

JOÃO LUÍS BITTENCOURT GUIMARÃES

**RELAÇÃO ENTRE A OCUPAÇÃO DO SOLO E O
COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO –
SÃO JOSÉ DOS PINHAIS - PR.**

Dissertação apresentada como requisito parcial
à obtenção do grau de Mestre. Curso de Pós-
Graduação em Engenharia Florestal, Setor de
Ciências Agrárias, Universidade Federal do
Paraná.

Comissão de orientação:

Orientador Principal:
Prof. Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi

Co-orientadores:
Prof. Dr. Flávio Felipe Kirchner
Prof. MSc. Paulo Ricardo Bittencourt Guimarães

CURITIBA

2000



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA FLORESTAL

PARECER DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO Nº 299

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, reuniram-se para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pelo candidato **JOÃO LUÍS BITTENCOURT GUIMARÃES**, sob o título "ESTUDO DA RELAÇÃO ENTRE A OCUPAÇÃO DO SOLO E O COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO – SÃO JOSÉ DOS PINHAIS – PR.", para obtenção do grau de Mestre em Ciências Florestais, no Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, Área de Concentração **CONSERVAÇÃO DA NATUREZA**.

Após haver analisado o referido trabalho e argüido ao candidato são de parecer pela "APROVAÇÃO" da Dissertação.

Curitiba, 25 de maio de 2000

Prof. Dr. André Virmond Lima Bittencourt
Primeiro Examinador
Depto Geologia/UFPR

Prof. Dr. Cleverson Vitorio Andreoli
Segundo Examinador
Depto Solos/UFPR

Profa. M.Sc. Martha Regina Von Borstel Sugai
Terceira Examinadora
Copel

Prof. Dr. Flávio Felipe Kirchner
Quarto Examinador
DECIF/UFPR

Prof. Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi
Orientador e Presidente da Banca
UFPR



Agradecimentos

Agradeço :

- aos meus pais, Pêrsio e Tiana, que estiveram sempre próximos de mim nos momentos de angústia e satisfação, de decepção e de conquistas, me mostrando sempre que em todo trabalho, o mais importante é o homem crescer através do mesmo.
- à minha irmã, Ana Tereza, por ter compreendido e suportado meus maus humores, decorrentes de frustrações, e por ter se alegrado pelo simples fato de eu estar alegre.
- ao meu irmão Paulo Ricardo, pela paciência, dedicação e boa vontade, que teve, na qualidade de co-orientador (mas principalmente de verdadeiro irmão), para me ajudar a construir este trabalho.
- ao meu orientador e amigo, Nivaldo Eduardo Rizzi, que me fez ver que para todo problema existe uma solução e que o primeiro passo para resolvê-lo é ter tranquilidade e certeza da própria capacidade para tal.
- ao meu co-orientador Flávio Felipe Kirchner, que me “adotou” quando da ausência de meu orientador
- a todos os meus amigos, que, de diversas maneiras, seja pelas palavras ditas, ou por ouvirem as minhas, tornaram o fardo a ser carregado nessa empreitada bem mais leve. Citar nomes poderia ser injusto, é melhor mostrar meu agradecimento sempre que estiver com vocês, na presença ou em espírito.
- À colega hidróloga Josete de Sá, pelas nossas instigantes conversas, nas quais as discussões hidrológicas convivem perfeitamente com os assuntos de nosso cotidiano.
- à engenheira civil Marta Sugai, pelos valiosos préstimos, na forma das mais variadas informações hidrológicas, e pela inestimável experiência na área, transmitida a mim em minhas visitas ao CEHPAR.
- aos amigos da COMEC, Milton, Erasmo e Leila, pela boa vontade e pelo interesse demonstrado pelo sucesso deste trabalho.
- ao colega e amigo Gérson Jacobs, pelas inúmeras colaborações, sejam elas materiais ou idéias, mas principalmente pelas palavras de estímulo.
- Aos grandes amigos do IAP, Kiko, Sissi, Adailton, Claudião, que mesmo a distância, me inspiraram, pelos momentos inesquecíveis de convivência no Marumbi.
- ao amigo e laboratorista Joni, pela dedicação e entusiasmo com que colaborou concretamente para a realização deste trabalho, e que muitas vezes parecia estar mais orgulhoso deste trabalho do que eu mesmo.
- aos professores do curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal da Universidade Federal do Paraná.
- Ao CEHPAR, que se revelou para mim, marinheiro em águas desconhecidas, como um dos grandes depositários do conhecimento hidrológico no Brasil, e sempre aberta aos forasteiros de outras áreas, como eu.

