoecologia da paisagem”.

Para RODRIGUES (2001) a geoecologia da paisagem reveste-se de fundamental importância no âmbito de uma nova perspectiva, onde as idéias da multidisciplinaridade valorizam a questão ambiental, rompendo fronteiras padronizadas, dedicando-se às características, aos estudos e aos processos dos elementos da natureza e da sociedade.

Neste contexto, pode-se situar geobiohidrologia como uma abordagem particular da paisagem centrada na hidrologia. A qual considera a água como o elemento mais dinâmico da paisagem e que permeia os demais elementos do meio natural, portanto regula o ritmo dos processos a eles relacionados. Assim, as vertentes e microbacias hidrográficas habilitam-se naturalmente como objeto de estudo, primeiro, porque definem-se a partir da dinâmica hidrológica e, segundo, porque a interação e complexidade dos processos tornam-se mais explícitos na escala de detalhe.

Um exemplo da interação e complexidade de processos atuantes nas vertentes e microbacias pode ser observado no esquema proposto por DUNNE (1983) e que mostra os controles dominantes na geração de escoamento: clima, vegetação, uso do solo, topografia e tipo de solo (Figura 3.1).

FIGURA 3.1 – PROCESSOS DE ESCOAMENTO EM VERTENTES E CONDICIONANTES PRINCIPAIS (DUNNE, 1978)



ZAKIA (1998) apresenta uma discussão acerca da influência das condições ambientais nas características da zona ripária de bacias hidrográficas, com base nos elementos apresentados na Figura 3.1.

KOBIYAMA et al. (1998) procuraram definir o campo de atuação da geobiohidrologia destacando: as interações entre as esferas ambientais; o histórico dos estudos com base em processos em vertentes e microbacias; e teceram considerações acerca de metodologias e técnicas potencialmente interessantes para estudos geobiohidrológicos. MENDIONDO (2001) propôs vários arcabouços metodológicos para o manejo das incertezas pela geobiohidrologia para a recuperação ambiental de bacias hidrográficas.

Em BAIRD e WILBY (1999) as complexas inter-relações entre hidrologia e ecologia nos ecossistemas terrestres e aquáticos são abordadas por especialistas de várias áreas, mostrando um interesse por esta área também a nível internacional.

3.3 MODELOS

3.3.1 Terminologia

A terminologia técnica a respeito de modelos que é apresentada nesta seção, baseia-se em DHI (1997), VIEIRA & WEBER (1997) e TUCCI (1998).

- Modelos de simulação: são programas computacionais que procuram imitar o procedimento dos sistemas naturais ao longo do espaço e do tempo.
- Fenômeno: é um processo físico que produz uma alteração de estado no sistema natural, como precipitação, evaporação, escoamento, etc.
- Modelos físicos: tentam imitar os sistemas naturais através de reproduções físicas dos mesmos, como o modelo reduzido de uma usina hidrelétrica.
- Modelos matemáticos: procuram imitar o comportamento dos sistemas naturais através da utilização de equações matemáticas.
- Variáveis: são quantidades relacionadas pelas equações matemáticas do modelo e que descrevem quantitativamente um fenômeno variando no espaço e no tempo. Por exemplo a vazão é uma variável que descreve o estado do escoamento.
- Parâmetros ou coeficientes: São constantes que constam das equações matemáticas do modelo representando as propriedades fixas do sistema, como por exemplo a rugosidade dos canais. Eventualmente esses parâmetros podem variar no espaço e mesmo no tempo.

3.3.2 Classificação dos modelos

Conforme mencionado acima, existem dois tipos de modelos: físicos e matemáticos, sendo que neste trabalho somente os últimos serão discutidos. Existem diversas maneiras de classificar os modelos matemáticos. Por exemplo:

a) Quanto à natureza das variáveis

- Determinísticos: Nestes modelos o valor numérico obtido para uma variável será sempre o mesmo, desde que os dados de entrada não sejam alterados. A resposta do modelo é um número.

- Estocásticos: A cada valor numérico para uma variável está associada uma determinada probabilidade de ocorrência. A resposta do modelo é uma variável aleatória.
- b) Quanto à variação espacial das variáveis
- Concentrados (*lumped*): A bacia inteira é considerada como uma unidade. As variáveis e parâmetros representam valores médios para toda a bacia. Só o tempo é considerado como variável independente.
 - Distribuídos: Nestes modelos as variáveis e parâmetros assumem dependência do espaço e do tempo. As variáveis e parâmetros representam valores pontuais em cada local.
- c) Quanto à descrição dos processos naturais
- Empíricos (caixa preta): As equações matemáticas são empíricas, relacionando os dados de entrada e saída sem considerar a natureza dos processos físicos envolvidos.
 - Conceituais (caixa cinza): baseiam-se em considerações simplificadas sobre os processos físicos envolvidos usando geralmente equações empíricas sobre os processos, como por exemplo o hidrograma unitário ou a equação de infiltração de Horton.
 - Fisicamente baseados (caixa branca): descrevem os sistemas naturais usando as equações gerais da física de conservação de massa, energia e quantidade de movimento e condições iniciais e de contorno adequadas. Sem necessidade de calibragem permitem determinar o valor das variáveis e parâmetros no espaço e no tempo. É sempre distribuído.

3.3.3 Utilização dos modelos

A utilização do modelo passa por três etapas:

- Estimativa: Nesta fase são definidos os diversos parâmetros e coeficientes das equações com base em levantamentos de campo, ensaios de laboratório ou dados de literatura.
- Calibração: O modelo é executado para reproduzir condições conhecidas de campo de valores de variáveis de entrada e saída observados. Em caso de

discrepância entre valores observados e calculados os parâmetros são ajustados até que o modelo forneça resultados suficientemente próximos aos observados.

- Validação: O modelo é simulado com os parâmetros estimados na calibração e os resultados são comparados com os valores observados, verificando-se assim a validade do ajuste obtido.
- Previsão: O modelo calibrado e validado pode ser então utilizado para fazer previsões em outros cenários, nas faixas de variação testadas na calibração e validação.

A realização dessas atividades envolvendo modelos é chamada de modelagem.

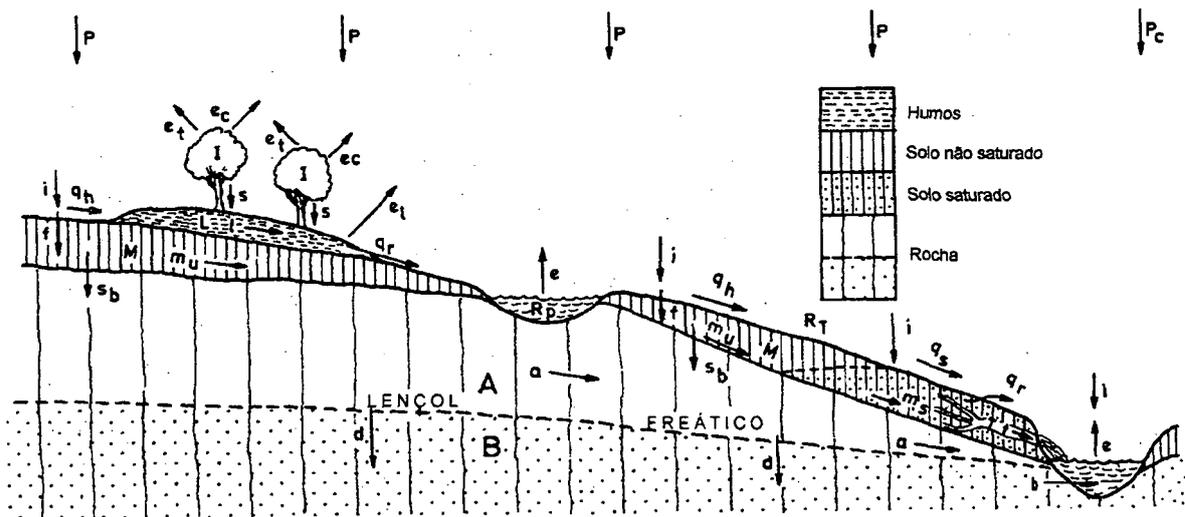
3.4 PROCESSO PRECIPITAÇÃO-VAZÃO

A modelagem do processo precipitação-vazão pressupõe o conhecimento do ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica, composto dos processos hidrológicos precipitação, interceptação, evapotranspiração, infiltração, percolação, armazenamento da água no solo e superfície, vazão, cada um composto por outros subprocessos (Figura 3.2).

Robert Elmer Horton, em 1933 foi o primeiro pesquisador a propor na íntegra o modelo clássico de hidrologia de encostas por meio da sua teoria de infiltração-escoamento (*runoff*). O núcleo da sua análise foi a visão de que a superfície do solo atua como um filtro capaz de separar a precipitação em dois componentes básicos:

A superfície de um solo permeável atua como um barramento de desvio e dique em um fluxo (torrente)...com intensidade variável de chuva, toda a chuva é absorvida por intensidades que não excedem a capacidade de infiltração, enquanto que para excessos de chuva existe uma taxa constante de absorção enquanto a capacidade de infiltração permanecer inalterada. No caso do barramento e dique, existe usualmente alguma retenção que permanece para ser disposta (absorvida) após a fonte de fluxo ser interrompida, assim no caso da infiltração, a superfície de detenção permanece após o término da chuva. A infiltração divide a chuva em duas partes que depois disso percorre diferentes caminhos através do ciclo hidrológico. Uma parte do fluxo desloca-se sobre o solo e rios até o mar como escoamento superficial; o outro desloca-se inicialmente dentro do solo e dali através do fluxo subterrâneo para o rio ou retorna ao ar pelo processo evaporativo. O solo atua então como uma superfície de separação e o autor acredita que vários problemas hidrológicos são simplificados, iniciando-se por esta superfície e percorrendo o caminho subsequente de cada parte da chuva dividida, separadamente (HORTON, 1933 apud CHORLEY, 1978)

FIGURA 3.2 – COMPONENTES DO CICLO HIDROLÓGICO (CHORLEY, 1978)



Precipitação total	P	Escoamento hortoniano (superficial)	q _h
Precipitação no curso d'água	P _c	Escoamento superficial por saturação	q _s
Intensidade da chuva	i	Escoamento de retorno	q _r
Evapotranspiração	e _t	<i>Pipe flow</i>	t
Evaporação d'água interceptada pelas copas	e _c	<i>Pipe storage</i>	T
Armazenamento de água nas copas	I	Escoamento subsuperficial não saturado	m _u
Escoamento pelo tronco e gotejamento	s	Escoamento subsuperficial saturado	m _s
Escoamento pelo litter	l	Armazenamento de água no solo	M
Evaporação d'água interceptada pelo litter	e _l	Percolação para a camada rochosa	s _b
Armazenamento d'água no litter	L	Fluxo na camada rochosa	a
Evaporação	e	Zona de aeração	A
Armazenamento nas depressões	R _p	Percolação profunda	d
Armazenamento temporário	R _t	Escoamento de base	b
Infiltração	f	Armazenamento subterrâneo	B

Neste e em uma seqüência de artigos posteriores Horton desenvolveu o modelo simplificado baseado na infiltração. Desde a publicação destes trabalhos pioneiros prevaleceu a teoria de que o escoamento direto era basicamente produzido pelo escoamento superficial que ocorre toda vez que a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo, e que toda a água da chuva que infiltra no terreno alimenta o lençol freático, para, depois, deixar a microbacia na forma de escoamento de base. Ainda, segundo esta teoria, o escoamento superficial assim gerado (escoamento superficial hortoniano) provinha de todas as partes da microbacia (CHORLEY, 1978).

O modelo de Horton funciona para bacias hidrográficas de regiões semi-áridas, com solos rasos, de baixa infiltração e com pouca cobertura vegetal. Também fornece resultados coerentes no caso de bacias urbanas. Portanto, é

inadequado para quantificar o escoamento direto em bacias hidrográficas de clima úmido, bem vegetadas e com solos permeáveis (DUNNE & BLACK, 1970a e 1970b).

O escoamento de uma bacia hidrográfica pode resultar de quatro caminhos de fluxo diferentes: (1) precipitação direta sobre canais de escoamento; (2) escoamento superficial; (3) escoamento subsuperficial; e (4) escoamento subterrâneo (HORNBERGER et al., 1998).

O escoamento superficial em uma bacia hidrográfica pode ser gerado por dois mecanismos diferentes: (1) escoamento por exceder a capacidade de infiltração (escoamento superficial hortoniano); e (2) escoamento por saturação (escoamento dunniano). O escoamento por exceder a capacidade de infiltração é considerado dominante em sistemas onde o perfil do solo ou a superfície da terra foram radicalmente alterados (por exemplo, bacias agrícolas), em regiões áridas ou semi-áridas onde a densidade de vegetação é baixa, e em áreas urbanas onde a superfície do solo é pouco permeável devido a pavimentação ou outro tipo de construção. O escoamento por saturação é bastante significativo em regiões úmidas com vegetação densa e em determinadas condições topográficas (declives côncavos com fundos de vale planos) que favorecem o posicionamento do lençol freático relativamente próximo da superfície (HORNBERGER et al., 1998). Neste caso a água infiltrada no solo, que altera a posição da superfície freática, pode fazer a mesma coincidir com a superfície do terreno, atingindo assim a saturação em toda extensão vertical.

O escoamento por saturação é então produzido pela precipitação direta sobre as áreas saturadas e também pela contribuição subterrânea resultante do afloramento da superfície freática, que pode ser traduzida como escoamento de retorno (*return flow*). Com base no conhecimento destes processos, HEWLETT e HIBBERT (1963; 1969) propuseram o conceito de “área variável de afluência” (*variable source area*) e o fluxo subsuperficial foi reconhecido como um dos processos mais importantes na geração do escoamento, pela própria contribuição do escoamento de retorno e a sua influência preponderante no escoamento superficial.

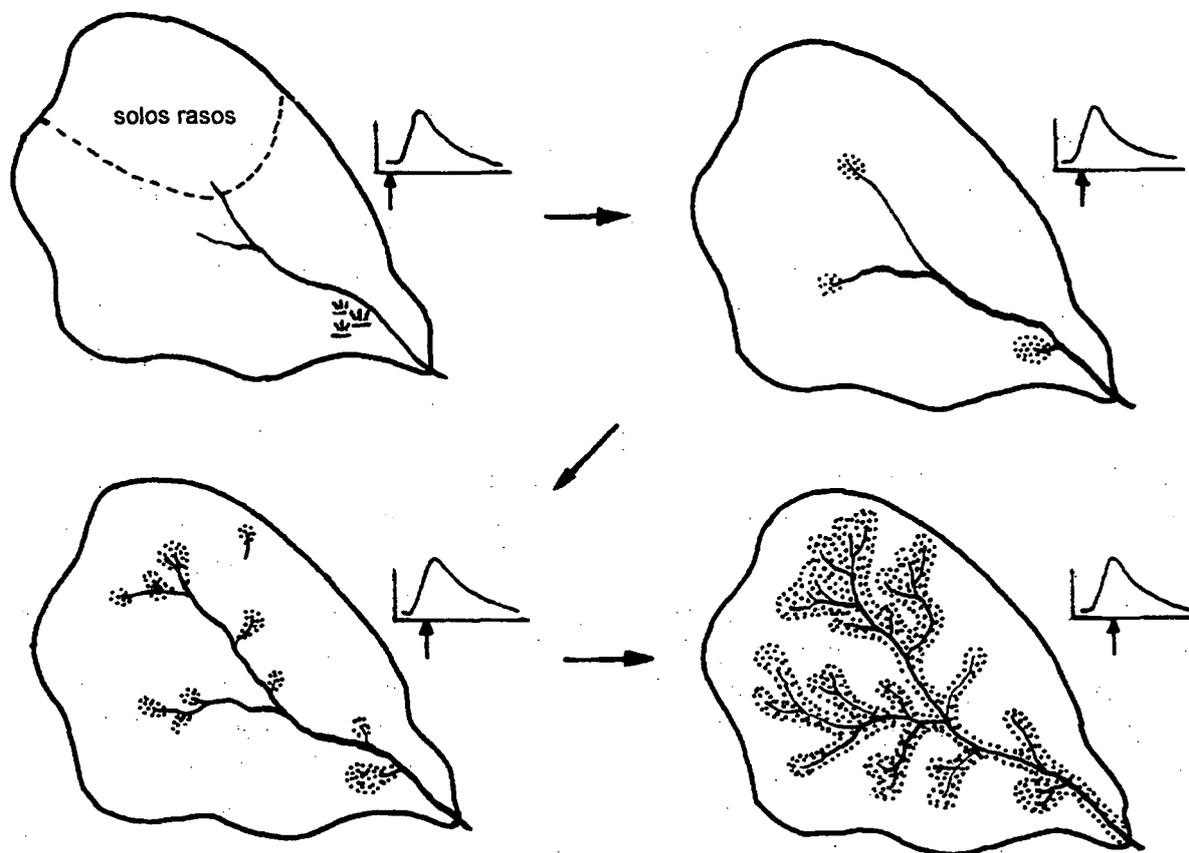
Segundo ZAKIA (1998) o desenvolvimento do conceito de área variável de afluência surgiu a partir da constatação de que em bacias, com boa cobertura

florestal, o escoamento direto não é produzido ao longo de toda a superfície da bacia. Pelo contrário, o escoamento direto, nestas condições, está sob a influência de uma área de origem dinâmica, uma vez que sofre expansões e contrações (daí o nome “área variável”); que comumente constitui-se de uma fração pequena da área total da bacia. Esta fração corresponde, em média, a 10% da área total da bacia, podendo variar de 1% a 50%, dependendo da quantidade e intensidade da precipitação (DICKINSON & WHITELEY, 1970 apud ZAKIA, 1998).

Durante uma chuva, a área da bacia que contribui para a formação do deflúvio, é constituída dos terrenos que margeiam a rede de drenagem, sendo que nas porções mais altas da encosta a água da chuva tende principalmente a infiltrar e escoar até o canal mais próximo por escoamento subsuperficial. Com a persistência da chuva essas áreas tendem a se expandir, não apenas em decorrência da expansão da rede de drenagem, mas também pelo fato de que áreas críticas da bacia, tais como áreas saturadas, áreas de solo mais raso, começam também a participar da geração do escoamento direto. Uma visualização deste processo dinâmico do conceito da área variável de afluência é mostrada na Figura 3.3, relacionando a expansão das áreas saturadas com os diferentes tempos do hidrograma.

Nas regiões hachuradas da bacia mostrada na Figura 3.3, ou seja, ao longo da área variável de afluência, que se encontra, normalmente, em condições de saturação, ocorre o chamado escoamento superficial de áreas saturadas. Estas áreas podem produzir escoamento superficial mesmo quando a intensidade da chuva é inferior à capacidade de infiltração média para a bacia como um todo. Conforme ZAKIA (1998) estas áreas podem ser genericamente identificadas como: (a) zonas saturadas que margeiam os cursos d'água e suas cabeceiras, as quais podem se expandir durante chuvas prolongadas; (b) concavidades do terreno, para as quais convergem as linhas de fluxo, como as concavidades freqüentemente existentes nas cabeceiras.

FIGURA 3.3 – EVOLUÇÃO DA ÁREA VARIÁVEL DE AFLUÊNCIA NO PROCESSO DE GERAÇÃO DO ESCOAMENTO DIRETO DURANTE UM EVENTO DE PRECIPITAÇÃO. (HEWLETT & NUTTER, 1970 apud CHORLEY, 1978).

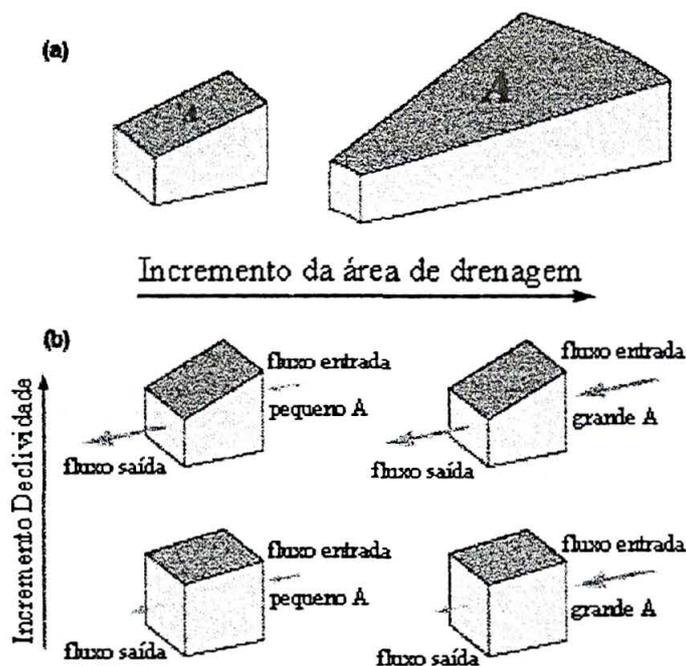


Segundo HORNBERGER et al. (1998) o conhecimento dos processos tornou possível desenvolver modelos mais próximos da realidade física para fazer a propagação da água em bacias hidrográficas. Ou seja, a precipitação pode ser propagada na bacia para calcular o escoamento fluvial. O modo mais direto para resolver o problema de propagação na bacia é unir equações de fluxo superficial (p. ex., equação de Manning), para fluxo na zona não saturada (p. ex., equação de Richards), e para fluxo no aquífero freático usando a equação de Darcy. A primeira aplicação de um modelo dessa natureza foi apresentada por FREEZE (1971, 1972a e 1972b) que examinou as respostas do escoamento superficial de uma encosta hipotética submetida a precipitações.

No entanto é possível fazer uma aproximação ligeiramente diferente. Considerando que a topografia da bacia exerce uma grande influência no movimento de água subterrânea e que deve controlar igualmente o movimento de água na superfície, pode-se fundamentar um modelo de dinâmica de bacias na idéia de que a topografia é a característica mais importante no controle do fluxo de água. Logo, pode-se estender o conceito de bacia "reservatório" para elementos da paisagem. Se fosse possível dividir a bacia em blocos de um determinado tamanho, a água poderia ser propagada em cada bloco encosta a baixo. Cada bloco diferiria em sua posição ao longo da encosta e na declividade da superfície do solo (e provavelmente o nível freático) no bloco. Se o nível do lençol freático está relativamente plano dentro de um determinado bloco, o gradiente hidráulico é pequeno e a lei de Darcy indica que aquele movimento de água está relativamente lento na ausência de mudanças na condutividade hidráulica. Então, pode-se esperar um aumento no armazenamento de água no bloco ao longo do tempo. O aumento no armazenamento é maior se o bloco está na base de uma encosta convergente, de tal forma que recebe uma maior porção de fluxo de montante (Figura 3.4).

Estas considerações tornam o relevo um elemento importante na dinâmica do ciclo hidrológico, e vêm permitindo o desenvolvimento de modelos que levam em consideração estes processos, sendo o TOPMODEL um dos mais difundidos entre os que possuem esta característica.

FIGURA 3.4 - BALANÇO HÍDRICO DE UM BLOCO DA BACIA CONTROLADO PELA DECLIVIDADE LOCAL E PELA ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO (HORNBERGER et al., 1998).



A taxa de entrada (*inflow*) é proporcional à área de contribuição A , que depende do comprimento da encosta e também se é convergente, divergente, ou reta (a). A declividade local controla a saída (*outflow*) dos blocos (b). Se a entrada é menor que a saída (canto superior esquerdo em b) ocorre um declínio do nível freático. Reciprocamente, se a entrada é maior que a saída (canto inferior direito em b) o nível freático subirá e pode provocar a saturação da superfície.

3.5 TOPMODEL (*TOP*ography based hydrological *MODEL*)

3.5.1 Histórico do TOPMODEL

O desenvolvimento do TOPMODEL foi iniciado pelo Professor Mike Kirkby na Escola de Geografia, Universidade de Leeds, Conselho de Pesquisa de Ambiente Natural do REINO UNIDO, em 1974. As primeiras versões foram programadas por Keith Beven em Fortran IV em um ICL 1904S, computador de mainframe. Desde 1974 houve muitas versões do TOPMODEL desenvolvidas na Leeds, Lancaster e em outros lugares mas nunca uma "versão definitiva" (UNIVERSITY OF LANCASTER, 1998).

Segundo os autores do modelo esta ausência de uma versão definitiva é intencional, pois não se pretende que o TOPMODEL seja um tradicional modelo

pacote, mas sim uma coleção de conceitos que podem ser usados apropriadamente (UNIVERSITY OF LANCASTER, 1998). Assim, existem hoje versões do programa adequadas a realidades e problemas específicos.

A versão atual do TOPMODEL da Universidade de Lancaster é mais adequada para bacias hidrográficas com solos rasos e topografia suave, e que não sofram de períodos secos excessivamente longos. O modelo está propositadamente desprovido de uma rotina de otimização automática por duas razões (UNIVERSITY OF LANCASTER, 1998):

Primeiro, o usuário é encorajado a ver as saídas do modelo e a familiarizar-se com o modo como está trabalhando. Isto é possibilitado, em parte, pelo fato de que os resultados podem ser refeitos e visualizados pelo usuário em seu correto contexto espacial, permitindo ganhos significativos com simples melhoria na representação. Isto mostra por que a natureza distribuída das predições do modelo, combinada com uma simplicidade de estrutura, é muito importante. Assim, o modelo será usado primeiramente para entender os processos na bacia, antes de ser usado como uma ferramenta de previsão.

Segundo, os autores não acreditam que exista uma combinação ótima de valores de parâmetros, até mesmo para um modelo que é parametricamente parcimonioso como o TOPMODEL, e não querem encorajar a prática de automatização.

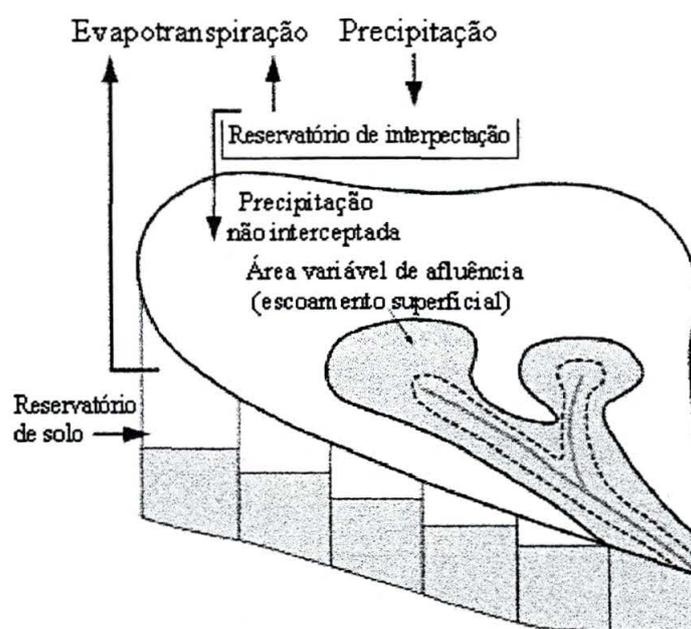
A versão atual do TOPMODEL é distribuída por Keith Beven, mas os conceitos do TOPMODEL desenvolveram-se no decorrer de um período longo de tempo com contribuições de muitas pessoas que trabalharam na Universidade de Lancaster com o grupo de TOPMODEL. Uma versão do TOPMODEL para PC foi escrita originalmente em Fortran em 1985 e revisada para distribuição em 1993. Esta última foi revisada novamente em 1995 com a adição de vários programas subordinados para o *worskhop* de TOPMODEL realizado na Universidade de Lancaster.

3.5.2 Conceituação do TOPMODEL

Segundo a classificação mencionada no item 3.3.2, o TOPMODEL é determinístico, semi-distribuído e fisicamente baseado.

O TOPMODEL é um modelo hidrológico que está baseado na idéia de que a topografia exerce um controle dominante sobre o escoamento que se propaga em bacias hidrográficas (BEVEN e KIRKBY, 1979). O modelo usa o princípio de conservação de massa, isto é, taxa de fluxo de entrada menos a taxa de fluxo de saída é igual a taxa de variação de armazenamento, para vários "reservatórios" em uma bacia, por exemplo, um "reservatório" de interceptação e um "reservatório" de solo (Figura 3.5).