- à MINEROPAR, por ter me permitido a cópia de cartas produzidas pela própria instituição e que foram de grande valia para a execução desse trabalho.
- à Coordenadoria da Região Metropolitana de Curitiba – COMEC, pelo interesse neste trabalho, traduzido na forma de convênio estabelecido, o qual me permitiu ter acesso a muitas informações importantíssimas para que esta dissertação atingisse quase todos os objetivos por mim pretendidos, pois a gente sempre quer um pouco a mais do que pode. Mas é isso que faz a gente continuar percorrendo o caminho pela busca da evolução pessoal, apesar dos tropeços.
- À SUDERHSA, na figura dos seus profissionais com quem tive contato, que consideram a questão da conservação e manejo Recursos Hídricos não apenas como sua profissão, mas principalmente como uma missão das mais importantes para aqueles que amam a humanidade e a nossa casa Terra.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	iv
LISTA DE TABELAS.....	v
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	vii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	3
3 JUSTIFICATIVAS.....	3
4 REVISÃO DE LITERATURA.....	4
4.1 BACIA HIDROGRÁFICA.....	4
4.2 O CICLO HIDROLÓGICO.....	5
4.2.1 O ciclo hidrológico nas vertentes.....	8
4.2.2 O papel do armazenamento de água no regime hidrológico de uma bacia hidrográfica.....	28
4.3 FATORES QUE INFLUENCIAM O REGIME HIDROLÓGICO DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA.....	32
4.3.1 Influências do uso do solo sobre o ciclo hidrológico.....	37
4.4 INFLUÊNCIA DAS FLORESTAS SOBRE O CICLO HIDROLÓGICO.....	42
4.4.1 A utilidade das florestas para o controle de enchentes e a diminuição da erosão superficial.....	51
4.5 MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DE IMPACTO DE MUDANÇAS DE USO DO SOLO SOBRE O CICLO HIDROLÓGICO.....	54
4.5.1 Estudos experimentais em bacias hidrográficas.....	54
4.5.2 Modelos hidrológicos.....	55
4.5.3 Geoprocessamento.....	58
4.5.4 Balanço Hídrico.....	59
4.6 ZONEAMENTO DO USO DO SOLO PARA A CONSERVAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS.....	61
5 HIPÓTESE.....	64
6 MATERIAIS E MÉTODOS.....	64
6.1 SUB-BACIA DO ALTO IGUAÇU : URBANIZAÇÃO E ENCHENTES.....	64
6.2 ÁREA DE ESTUDO.....	69
6.2.1 Geomorfologia.....	71
6.2.2 Características físicas da bacia.....	72
6.2.3 Geologia.....	73
6.2.4 Solos.....	76
6.2.5 Clima.....	77
6.2.6 Vegetação natural.....	78
6.2.7 Demografia.....	80
6.2.8 Agricultura, silvicultura e extrativismo.....	82
6.2.9 Uso atual do solo.....	83
6.2.10 Estações pluviométricas e fluviométricas.....	84
6.3 METODOLOGIA.....	85
6.3.1 Levantamento de informações básicas.....	85
6.3.2 Processamento e Análise de Imagens.....	88