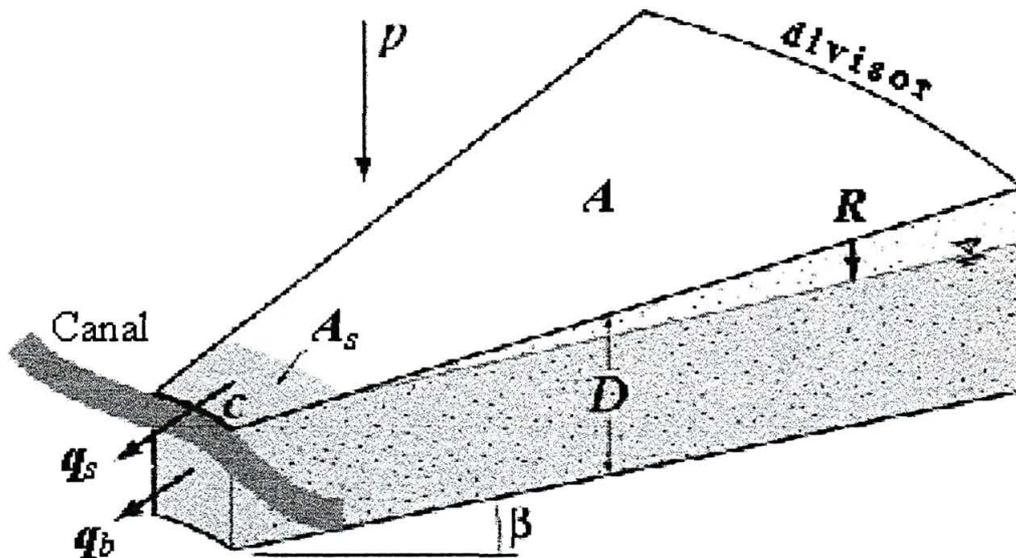
FIGURA 3.5 - DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DO CONCEITO DO TOPMODEL (HORNBERGER et al., 1998)



A chuva abastece o reservatório de interceptação cuja capacidade, da ordem de alguns milímetros, depende do tipo de cobertura vegetal. As saídas do reservatório de interceptação são evaporação e precipitação não interceptada (*throughfall* e escoamento de tronco) que se transforma em entrada para o reservatório de solo. A equação de conservação de massa novamente proporciona um método para calcular o balanço hídrico no reservatório de solo. Unindo as equações de balanço hídrico para todos os reservatórios hipotéticos na bacia, o cálculo do balanço hídrico e da propagação da água pode ser completado.

O TOPMODEL executa os cálculos de balanço hídrico nos elementos topograficamente definidos e usa a lei de Darcy para calcular fluxos de água no solo. Aqui considera-se um segmento de bacia definido por um corte pela curva de nível na parte inferior e por dois cortes perpendiculares às curvas de nível até o divisor da bacia (Figura 3.6).

FIGURA 3.6 – BALANÇO HÍDRICO DE UM SEGMENTO DE ENCOSTA DA BACIA HIDROGRÁFICA (HORNBERGER et al., 1998)



A Precipitação não interceptada (p) cai no segmento de área A e profundidade D . Uma porção, R , infiltra. O fluxo subsuperficial do segmento gera o escoamento subsuperficial (q_b). O fluxo de superfície, escoamento superficial (q_s), decorre de áreas saturadas (escoamento superficial por saturação ou escoamento de retorno). A declividade local ao ponto de saída, β , é considerado igual a declividade da superfície freática.

Supõe-se no TOPMODEL que o fluxo é direcionado pela topografia, conseqüentemente, este segmento mostrado na Figura 3.6 representa uma parte da rede de fluxo da bacia. O fluxo de água subsuperficial é condicionado fortemente pela topografia local. O grau de convergência das linhas de fluxo (linhas perpendiculares as curvas de nível) determina quanta área de montante drena pela unidade de comprimento do contorno inferior em um determinado ponto. A declividade local, a espessura do solo, e a condutividade hidráulica do solo determinam a capacidade do solo para conduzir a água para jusante através da encosta até determinado ponto. Áreas afluentes que são fontes de escoamento

superficial ocorrem em pontos de acumulação de água subsuperficial, para onde drenam áreas com grandes aclives (como encostas convergentes ou depressões) e onde a capacidade de escoamento da água para jusante através da encosta está limitada (pequenas declividades na base das encostas). A conservação de massa pode ser aplicada ao segmento descrito na Figura 3.6 para determinar os fluxos (HORNBERGER et al., 1998).

3.5.3 Teoria do TOPMODEL

Em sua formulação o TOPMODEL utiliza relações físicas para reproduzir o comportamento de alguns dos processos hidrológicos e também para representar a bacia hidrográfica. Com base em BEVEN et al. (1995), MINE e CLARKE (1996), BEVEN (1997), TUCCI (1998), HORNBERGER et al. (1998) e BEVEN (2001) pode-se elaborar um resumo da base conceitual do modelo, cujos principais componentes são: armazenamentos e fluxos na zona não-saturada; armazenamentos e fluxos na zona saturada; e propagação do fluxo na sub-bacia.

O modelo considera as seguintes hipóteses:

- H1**- a dinâmica da zona saturada pode ser obtida por sucessivas representações de estados uniformes (“steady-state”);
- H2**- o gradiente hidráulico da zona saturada é igual a declividade local do terreno;
- H3**- a distribuição da transmissividade com a profundidade do solo ocorre segundo uma função exponencial;
- H4**- no intervalo de tempo existe homogeneidade espacial da taxa de recarga que contribui para a área saturada.

Considerando-se uma encosta individualmente (Figura 3.6) o escoamento afluente ao canal é a soma do escoamento subsuperficial da encosta e do escoamento superficial das áreas saturadas:

$$q = q_b + q_s \quad (3.1)$$

Onde: q – escoamento total (m/s) = vazão (m³/s) / área (m²);
 q_b – escoamento subsuperficial (m/s); e
 q_s – escoamento superficial (m/s).

No TOPMODEL o escoamento sempre possui a unidade de velocidade.

O escoamento superficial é gerado quando a precipitação cai diretamente sobre a área saturada e também pelo escoamento de retorno, assim:

$$q_s = \frac{A_s}{A} \cdot p + q_r \quad (3.2)$$

Onde: A - área da encosta que drena até a seção considerada (m^2);

A_s - área saturada da encosta (m^2);

A_s/A - fração saturada da encosta (Figura 3.6);

p - precipitação não interceptada (m/s); e

q_r - escoamento de retorno (m/s).

Para calcular o escoamento subsuperficial, deve-se calcular primeiramente a vazão subsuperficial, aplicando-se a lei de Darcy para a vertente:

$$Q_b = T \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.3)$$

Onde: Q_b - vazão subsuperficial (m^3/s);

T - transmissividade do solo (m^2/s);

c - comprimento do contorno (m); e

$\tan \beta$ - gradiente subterrâneo = declividade da superfície da encosta (m/m).

A transmissividade é igual à profundidade do solo multiplicada pela condutividade hidráulica do mesmo. Assume-se que o lençol freático é paralelo a superfície do solo e portanto apresenta a mesma declividade (**H2**).

O modelo assume também, que a condutividade hidráulica saturada diminui exponencialmente com a profundidade do solo (**H3**), situação válida para a maioria dos solos, assim:

$$K(\zeta) = K_0 \cdot e^{-f\zeta} \quad (3.4)$$

Onde: ζ - profundidade do solo, medida positivamente a partir da superfície (m);

$K(\zeta)$ - condutividade hidráulica saturada na profundidade ζ (m/s);

K_0 - condutividade hidráulica saturada na superfície (m/s); e

f - parâmetro que governa a taxa de diminuição de K na profundidade (m^{-1}).

Para determinar a transmissividade da zona saturada de uma determinada espessura do perfil de solo (da profundidade da superfície freática, z , até a profundidade da rocha, D), a equação (3.4) é integrada como:

$$T = \int_z^D K(\zeta) \cdot d\zeta = \int_z^D K_0 \cdot e^{-f\zeta} \cdot d\zeta = \left[-\frac{K_0}{f} \cdot e^{-f\zeta} \right]_z^D = \frac{K_0}{f} \cdot (e^{-fz} - e^{-fD}) \quad (3.5)$$

Como o termo e^{-fD} é geralmente bem menor que o termo e^{-fz} a equação (3.5) pode ser simplificada:

$$T = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-fz} \quad (3.6)$$

A combinação das equações (3.3) e (3.6) resulta na equação para determinar a vazão subsuperficial:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-fz} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.7)$$

Aqui, é introduzido o conceito de “déficit de armazenamento”, isto é, a quantidade de água necessária em um determinado ponto para elevar o lençol freático até a superfície, tornando o solo saturado. Este déficit é definido como:

$$s = \varphi \cdot z \quad (3.8a)$$

ou

$$z = \frac{s}{\varphi} \quad (3.8b)$$

Onde: s – déficit de armazenamento (m); e
 φ – porosidade do solo (m^3/m^3).

Substituindo a equação (3.8b) na equação (3.7), obtém-se:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot e^{-\frac{f \cdot s}{\varphi}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.9)$$

Pode-se substituir K_0 / f por T_0 que representa a transmissividade quando o solo está completamente saturado ($s = 0$). Pode-se também substituir f / φ por $1/m$. Então, a equação (3.9) pode ser escrita como:

$$Q_b = T_0 \cdot e^{-\frac{s}{m}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.10)$$

Onde: m – parâmetro de solo (m); e
 T_0 – máxima transmissividade (m^2/s).

Com base em (H4) e considerando uma parcela da encosta (Figura 3.6), a vazão que atravessa pelo comprimento de contorno (c) em um dado momento é:

$$Q_R = R \cdot A \quad (3.11)$$

Onde: R – taxa de recarga (m/s); e
 A – área da parcela da encosta que drena até a seção considerada (m^2).

Como no TOPMODEL a dinâmica da zona saturada é considerada em estados uniformes (H1), então $Q_b = Q_R$, ou,

$$RA = T_0 \cdot e^{-\frac{s}{m}} \cdot c \cdot \tan \beta \quad (3.12)$$

A equação (3.12) pode ser resolvida para s :

$$s = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (3.13)$$

Onde: $a = A/c$ - área por unidade de contorno (m);

O segundo termo à direita da equação (3.13) descreve o modo como a topografia controla a propensão de cada ponto da bacia hidrográfica desenvolver condições de saturação (p. ex., a propensão de cada ponto para gerar escoamento superficial por saturação durante um evento pluviométrico). Um valor de s menor ou igual a zero indica que o solo está saturado. A equação (3.13) indica que pontos da bacia hidrográfica que apresentam um elevado valor de $\ln(a/\tan\beta)$ tendem a apresentar condições saturadas. O termo $\ln(a/\tan\beta)$ é chamado de índice topográfico.

As duas primeiras hipóteses (H1 e H2) conduzem a relações simples entre o armazenamento de água na bacia e os níveis locais do lençol freático, no qual o principal fator é o índice topográfico. As características importantes de uma encosta que influenciam a probabilidade de desenvolvimento de áreas saturadas são o tamanho da área de contribuição da encosta e a declividade do bloco.

Assim, um mapa de índice topográfico de uma bacia revela as áreas com potencialidade para gerar escoamento superficial por saturação. Valores elevados do índice topográfico indicam regiões com grande área de contribuição e baixa declividade, típicas da base das encostas e das proximidades do canal. Estas áreas geralmente também correspondem às áreas de descarga do aquífero. Baixos valores do índice topográfico são encontrados nos topos onde a área de contribuição da "encosta de montante" é relativamente pequena e a declividade é alta. Estas áreas geralmente correspondem as áreas de recarga da água subterrânea.

Até aqui, as equações trataram de uma encosta individual ou de apenas um segmento da encosta dentro da bacia hidrográfica (Figura 3.6). Entretanto, pode-se considerar um ponto qualquer da bacia hidrográfica e calcular a área da encosta de montante que contribui e a declividade do local. Deste modo, pode-se determinar a distribuição de índices topográficos para a bacia hidrográfica inteira. Na prática, o cálculo é realizado para blocos (*pixels*) definidos a partir de um MNT (Modelo Numérico de Terreno).

O déficit de armazenamento pode ser calculado para cada bloco com a equação (3.13). Os valores serão idênticos para todos os blocos com o mesmo índice topográfico, considerando-se que R e T_0 sejam espacialmente constantes.

Assumindo que R e T_0 são espacialmente constantes em toda a bacia hidrográfica, pode-se calcular um déficit de armazenamento médio para a bacia hidrográfica, integrando a equação (3.13) em toda a bacia hidrográfica e dividindo pela área.

$$\bar{s} = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \lambda \quad (3.14)$$

em que

$$\lambda = \frac{1}{np} \sum \ln\left(\frac{\alpha}{\tan \beta}\right) \quad (3.15)$$

Onde: \bar{s} - déficit de armazenamento médio da bacia (m);
 λ - índice topográfico médio para a bacia;
 np - número total de pixels da bacia.

Unindo as equações (3.13) e (3.14), resulta:

$$s = \bar{s} + m \cdot \left[\lambda - \ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right) \right] \quad (3.16)$$

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 , multiplicados pela diferença entre o índice topográfico médio e o índice topográfico local.

Assim, torna-se possível calcular A_s/A considerando-se os locais onde s é menor ou igual a zero. O parâmetro m pode ser calculado pelas características do solo ou pela curva de recessão da vazão de base (BEVEN et al., 1995), λ e $\ln(a/\tan\beta)$ a partir de um mapa topográfico detalhado, e o \bar{s} utilizando no balanço hídrico as informações hidrológicas (precipitação, interceptação, evapotranspiração, escoamento subsuperficial e escoamento superficial). Se $s \leq 0$, o solo está completamente saturado e toda precipitação é convertida em escoamento superficial. A taxa de escoamento produzida por este mecanismo é determinada pela intensidade de precipitação não interceptada e pela fração da área da bacia que está saturada (equação 3.2). O escoamento de retorno, q_r em metros, ocorre onde $s < 0$, e a taxa é dada por:

$$q_r = |s| \cdot A_s/A \quad (3.17)$$

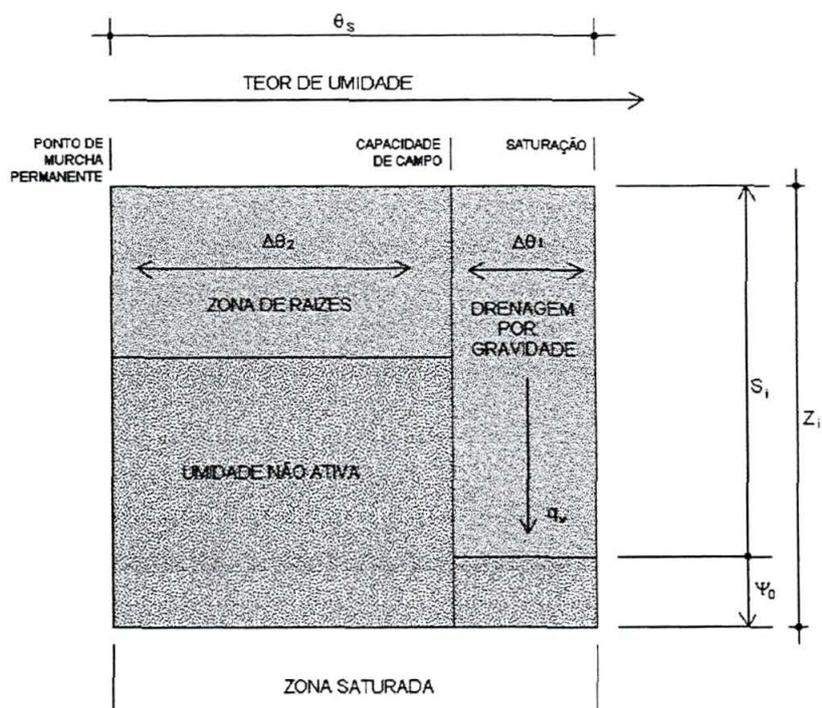
Integrando a equação (3.10) para a área total da bacia hidrográfica e dividindo o resultado pela área de bacia, obtêm-se o escoamento subsuperficial médio:

$$\bar{q}_b = T_0 \cdot e^{-\lambda} \cdot e^{-\frac{\bar{s}}{m}} \quad (3.18)$$

Assim, no TOPMODEL, o escoamento subsuperficial é controlado pelas características do solo (T_0 e m), da topografia (λ), e pelo déficit de armazenamento médio (\bar{s}) da bacia hidrográfica.

A estrutura de armazenamento no solo é mostrada na Figura 3.7, onde existe uma zona das raízes, uma região de umidade inativa e o fluxo de percolação para a zona saturada.

FIGURA 3.7 – ARMAZENAMENTOS NO SOLO



A evapotranspiração real (E_r) é calculada como uma função da evapotranspiração potencial (E_p) e da umidade armazenada na zona de raízes para os casos em que E_r não pode ser especificado diretamente.

Evapotranspiração é a perda combinada de água para a atmosfera através dos processos de evaporação e transpiração simultaneamente. Este processo é limitado pela energia disponível, pela demanda atmosférica e pela disponibilidade de água no solo. A evapotranspiração potencial leva em consideração a quantidade de água transferida para a atmosfera em função da energia disponível e da demanda atmosférica, em uma superfície coberta por vegetação e bem suprida de água.

O modelo considera que a evaporação ocorre à taxa potencial plena nas áreas saturadas e também para a água drenando livremente na zona não saturada. Quando a zona drenada por gravidade é exaurida, a evapotranspiração pode continuar a deplecionar o armazenamento na zona de raízes à taxa E_r , dada por:

$$E_r = E_{vp} \left(1 - \frac{S_{zr}}{S_{r_{max}}} \right) \quad (3.19)$$

Onde: S_{zr} – déficit de armazenamento na zona de raízes (m); e
 $S_{r_{max}}$ - déficit ou capacidade de armazenamento máxima no solo (m).

Assumindo-se uma profundidade efetiva na zona de raízes, z_{zr} , então o déficit de armazenamento máximo no solo pode ser calculado por:

$$S_{r_{max}} = z_{zr} (\theta_{cc} - \theta_{mp}) = z_{zr} (\Delta\theta_2) \quad (3.20)$$

Onde: z_{zr} - profundidade efetiva na zona de raízes (m),
 θ_{cc} – umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo (m^3/m^3);
 θ_{mp} - umidade volumétrica do solo no ponto de murcha permanente (m^3/m^3);
 $\Delta\theta_2 = (\theta_{cc} - \theta_{mp})$.

O escoamento de percolação é dado por:

$$q_v = \xi \cdot K_0 \cdot e^{-\xi z_i} \quad (3.21)$$

Onde: q_v – escoamento de percolação (m/s);
 ξ - parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo (adimensional);
 K_0 – condutividade hidráulica saturada à superfície (m/s); e
 z_i – profundidade da lâmina de água (m).

O escoamento na bacia é propagado através de uma função distância-resposta e a propagação nos canais é representada por uma solução explícita do método da onda cinemática.

3.6 PROCESSOS EROSIVOS

Os processos de produção de sedimentos na bacia vêm sendo estudados há longo tempo e atualmente são bem conhecidos os processos e formas de erosão que atuam nas vertentes. Erosão é o conjunto de processos de intemperização e remoção de rochas e solos por meio de agentes naturais como escoamentos superficial e subsuperficial, vento, geleiras, etc. A partir do conhecimento dos fatores atuantes, tornou-se possível a modelagem dos processos erosivos.

Entre os modelos de predição da erosão de origem hídrica, o método centrado na Equação Universal de Perda de Solos – USLE (WISCHEMEIER e SMITH, 1965) é o mais conhecido, inclusive no Brasil. Por conta da simplicidade dos parâmetros envolvidos e da facilidade de ser implementada de forma distribuída, inclusive usando geoprocessamento, a USLE vem sendo bastante utilizada, apesar do caráter eminentemente empírico, o que implica em resultados restritos às condições de calibragem do ponto de vista quantitativo. Como todo modelo empírico apresenta dificuldades em generalizar os resultados, o que inviabiliza sua utilização em muitas regiões.

Com os parâmetros calibrados experimentalmente para determinadas regiões, a USLE apresenta bons resultados do ponto de vista quantitativo (CHAVES, 1996). No entanto, seu maior potencial está em apresentar de forma qualitativa a variação espacial da intensidade dos processos erosivos em termos médios anuais.

Por conta das limitações a USLE sofreu várias modificações, dando origem a modelos como a MUSLE, em que o índice de erosividade da chuva é substituído por informações do hidrograma produzido por uma chuva isolada, originando como resultado o aporte de sedimentos na exutória da bacia por evento pluviométrico (CHAVES, 1996).

Além da USLE existem atualmente diversos modelos para predição da erosão hídrica, entre os quais destacam-se: *Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*; *Water Erosion Prediction Project (WEPP)*; *Areal Non-point Source Watershed Environment Response Simulation (ANSWERS)*; *Kentucky Erosion Model (KYERMO)*; e *European Soil Erosion Model (EUROSEM)* (SIAKEU e OGUCHI, 2000).

A maioria desses modelos são distribuídos e conceituais, ou seja simulam o processo erosivo por meio de equações que buscam representar fisicamente o fenômeno. Seus resultados dependem da resolução da base de dados utilizada e a aplicação está geralmente limitada a pequenas áreas.

Os modelos mencionados acima tratam apenas da estimativa da erosão superficial. No entanto, COELHO NETO (1998) destaca que em termos geomorfológicos a erosão, processos que envolvem o destacamento e o transporte

de solos e fragmentos de rochas tanto no domínio das encostas como no fluvial, ocorrem sempre que a força de cisalhamento excede a força de resistência dos materiais. Destaca ainda, que a erosão hídrica opera por distintos mecanismos físicos, incluindo:

- a) ação direta do salpico das gotas de chuva;
- b) ação do escoamento superficial do tipo “hortoniano” e “dunniano”;
- c) ação do escoamento subsuperficial em ductos e túneis (associados à atividade biogênica, às discontinuidades lito-pedológicas e ao fissuramento dos solos);
- d) excesso de pressão hídrica dos poros nas faces de exfiltração do escoamento subsuperficial;
- e) ação gravitacional direta, ou movimentos de massa, especialmente quando as pressões hídricas dos poros positivas se tornam críticas dentro dos perfis de solo.

Assim, tão importante quanto a estimativa do montante de solo erodido e transportado, é a identificação e mapeamento dos mecanismos e processos envolvidos. Ou seja, outra forma de abordagem da erosão, ainda inédita no Brasil, consiste na modelagem para identificação e delimitação espacial dos diferentes processos erosivos atuantes na bacia hidrográfica. A partir da identificação dos diferentes processos erosivos torna-se possível o estabelecimento de umbrais (*thresholds*) de erosão, ou seja, a determinação de regiões onde podem ocorrer cada tipo de processo e conseqüentemente o limite espacial (fronteira) entre as mesmas. Este limite espacial (umbral) entre os diferentes processos erosivos será denominado neste trabalho de “umbral de erosão”.

3.7 MODELAGEM E DELIMITAÇÃO DOS PROCESSOS EROSIVOS EM VERTENTES

Através de dados detalhados do MNT e de equações que descrevem fisicamente os processos hidrológicos e erosivos, torna-se possível fazer a delimitação espacial dos diferentes processos erosivos que ocorrem na bacia. Processos hidrológicos como escoamento superficial hortoniano e escoamento superficial por saturação (tipo Dunne -*saturation excess overland flow*), combinados com características geomorfológicas do local como declividade e área

de contribuição da encosta de montante, permitem o estabelecimento dos umbrais de erosão com base em algumas características do solo local.

As equações permitem mapear os limites (umbrais) das regiões onde o solo não atinge condições saturadas (erosão difusa); de solo saturado (erosão por lixiviação (*seepage*) e ravinamento por escoamento superficial); e regiões sujeitas a deslizamentos de solo.

3.7.1 Delimitação de áreas saturadas

DIETRICH et al. (1992) e MONTGOMERY & DIETRICH (1989 e 1994) propuseram uma metodologia para definição dos umbrais de erosão a partir da utilização de dados de MNT. Para tanto algumas suposições simplificadoras foram propostas:

a) A transmissividade é constante na camada superficial do solo, sendo:

$$T = K \cdot z' \quad (3.22)$$

Onde: T – transmissividade do solo (m^2/s);
 K – condutividade hidráulica saturada (m/s); e
 z' – espessura da camada saturada do solo (m).

b) A superfície do lençol freático é paralela à superfície do solo (quando o solo está saturado estas duas superfícies tornam-se idênticas).

c) A vazão subsuperficial ou de base, Q_b em m^3/s , do solo saturado através da linha de contorno inferior com comprimento c é dado por:

$$Q_b = K \cdot z' \cdot c \cdot M = T \cdot c \cdot M \quad (3.23)$$

Onde: $M = \tan\beta$ - neste caso M significa o gradiente hidráulico (m/m).

Convém lembrar que a equação (3.23) é igual a (3.3).

d) Com base na suposição anterior (H4), a vazão Q_R (m^3/s) na seção ($z' \cdot c$) é:

$$Q_R = A \cdot R \quad (3.24)$$

Onde: A – área de contribuição à montante (m^2);
 R – precipitação não interceptada sobre a área A (m/s)

Destaca-se que a equação (3.24) é igual a (3.11).

e) A vazão superficial Q_s (m^3/s) resulta:

$$Q_s = Q_R - Q_b \quad (3.25)$$

Unindo as equações (3.23), (3.24) e (3.25) o escoamento superficial ocorre quando $Q_s > 0$, portanto:

$$A \cdot R > T \cdot c \cdot M \quad (3.26)$$

Assim, o umbral de saturação do solo pode ser determinado, sendo que o solo será saturado quando o valor da área de contribuição por unidade de contorno, $A/c=a$, também chamado de índice geomorfológico, for maior ou igual ao valor do lado direito da equação (3.27):

$$a \geq \frac{T}{R} \cdot M \quad (3.27)$$

Onde: $a = A/c$ – área de contribuição por unidade de contorno (m); e
 R – escoamento lateral subsuperficial do solo saturado = precipitação não interceptada (m/s).

O procedimento para obter a equação (3.27) é igual aos de BEVEN & KIRKBY (1979) e O'LOUGHLIN (1986) para estimar a distribuição da umidade superficial do solo em bacias hidrográficas. Esta equação indica que, quanto maior a precipitação (R), menor o valor a necessário para gerar área saturada. Também mostra uma relação log-linear positiva entre a e M .

Plotando-se em um gráfico valores do índice geomorfológico, a , contra valores de M , para cada *pixel* no MNT, pode-se traçar uma linha a partir dos parâmetros hidrológicos T/R , sobre a qual os pontos apresentam condição saturada (Figura 3.8C). Nas regiões abaixo deste limite, ou seja, que não se encontram saturadas à superfície, apresentam potencial para desenvolver somente erosão do tipo laminar ou difusa.

Nas regiões saturadas a precipitação incidente irá provocar, juntamente com o escoamento de retorno, o escoamento superficial por saturação que potencialmente pode provocar erosão superficial.

Nas regiões saturadas podem ocorrer erosões subsuperficiais do tipo Dunne (*seepage*), quanto as condições de coesão do solo permitem a liquefação.

3.7.2 Erosão por escoamento superficial

3.7.2.1 Escoamento superficial hortoniano

Conforme definido anteriormente, escoamento superficial hortoniano é aquele que ocorre toda vez que a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo e provêm de todas as partes da bacia.

Assumindo que a intensidade de precipitação e a capacidade de infiltração são uniformes no tempo e no espaço, a vazão superficial é:

$$Q_s = (R - I) \cdot A \quad (3.28)$$

Então, a mesma por unidade de contorno é:

$$q'_s = \frac{Q_s}{c} = (R - I) \cdot \frac{A}{c} = (R - I) \cdot a \quad (3.29)$$

Onde: Q_s – vazão superficial (m^3/s);
 q'_s – vazão unitária superficial (m^2/s);
 R – precipitação não interceptada sobre área A (m/s);
 I – capacidade de infiltração da área A (m/s);
 A – área de contribuição à montante (m^2); e
 $a = A/c$ – área por unidade de contorno (m).

Para escoamento turbulento em canal aberto de grande largura (p. ex. escoamento distribuído), o raio hidráulico pode ser considerado igual à profundidade do escoamento. Usando a equação de Manning a velocidade do escoamento é:

$$v = \frac{1}{n} \cdot h^{2/3} \cdot S^{1/2} \quad (3.30)$$

Onde: v – velocidade (m/s);
 n – coeficiente de rugosidade de Manning ($m^{-1/3} \cdot s$);
 h – profundidade do escoamento (m); e
 S – declividade da linha da água (m/m).

Aqui, a declividade da linha da água será considerada igual à declividade do terreno, portanto $S=M$.

Então, a vazão unitária superficial fica:

$$q'_s = v \cdot h = \frac{1}{n} \cdot h^{5/3} \cdot M^{1/2} \quad (3.31)$$

Em mecânica do solo a tensão é definida como força por unidade de área. Então, sua natureza é igual a da pressão. A tensão de cisalhamento crítica, que depende das propriedades do solo, para que ocorra erosão superficial é:

$$\tau_c = \rho_a \cdot g \cdot (h \cdot M)_c \quad (3.32)$$

Onde: τ_c – tensão de cisalhamento crítica (N/m²);
 ρ_a – densidade da água (=1000 kg/m³); e
 g – aceleração da gravidade (=9,8 m/s²).

Unindo-se as equações (3.31) e (3.32) resulta na vazão unitária crítica, q'_{ct} (m²/s), para provocar erosão por escoamento superficial turbulento:

$$q'_{ct} = \frac{\tau_c^{5/3}}{(\rho_a \cdot g)^{5/3} \cdot n \cdot M^{7/6}} \quad (3.33)$$

Comparando-se as equações (3.29) e (3.33), obtém-se a área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial turbulento, a_{ct} (m), ou seja:

$$a_{ct} = \frac{\tau_c^{5/3}}{(R-I) \cdot (\rho_a \cdot g)^{5/3} \cdot n \cdot M^{7/6}} \quad (3.34)$$

A equação (3.34) indica que um aumento na tensão de cisalhamento crítica ou na capacidade de infiltração do solo resulta em um aumento da área crítica por unidade de contorno necessária para ocorrência de erosão por escoamento superficial turbulento e, que um aumento na intensidade de precipitação diminui o tamanho da área de contribuição necessária para provocar este tipo de erosão (Figura 3.8A).

A ocorrência do escoamento turbulento pode ser previsto pelo parâmetro adimensional chamado número de Reynolds (R_e), sendo que para a maioria dos escoamentos em canal o mesmo será turbulento se $R_e > 1000$. Segundo DUNNE & DIETRICH (1980), para o caso de escoamento superficial em áreas de pastagem observa-se escoamento laminar com o número de Reynolds até a ordem de 30000. Assim, MONTGOMERY & DIETRICH (1994) concluíram que, mesmo que seja rápido, o escoamento superficial em superfícies com cobertura vegetal pode ser considerado laminar.

No caso de escoamento laminar usa-se a equação de Darcy-Weisbach,

$$v = \sqrt{\frac{2 \cdot g \cdot h \cdot M}{f'}} \quad (3.35)$$

em que

$$f' = \frac{2 \cdot g \cdot h^2}{R_e^{1/3}} \quad (3.36)$$

ou

$$f' = \frac{k}{R_e} = \frac{k}{q' / v} = \frac{k \cdot v}{q'} \quad (3.37)$$

Onde: f' – fator de resistência (adimensional);
 h – profundidade do escoamento (m);
 R_e – número de Reynolds (adimensional)
 k – constante ligada à geometria da superfície (adimensional);
 v - viscosidade cinemática (m²/s); e
 q' – vazão unitária (m²/s).

A constante k está relacionada com o número de Reynolds e seu significado físico é discutido em MORRE e FOSTER (1990) e GERITS et al. (1990).

Sendo a vazão unitária dada pelo produto da velocidade média pela profundidade média, então:

$$q' = v \cdot h \quad (3.38)$$

Substituindo a equação (3.38) na (3.36) e na (3.32) e a (3.36) na (3.35), resulta na vazão unitária crítica para provocar erosão por escoamento superficial laminar, q'_{cl} :

$$q'_{cl} = \frac{2 \cdot \tau_c^3}{k \cdot v \cdot \rho_a^3 \cdot g^2 \cdot M^2} \quad (3.39)$$

Durante uma precipitação uniforme no tempo, a vazão é dada pela equação (3.28). Combinando as equações (3.39) e (3.29), obtém-se a área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial laminar, a_{cl} (m), ou seja:

$$a_{cl} = \frac{2 \cdot \tau_c^3}{(R - I) \cdot k \cdot v \cdot \rho_a^3 \cdot g^2 \cdot M^2} \quad (3.40)$$

A equação (3.40) indica uma relação log-linear inversa em que a área de ocorrência é inversamente proporcional ao quadrado da declividade local. Indica ainda que um aumento na tensão de cisalhamento crítica ou na capacidade de infiltração do solo resulta em um aumento da área crítica de contribuição e, que um aumento na intensidade de precipitação diminui o tamanho da área necessária para provocar erosão por escoamento superficial laminar (Figura 3.8B).

Comparando-se as equações (3.34) e (3.40), obtêm-se:

$$\frac{a_{ct}}{a_{cl}} \propto \frac{M^{5/6}}{\tau_c^{4/3}} \quad (3.41)$$

A diferença entre a_{ct} e a_{cl} mostra que o tamanho da área de contribuição de montante necessária para gerar escoamento superficial laminar ou turbulento depende da cobertura vegetal, pois com o adensamento da vegetação o escoamento superficial muda de turbulento para laminar (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

3.7.2.2 Escoamento superficial por saturação

A inicialização de canais de erosão (ravinas) provocada por escoamento superficial ocorre quando a resistência mecânica do solo, representada pela tensão

de cisalhamento crítica (τ_c) é excedida. Em um modelo de estados uniformes, o escoamento superficial por saturação (tipo Dunne) ocorre quando a quantidade de precipitação supera a taxa de descarga da área, ou seja, a capacidade de escoamento subsuperficial. Neste sentido, a vazão superficial por saturação, Q_{ss} (m³/s), pode ser calculada como:

$$Q_{ss} = R \cdot A - T \cdot M \cdot c \quad (3.42)$$

Então, a vazão superficial por saturação por unidade de contorno é:

$$q'_{ss} = \frac{Q_{ss}}{c} = \frac{R \cdot A}{c} - \frac{T \cdot M \cdot c}{c} = \frac{R \cdot A}{c} - T \cdot M \quad (3.43)$$

Onde: q'_{ss} – vazão unitária superficial por saturação (m²/s).

Considerando-se que este escoamento é laminar, pode-se comparar as equações (3.39) e (3.43), que resulta:

$$q'_{ss} = \frac{R \cdot A}{c} - T \cdot M = \frac{2 \cdot \tau_c^3}{k \cdot \nu \cdot \rho_a^3 \cdot g^2 \cdot M^2} \quad (3.44)$$

Modificando fica,

$$\frac{A}{c} = \frac{2 \cdot \tau_c^3}{k \cdot \nu \cdot \rho_a^3 \cdot g^2 \cdot R \cdot M^2} + \frac{T \cdot M}{R} \quad (3.45)$$

Considerando que a área por unidade de contorno é a ($=A/c$), a mesma pode ser escrita para obter a área crítica por unidade de contorno necessária para a ocorrência de erosão por escoamento superficial por saturação, a_{cs} (m), ou seja:

$$a_{cs} = \frac{\alpha}{R \cdot M^2} + \frac{T \cdot M}{R} \quad (3.46)$$

Em que:

$$\alpha = \frac{2 \cdot \tau_c^3}{k \cdot \nu \cdot \rho_a^3 \cdot g^2} \cong \frac{0,00002 \cdot \tau_c^3}{k} \quad (3.47)$$

A equação (3.46) é não linear e é expressa graficamente na Figura 3.8D. Esta não linearidade foi observada em campo por MONTGOMERY & DIETRICH (1988).

3.7.3 Erosão por deslizamento

Em situações em a capacidade de infiltração do solo excede a intensidade da chuva, e a recarga do aquífero subterrâneo através da rocha é pequena ou nula, pode-se considerar que a vazão subsuperficial que atravessa a linha de contorno inferior c (Figura 3.6) em condições uniformes é dado pela equação (3.24), ou seja:

$$Q_b = A \cdot R \quad (3.48)$$

Então a vazão por unidade de contorno é,

$$q'_b = \frac{A}{c} \cdot R = a \cdot R \quad (3.49)$$

Onde: Q_b – vazão subsuperficial (m^3/s);
 q'_b – vazão unitária subsuperficial (m^2/s);
 A – área de contribuição à montante (m^2);
 R – precipitação não interceptada sobre área A (m/s); e
 a – área por unidade de contorno (m).

Assumindo-se que o fluxo de Darcy é paralelo à superfície do solo e a condutividade hidráulica saturada é constante, então a vazão subsuperficial por unidade de contorno é:

$$q'_b = h' \cdot K \cdot z \cdot \sen \beta \cdot \cos \beta = h' \cdot T \cdot \sen \beta \cdot \cos \beta \quad (3.50)$$

Onde: h' - proporção do solo que está saturado, medido verticalmente (adimensional); e
 z – espessura do solo (m).

A equação (3.50) pode ser escrita para encontrar h' em função da área de contribuição da encosta de montante, unindo com a equação (3.49):

$$h' = \frac{R \cdot a}{z \cdot K \cdot \sen \beta \cdot \cos \beta} \quad (3.51)$$

Um dos modelos mais simples e mais utilizados para determinar a instabilidade de vertentes é o modelo da vertente infinita. Segundo MONTGOMERY & DIETRICH (1994), este modelo é expresso como:

$$h' = \frac{C'}{\rho_a \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \beta \cdot \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_a} \cdot \left(1 - \frac{\tan \beta}{\tan \phi}\right) \quad (3.52)$$

Onde: C' - coesão efetiva do solo (N/m^2);
 β - declividade da superfície do solo (grau);
 ϕ - ângulo interno de fricção do solo (grau);
 ρ_s - densidade global do solo saturado (kg/m^3); e

Unindo-se hidrologia de vertente (equação 3.51) com um modelo de instabilidade de vertente (equação 3.52), chega-se na seguinte equação para obter a área crítica para deslizamento, a_{cd} em metros:

$$a_{cd} = \frac{z \cdot K \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta}{R} \cdot \left[\frac{C'}{\rho_a \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \beta \cdot \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_a} \cdot \left(1 - \frac{\tan \beta}{\tan \phi}\right) \right] \quad (3.53)$$

A equação (3.53) é válida somente quando,

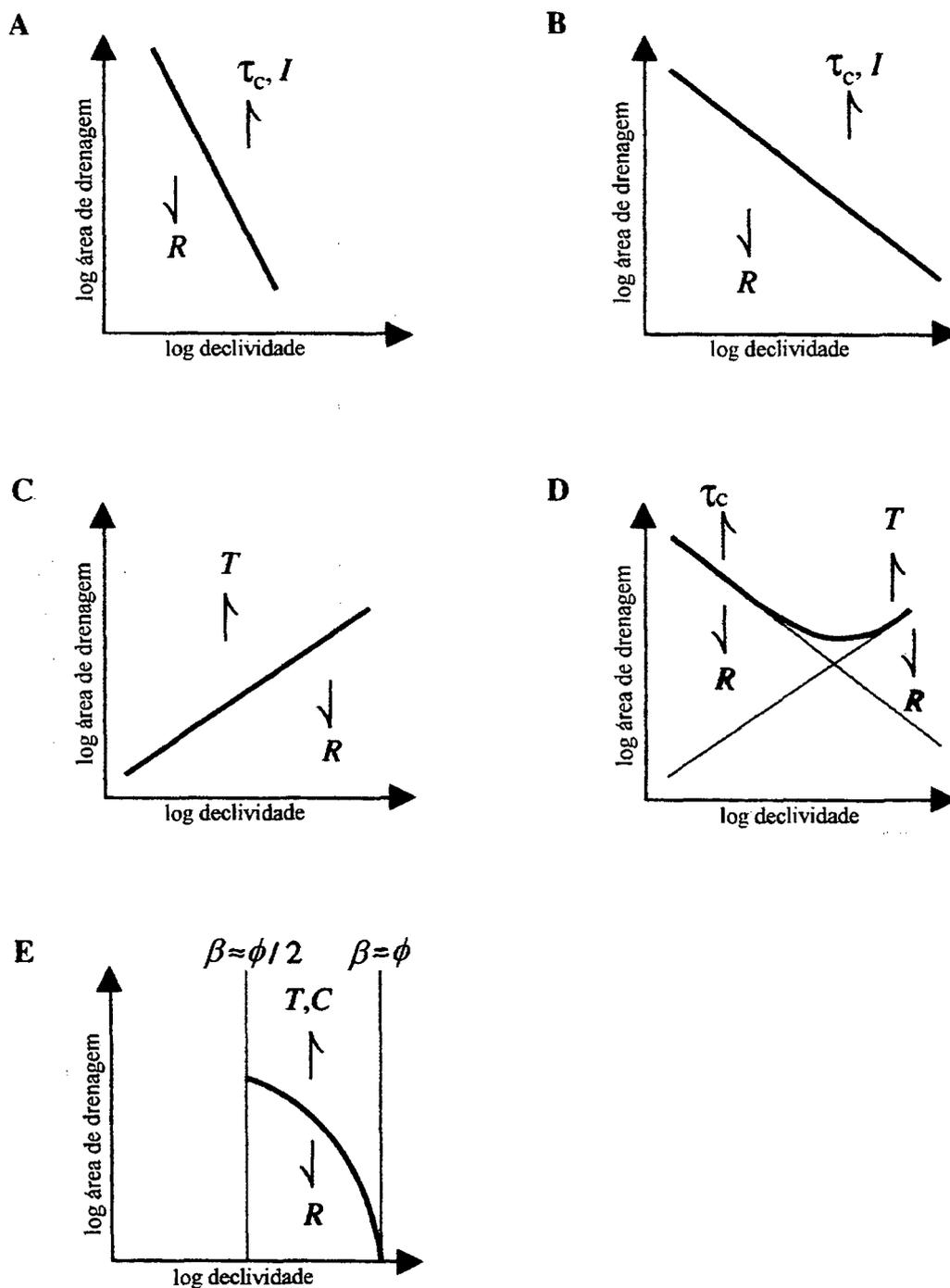
$$\tan \beta \geq \left(\frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_s} \right) \cdot \tan \phi \geq \frac{\tan \phi}{2} \quad (3.54)$$

Dados de campo indicam que $(\rho_s - \rho_a)/\rho_s$ é aproximadamente 0.5 (DIETRICH et al., 1992). Então, admitindo-se que $C' = 0$ e considerando-se que $\tan \beta = M$ a equação (3.53) pode ser escrita como:

$$a_{cd} = 2 \cdot \left(1 - \frac{M}{\tan \phi}\right) \cdot \frac{T \cdot M}{R} \quad (3.55)$$

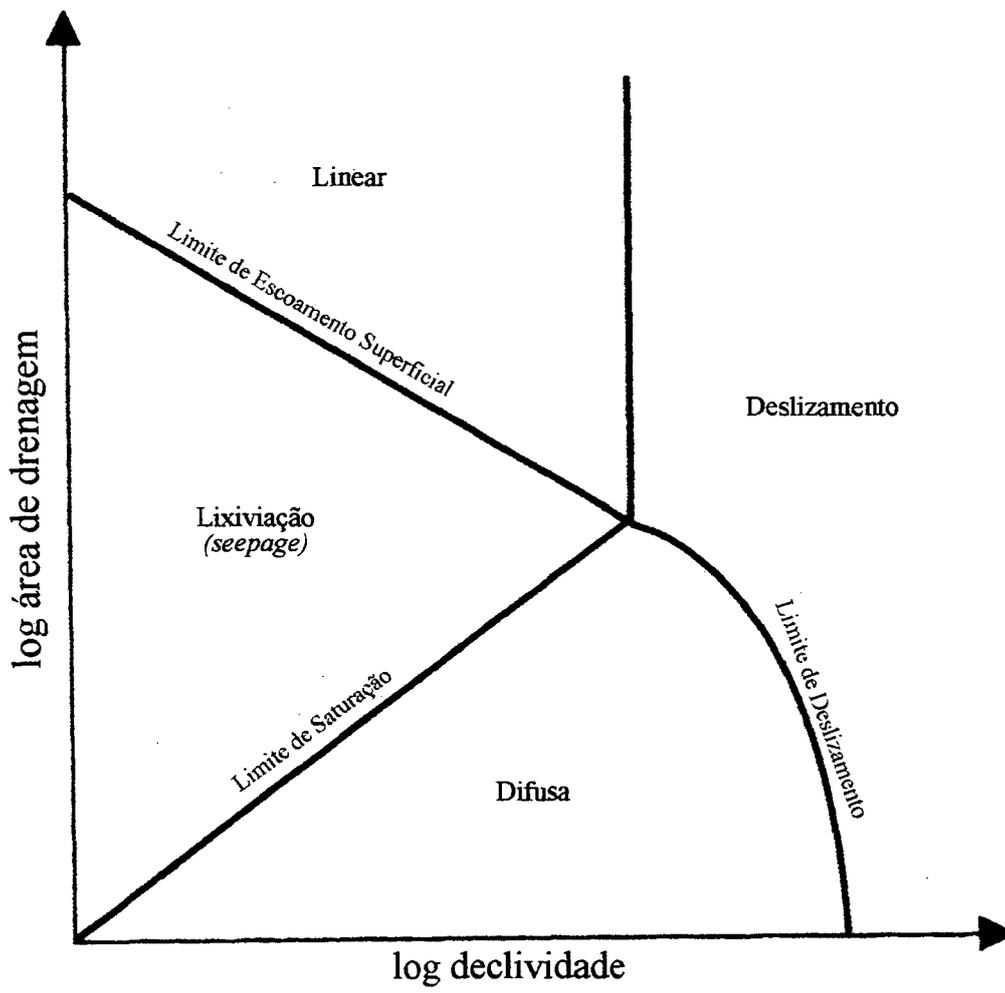
Combinando as delimitações apresentadas na Figura 3.8 é possível delimitar na paisagem regiões com predominância dos diferentes processos de produção e transporte de sedimentos e dos diferentes mecanismos de inicialização de canais (Figura 3.9).

FIGURA 3.8 – ESQUEMA ILUSTRATIVO DA RELAÇÃO ENTRE ÁREA DE DRENAGEM E DECLIVIDADE NA DELIMITAÇÃO DOS PROCESSOS HIDRO-GEOMORFOLÓGICOS (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).



Processos hidro-geomorfológicos: (A) escoamento superficial hortoniano turbulento; (B) escoamento superficial hortoniano laminar; (C) saturação do solo; (D) escoamento superficial por saturação; e (E) deslizamento superficial de pequena escala. As setas indicam o efeito provocado pelo aumento da intensidade da chuva (R), tensão de cisalhamento crítica (τ_c), capacidade de infiltração (I), transmissividade (T), coesão (C), e ângulo interno de fricção (ϕ).

FIGURA 3.9 – DEFINIÇÃO DE UMBRAIS DE EROSÃO (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994)



4 MATERIAL E MÉTODO

4.1 ÁREA DE ESTUDO

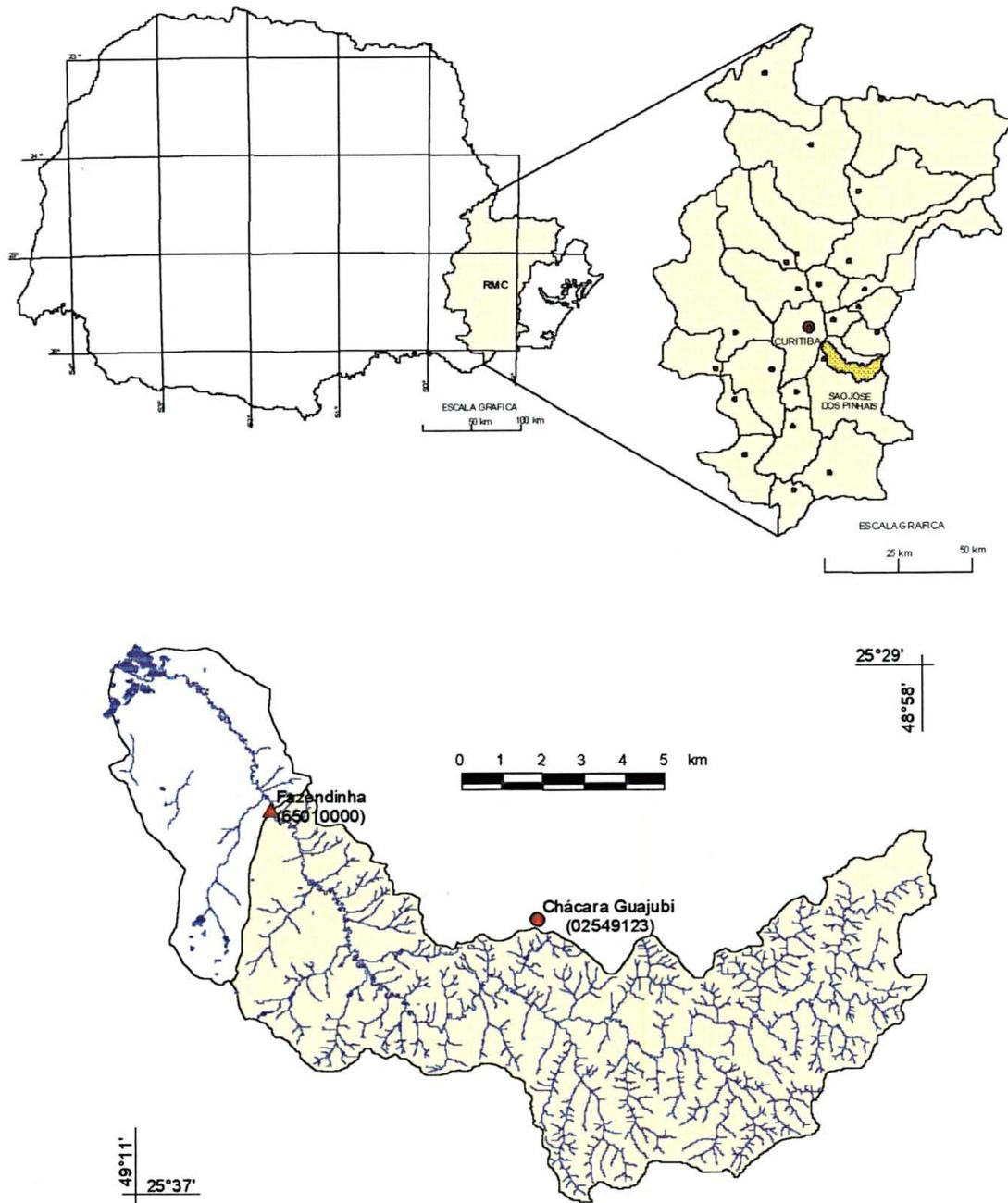
A bacia hidrográfica do rio Pequeno está compreendida integralmente nos limites do município de São José dos Pinhais, entre as coordenadas 25°29' e 25°37' de latitude sul e os meridianos 48°58' e 49°11' de longitude oeste. A área de drenagem total é de 134 km², tendo como limites: ao norte a bacia do rio Itaquí, ao sul a bacia do rio Miringuava, a leste o relevo montanhoso da Serra do Mar e a oeste o rio Iguaçu.

A bacia está localizada no Primeiro Planalto Paranaense (MAACK, 1968), com as nascentes localizadas na encosta ocidental da Serra do Mar sobre a formação geológica de migmatitos e granitos associados do período pré-cambriano. Desenvolve-se no sentido geral leste-oeste atravessando a formação Guabirota do pleistoceno, indo desaguar no rio Iguaçu, que possui em suas planícies sedimentos recentes (holoceno) denominados aluviões (CODEPAR, 1967).

A bacia do rio Pequeno, segundo a classificação de Köppen, apresenta o tipo climático Cfb que caracteriza-se como “clima temperado propriamente dito; temperatura média do mês mais frio abaixo de 18°C (mesotérmico), com verões frescos, temperatura média no mês mais quente abaixo de 22°C e sem estação seca definida” (IAPAR, 1994). A precipitação média anual da região é de aproximadamente 1400 mm, bem distribuídos ao longo do ano.

A Figura 4.1 mostra a localização da bacia hidrográfica do rio Pequeno, destacando também a localização das estações: pluviométrica Chácara Guajubi e fluviométrica Fazendinha, localizada no rio Pequeno e que drena uma área de 104 km². Neste trabalho será considerada “bacia hidrográfica do rio Pequeno” a área afluente à estação fluviométrica Fazendinha com 104 km².

FIGURA 4.1 – LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO RIO PEQUENO



4.2 APLICAÇÃO DO TOPMODEL

As variáveis de entrada necessárias para calibração/simulação do modelo são precipitação, vazão observada e evapotranspiração potencial.

O modelo utilizou também dois parâmetros de bacia, distribuídos espacialmente e obtidos a partir das características geomorfológicas, um dado pela distribuição do índice topográfico e outro dado pelas características da bacia de propagação.

A versão (97.01) do TOPMODEL utilizada, possui cinco parâmetros de entrada que exigem calibração com valores médios para a bacia (Tabela 4.1).

TABELA 4.1 - PARÂMETROS DE ENTRADA NO TOPMODEL

Parâmetro	Descrição	Unidade
m	Parâmetro da função de transmissividade exponencial ou curva de recessão	m
$\ln(T_0)$	Transmissividade efetiva do solo saturado	$m^2 h^{-1}$
SR_{max}	Capacidade de água na zona de raízes	m
SR_{init}	Déficit de armazenamento inicial na zona de raízes (proporção de SR_{max})	m
$ChVel$	Velocidade da propagação superficial (assume propagação linear)	$m h^{-1}$

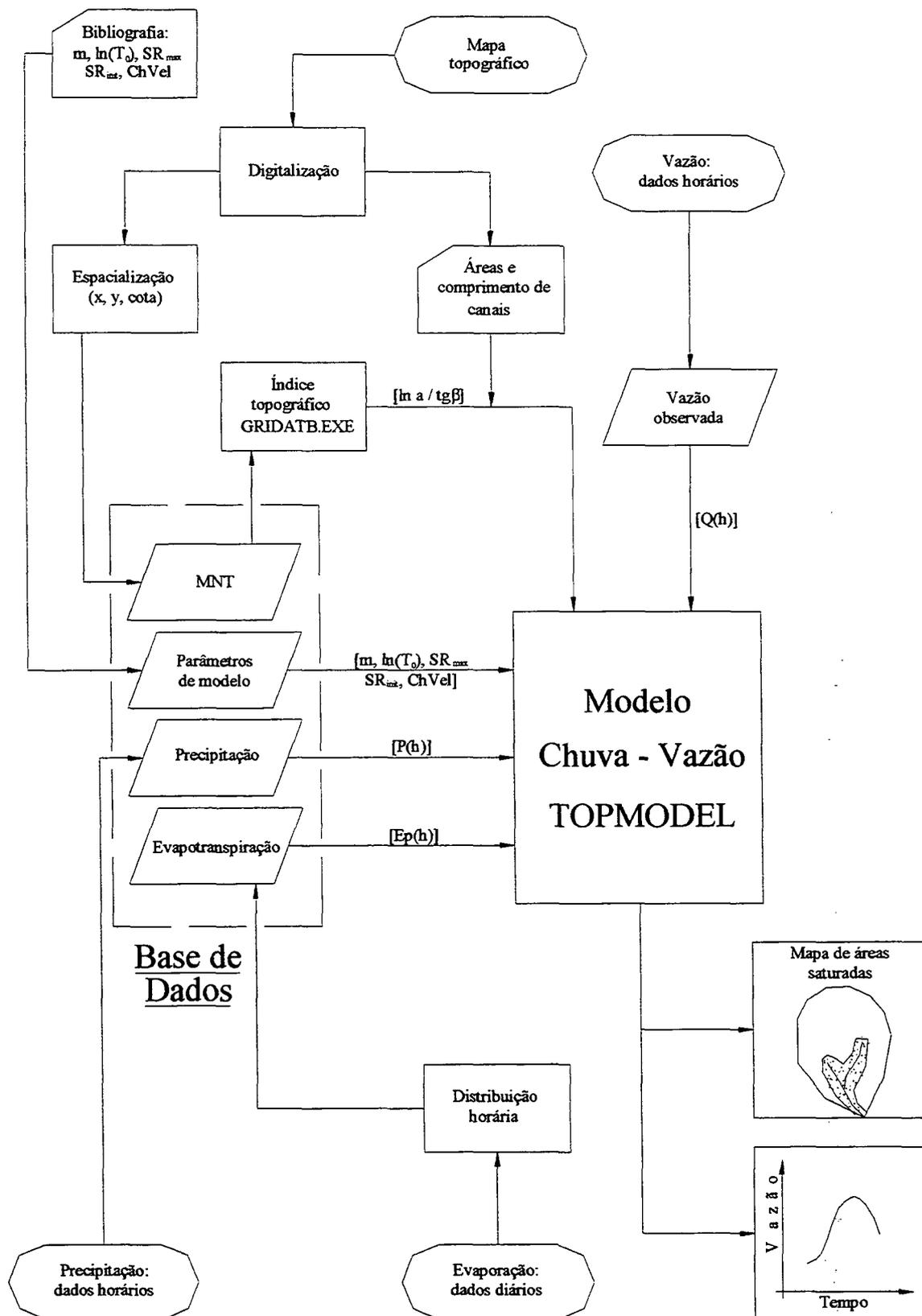
A Figura 4.2 mostra o fluxograma de integração das atividades e dados necessários para simulação do modelo.

4.2.1 Dados hidrológicos utilizados

Na bacia hidrográfica do rio Pequeno existe a estação fluviométrica Fazendinha (65010000), nas coordenadas 25°31' de latitude sul e 49°11' de longitude oeste. Esta estação vem operando desde 1964 com duas leituras diárias de nível de água do rio e precipitação (02549017), e a partir de agosto de 1999 foi automatizada pela SUDERHSA, com instalação de sensores de nível, precipitação e parâmetros de qualidade da água. A partir da automatização as leituras passaram a ser feitas a cada 15 minutos.

Em função das características do modelo e do tamanho da área da bacia optou-se pela utilização de dados horários. Assim, foram utilizados dados de vazões médias horárias da estação fluviométrica Fazendinha, entre agosto de 1999 e dezembro de 2000.

FIGURA 4.2 - FLUXOGRAMA DE ATIVIDADES PARA UTILIZAÇÃO DO TOPMODEL



Modificado de VARELLA e CAMPANA (2000)

A SANEPAR possui uma estação de captação de água no rio Pequeno, denominada “ETA- Renault”, localizada a montante da estação fluviométrica Fazendinha. A SANEPAR possui controle da vazão total captada em 24 h, assim as vazões diárias captadas foram distribuídas uniformemente nos valores horários nas vazões observadas na estação Fazendinha. Como a captação é concentrada em algumas horas do dia, a correção foi eficiente na restituição do volume total escoado diariamente, mas não recuperou a distribuição original das vazões naturais. A vazão captada no período foi em média de 7812 m³/dia e correspondeu a 3,16% da vazão na estação Fazendinha.

Foram utilizados na modelagem os dados horários de precipitação da estação Chácara Guajubi (02549123), localizada nas coordenadas 25°33’ de latitude sul e 49°04’ de longitude oeste. Como esta estação está localizada na região central da bacia do rio Pequeno, optou-se por não fazer correção espacial da precipitação, ou seja, a precipitação observada neste local foi considerada como sendo igual a média sobre a bacia.

4.2.2 Estimativa da evapotranspiração potencial

O método de Penman Modificado (DOORENBOS e PRUIT, 1992) foi usado para estimar a evapotranspiração potencial:

$$E_p = F \cdot [W \cdot R_n + (1 - W) \cdot f(u) \cdot (ea - ed)] \quad (4.1)$$

Onde: E_p - evapotranspiração potencial (mm/dia);
 F - fator de correção para a região em questão;
 W - fator de ponderação relacionado com a temperatura e altitude;
 R_n - radiação líquida (mm/dia);
 $f(u)$ - função relacionada com o vento;
 ea - pressão de saturação do vapor da água (mmHg); e
 ed - pressão de saturação real do vapor no ar (mmHg).

O primeiro termo da equação (4.1) representa a componente da radiação e o segundo termo a componente aerodinâmica.

O fator de correção foi utilizado para compensar o efeito do dia e da noite nas condições climáticas, relaciona a radiação solar, a umidade relativa máxima do ar e

a velocidade do vento diária e noturna. Para a região estudada adotou-se o valor de 1,10.

A pressão de saturação do vapor de água é função da temperatura do ar sendo constante para cada temperatura. O valor pode ser obtido a partir da Tabela 4.2.

TABELA 4.2 - PRESSÃO MÁXIMA DO VAPOR SOBRE A ÁGUA ($e_a(t)$)

t (°C)	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
4°	6,10	6,14	6,19	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5°	6,54	6,59	6,64	6,68	6,73	6,78	6,82	6,87	6,92	6,97
6°	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7°	7,51	7,57	7,62	7,67	7,72	7,78	7,83	7,88	7,94	7,99
8°	8,05	8,10	8,16	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55
9°	8,61	8,67	8,73	8,79	8,85	8,91	8,97	9,03	9,09	9,15
10°	9,21	9,27	9,33	9,40	9,46	9,52	9,59	9,65	9,71	9,78
11°	9,84	9,91	9,98	10,04	10,11	10,18	10,24	10,31	10,38	10,45
12°	10,52	10,59	10,66	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,09	11,16
13°	11,23	11,31	11,38	11,45	11,53	11,60	11,66	11,76	11,83	11,91
14°	11,99	12,07	12,14	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,71
15°	12,79	12,87	12,95	13,04	13,12	13,21	13,29	13,38	13,46	13,55
16°	13,63	13,72	13,81	13,90	13,99	14,08	14,17	14,29	14,35	14,44
17°	14,53	14,62	14,72	14,81	14,90	15,00	15,09	15,19	15,28	15,38
18°	15,48	15,58	15,67	15,77	15,87	15,97	16,07	16,17	16,27	16,37
19°	16,48	16,58	16,69	16,76	16,89	17,00	17,11	17,21	17,32	17,43
20°	17,54	17,64	17,75	17,86	17,97	18,09	18,20	18,31	18,45	18,54
21°	18,65	18,77	18,88	19,00	19,11	19,23	19,35	19,47	19,59	19,71
22°	19,83	19,95	20,07	20,19	20,32	20,44	20,57	20,69	20,82	20,94
23°	21,07	21,20	21,37	21,45	21,58	21,71	21,85	21,98	22,11	22,24
24°	22,38	22,51	22,65	22,79	22,92	23,06	23,20	23,34	23,48	23,62
25°	23,76	23,90	24,04	24,18	24,32	24,47	24,62	24,76	24,91	25,06
26°	25,21	25,36	25,51	25,66	25,81	25,96	26,12	26,27	26,46	26,58
27°	26,74	26,90	27,06	27,21	27,37	27,54	27,70	27,86	28,02	28,19
28°	28,35	28,51	28,68	28,85	29,02	29,18	29,35	29,53	29,70	29,87
29°	30,04	30,22	30,39	30,57	30,75	30,92	31,10	31,28	31,46	31,64
30°	31,82	32,01	32,19	32,38	32,56	32,75	32,93	33,12	33,31	33,50
31°	33,70	33,89	34,08	34,28	34,47	34,67	34,86	35,06	35,26	35,46
32°	35,66	35,87	36,07	36,27	36,48	36,98	36,89	37,10	37,31	37,52
33°	37,73	37,94	38,16	38,37	38,58	38,80	39,02	39,24	39,46	39,68
34°	39,90	40,12	40,34	40,57	40,80	41,02	41,25	41,48	41,71	41,94
35°	42,18	42,41	42,64	42,88	43,12	43,36	43,60	43,84	44,08	44,32

FONTE: OMETTO (1981)

A pressão real de vapor da água em relação ao ponto de saturação do ar é obtida a partir da seguinte expressão:

$$ed = ea \cdot \left(\frac{Ur}{100} \right) \quad (4.2)$$

Onde: Ur - umidade relativa do ar (%).

O efeito do vento na evapotranspiração tem sido estudado para diferentes climas resultando em uma função do vento revisada e definida como:

$$f(u) = 0,27 \cdot \left(1 + \frac{U_2}{100} \right) \quad (4.3)$$

Onde: U_2 - velocidade do vento medida a uma altura de dois metros acima da superfície do solo (km/dia).

A velocidade do vento medida a 10 m de altura é convertida pela seguinte expressão:

$$\frac{U_2}{U_{10}} = \left(\frac{Z_2}{Z_{10}} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (4.4)$$

Onde: U_{10} - velocidade do vento obtida a 10 m da superfície do solo (km/dia);
 Z_2 - altura de 2 m acima da superfície do solo; e
 Z_{10} - altura de 10 m acima da superfície do solo.

O fator de ponderação correspondente aos efeitos do vento e da umidade sobre a evapotranspiração. Os valores de $(1-W)$ e sua relação com a temperatura média diária e a altura estão relacionados na Tabela 4.3.

TABELA 4.3 - VALORES DO FATOR DE PONDERAÇÃO PARA OS EFEITOS DO VENTO E DA UMIDADE SOBRE A ET A DIFERENTES TEMPERATURAS E ALTITUDES

Altitude (metro)	Temperatura (°C)											
	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34
0	0,42	0,39	0,36	0,34	0,32	0,29	0,27	0,25	0,23	0,22	0,20	0,18
500	0,45	0,38	0,35	0,33	0,30	0,28	0,26	0,24	0,22	0,21	0,19	0,18
1000	0,39	0,36	0,34	0,31	0,29	0,27	0,25	0,23	0,21	0,20	0,18	0,17
2000	0,36	0,34	0,31	0,27	0,27	0,25	0,23	0,21	0,19	0,18	0,16	0,15

Fonte: DOORENBOS e PRUIT (1992)

A radiação líquida é denominada de balanço de radiação ou saldo de radiação, o qual corresponde a diferença entre a radiação incidente e a radiação refletida, sendo calculada pela seguinte equação:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (4.5)$$

Onde: R_{ns} - radiação solar líquida de ondas curtas (mm/dia); e
 R_{nl} - radiação líquida de ondas longas (mm/dia).

A radiação solar líquida de ondas curtas é função da relação, n/N , entre o número de horas diárias de insolação (n) e o número máximo possível de horas diárias de sol (N), e da reflectância da superfície (albedo), podendo ser calculada como:

$$R_{ns} = (1 - A_l) \cdot R_s \quad (4.6)$$

Onde: R_s - radiação solar absorvida pela superfície da terra (mm/dia); e
 A_l - coeficiente de reflectância.

Segundo PENMAN (1948) apud DOORENBOS e PRUIT (1992) os coeficientes de reflectância utilizados no cálculo assumem valores de 0,05 para superfícies livres de água, 0,15 para solo sem vegetação e 0,23 para superfícies com vegetação.

A radiação solar R_s é uma fração de radiação extra-atmosfera (R_a) absorvida pela superfície da terra, dada por:

$$R_s = R_a \cdot \left[a + b \cdot \left(\frac{n'}{N} \right) \right] \quad (4.7)$$

Onde: a e b - coeficientes de Angstrom;
 n' - número de horas diárias de insolação;
 N - número máximo possível de horas do dia; e
 R_a - radiação solar recebida no topo da atmosfera (mm/dia equivalente).

O valor da radiação solar (mm/dia) recebida no topo da atmosfera pode ser obtido a partir da Tabela 4.4, a qual relaciona este parâmetros com a latitude e a época do ano. A partir do valor de R_a estima-se R_s pela equação (4.7).

TABELA 4.4 - RADIAÇÃO NO TOPO DA ATMOSFERA – R_a (mm/dia equivalente)

Lat. Sul	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
20°	17,3	16,5	15,0	13,0	11,0	10,0	10,4	12,0	13,9	15,8	17,0	17,4
22°	17,4	16,5	14,8	12,6	10,6	9,6	10,0	11,6	13,7	15,7	17,0	17,5
24°	17,5	16,5	14,6	12,3	10,2	9,1	9,5	11,2	13,4	15,6	17,1	17,7
26°	17,6	16,4	14,4	12,0	9,7	8,7	9,1	10,9	13,2	15,5	17,2	17,7
28°	17,7	16,4	14,3	11,6	9,3	8,2	8,6	10,4	13,0	15,4	17,2	17,8
30°	17,8	16,4	14,0	11,3	8,9	7,8	8,1	10,1	12,7	15,3	17,3	17,9

Fonte: Adaptado de DOORENBOS e PRUIT (1992)

A radiação líquida de ondas longas é a diferença entre toda a radiação recebida e a refletida de ondas longas, em função da temperatura real de vapor (ed) e da relação (n'/N), podendo ser expressa pela seguinte equação:

$$R_{nl} = f(t) \cdot f(ed) \cdot f\left(\frac{n'}{N}\right) \quad (4.8)$$

Onde: $f(t)$ - função da temperatura média do ar (Tabela 4.5);

$f(ed)$ - função da pressão real de vapor.

A função da pressão real de vapor é dada por:

$$f(ed) = 0,34 - 0,044 \cdot \sqrt{ed} \quad (4.9)$$

A função da relação (n'/N) é obtida pela Equação (4.10):

$$f\left(\frac{n'}{N}\right) = 0,1 + 0,9 \cdot \left(\frac{n'}{N}\right) \quad (4.10)$$

TABELA 4.5 - CORREÇÃO PARA A TEMPERATURA $f(t)$ COM RELAÇÃO À RADIAÇÃO DE ONDAS CURTAS (R_{ns}).

t (°C)	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34
$f(t)$	13,5	13,8	14,2	14,6	15,0	15,4	15,9	16,3	16,7	17,2	17,7

Fonte: DOORENBOS e PRUIT (1992)

O número de horas de sol incidente, utilizado pelo método Penman, não é medido nas estações meteorológicas automáticas. Assim, os valores de n' podem ser obtidos a partir de dados observados de radiação solar utilizando a Equação (4.7) (DIAS e KAN, 1999). Como os dados de radiação solar R_S observados possuem a

unidade (W/m^2) a radiação solar extra-atmosférica R_a é calculada na mesma unidade por:

$$R_a = \frac{R_{S0}}{\pi \cdot \eta^2} \cdot [H \cdot \sin L \cdot \sin \delta + \cos L \cdot \cos \delta \cdot \sin H] \quad (4.11)$$

Onde: R_{S0} - constante solar, igual a 1354 W/m^2 ;
 L - latitude do local;
 δ - declividade do sol, em radianos;
 η - distância Sol-Terra em unidades astronômica;
 H - altura solar, em radianos.

$$\delta = 0,409 \cdot \cos \left[2 \cdot \pi \cdot \left(\frac{d - d_r}{d_a} \right) \right] \quad (4.12)$$

Onde: d - dia corrido do ano entre 1 e 365 ou 366 (ano bissexto);
 d_r - dia corrido do ano correspondente ao solstício de inverno (173 ou 174);
 d_a - número de dias do ano (365 ou 366).

$$\eta = \frac{1 - e^2}{1 + e \cdot \cos \left[2 \cdot \pi \cdot \left(\frac{d - d_p}{d_a} \right) \right]} \quad (4.13)$$

Onde: e - excentricidade da órbita terrestre, igual a 0,0167; e
 d_p - dia do ano correspondente ao periélio, igual a 3.

$$H = \arccos(-\tan L \cdot \tan \delta) \quad (4.14)$$

Finalmente, o valor de N para cada dia do ano é dado por:

$$N = \frac{24 \cdot h}{\pi} \quad (4.15)$$

A evapotranspiração potencial foi calculada a partir dos dados meteorológicos diários da estação meteorológica Piraquara/Pinhais do IAPAR/SIMEPAR (02549041), localizada no município de Pinhais com $25^\circ 25'$ de latitude sul e $49^\circ 08'$ de longitude oeste e altitude de 930 m.

As Figuras 4.3 e 4.4 mostram as evapotranspirações potenciais diárias para os anos de 1999 e 2000, respectivamente.

Para verificação dos resultados da evapotranspiração diária obtidos pelo método de Penman os mesmos foram convertidos em dados mensais e comparados

com valores médios de longo período para o local obtidos por MÜLLER (1995) aplicando o método de Morton (Figura 4.5).

FIGURA 4.3 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 1999

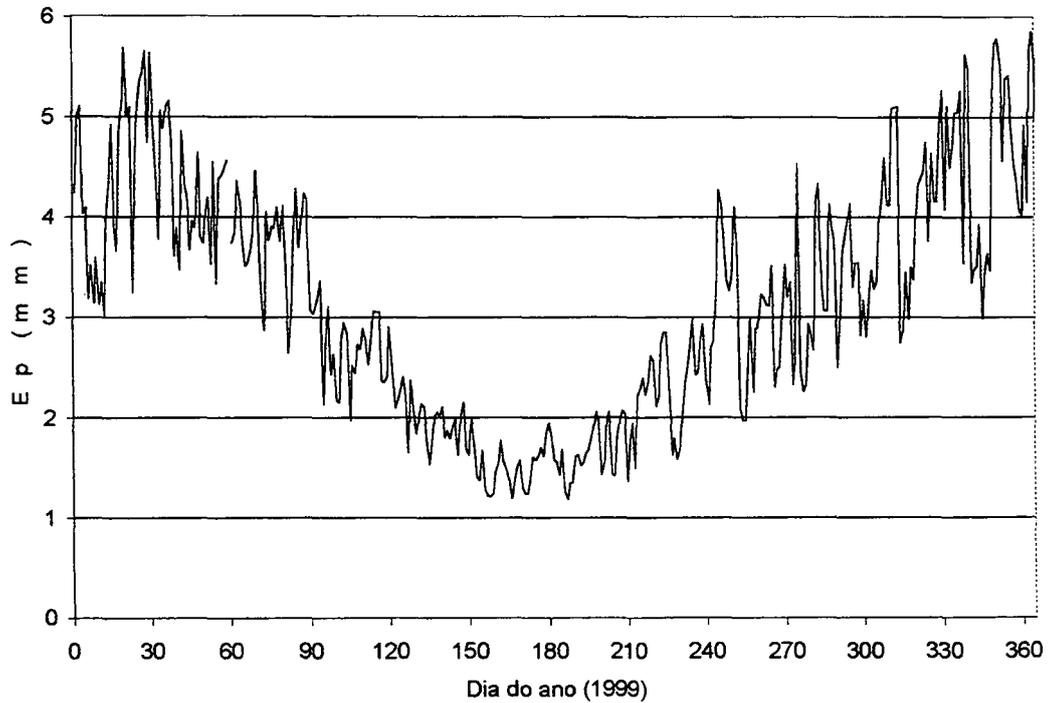


FIGURA 4.4 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL DE 2000

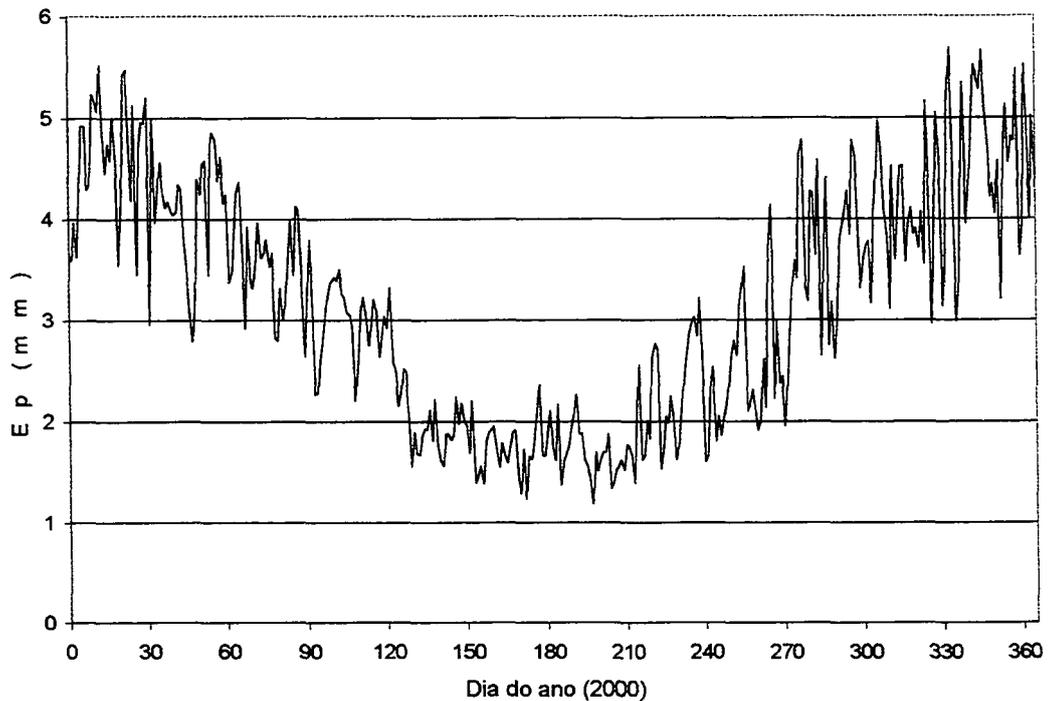
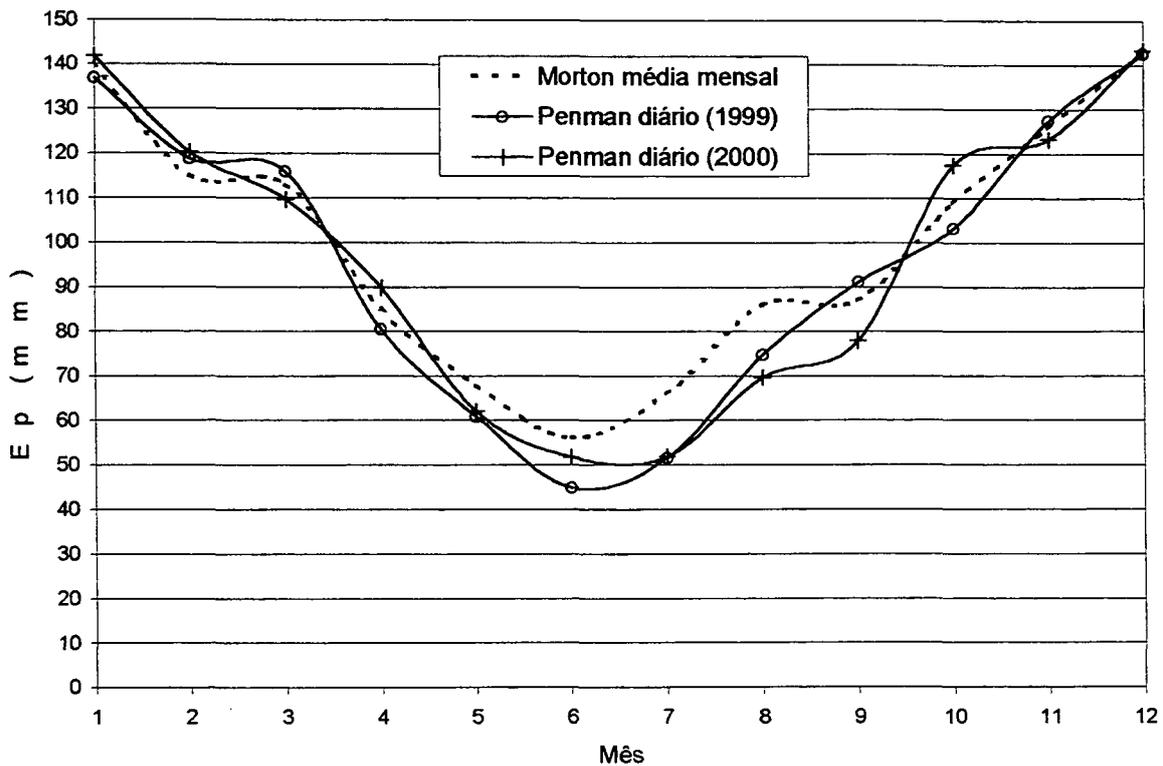


FIGURA 4.5 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL PELOS MÉTODOS DE PENMAN E MORTON



Para entrada no modelo os valores de evapotranspiração diária foram convertidos em dados horários, sendo distribuídos entre os horários de maior insolação (07h às 17h) a partir de coeficientes de ponderação utilizados por MINE (1998) e mostrados na Tabela 4.6.

TABELA 4.6 - COEFICIENTES DE PONDERAÇÃO PARA EVAPOTRANSPIRAÇÕES HORÁRIAS

Hora do dia	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Coefficientes	0,034	0,066	0,094	0,114	0,127	0,132	0,127	0,114	0,094	0,066	0,034

4.2.3 Dados Geomorfológicos

4.2.3.1 Modelo numérico do terreno

As informações do relevo foram obtidas a partir da digitalização e edição de treze cartas topográficas na escala 1:10.000 da COMEC (Tabela 4.7). Foram digitalizadas as curvas de níveis equidistantes em cinco metros, os pontos cotados e

a rede hidrográfica. Essas informações foram geradas no *software ArcView*, construindo o MNT pela interpolação dos dados de altitude pelo método TIN - rede de triângulos irregulares (BEVEN e MOORE, 1993).

TABELA 4.7 CARTAS TOPOGRÁFICAS DA BACIA DO RIO PEQUENO

N.	Código	
1	SG-22-X-D-V	1-NO-A
2	SG-22-X-D-V	1-NO-C
3	SG-22-X-D-IV	2-NE-A
4	SG-22-X-D-IV	2-NE-C
5	SG-22-X-D-IV	2-NE-D
6	SG-22-X-D-IV	2-NE-E
7	SG-22-X-D-IV	2-NE-F
8	SG-22-X-D-IV	2-NO-A
9	SG-22-X-D-IV	2-NO-B
10	SG-22-X-D-IV	2-NO-D
11	SG-22-X-D-IV	2-NO-F
12	SG-22-X-D-I	4-SO-E
13	SG-22-X-D-I	4-SO-F

A partir do TIN foi gerada uma matriz de elevação com resolução de 40m (1600 m² de área), da qual foram obtidas as informações para uso no TOPMODEL. Foi desenvolvido um programa para eliminação das depressões (*sinks*), visando deixar as informações de altitude consistentes do ponto de vista hidrológico, ou seja, toda célula da matriz de elevação possui no entorno pelo menos uma célula com altitude igual ou menor (RUBERT et al., 1999).

4.2.3.2 Cálculo do índice topográfico

O cálculo do índice topográfico para cada *pixel* foi feito a partir da matriz de elevação hidrologicamente consistida, utilizando o programa GRIDATB, fornecido juntamente com o TOPMODEL e que utiliza técnica de análise descritas por QUINN et al. (1991).

A Figura 4.6 mostra o mapa do índice topográfico da bacia do rio Pequeno, onde o padrão espacial indica a probabilidade de saturação no vale central da bacia. A Figura 4.7 mostra a distribuição destes valores utilizada no TOPMODEL.

FIGURA 4.6 – MAPA DE ÍNDICE TOPOGRÁFICO

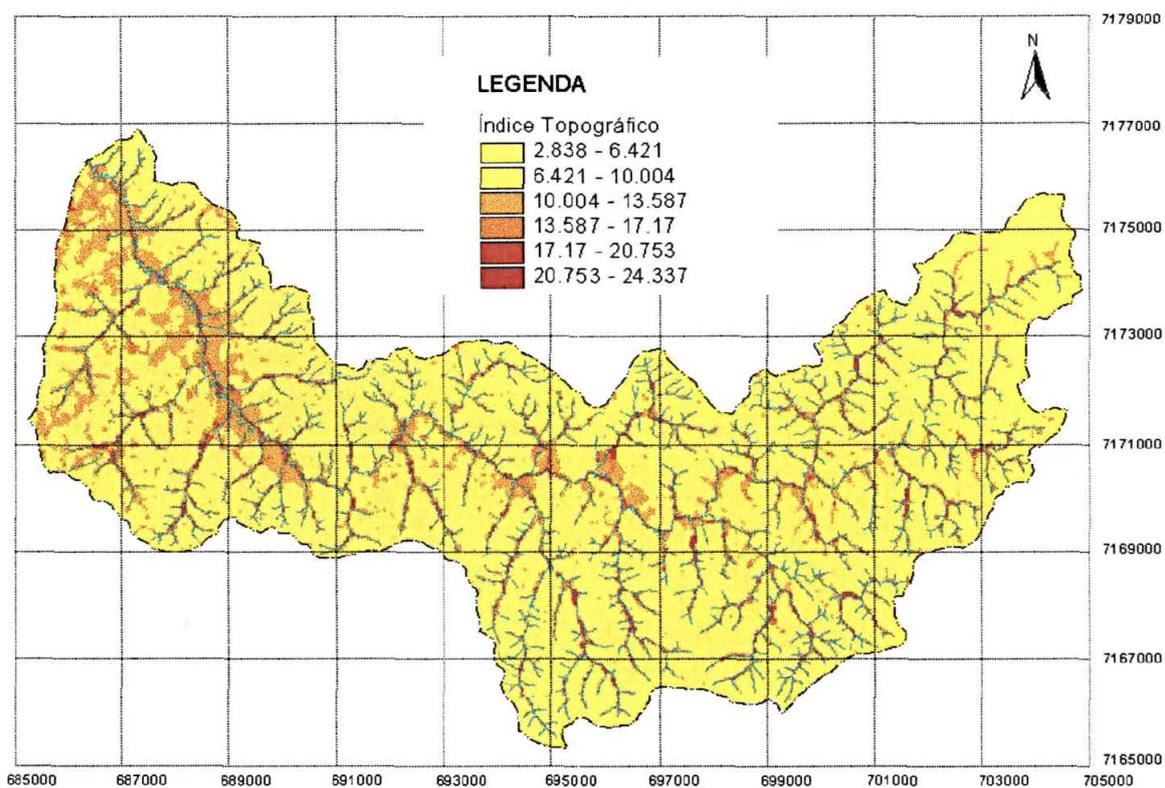
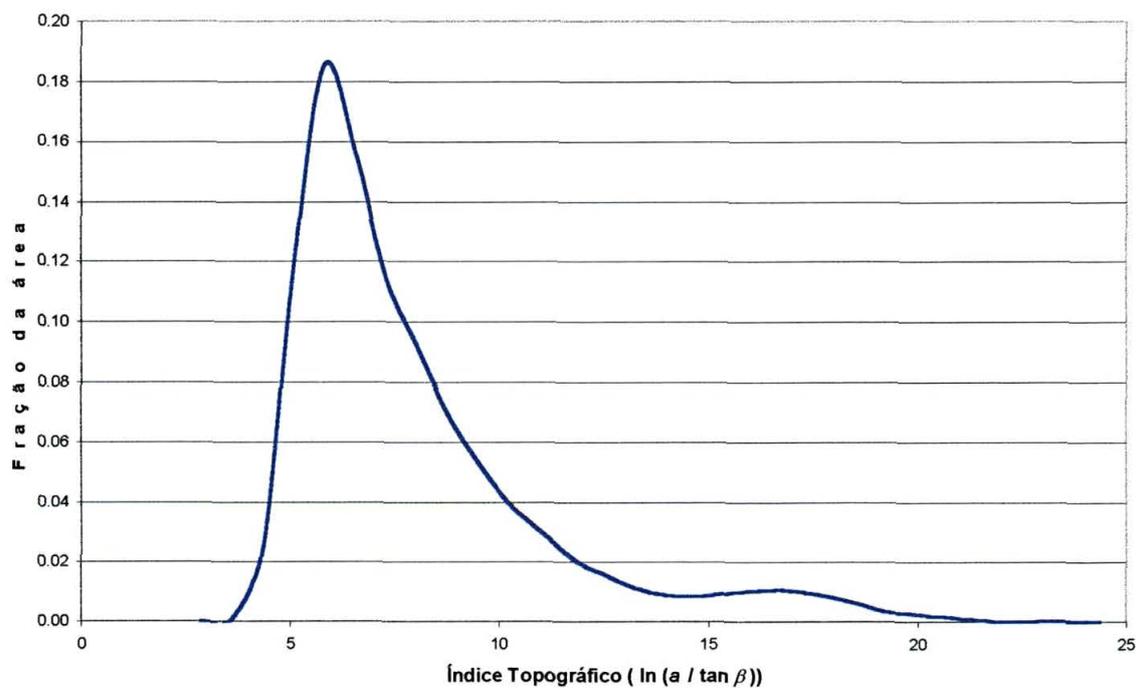


FIGURA 4.7 – GRÁFICO DE DISTRIBUIÇÃO DO ÍNDICE TOPOGRÁFICO



4.2.3.3 Características da bacia (propagação)

Para estimar a propagação de vazões, o TOPMODEL considera a relação entre o comprimento do canal principal e as áreas de drenagem incrementais, contadas a partir da exutória. A Tabela 4.8 mostra estes valores no formato de entrada do TOPMODEL.

TABELA 4.8 - RELAÇÃO ENTRE COMPRIMENTO DO CANAL PRINCIPAL E ÁREA DE DRENAGEM

Área acumulada (%)	Distância da exutória (m)
0	0
0.10	6785
0.20	12964
0.29	18269
0.36	23359
0.50	26158
0.61	29979
0.74	33306
0.85	37138
0.91	40114
1.00	45007

4.2.4 Estimativa preliminar dos parâmetros

Como o TOPMODEL é um modelo de base física, os parâmetros envolvidos também possuem representatividade física, isto possibilita a estimativa preliminar dos mesmos, desde que se disponha de dados observados. A partir da estimativa preliminar dos parâmetros é possível ajustar o modelo com um mínimo de calibração. Detalhes do significado e sensibilidade dos parâmetros foram discutidos por SCHULER et al. (2000).

O parâmetro m pode ser obtido pela análise das recessões da vazão de base, considerando-se que em uma recessão pura a vazão tem uma relação inversa de primeira ordem com o tempo (BEVEN et al., 1995; MINE e CLARKE, 1996), conforme a equação (4.16):

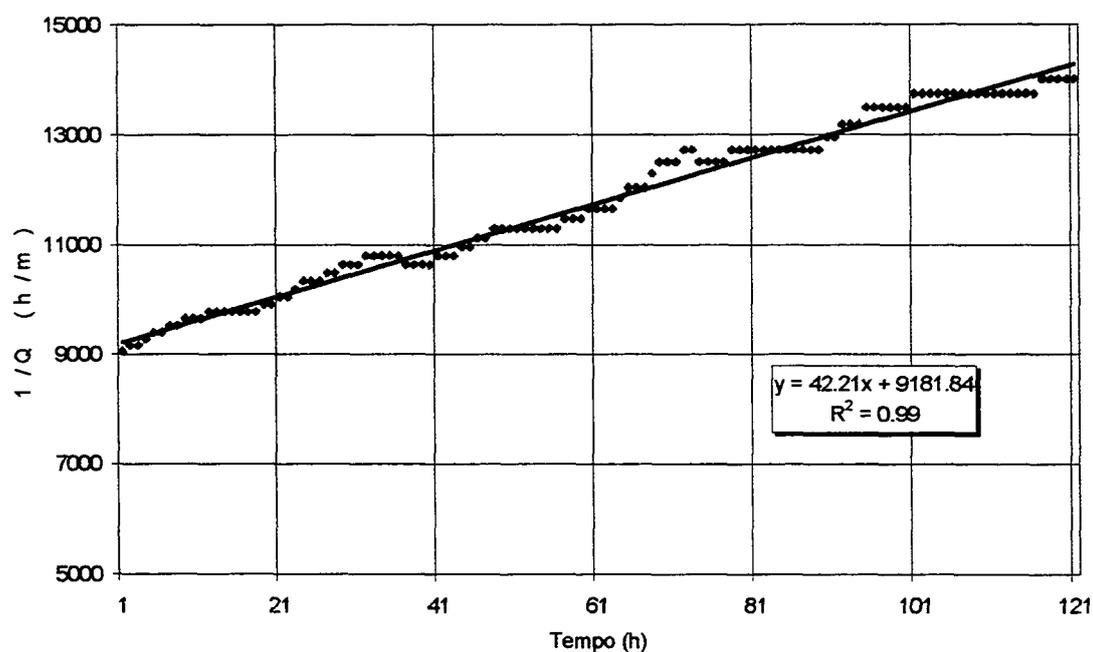
$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_0} + \frac{t}{m} \quad (4.16)$$

Assim, um gráfico que representa $1/Q_b$ contra o tempo resulta em uma reta cuja declividade é $1/m$ (Figura 4.8). Considerando essa premissa foram analisadas oito recessões selecionadas com no mínimo 72 horas de duração, conforme apresentado na Tabela 4.9. A Figura 4.8 mostra o gráfico de uma das recessões analisadas.

TABELA 4.9 – VALORES ESTIMADOS DO PARÂMETRO m

N. recessão	Declividade da reta ($1/m$)	m
1	20	0.050
2	80	0.013
3	28	0.036
4	18	0.056
5	42	0.024
6	45	0.022
7	40	0.025
8	42	0.024
média		0.031

FIGURA 4.8 – CURVA DE RECESSÃO PARA ESTIMATIVA DE m



O parâmetro $ChVel$ representa a velocidade de propagação no canal. Pode ser obtido calculando-se a velocidade da onda cinemática em locais com disponibilidade de dados, pela seguinte equação (MINE e CLARKE, 1996):

$$v' = \frac{dQ}{dA_t} \quad (4.17)$$

Onde: v' - velocidade da onda cinemática (m/s);
 Q - vazão (m³/s); e
 A_t - área da seção transversal (m²).

A Tabela 4.10 mostra os valores calculados da celeridade da onda na seção de medição da estação Fazendinha.

Os demais parâmetros ($\ln(T_0)$; SR_{max} ; SR_{init}) não foram estimados por falta de dados observados, sendo assim calibrados diretamente no modelo.

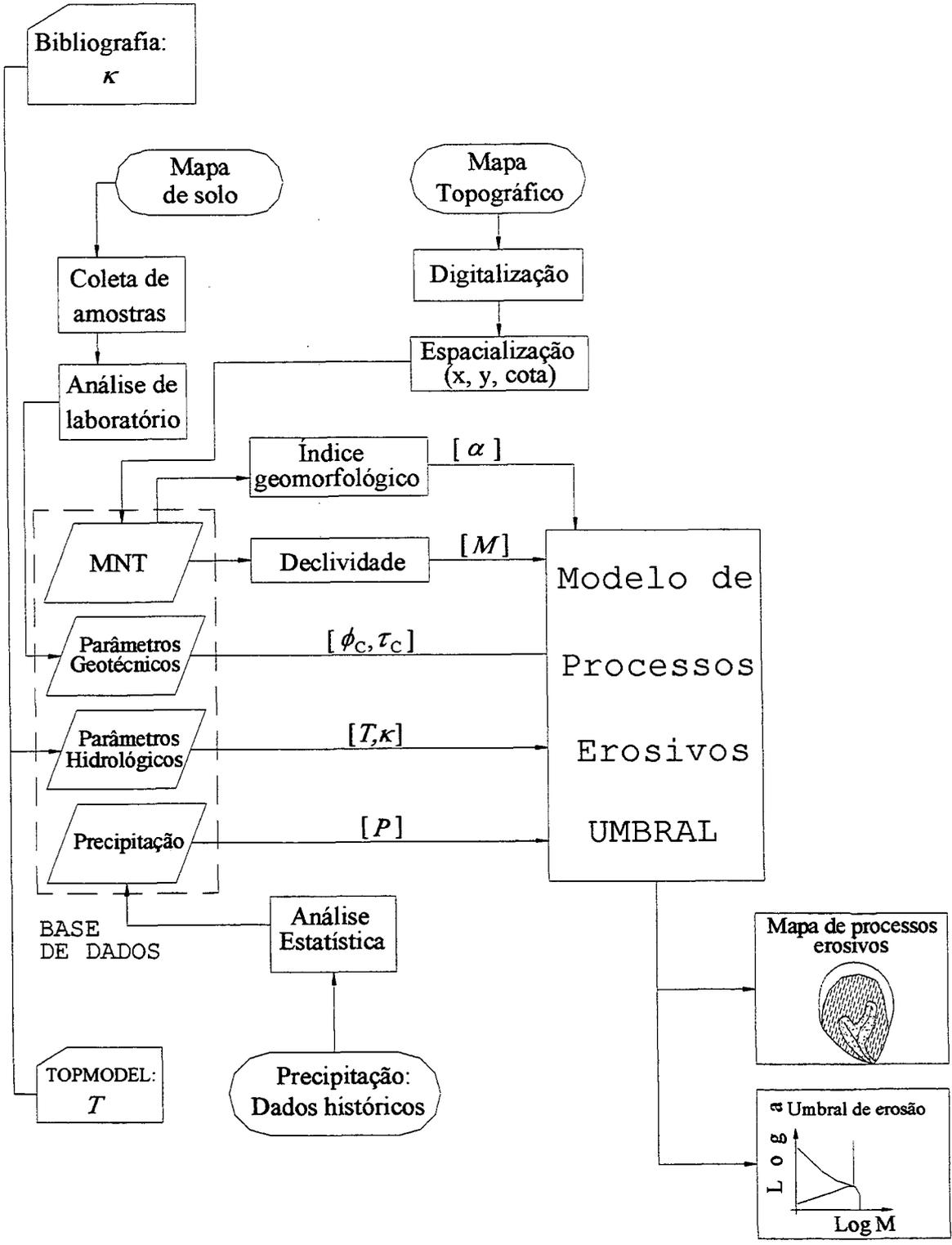
TABELA 4.10 – VALORES ESTIMADOS DO PARÂMETRO $ChVel$

NA (m)	A_t (m ²)	Q (m ³ /s)	ΔA	ΔQ	v' (m/s)	v' (m/h)
0.46	11.463	0.31	1.803	0.31	0.172	619
0.56	13.308	0.58	1.845	0.27	0.146	527
0.66	15.201	0.9	1.893	0.32	0.169	609
0.76	17.181	1.23	1.980	0.33	0.167	600
0.86	19.161	1.56	1.980	0.33	0.167	600
0.96	21.141	1.93	1.980	0.37	0.187	673
1.06	23.121	2.33	1.980	0.4	0.202	727
1.16	25.115	2.74	1.994	0.41	0.206	740
1.26	27.14	3.14	2.025	0.4	0.198	711
1.36	29.182	3.57	2.042	0.43	0.211	758
1.46	31.252	4.05	2.070	0.48	0.232	835
1.56	33.322	4.52	2.070	0.47	0.227	817
1.66	35.429	5.03	2.107	0.51	0.242	871
1.76	37.598	5.58	2.169	0.55	0.254	913
1.86	39.86	6.22	2.262	0.64	0.283	1019
1.96	42.349	6.92	2.489	0.7	0.281	1012
2.06	45.167	7.8	2.818	0.88	0.312	1124
2.16	48.539	8.92	3.372	1.12	0.332	1196
Média					0.221	797

4.3 APLICAÇÃO DO MODELO DE PROCESSOS EROSIVOS

As variáveis necessárias para o modelo de umbrais de erosão foram “precipitação de projeto” e parâmetros geotécnicos e hidrológicos de solo. O modelo utilizou também informações distribuídas espacialmente e obtidas a partir das características geomorfológicas, sendo estas a distribuição do índice geomorfológico e a distribuição da declividade. A Figura 4.9 mostra o fluxograma de integração das atividades para delimitação dos processos erosivos.

FIGURA 4.9 - FLUXOGRAMA DE ATIVIDADES PARA DELIMITAÇÃO DOS UMBRAIS DE EROSIÃO



Para a simulação dos processos erosivos foi desenvolvido o modelo UMBRAL, programado em linguagem Delph, cujos parâmetros de entrada constam da Tabela 4.11.

TABELA 4.11 – PARÂMETROS DE ENTRADA DO MODELO UMBRAL

Parâmetro	Descrição	Unidade
ϕ	Ângulo interno de fricção	grau
T	Transmissividade do solo	$m^2 \text{ dia}^{-1}$
k	Constante ligada à geometria da superfície	Adimensional
τ_c	Tensão de cisalhamento crítica	$N m^{-2}$
R	Precipitação de projeto	$m \text{ dia}^{-1}$

4.3.1 Ensaios geotécnicos de solos

4.3.1.1 Tipos de solo

Segundo o levantamento da EMBRAPA (1974) a bacia do rio Pequeno possui os tipos de solo apresentados na Tabela 4.12. Como este mapeamento foi realizado em escala pequena (1:600.000) e a tipologia definida segundo critérios predominantemente agrônômicos, neste estudo os solos foram agrupados em tipos genéricos e os limites espaciais foram redefinidos com base na topografia local. A Tabela 4.13 mostra os tipos de solo resultantes do agrupamento e os nomes segundo a nova nomenclatura dos solos brasileiros (EMBRAPA, 1999).

A redefinição dos limites espaciais dos tipos de solo considerados neste estudo foi feita da seguinte forma:

- a) os Organossolos foram mapeados a partir do mapa geomorfológico em escala 1:50.000, correspondendo às áreas de “aluviões”;
- b) os demais tipos foram definidos a partir da declividade predominante, como: Latossolos em áreas com declividade abaixo de 10%; Argissolos em áreas com declividade entre 10% e 25%; e Cambissolos em áreas com declividade superior a 25%.

TABELA 4.12 – TIPOLOGIA DOS SOLOS DA BACIA DO RIO PEQUENO

Tipologia	Descrição
HOa1	Solos Orgânicos Álicos fase campo subtropical de várzea relevo plano
LVa3	Latossolo Vermelho-amarelo Álico “A” proeminente textura argilosa fase campo subtropical relevo suave ondulado
LVa5	Latossolo Vermelho-amarelo Álico Podzólico “A” moderado textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado
LVa6	Latossolo Vermelho-amarelo Álico pouco profundo “A” proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo suave ondulado e ondulado
PVa11	Podzólico Vermelho-Amarelo Álico Tb câmbico “A” proeminente textura argilosa fase floresta subtropical perenifólia relevo ondulado de vertentes curtas.
Ca6	Cambissolo Álico Tb “A” moderado textura argilosa fase floresta subtropical alta-montanha relevo ondulado e forte ondulado substrato migmatitos.
Ca9	Cambissolo Álico Tb “A” proeminente textura argilosa fase campo subtropical relevo forte ondulado substrato migmatitos.
AR2	Associação Afloramentos de Rocha (granitos e quartzitos) + Solos Litólicos Álicos “A” proeminente textura argilosa fase campo e floresta subtropical perenifólia relevo escarpado e montanhoso substrato granito e quartzitos.

Fonte: EMBRAPA, 1974.

TABELA 4.13 – TIPOS DE SOLO AGRUPADOS DA BACIA DO RIO PEQUENO

Tipo de solo*	Agrupamento**	Nomenclatura atual***
LVa3; LVa5; LVa6	Latossolos	Latossolos
PVa11	Podzólico	Argissolos
HOa1	Solos Orgânicos	Organossolos
Ca6; Ca9; AR2	Cambissolo	Cambissolos

* Segundo o mapeamento da EMBRAPA (1974)

** Tipos de solo considerados nesta pesquisa

*** Segundo EMBRAPA (1999)

4.3.1.2 Coleta de amostras

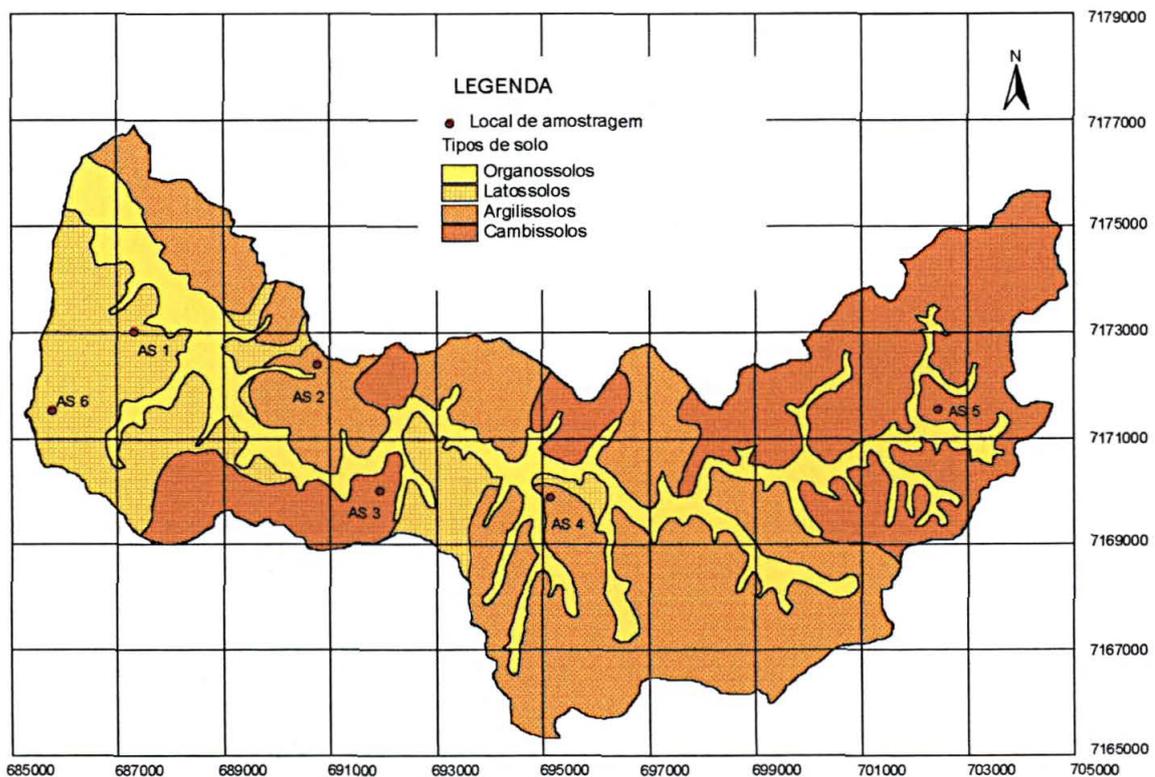
Foram coletadas duas amostras em cada tipo de solo presente na bacia, com exceção dos Solos Orgânicos. A Figura 4.10 mostra o mapa de solos utilizado neste estudo e a localização dos pontos de coleta de amostras.

A amostragem foi feita na parte superficial, pois os processos erosivos nesta camada de solo são predominantes na região estudada, a qual praticamente não apresenta indícios de deslizamento. Foram amostrados os tipos de solo presentes na bacia que potencialmente podem desenvolver algum tipo de processo erosivo, excluindo-se assim os Organossolos.

Para determinação dos parâmetros de solo: C - coesão do solo (N/m^2) e ϕ – ângulo interno de atrito (grau) são necessários ensaios em laboratório com amostras indeformadas (estrutura original do material é preservada). As amostras foram coletadas de duas maneiras:

- a) cortando-se cuidadosamente um bloco prismático de solo (30 x 30 x 30 cm) e revestindo com parafina para manter a umidade e proteger no transporte. Neste caso foi coletada uma única amostra por ponto;
- b) pela cravação sem impacto de anéis de PVC (diâmetro de 15 cm e altura de 10 cm). Estas amostras foram embaladas com uma camada de filme PVC e outra de papel alumínio para manter a umidade e proteger no transporte. Neste caso foram coletadas cinco amostras por ponto.

FIGURA 4.10 – MAPA DE SOLOS E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM



4.3.1.3 Ensaio de cisalhamento direto

Os parâmetros geotécnicos do solo foram obtidos por meio de ensaios de cisalhamento direto no Laboratório de Materiais e Estruturas – LAME. O ensaio de cisalhamento direto foi utilizado para determinar a tensão de cisalhamento e a coesão de amostras indeformadas de solos coesivos. Neste ensaio um corpo-de-prova submetido a uma tensão normal foi solicitado até a ruptura pelo deslocamento de uma porção da amostra em relação à outra.

Na realização do ensaio o corpo-de-prova foi colocado em um anel bipartido e aplicou-se uma tensão normal sobre o mesmo e uma tensão tangencial que provoca o deslocamento de uma das partes do anel. A amostra foi saturada e durante o ensaio mediu-se as tensões tangenciais e os deslocamentos horizontais.

Os resultados foram plotados em um diagrama com as tensões tangenciais no eixo das ordenadas e os deslocamentos horizontais no eixo das abcissas. Desta curva obteve-se o valor máximo da tensão tangencial (cisalhante). Neste estudo foram realizadas três rupturas por amostra, sob tensões normais de 25, 50 e 100 kPa.

Os pares de valores da tensão normal aplicada e da tensão tangencial máxima resultante foram plotados em um gráfico, resultando na envoltória de resistência (envoltória de Mohr). Ajustando-se uma reta a estes pontos, definiu-se então o ângulo de atrito (ϕ) e a coesão (C) do solo analisado.

A coesão é definida pelo ponto em que a reta ajustada toca o eixo da tensão tangencial. O ângulo de atrito é definido pelo ângulo formado entre a reta ajustada e o eixo da tensão normal.

A Tabela 4.14 mostra os valores de coesão e ângulo de atrito obtidos nos ensaios. O Anexo I mostra os resultados detalhados dos ensaios de cisalhamento direto.

TABELA 4.14 – RESULTADOS DOS ENSAIOS DE CISALHAMENTO DIRETO

Ponto de amostragem	Tipo de solo	Uso do solo	ϕ (grau)	C (kPa)
AS 1	Latossolo	Campo	27.34	7.20
AS 2	Argissolo	Agricultura	23.78	11.70
AS 3	Cambissolo	Agricultura	31.02	12.45
AS 4	Argissolo	Campo	27.88	9.40
AS 5	Cambissolo	Campo	36.18	8.85
AS 6	Latossolo	Campo	26.02	27.94

4.3.2 Dados geomorfológicos (declividade e índice geomorfológico)

Os mapas de declividade e de índice geomorfológico foram obtidos a partir do MNT descrito no item 4.2.3.1, e são apresentados nas Figuras 4.11 e 4.12, respectivamente.

FIGURA 4.11 – MAPA DE DECLIVIDADE ($\tan\beta$)

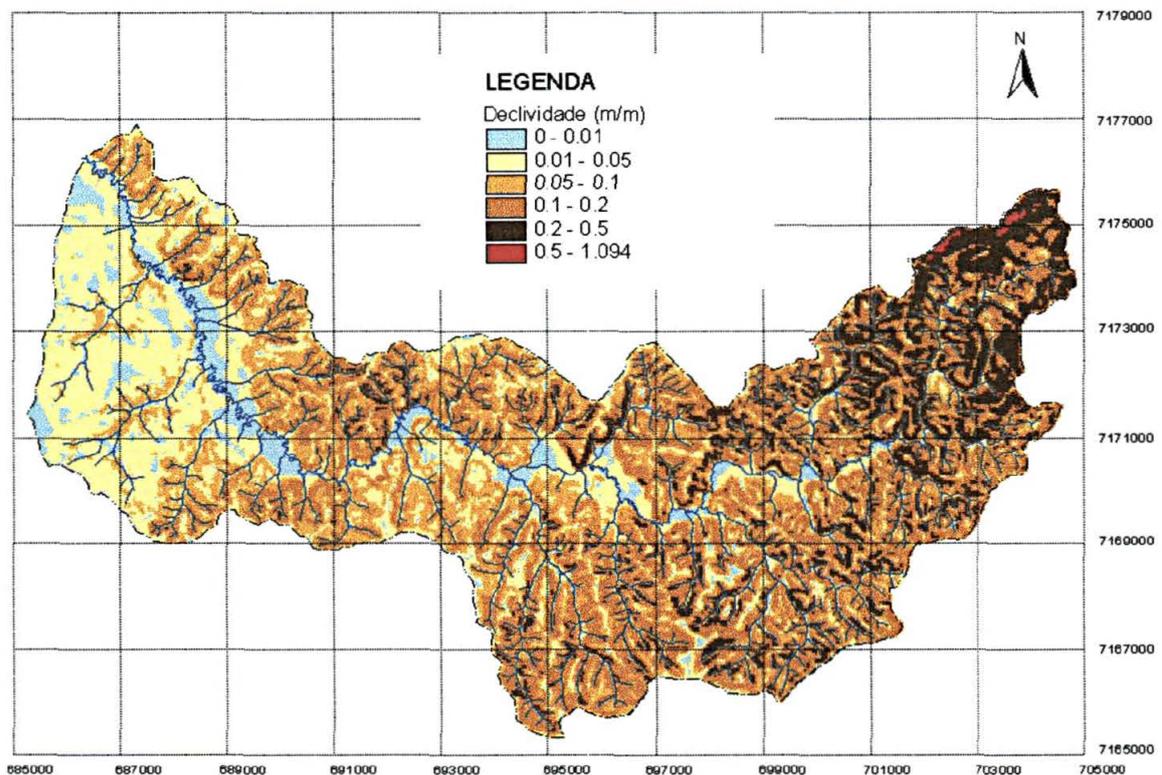
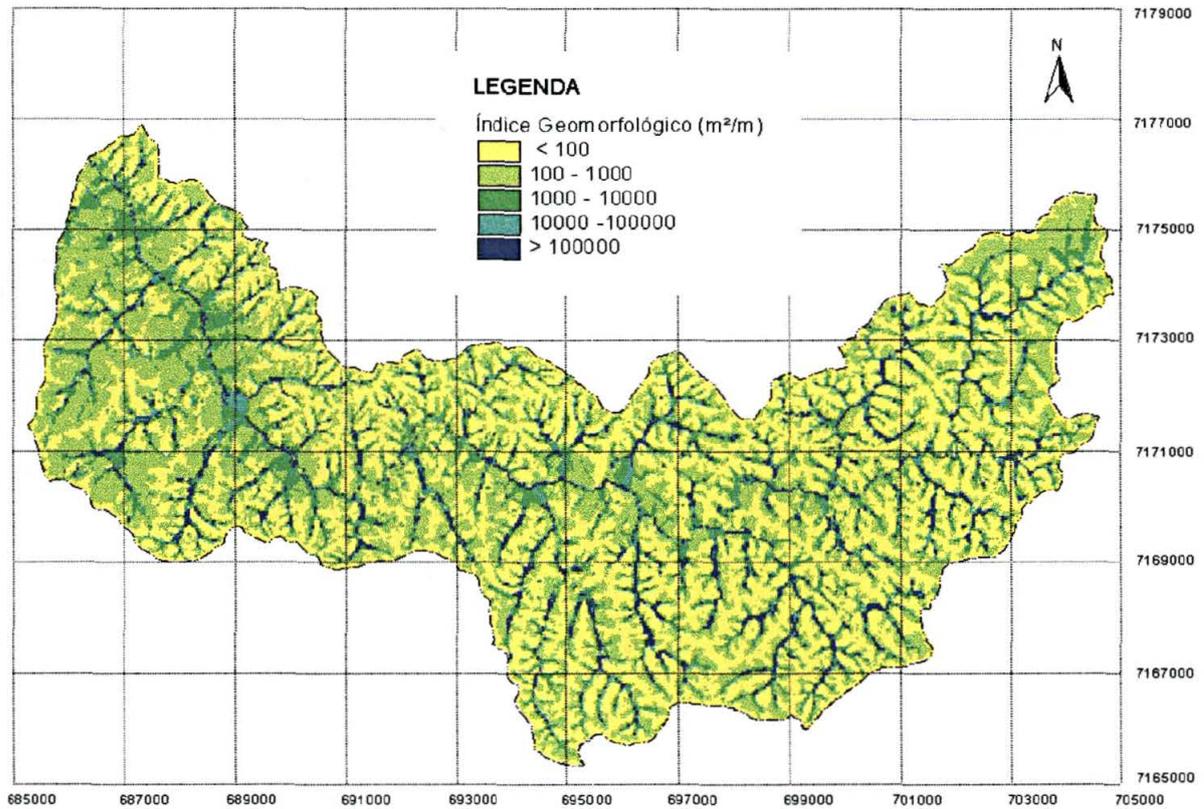


FIGURA 4.12 – MAPA DE ÍNDICE GEOMORFOLÓGICO ($a = A/c$)



4.3.3 Estimativa dos parâmetros do modelo UMBRAL

O modelo UMBRAL necessita ter os parâmetros estimados e não calibrados como normalmente ocorre com os modelos hidrológicos. Optou-se pela utilização de valores médios para a bacia de todos os parâmetros.

Para estimativa do valor médio do ângulo interno de fricção (ϕ) foram reunidos os dados dos 18 ensaios de cisalhamento direto em um gráfico, onde foi estabelecida a envoltória média de resistência (Figura 4.13), resultando em um ângulo interno de fricção de $28,14^\circ$ e coesão de 13,6 kPa.

A tensão de cisalhamento crítica (τ_c) pode ser obtida pela equação (3.32), para tanto é necessário a determinação dos valores críticos de declividade e de profundidade do escoamento. Essa determinação deve ser feita, via de regra, em experimentos de laboratório.

Entretanto, a tensão de cisalhamento crítica está relacionada com outras propriedades do solo, principalmente coesão e plasticidade. A Figura 4.14 foi construída a partir de dados apresentados por KOMURA (1982) e mostra a relação entre tensão de cisalhamento crítica e coesão do solo. O gráfico mostra dois ajustes, um feito com todos os dados e outro utilizando somente as informações de solos coesivos. Adotou-se neste trabalho a equação para solos coesivos, resultando em uma tensão de cisalhamento crítica de 25,3 Pa para uma coesão 13,6 kPa.

A precipitação de projeto (R) foi estimada a partir dos dados históricos de precipitações diárias da estação pluviométrica Fazendinha (02549017) do período de 07/1964 a 07/2000, adotando-se o valor médio das máximas diárias anuais. Para a transmissividade do solo (T) foi adotado o valor calibrado no TOPMODEL e para a constante relacionada com a geometria da superfície (k) o mesmo valor adotado por DIETRICH et al. (1992).

FIGURA 4.13 – RESISTÊNCIA MÉDIA

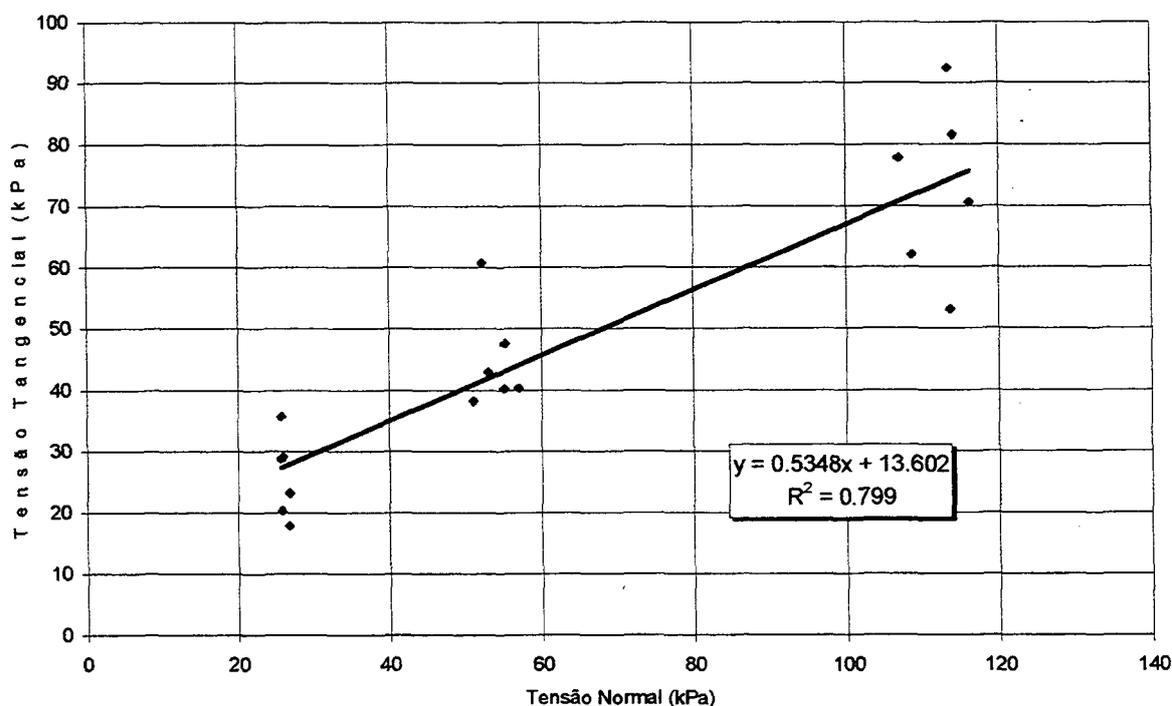
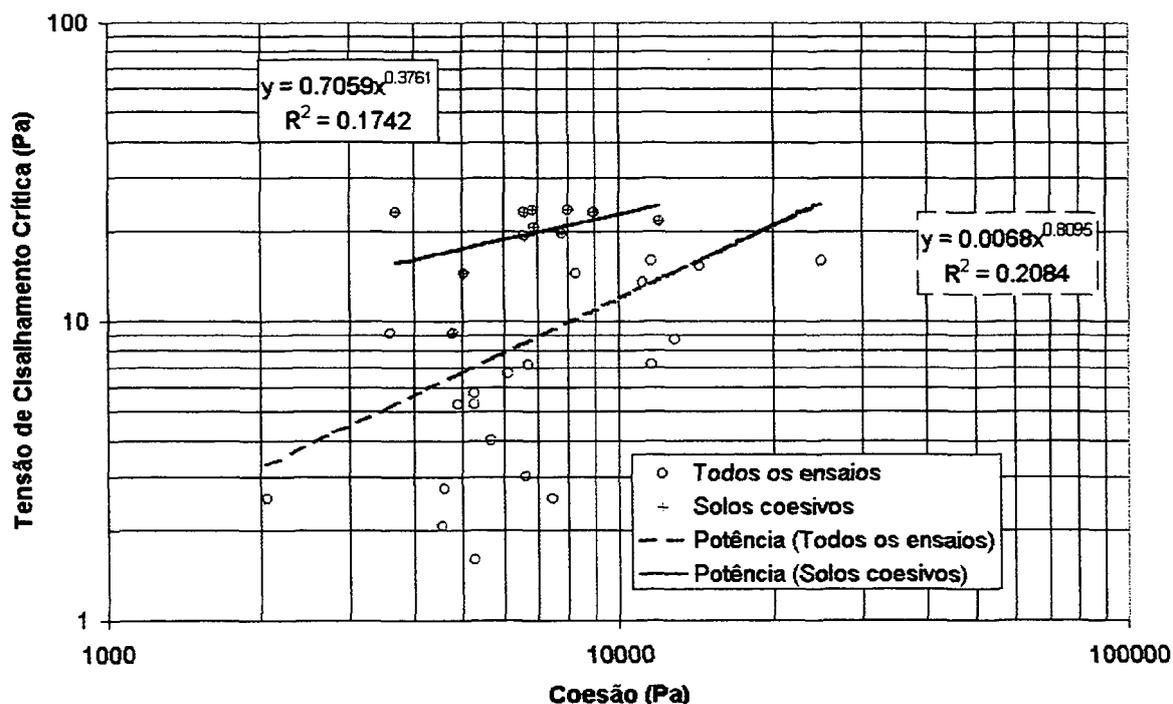


FIGURA 4.14 – RELAÇÃO ENTRE COESÃO E TENSÃO DE CILHAMENTO CRÍTICA



Fonte: Elaborado a partir de dados apresentados por KOMURA (1982)

4.4 USO DO SOLO E ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE

4.4.1 Mapeamento do uso do solo

O mapa de uso do solo foi confeccionado a partir da imagem do satélite LANDSAT 7 (sensor ETM+), cena 220-078, do dia 29 de setembro de 1999. O tratamento da imagem foi realizado utilizando a técnica multiespectral com classificação supervisionada, no Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas - SPRING, desenvolvido e disponibilizado pelo INPE (www.dpi.inpe.br/spring/).

Na classificação supervisionada foram utilizadas 62 amostras de controle com tamanho entre 10 e 100 *pixels*, sendo que 30 pontos foram amostrados em campo e 32 foram selecionados diretamente na imagem.

4.4.2 Delimitação das áreas de preservação permanente (mata ciliar)

Com base na Lei 4.771/65 – Código Florestal Brasileiro e modificações posteriores foram delimitadas as Áreas de Preservação Permanente (APP) correspondentes as matas ciliares junto aos rios, lagos e nascentes da bacia, obedecendo os seguintes critérios legais: faixa marginal de 30 m ao longo dos rios ou de outro qualquer curso de água com largura inferior a 10 metros; e um raio de 50 metros no entorno das nascentes, ainda que intermitentes e nos “olhos d’água”, qualquer que seja sua situação topográfica.

Para efeito de mapeamento todos os cursos de água da bacia foram considerados como tendo largura inferior a 10 m, embora apresentem largura superior em alguns pequenos trechos. Tendo em vista a dificuldade óbvia da localização exata das nascentes no mapa, as mesmas foram consideradas como estando localizadas no início da representação cartográfica dos rios de primeira ordem.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 SIMULAÇÃO DO TOPMODEL

5.1.1 Hidrograma

Em função do objetivo deste trabalho, não foram feitas todas as etapas usuais em modelagem hidrológica, ou seja, foram realizadas apenas as fases de estimativa, descrita anteriormente, e de calibração do modelo.

A versão do TOPMODEL utilizada possui o limite de 2500 intervalos de tempo em cada simulação. Em função desta limitação a série de dados foi dividida em 6 períodos, conforme mostra a Tabela 5.1.

TABELA 5.1 – VALORES CALIBRADOS DOS PARÂMETROS DO TOPMODEL

Período	Início	Final	m	$\ln(T_0)$	SR_{max}	SR_{init}	$ChVel$	E
1	14/08/99	30/09/99	0,030	0,05	0,0030	0,001	500	0,776
2	26/09/99	25/12/99	0,030	0,05	0,0005	0,001	460	0,528
3	22/12/99	03/04/00	0,070	0,05	0,0040	0,001	460	0,576
4	31/03/00	08/07/00	0,070	0,05	0,0040	0,001	500	0,732
5	05/07/00	01/10/00	0,024	0,05	0,0020	0,001	500	0,874
6	28/09/00	31/12/00	0,030	0,05	0,0020	0,001	480	0,702
Média			0,042	0,05	0,0026	0,001	483	0,698

Para cada período foi ajustado o melhor conjunto de valores dos parâmetros para a estimativa das vazões. Estes valores são apresentados na Tabela 5.1 juntamente com os valores de eficiência medidos pelo índice de Nash e Sutcliffe [$E = 1 - (\text{variância dos resíduos}/\text{variância dos valores observados})$].

A análise da qualidade de uma simulação é em geral realizada através da medida de aderência entre as vazões observadas e simuladas. O índice E indica que quanto melhor o ajuste entre os dois conjuntos de valores, mais próximo de 1 é o valor E . Valores de $E \geq 0,7$ indicam alta eficiência no ajuste do modelo (IORGULESCU et al., 1994; MINE & CLARKE, 1996).

De maneira geral, os valores dos parâmetros mantiveram-se coerentes com as grandezas físicas às quais estão associados.

O parâmetro m em quatro dos seis períodos ficou praticamente igual ao valor estimado pela análise das recessões (0,03 m).

O parâmetro $ChVel$ calibrado apresentou um valor em torno de 480 m/h, enquanto que o valor estimado na estação fluviométrica de Fazendinha foi de aproximadamente 800 m/h. O menor valor calibrado indica que o rio Pequeno possui trechos com velocidades menores que na estação de medição.

Os valores de SR_{max} estão coerentes com valores obtidos em outros estudos.

Para o parâmetro $\ln(T_0)$ foi encontrado o valor de 0,05 m²/h para todos os períodos, o que representa uma transmissividade do solo de:

$$T_0 = e^{0,05} \cong 1,05 \text{ m}^2/\text{h}$$

Esta transmissividade equivale a condutividade hidráulica saturada de 0,03 e 0,015 cm/s para solos com profundidade média de 1 e 2 metros, respectivamente. Estes valores são condizentes com valores obtidos em medições diretas, como mostrado a seguir.

MONTGOMERY & DIETRICH (1995) calcularam a condutividade hidráulica a partir de dados piezométricos e encontraram valores de 0,1 a 0,01 cm/s em solos rasos e abaixo de 10^{-7} até 10^{-8} cm/s em depósitos coluviais. WU & SIDLE (1995) encontraram valores de condutividade hidráulica saturada em torno de 0,8 m/h \cong 0,02 cm/s para diferentes profundidades e tipos de solo. Assim, é razoável o valor de T_0 obtido no presente trabalho, supondo-se que a profundidade do solo varia entre 1 e 2 m.

A Figura 5.1 mostra os hidrogramas das vazões horárias observadas e calculadas, a Figura 5.2 apresenta um gráfico com as vazões acumuladas no tempo e a Figura 5.3 mostra a correlação entre as vazões observadas e calculadas. Estes resultados indicam um bom ajuste do modelo à bacia estudada, com coeficiente de determinação $R^2=0,75$ entre as vazões calculadas e observadas.

FIGURA 5.1 – HIDROGRAMAS DE VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS

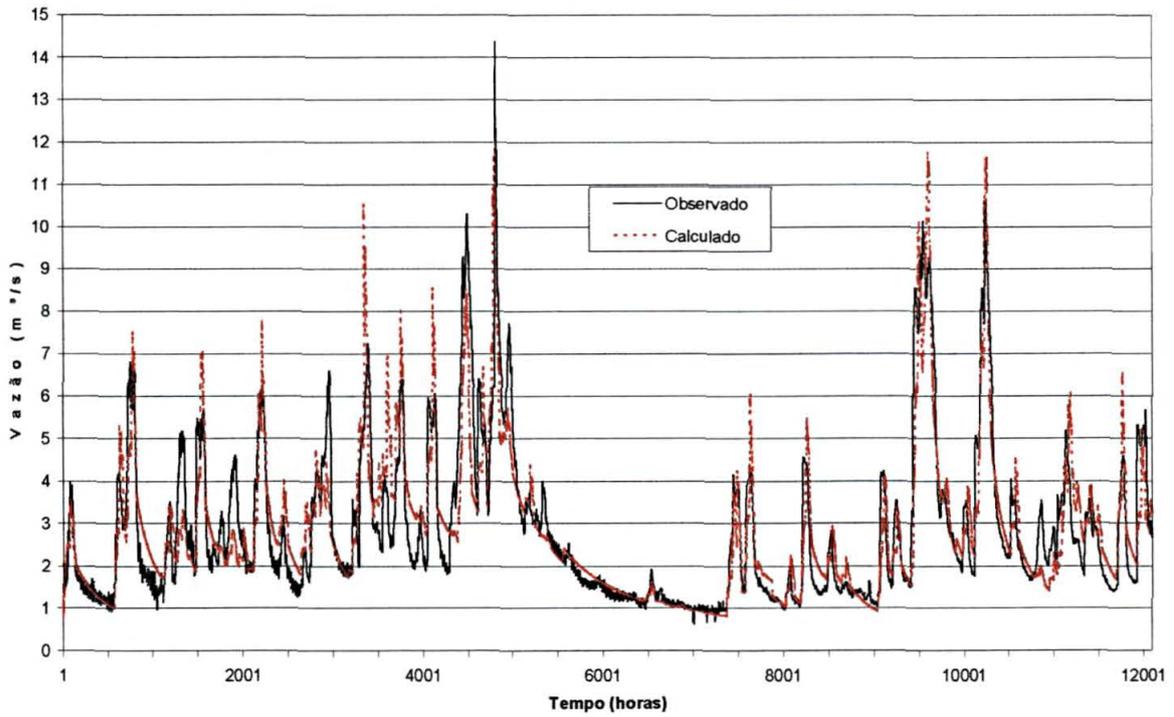


FIGURA 5.2 – VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS ACUMULADAS NO TEMPO

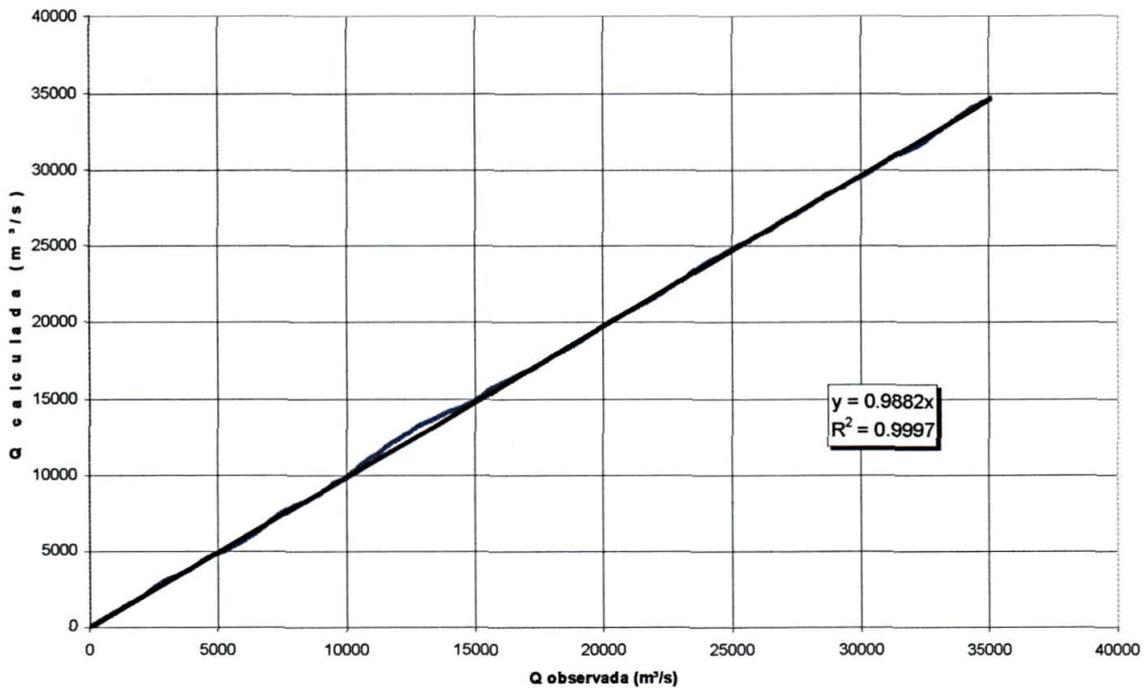
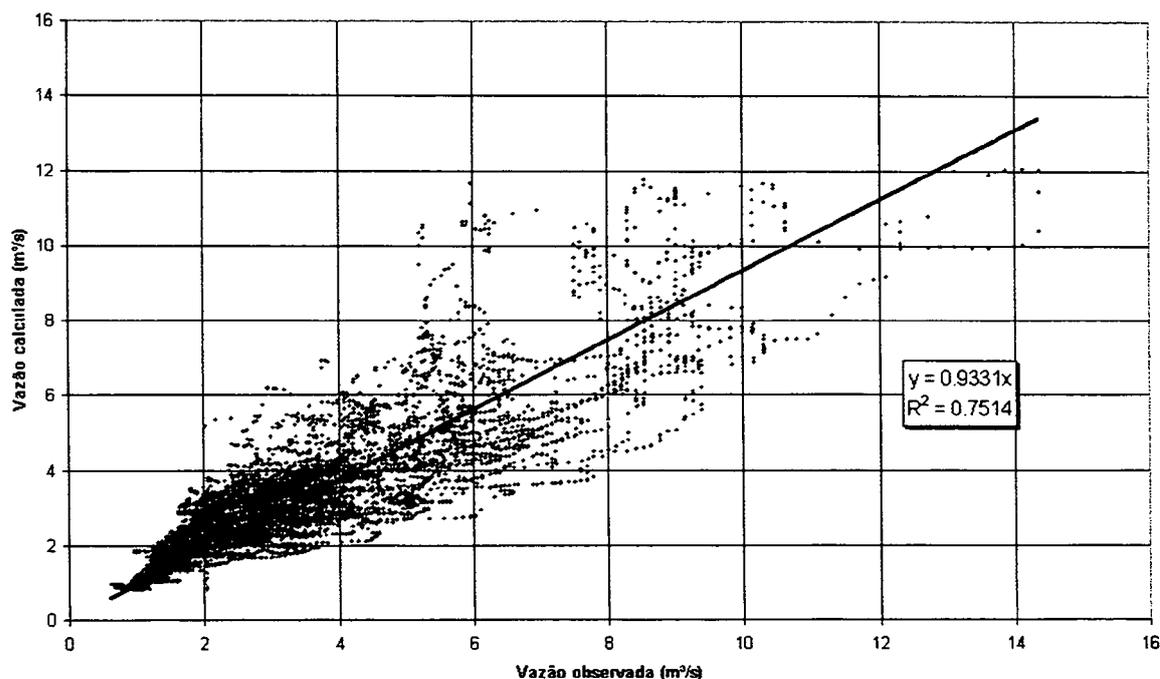


FIGURA 5.3 – COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO ENTRE VAZÕES OBSERVADAS E CALCULADAS



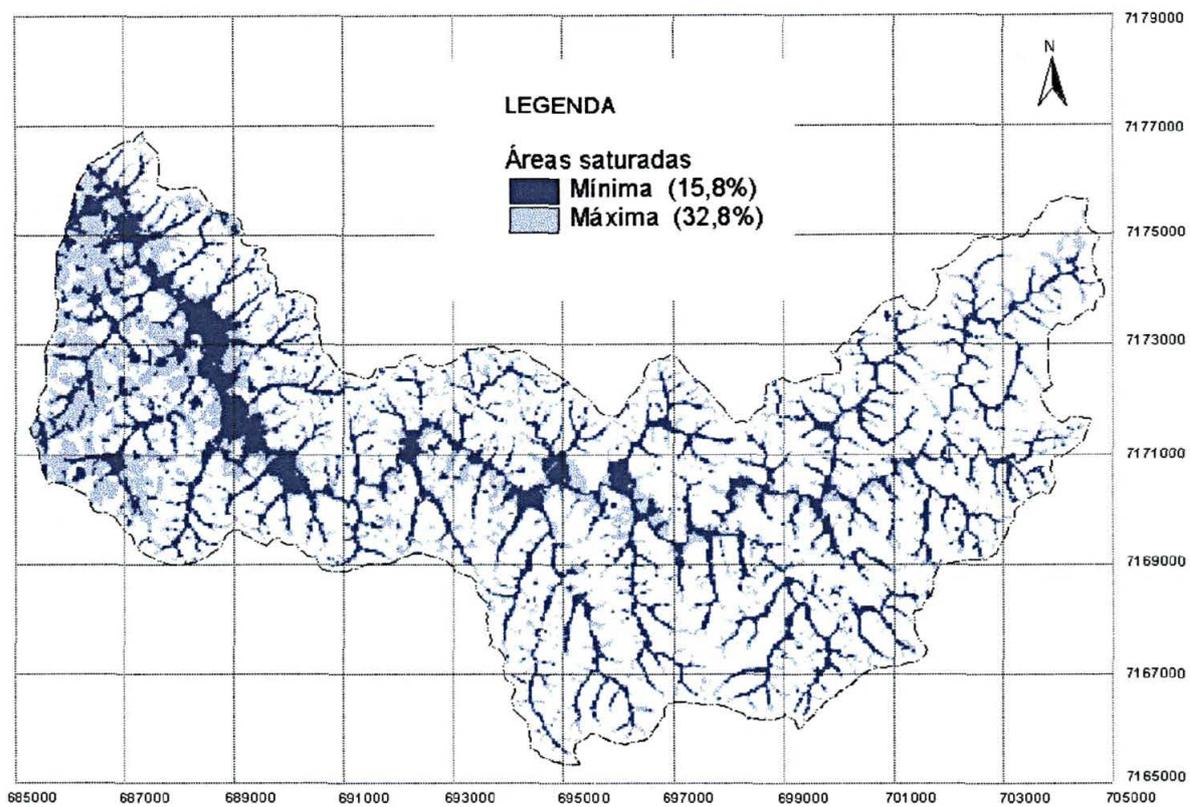
5.1.2 Zoneamento hidrológico

Da simulação do TOPMODEL resulta também um mapa com as áreas saturadas para cada intervalo de tempo definido na modelagem. Como o intervalo de tempo adotado foi de uma hora, obteve-se 12.000 mapas que reproduzem a dinâmica das áreas saturadas no tempo e no espaço.

No período simulado, 14/08/99 a 31/12/00, a porcentagem de áreas saturadas em relação a área total da bacia variou entre 15,8% e 32,8%. A Figura 5.4 mostra o mapa de zona saturada, mínima e máxima, para o período simulado.

O valor mínimo de 15,8% se manteve constante durante os períodos mais secos. Este valor está coerente com o observado na bacia, pois a configuração topográfica da mesma favorece a formação de banhados, que estão presentes ao longo de todo o vale formado por aluviões.

FIGURA 5.4 – MAPA DE ÁREAS SATURADAS



5.2 MODELO DE PROCESSOS EROSIVOS

5.2.1 Umbrais de erosão

Na simulação do modelo UMBRAL para a delimitação dos processos erosivos foram utilizados os valores dos parâmetros mostrados na Tabela 5.2.

TABELA 5.2 – VALORES DOS PARÂMETROS DO MODELO UMBRAL

Parâmetro	Valor adotado	Unidade
ϕ	28	grau
T	25,2	$m^2 \text{ dia}^{-1}$
k	10000	adimensional
τ_c	25	$N m^{-2}$
R	0,07	$m \text{ dia}^{-1}$

A Figura 5.5 mostra o gráfico resultante da simulação do modelo UMBRAL para a bacia do rio Pequeno, contendo os umbrais de delimitação dos diferentes processos erosivos em função da declividade e da área de contribuição unitária. A Figura 5.6 mostra o mesmo gráfico juntamente com os pontos que representam os *pixels* do MNT da bacia estudada.

Pode-se perceber uma grande concentração de pontos no entorno da declividade 0,1 m/m e com área de drenagem unitária próxima de 100 m²/m. Esses valores estão coerentes com os obtidos por DIETRICH et al. (1992).

5.2.2 Zoneamento dos processos erosivos

Da simulação do modelo UMBRAL é possível estabelecer um zoneamento dos processos erosivos, espacializando os resultados apresentados na Figura 5.6. Para isso os *pixels* foram classificados segundo a região erosiva, resultando no mapa apresentado na Figura 5.7, o qual permite fazer algumas considerações:

- a) A erosão difusa que ocorre em áreas onde o solo não atinge a saturação durante o evento simulado, atinge 17,3% da área total. Este tipo de erosão está presente em toda a extensão da bacia e localizada nos divisores das microbacias internas, ou seja, na parte superior das vertentes. Como pode ser observado na Figura 5.4 este tipo de erosão ocorre em locais com área de contribuição por unidade de contorno (índice geomorfológico) sempre inferior a 100 m²/m;
- b) A erosão por lixiviação que ocorre em áreas saturadas de relevo plano, atinge 65,3% da área total, apresenta-se principalmente nas porções inferior e média da bacia onde o escoamento superficial não atinge altura e velocidade suficientes para provocar erosão linear. A Figura 5.4 mostra que esta região apresenta uma condição intermediária de declividade e índice geomorfológico, entre os processos de erosão difusa e linear;
- c) A erosão linear que ocorre onde o escoamento atinge altura e velocidade suficientes para provocar ravinamento, atinge 8,3% da área total, está presente em toda a extensão da bacia e localizada ao longo da rede de drenagem. O fato das áreas de erosão linear estarem dispostas ao longo dos canais de drenagem indica a coerência dos resultados do modelo, uma vez que estes canais também

são resultantes de erosão linear, ou seja, quando a condição de ocorrência de erosão linear é satisfeita contribui para que ocorra a inicialização e manutenção de canais;

- d) A erosão por deslizamento que ocorre em condições extremas de declividade, atinge 9,1% da área total e está mais presente no alto curso do rio Pequeno.

FIGURA 5.5 – UMBRAIS DE EROSÃO DA BACIA DO RIO PEQUENO

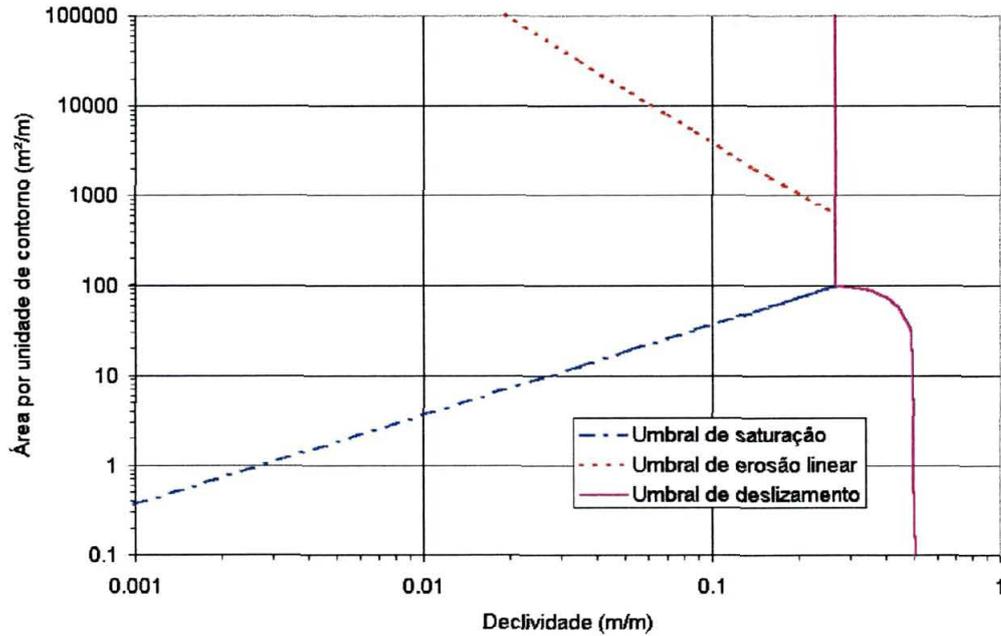


FIGURA 5.6 – UMBRAIS DE EROSÃO E *PIXELS* DO MNT DA BACIA DO RIO PEQUENO

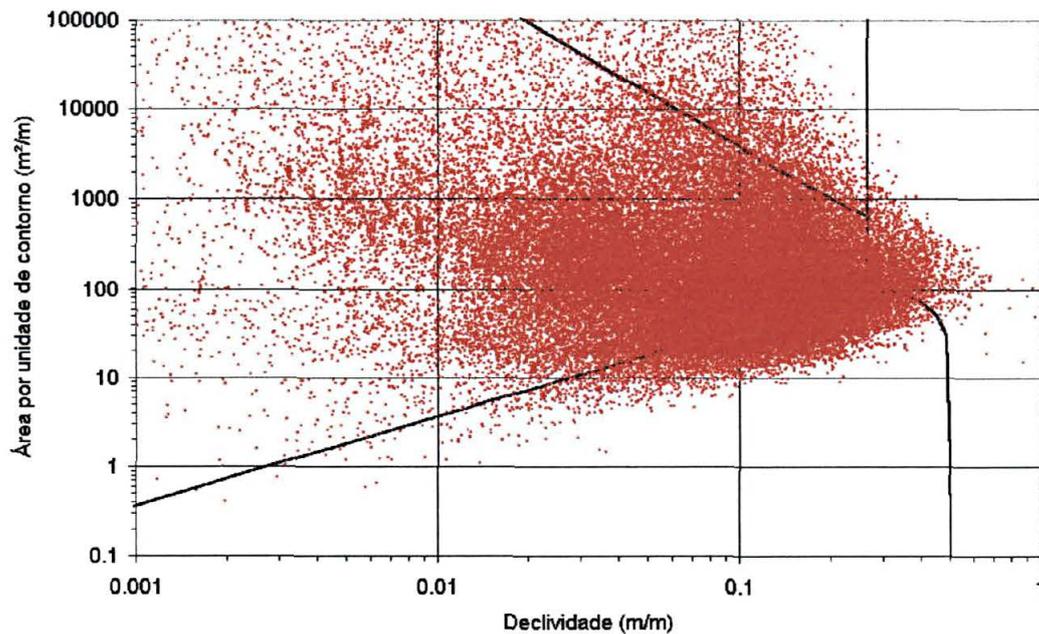
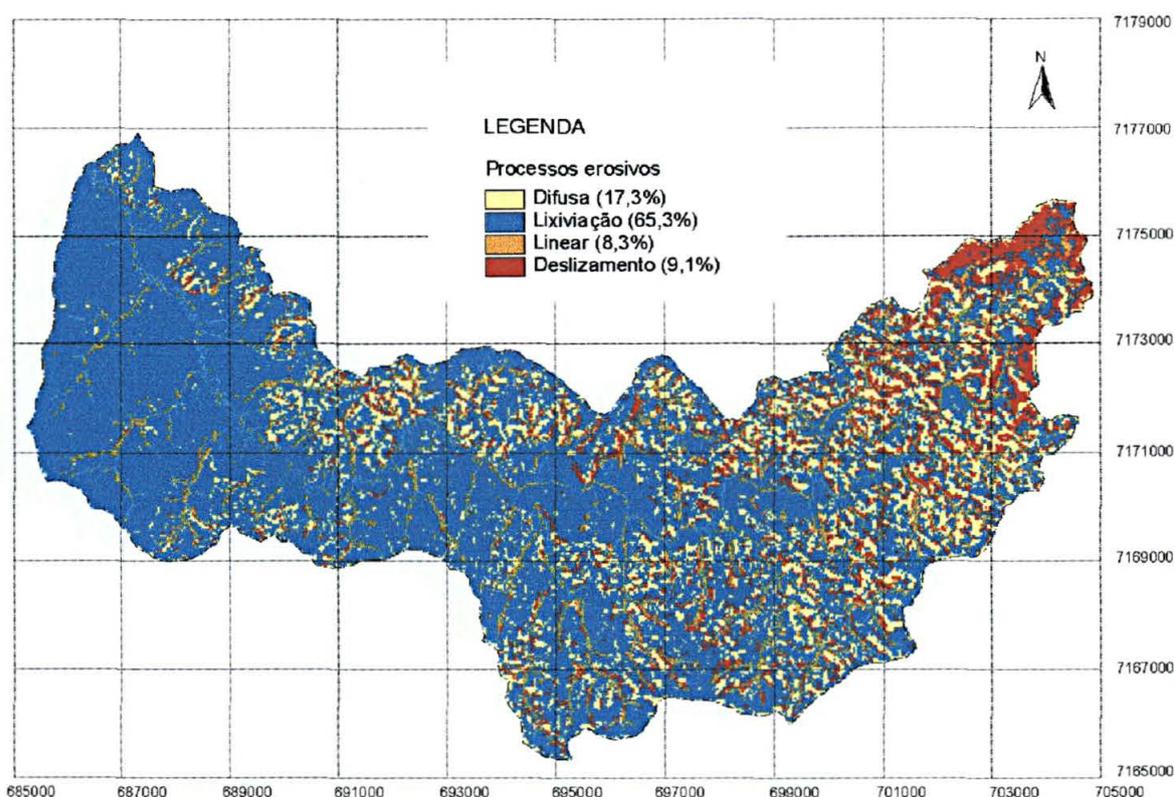


FIGURA 5.7 – MAPA DE PROCESSOS EROSIVOS



5.3 ZONEAMENTO GEOBIOHIDROLÓGICO

O zoneamento geobiohidrológico visa orientar as ações de uso do solo a partir dos processos naturais atuantes na bacia. Assim, os mapas de áreas saturadas e de processos erosivos, apresentados nas Figuras 5.4 e 5.7, respectivamente, representam a base do zoneamento geobiohidrológico.

Com base no zoneamento hidrológico e no zoneamento de processos erosivos é possível fazer um diagnóstico da condição ambiental da bacia hidrográfica através da comparação destes com os resultados do mapeamento das áreas de preservação permanente relativas à mata ciliar e do uso do solo.

5.3.1 Relação entre áreas saturadas e áreas de preservação permanente

As áreas de preservação permanente correspondentes à mata ciliar da bacia do rio Pequeno possuem uma área de 21 km², que equivale a 20% da área total da bacia. O mapa de áreas de preservação permanente é apresentado na Figura 5.8.

Comparando-se os mapas de áreas de preservação permanente e de áreas saturadas fica evidente que, em grande parte, as mesmas não coincidem espacialmente.

Pode-se considerar que as áreas saturadas da bacia apresentam função hidrológica distinta, ou seja, toda a precipitação sobre estas áreas escoar diretamente para os cursos de água, sem passar pelo processos de infiltração e escoamento subsuperficial, o que provoca o carreamento dos contaminantes existentes na superfície do solo diretamente para os rios.

Outro aspecto ambiental importante é que estas áreas apresentam uma condição de biodiversidade também distinta, com flora e fauna adaptadas às condições de permanência e/ou variação do lençol freático. Portanto, estas áreas possuem também uma importante função ambiental e pode-se considerar a importância de preservá-las.

Considerando-se a possibilidade de preservação ou de uso do solo diferenciado nas áreas saturadas, a Figura 5.9 mostra um mapa que reúne as áreas de preservação permanente de mata ciliar, definidas por lei, com as áreas saturadas da bacia. Assim, a área de 21 km² (20%) equivalente às áreas de preservação permanente é acrescida de 7,95 km² (8%) de área permanentemente saturada (área saturada mínima) e de 12,71 km² (12%) de áreas saturadas eventualmente por ocasião do eventos de cheia (área saturada máxima), ambas localizadas fora do limite das áreas de preservação permanente.

FIGURA 5.8 – MAPA DE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE

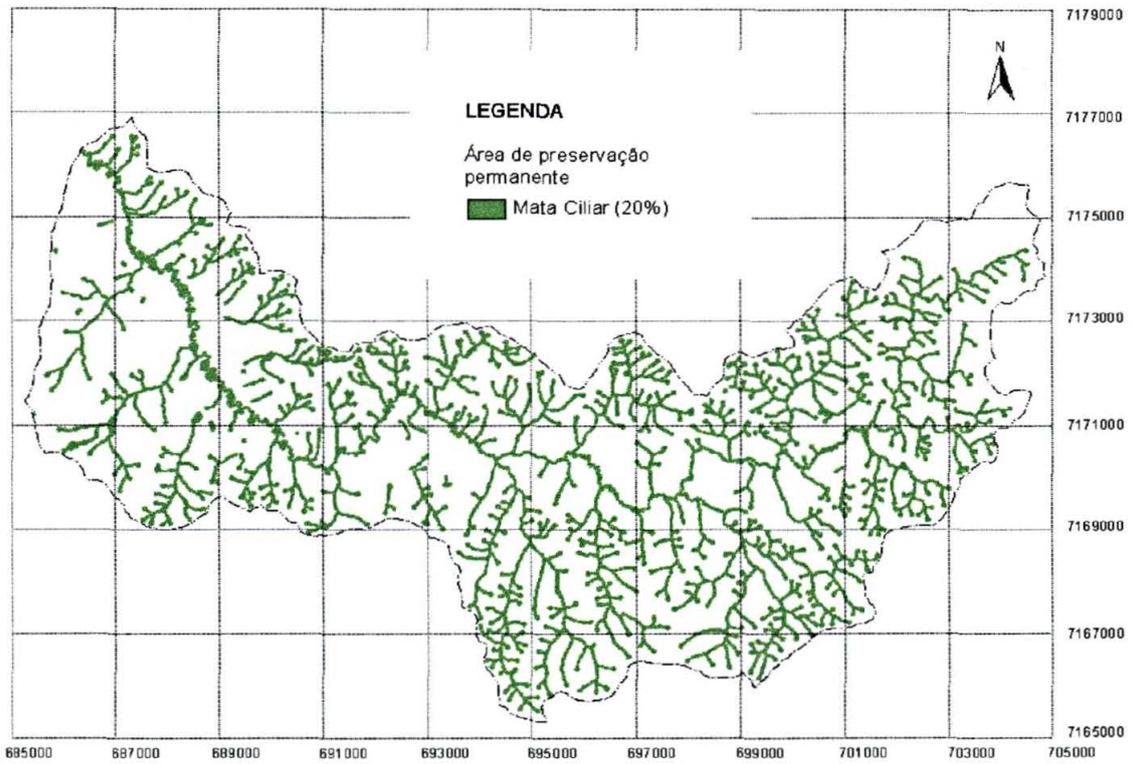
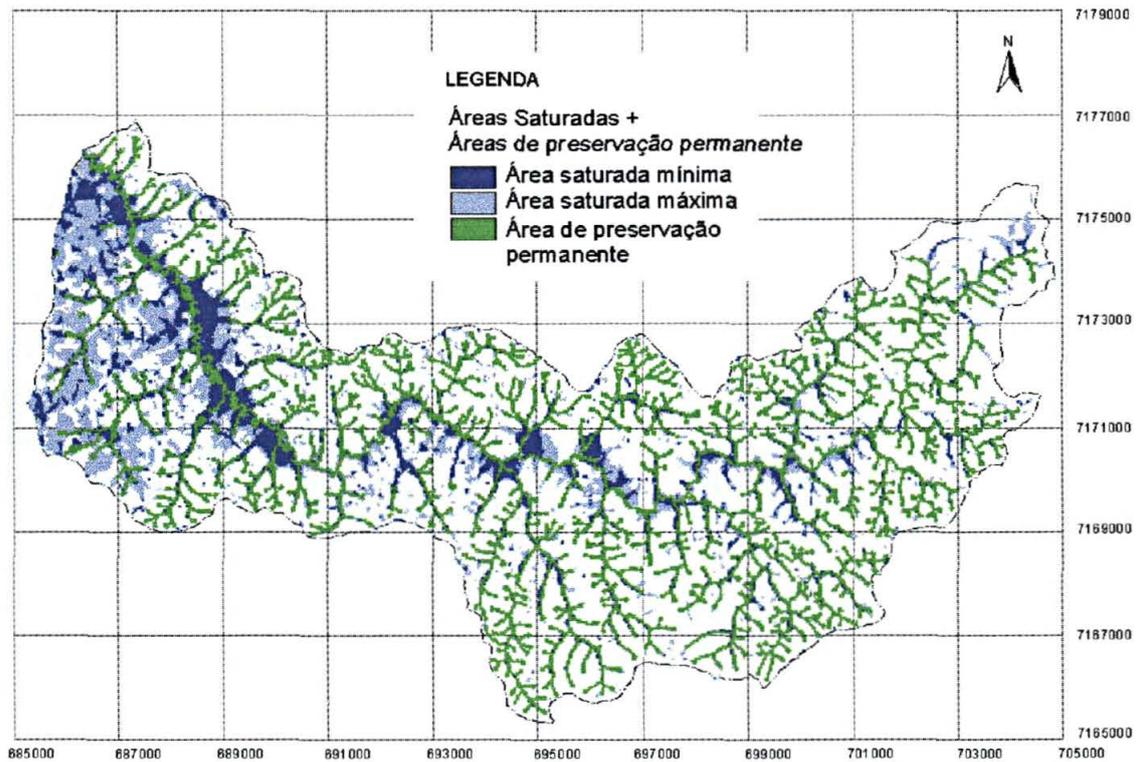


FIGURA 5.9 – COMPARAÇÃO ENTRE ÁREAS DE PRESERVAÇÃO PERMANENTE E ÁREAS SATURADAS



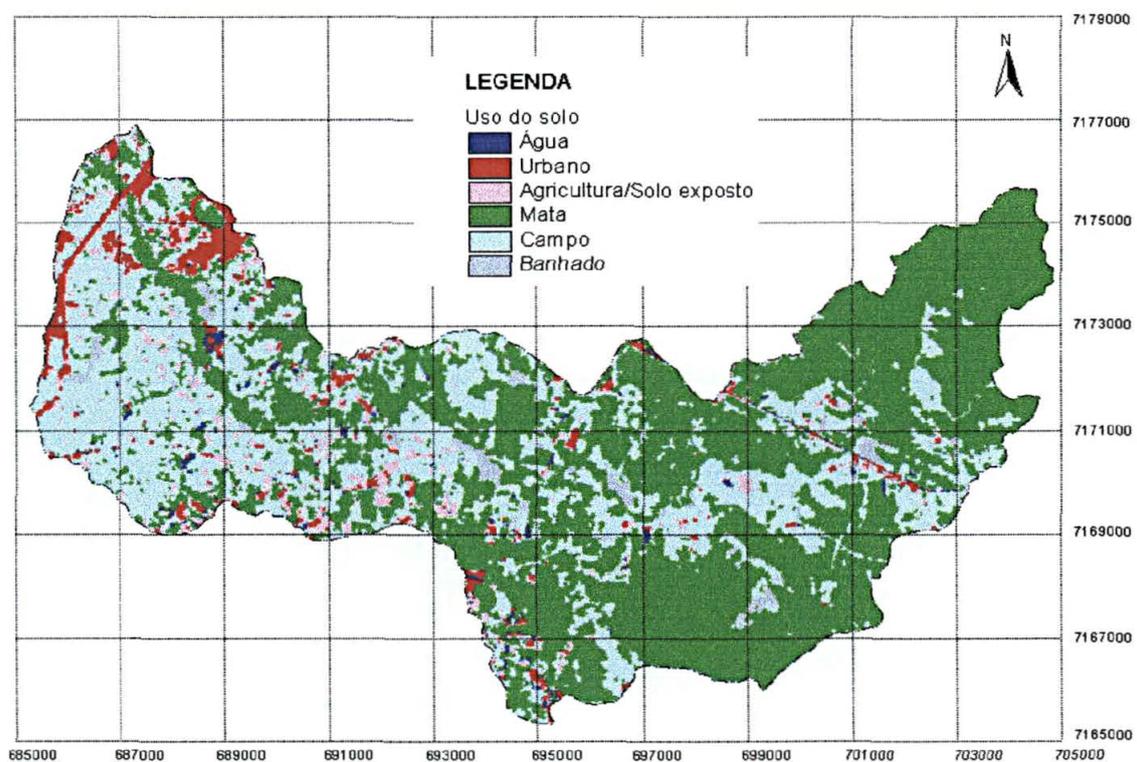
5.3.2 Relação entre processos erosivos e uso do solo

O resultado da classificação do uso/ocupação do solo é apresentado na Tabela 5.3 e na Figura 5.10. Pode-se observar que as atividades de maior impacto, vinculadas com as classes de uso do solo Urbano e Agricultura/solo exposto correspondem a uma pequena parcela (7%) da bacia e estão localizadas principalmente no baixo curso.

TABELA 5.3 - USO/OCUPAÇÃO DO SOLO DA BACIA O RIO PEQUENO

Classes de uso/ ocupação do solo	Área (km ²)	Porcentagem
Água	0,94	1
Urbano	3,86	4
Agricultura / solo exposto	3,63	3
Mata / floresta	56,26	54
Campo	36,88	35
Banhado / várzea	3,12	3
Área total	104,68	100

FIGURA 5.10 – MAPA DE USO DO SOLO



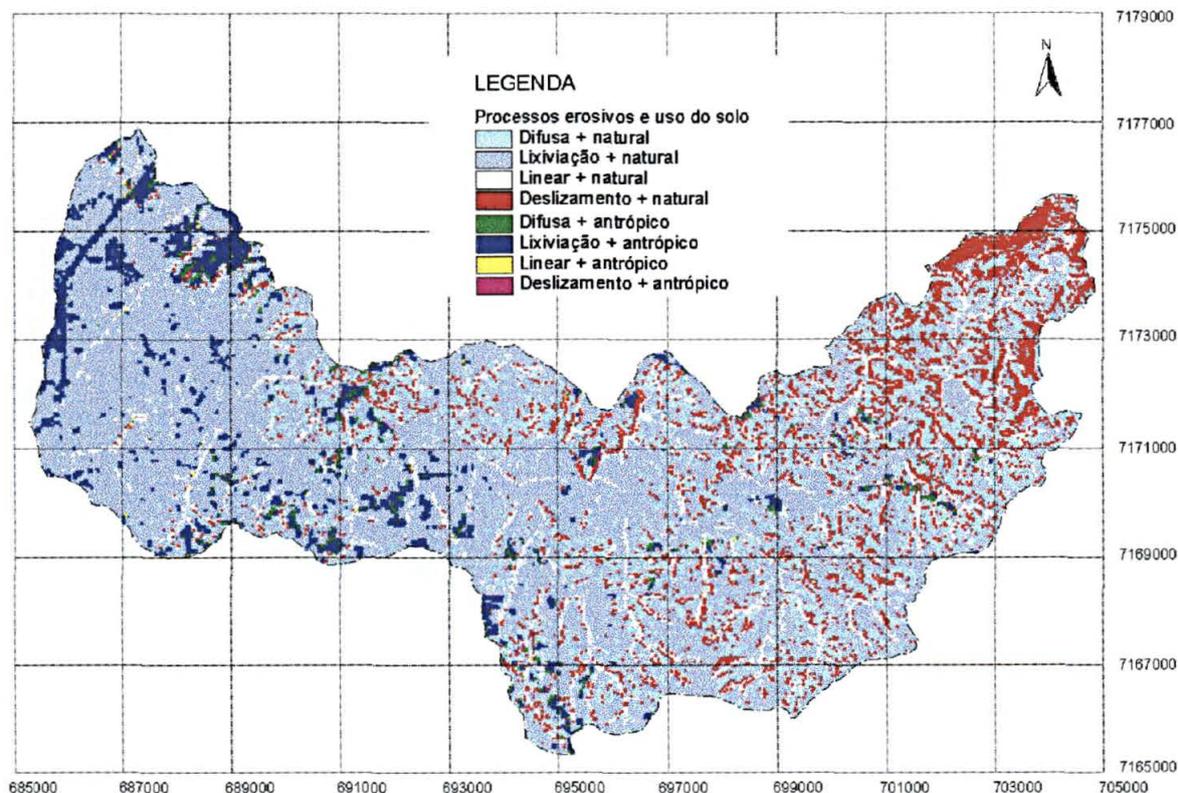
A partir dos mapas de processos erosivos e de uso do solo é possível estabelecer um diagnóstico ambiental da bacia. Para tanto o uso do solo foi

agrupado em duas categorias, natural (mata, campo, banhado e água) e antrópico (urbano e agricultura/solo exposto) e comparado com os processos erosivos atuantes na bacia. Os resultados são apresentados na Figura 5.11 e na Tabela 5.4.

TABELA 5.4 – CARACTERÍSTICAS DO USO DO SOLO NAS REGIÕES DE DIFERENTES PROCESSOS EROSIVOS

Tipo de processo erosivo	Uso/ocupação do solo	Área (km ²)	Porcentagem	
			do total	da classe de erosão
Erosão difusa	Natural	17,13	16,4	94,5
	Antrópico	0,99	0,9	5,5
Erosão por lixiviação	Natural	61,97	59,4	91,0
	Antrópico	6,11	5,9	9,0
Erosão linear	Natural	8,52	8,2	98,0
	Antrópico	0,17	0,2	2,0
Erosão por deslizamento	Natural	9,31	8,8	98,1
	Antrópico	0,18	0,2	1,9
Área total		104,38	100	

FIGURA 5.11 – COMPARAÇÃO ENTRE USO DO SOLO E PROCESSOS EROSIVOS



6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O TOPMODEL respondeu de forma bastante eficiente às condições ambientais da área de estudo, confirmando a aplicabilidade do modelo em regiões de clima úmido e relevo suave.

A medida de aderência entre as vazões observadas e simuladas, que indica a qualidade da simulação, resultou em um valor $E \cong 0,7$, ficando acima deste valor em quatro dos seis períodos simulados. Este resultado indica alta eficiência no ajuste do modelo.

De maneira geral, os valores dos parâmetros de entrada do TOPMODEL ficaram muito próximos dos valores calculados previamente, ou seja, mantiveram-se coerentes com as grandezas físicas às quais estão associados. O modelo apresentou sensibilidade à inconsistência dos dados observados de precipitação, ressaltando a necessidade de dados observados de boa qualidade e com discretização temporal adequada.

No período simulado a porcentagem de áreas saturadas em relação a área total da bacia variou entre 15,8% e 32,8%. O valor mínimo de 15,8% manteve-se constante durante os períodos mais secos e, apesar de aparentemente alto, está coerente com o observado na bacia, pois a configuração topográfica da mesma favorece a formação de banhados.

O UMBRAL permitiu a delimitação dos processos erosivos atuantes na bacia e apresentou resultados bastante coerentes com às características ambientais. Isso indica que os parâmetros, que possuem representatividade física, foram estimados de forma correta. Indica também que o modelo é adequado para estabelecer umbrais de erosão e a delimitação espacial dos processos erosivos.

Dos resultados da simulação do modelo UMBRAL, destaca-se: a erosão difusa atinge 17,3% da área total e está presente em toda a extensão da bacia, localizada nos divisores das microbacias internas; a erosão por lixiviação atinge 65,3% da área total, está mais presente nas partes inferior e média da bacia, junto às áreas saturadas de relevo plano; a erosão linear atinge 8,3% da área total e está presente em toda a extensão da bacia, localizada ao longo da rede de drenagem; e a erosão

por deslizamento atinge 9,1% da área total e está mais presente no alto curso do rio Pequeno, localizada junto às maiores declividades.

Os modelos utilizados mostram grande potencial de aplicabilidade no planejamento ambiental, pois permitem discutir e orientar as ações antrópicas sobre o meio físico com base no entendimento dos processos naturais. Portanto, são ferramentas de grande utilidade prática para o diagnóstico e análise ambiental, bem como para subsidiar projetos de ordenamento territorial.

Com base nos resultados deste trabalho pode-se fazer as seguintes recomendações:

- Pesquisar melhor a relação entre coesão e tensão de cisalhamento crítica, com experimentos em laboratório;
- Modificar o modelo UMBRAL para permitir a entrada dos parâmetros de forma distribuída, principalmente a tensão de cisalhamento crítica e o ângulo de atrito interno;
- Pesquisar a variação do ângulo de atrito interno com a profundidade do solo;
- Verificar em campo os resultados dos modelos, comparando as áreas saturadas reais com as obtidas pelo TOPMODEL e também identificar em campo a localização das formas de relevo associadas com processos erosivos específicos e comparar com o mapa do modelo UMBRAL;
- Simular o modelo UMBRAL para diferentes precipitações de projeto;
- Verificar a existência de correlação entre a distribuição da biodiversidade (principalmente da flora) e o zoneamento resultante da modelagem;
- Verificar a existência de correlação entre a intensidade dos processos geoquímicos e o zoneamento resultante da modelagem;
- Verificar a correspondência entre o resultado deste estudo e os resultados de métodos de avaliação da fragilidade ambiental e ecologia da paisagem.

ANEXO 1 – ENSAIOS DE CISALHAMENTO DIRETO

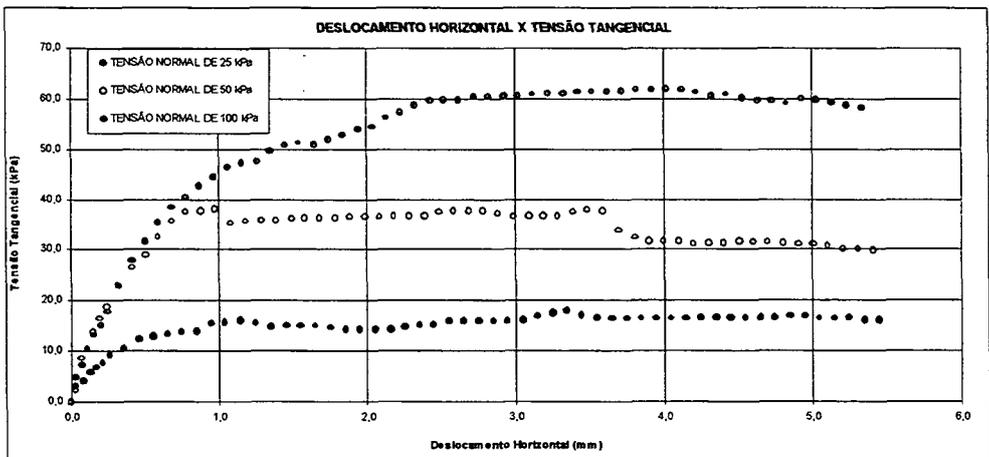
LAME LABORATÓRIO DE MATERIAIS E ESTRUTURAS	CISALHAMENTO DIRETO DRAINED DIRECT SHEAR TEST EM 1110-2-1906
---	--

DATA DO ENSAIO : 08/10/01
 REGISTRO DA AMOSTRA : 2.0004.01
 RESPONSÁVEL PELA EXECUÇÃO: Zorzi

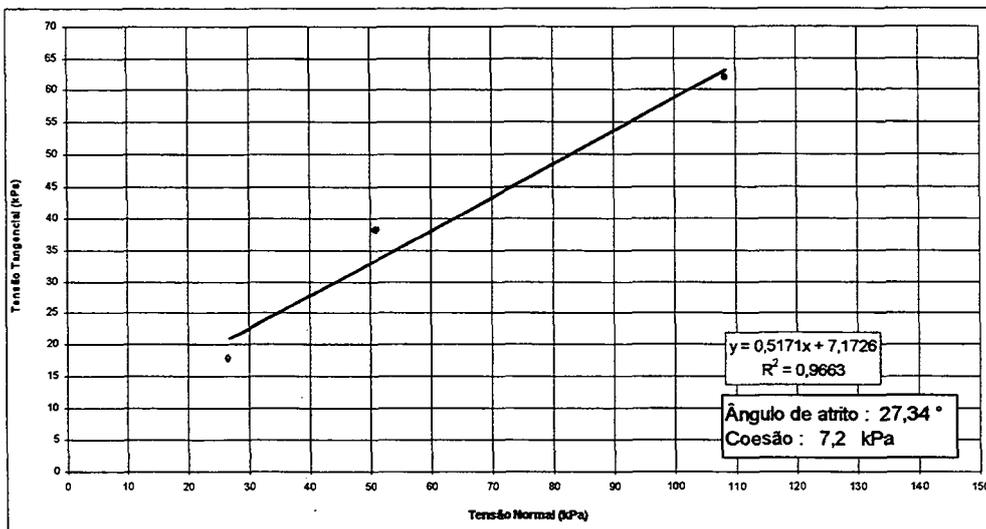
RESUMO

Tensão Normal Inicial (kgf/cm ²)	Sentido	Deslocamento Horizontal de Pico (mm)	Tensão Normal Corrigida (kPa)	Tensão Tangencial (kPa)	Umidade inicial (%)	Umidade final (%)
25	TOPO-BASE	3,35	26,75	17,80	39,3	42,4
50	TOPO - BASE	0,99	50,98	38,09	39,3	46,7
100	TOPO - BASE	4,03	108,53	61,95	37,8	42,9

CURVAS TENSÃO TANGENCIAL x DESLOCAMENTO



ENVOLTÓRIA DE RESISTÊNCIA

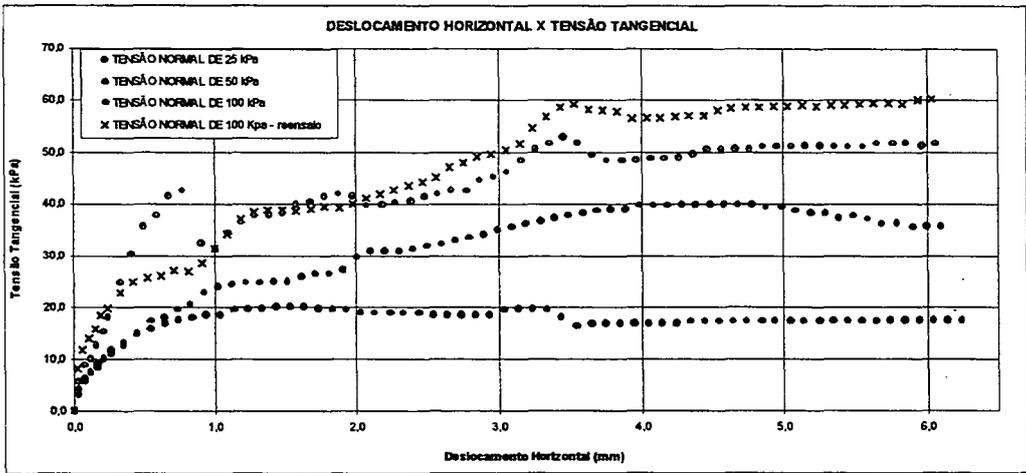


DATA DO ENSAIO : _____ 24/10/01
 REGISTRO DA AMOSTRA : _____ 2.0005.01
 RESPONSÁVEL PELA EXECUÇÃO: _____ Zorzi

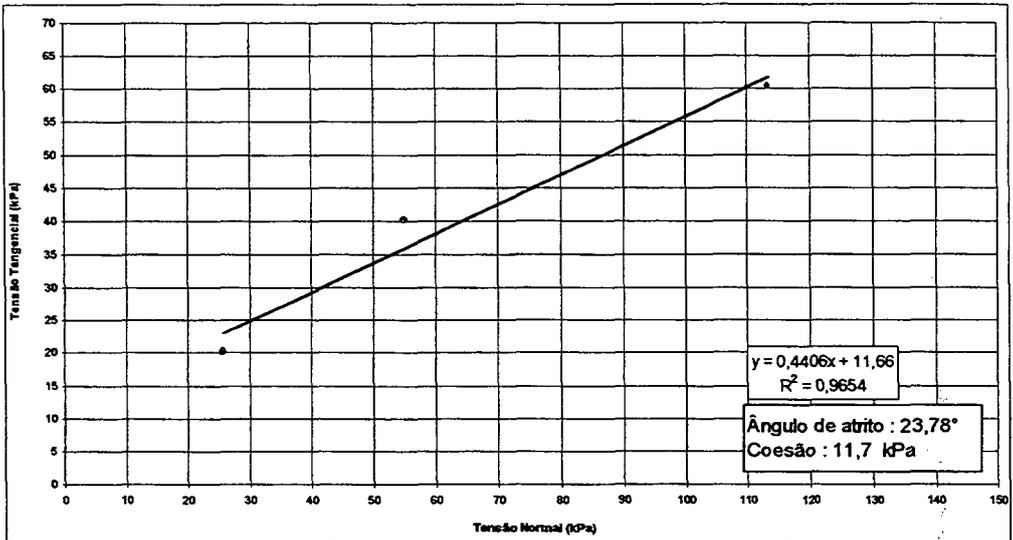
RESUMO

Tensão Normal Inicial (kgf/cm ²)	Sentido	Deslocamento Horizontal de Pico (mm)	Tensão Normal Corrigida (kPa)	Tensão Tangencial (kPa)	Umidade Inicial (%)	Umidade final (%)
25	TOPO-BASE	1,64	25,83	20,22	35,9	44,5
50	TOPO - BSE	4,59	54,94	40,09	38,3	43,3
100	TOPO - BASE	3,45	107,32	53,04	36,9	42,4
100	TOPO - BASE	6,04	113,56	60,29	38,4	41,3

CURVAS TENSÃO TANGENCIAL x DESLOCAMENTO



ENVOLTÓRIA DE RESISTÊNCIA

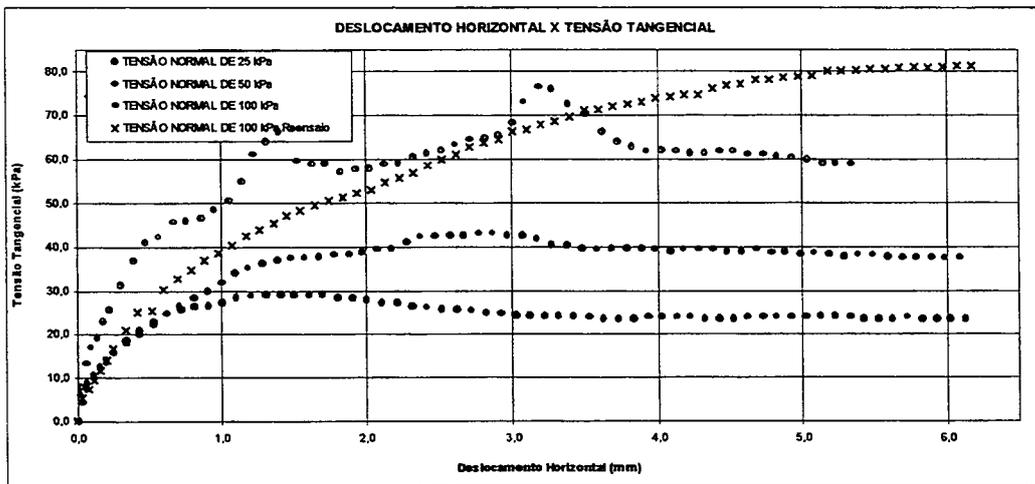


DATA DO ENSAIO : 06/11/01
 REGISTRO DA AMOSTRA : 2.0006.01
 RESPONSÁVEL PELA EXECUÇÃO: Zorzi

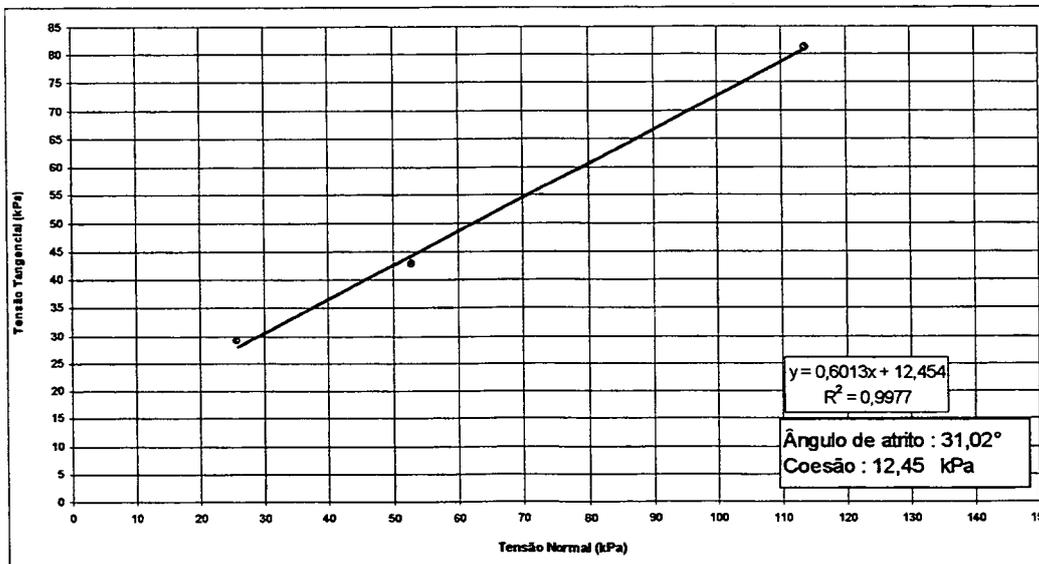
RESUMO

Tensão Normal Inicial (kgf/cm ²)	Sentido	Deslocamento Horizontal de Pico (mm)	Tensão Normal Corrigida (kPa)	Tensão Tangencial (kPa)	Umidade inicial (%)	Umidade final (%)
25,00	TOPO-BASE	1,71	25,87	29,02	23,6	29,0
50,00	TOPO - BSE	2,88	52,98	42,85	23,5	30,3
100,00	TOPO - BASE	3,18	106,69	76,35	23,5	27,2
100,00	TOPO - BASE	6,19	113,93	81,41	23,8	27,5

CURVAS TENSÃO TANGENCIAL x DESLOCAMENTO



ENVOLTÓRIA DE RESISTÊNCIA

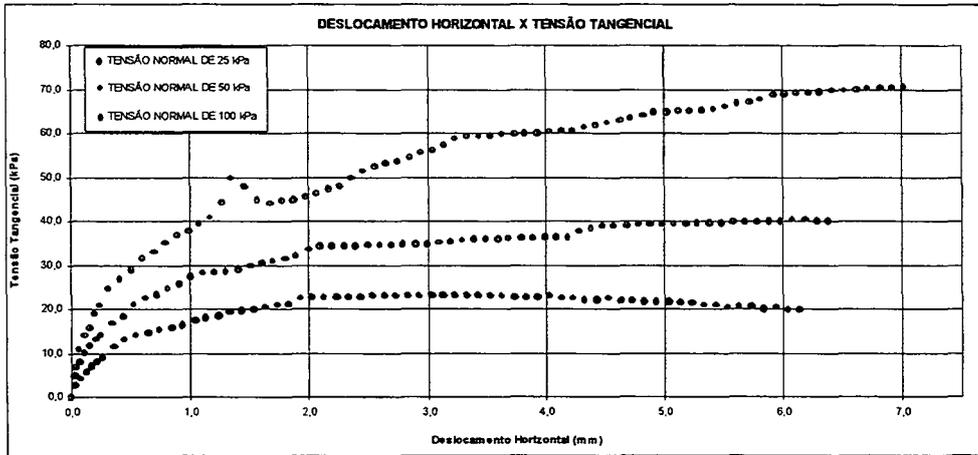


DATA DO ENSAIO : 22/10/01
 REGISTRO DA AMOSTRA : 2.0007.01
 RESPONSÁVEL PELA EXECUÇÃO: Zorzi

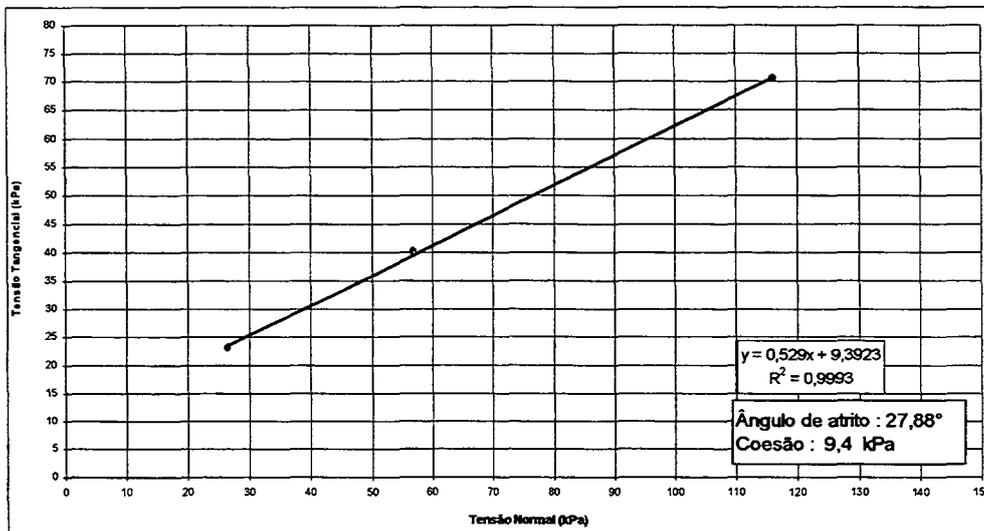
RESUMO

Tensão Normal Inicial (kgf/cm ²)	Sentido	Deslocamento Horizontal de Pico (mm)	Tensão Normal Corrigida (kPa)	Tensão Tangencial (kPa)	Umidade inicial (%)	Umidade final (%)
25	TOPO-BASE	3,43	26,80	23,07	65,0	79,4
50	TOPO - BSE	6,19	56,89	40,24	77,4	95,4
100	TOPO - BASE	7,02	116,10	70,56	64,5	82,6

CURVAS TENSÃO TANGENCIAL x DESLOCAMENTO



ENVOLTÓRIA DE RESISTÊNCIA

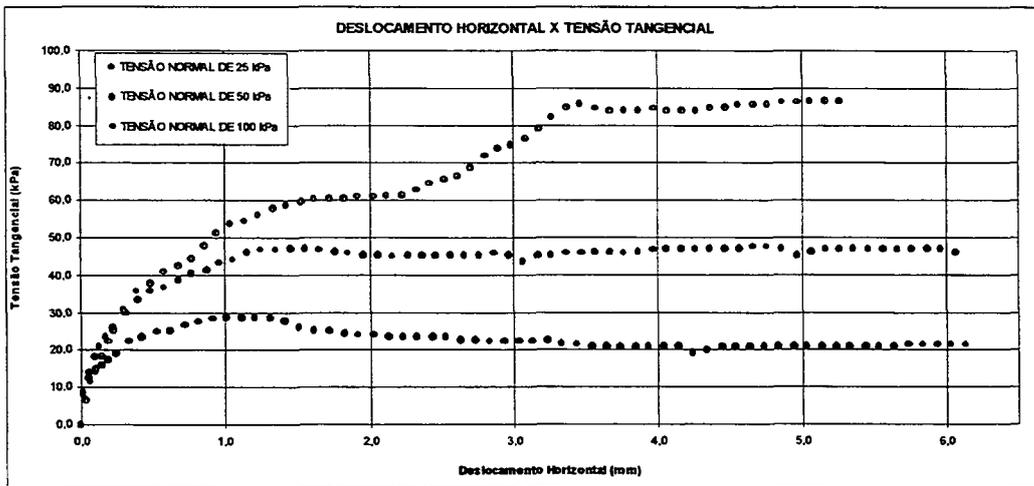


DATA DO ENSAIO : 29/10/01
 REGISTRO DA AMOSTRA : 2.0008.01
 RESPONSÁVEL PELA EXECUÇÃO: Zorzi

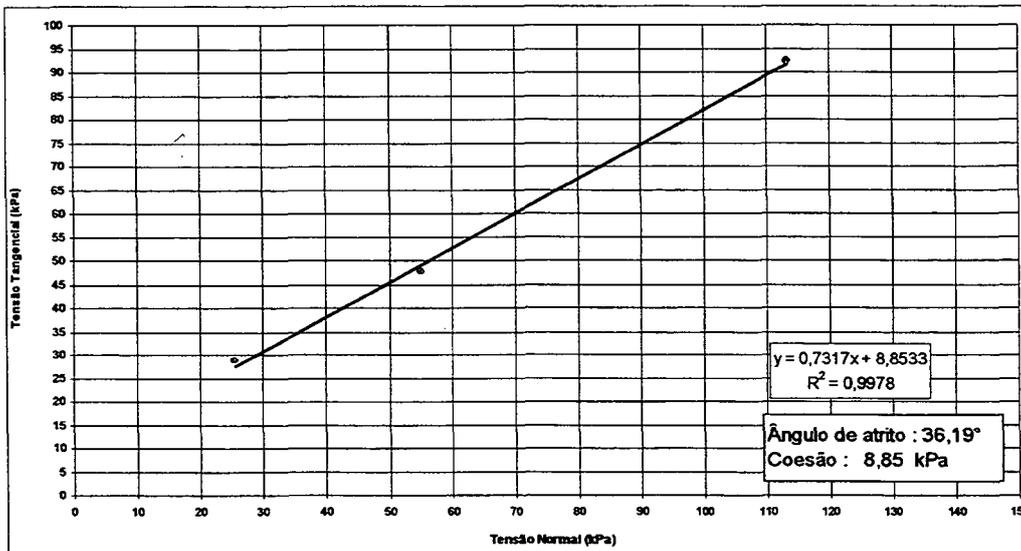
RESUMO

Tensão Normal Inicial (kgf/cm ²)	Sentido	Deslocamento Horizontal de Pico (mm)	Tensão Normal Corrigida (kPa)	Tensão Tangencial (kPa)	Umidade inicial (%)	Umidade final (%)
25	TOPO-BASE	1,21	25,61	28,73	53,9	57,7
50	TOPO - BASE	4,77	55,13	47,47	54,3	56,8
100	TOPO - BASE	5,95	113,31	92,34	62,1	64,0

CURVAS TENSÃO TANGENCIAL x DESLOCAMENTO



ENVOLTÓRIA DE RESISTÊNCIA

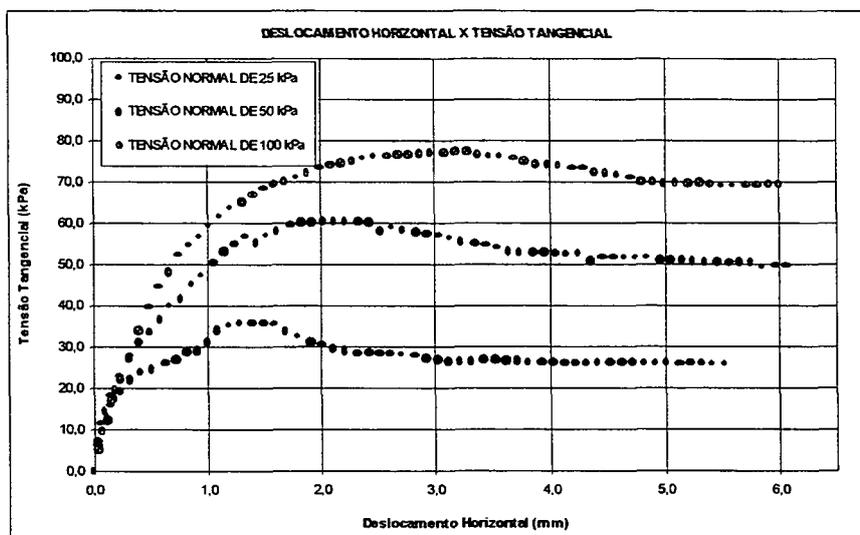


DATA DO ENSAIO : 01/11/2001
REGISTRO DA AMOSTRA : 2.0009.01
RESPONSÁVEL PELA EXECUÇÃO: ZORZI

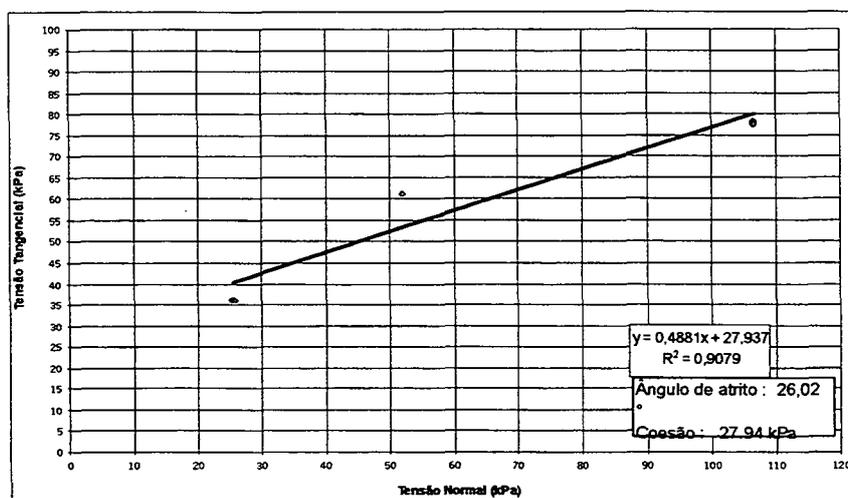
RESUMO

Tensão Normal Inicial (kgf/cm ²)	Sentido	Desloc. Horizontal de Pico (mm)	Tensão Normal Corrigida (kPa)	Tensão Tangencial (kPa)	Umidade inicial (%)	Umidade final (%)
25	TOPO-BASE	1,49	25,75	35,61	49,3	60,4
50	TOPO-BASE	2,22	52,28	60,73	59,0	69,3
100	TOPO-BASE	3,28	106,84	77,70	47,7	51,5

CURVAS TENSÃO TANGENCIAL x DESLOCAMENTO



ENVOLTÓRIA DE RESISTÊNCIA



REFERÊNCIAS

- BAIRD, A. J.; WILBY, R.L. (Ed.) *Eco-hydrology: plants and water in terrestrial and aquatic environments*. London: Routledge, 1999. 402 p.
- BERTALANFFY, L. VON. *Teoria Geral dos Sistemas*. 2. ed. Rio de Janeiro : Vozes, 1975.
- BERTALANFFY, L. VON et al. *Teoria dos Sistemas*. Rio de Janeiro: Fundação Getúlio Vargas, 1976. 143 p.
- BEVEN, K. J. *Rainfall-runoff modelling : the primer*. J. Willey, 2001. 360 p.
- BEVEN, K. J. *TOPMODEL User Manual - Windows Version 97.01*. Lancaster : Universidade de Lancaster, 1997. <http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/topmodel.html>.
- 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; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J. Topmodel. In: SINGH, V. P. (Ed.) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resource Publication, 1995. p. 627-668.
- BEVEN, K. J.; MOORE, I. D. (Eds.). *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*. J. Willey, 1993.
- CAPRA, F. *O ponto de mutação*, 19. ed., São Paulo : CULTRX, 1996. 445 p.
- CHAVES, H. M. L. Modelagem matemática da erosão hídrica: passado, presente e futuro. In: ALVAREZ, V. A.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M.P. F. (Ed.) *O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado*. Viçosa: SBCS, 1996. p. 731-750.
- CHORLEY, R. J. The hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). *Hillslope Hydrology*. J. Wiley, 1978. p. 1-42.
- CODEPAR. *Folha geológica de São José dos Pinhais*. Escala 1:50.000. Curitiba, 1967.
- COELHO NETO, A. L. A abordagem geo-hidroecológica: um procedimento analítico-integrativo fundamentado na geomorfologia, hidrologia e geoecologia. In: FÓRUM GEO-BIO-HIDROLOGIA: ESTUDO EM VERTENTES E MICROBACIAS HIDROGRÁFICAS, 1., 1998, Curitiba. *Anais...* Curitiba: UFPR, 1998. p. 26-29.
- DIAS, N. L.; KAN, A. Evaporação e evopotranspiração: I – conceitos fundamentais. *A água em revista*, Belo Horizonte, n. 11, p. 37-44, nov. 1999.

- DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The channel head. In: BEVEN, K.; KIRKBY, M. J. *Channel network hydrology*. J. Wiley, 1993. p. 175-219.
- DIETRICH, W. E. et al. Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology*, v. 20, p. 675-679, August 1992.
- DHI – Danish Hydraulic institute. *MIKE 11 User Manual and Reference Manual*. September, 1997.
- DOLFUS, O. *O Espaço Geográfico*. São Paulo : Difel, 1982.
- DOORENBOS, J.; PRUIT, W. O. *Crop water requirements*. Roma: FAO, 1992. 144 p.
- DUNNE, T. Fields study of hillslope flow processes. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). *Hillslope Hydrology*. J. Wiley, 1978. p. 227-293.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*. Washington, v. 6, p. 478-490, 1970a.
- DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff production in a small New England watershed. *Water Resources Research*. Washington, v. 6, p. 1296-1311, 1970b.
- EMBRAPA. *Mapa de solos do estado do Paraná*. Escala 1:600.000. Curitiba, 1974.
- EMBRAPA. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Brasília, Embrapa, 1999. 412 p.
- FREEZE, R. A. Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resources Research*. Washington, v. 7, p. 929-941, 1971.
- FREEZE, R. A. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Baseflow contributions to channel flow. *Water Resources Research*. Washington, v. 8, p. 609-623, 1972a.
- FREEZE, R. A. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 2. Upstream source areas. *Water Resources Research*. Washington, v. 8, p. 1272-1283, 1972b.
- GERITS, J. J. P. et al. Overland flow and erosion. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. (Ed.). *Process studies in hillslope hydrology*. J. Wiley, 1990. p. 173-214.
- HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Moisture and energy conditions within a aloping mass during drainage. *J. Geophys. Res.*, 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. p. 275-290, 1967.

HORNBERGER, G. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; WIBERG, P. L.; ESHLEMAN, K. N. *Elements of Physical Hydrology*. J. Hopkins, p. 302, 1998.

IAPAR. *Cartas climáticas do estado do Paraná*. Londrina: Instituto Agrônômico do Paraná, 1994.

KOBIYAMA, M.; GENZ, F.; MENDIONDO, E. M. Geo-bio-hidrologia. In: FÓRUM GEO-BIO-HIDROLOGIA: ESTUDO EM VERTENTES E MICROBACIAS HIDROGRÁFICAS, 1., 1998, Curitiba. *Anais...* Curitiba: UFPR, 1998. p. 1-25.

KOMURA, S. *Hidráulica de sedimentos I*. Tokyo: Morikita Publishing Co., 1982. 339 p. (em japonês).

MAACK, R. *Geografia física do estado do Paraná*. Curitiba: Papelaria Roesner Ltda., 350 p., 1968.

MENDIONDO, E. M. *Contribuições da análise de incertezas para a recuperação ambiental de bacias pela abordagem interdisciplinar de geobiohidrologia*. Porto Alegre : IPH/UFRGS, 2001. 287 p. Tese (doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MINE, M. R. M. *Método determinístico para minimizar o conflito entre gerar energia e controlar cheias*. Porto Alegre : IPH/UFRGS, 1998. 146 p. (e anexos com 115 p.) Tese (doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MINE, M. R. M. e CLARKE, T. R. O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 1, n. 2, p. 89-106, jul./dez. 1996.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels begin? *Nature*, v. 336, n. 17, p. 232-234, November, 1988.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resources Research*, v. 25, n. 8, p. 1907-1918, August 1989.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). *Process models and theoretical geomorphology*. J. Wiley, 1994. p. 221-246.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Hydrologic processes in a low-gradient source area. *Water Resources Research*, v. 31, n. 1, p. 1-10, January, 1995.

MORRE, I. D.; FOSTER, G. R. Hydraulics and overland flow. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. (Eds.). *Process studies in hillslope hydrology*. J. Wiley, 1990. p. 215-254.

MÜLLER, I. I. *Métodos de avaliação da evaporação e evapotranspiração – Análise comparativa para o estado do Paraná*. Curitiba, 1995. 170 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) – Departamento de Hidráulica e Saneamento, Universidade Federal do Paraná.

ODUM, E. P. *Ecologia*. Rio de Janeiro: Ed. Guanabara Koogan S. A., 1988.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, v. 22, n. 5, p. 794-804, May 1986.

OMETTO, J. C. *Bioclimatologia vegetal*. São Paulo: Agranômica Ceres, 1981. 425 p.

QUINN, P.; BEVEN, K. J.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5, 1991. p. 59-79.

RODRIGUEZ, J. M. M. *Geoecologia de los paisajes*. La Habana: Editorial Felix Varela, 2001, 256 p. (no prelo)

RUBERT, O. A. V.; RIBEIRO, C. A. A. S.; CHAVES, M. D. Um novo divisor de águas na geração de modelos digitais de elevação hidrológicamente consistente. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 13., 1999, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: ABRH, 1999. 14 p. 1 CD-ROM.

SANTOS, M. *Espaço e sociedade: ensaios*. Petrópolis : Vozes, 1979.

SCHULER, A. E. et al. 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. 5-26, abr./jun. 2000.

SIAKEU, J.; OGUCHI, T. Soil erosion analysis and modelling: a review. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, Tokyo, n. 21, v. 4, 2000. p. 413-429.

SILVA, P. A. R. DA A perenização dos recurso hídricos como condição para o desenvolvimento. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 7, Blumenau. 1989. *Anais...* Blumenau: ABRH, 1989. p. 187-189.

SILVEIRA, G. L. Gerenciamento dos Recursos Hídricos no Rio Grande do Sul - Histórico e Proposta de Sistema Estadual. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 9 e SIMPÓSIO LUSO BRASILEIRO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS, 5, Rio de Janeiro, Nov. 10-14. 1991. *Anais...*Rio de Janeiro, ABRH/APRH, 1991. p. 567-577.

SIMON, A. A. & POMPÊO, C. A. *Teoria dos Sistemas em Microbacias: Subsídios Teóricos*. Mestrado em utilização e Conservação dos Recursos Naturais, UFSC: Florianópolis, 1993. (Mimeo).

SOCHAVA, V. B. *Introdução à teoria dos geossistemas*. Novosibirsk: Editora Nauka, 1978. 319 p. (em russo).

TUCCI, C. E. M. *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre : Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669 p.

VARELLA, R. F. e CAMPANA, N. C. Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 5, n. 4, p. 121-139, out./dez. 2000.

VIEIRA, P. F. & WEBER, J. *Gestão de recursos naturais renováveis e desenvolvimento: novos desafios para a pesquisa ambiental*. São Paulo : Cortez, 1997. 500 p.

WISCHEMEIER, W. H.; SMITH, D. D. *Predicting rainfall erosion losses from croplands, east of the Rocky Mountains*. Agricultural. Handbook 228, U. S. Department Agriculture, Washington, D. C., 1965. 47 p.

WU, W.; SIDLE, R. C. A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research*, v. 31, n. 8, p. 2097-2110, August, 1995.

UNIVERSITY OF LANCASTER. *Department of Environmental Science, Institute of Environmental and Natural Sciences*. Lancaster: <http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/topmodel.html>, 1998.

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).