6.3.3	Confecção de cartas temáticas básicas.....	91
6.3.4	Confecção da carta da Zona Ripária	101
6.3.5	Elaboração das cartas de fragilidade hidro-ambiental.....	102
6.3.6	Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para as unidades geoambientais.....	109
6.3.7	Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para as classes de declividade.....	114
6.3.8	Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para as classes de uso do solo	114
6.3.9	Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para a zona ripária.....	117
6.3.10	Análise das séries temporais hidrológicas.....	118
6.3.11	Correlação da ocupação da bacia com as séries temporais hidrológicas	122
7	RESULTADOS E DISCUSSÃO	123
7.1	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO	123
7.2	USO DO SOLO	124
7.2.1	Precisão das classificações de uso do solo.....	124
7.2.2	Alterações de uso do solo na bacia hidrográfica do rio Pequeno.....	127
7.2.3	Área de drenagem da estação fluviométrica Fazendinha.....	128
7.2.4	Área total da bacia do rio Pequeno.....	135
7.3	CARTA DA ZONA RIPÁRIA.....	140
7.4	CARTAS DE FRAGILIDADE HIDRO-AMBIENTAL	140
7.5	ANÁLISE DAS SÉRIES TEMPORAIS HIDROLÓGICAS.....	143
7.5.1	Análise de estacionariedade das variáveis hidrológicas.....	149
7.5.2	Análise de frequências.....	165
7.5.3	Análise de correlação	168
7.6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	169
8	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	172
8.1	CONCLUSÕES	172
8.2	RECOMENDAÇÕES	175
9	Referências bibliográficas.....	202

LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 1 - Vazões máximas anuais do rio Pequeno na estação Fazendinha e tendência linear.....	146
GRÁFICO 2 - Vazões médias anuais do rio Pequeno na estação Fazendinha e tendência linear.....	147
GRÁFICO 3 - Precipitações anuais na estação Fazendinha e tendência linear	147
GRÁFICO 4 - Gráfico das precipitações acumuladas dos 6 dias anteriores às vazões máximas anuais na área de drenagem da estação Fazendinha.....	148
GRÁFICO 5 – Distribuição dos dados de vazão máxima anual para os dois períodos analisados.....	151
GRÁFICO 6 – Distribuição dos dados de vazão máxima anual para os três períodos analisados.....	152
GRÁFICO 7 – Distribuição dos dados de precipitação acumulada anual para os dois períodos analisados.....	157
GRÁFICO 8 – Distribuição dos dados de precipitação acumulada anual para os três períodos analisados.....	158
GRÁFICO 9 - Distribuição dos dados de precipitação acumulada mensal para os dois períodos analisados.....	160
GRÁFICO 10 – Distribuição dos dados de precipitação acumulada mensal para os três períodos analisados.....	161
GRÁFICO 11 - Distribuição dos dados de evapotranspiração anual para os dois períodos analisados.....	163
GRÁFICO 12 – Análise de Frequência das vazões máximas anuais.....	165

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Ilustração esquemática da ocorrência dos diversos processos de escoamento em relação aos seus maiores fatores de controle.....	12
FIGURA 2 - Localização geográfica da bacia do rio Pequeno.....	70
FIGURA 3 - Bacia Hidrográfica do rio Pequeno (Composição colorida RGB 543 da Imagem Landsat5 TM de 18/04/96).....	127
FIGURA 4 - Carta de uso do solo da bacia do rio Pequeno em 1953.....	182
FIGURA 5 - Carta de uso do solo da bacia do rio Pequeno em 1980.....	183
FIGURA 6 - Carta de uso do solo da bacia do rio Pequeno em 1996.....	184
FIGURA 7 – Hidrografia e rede viária da bacia do rio Pequeno.....	186
FIGURA 8 - Carta geoambiental.....	187
FIGURA 9 - Zona ripária da bacia do rio Pequeno.....	188
FIGURA 10 – Carta hipsométrica da bacia do rio Pequeno.....	189
FIGURA 11 - Carta de declividades da bacia do rio Pequeno.....	190
FIGURA 12 - Carta de suscetibilidade a inundações na bacia do rio Pequeno.....	192
FIGURA 13 - Carta de vulnerabilidade a inundações em 1953.....	193
FIGURA 14 - Carta de vulnerabilidade a inundações em 1980.....	194
FIGURA 15 - Carta de vulnerabilidade a inundações em 1996.....	195
FIGURA 16 - Carta de suscetibilidade à erosão na bacia do rio Pequeno.....	196
FIGURA 17 - Carta de vulnerabilidade à erosão em 1953.....	198
FIGURA 18 - Carta de vulnerabilidade à erosão em 1980.....	199
FIGURA 19 - Carta de vulnerabilidade à erosão em 1996.....	200

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 Densidade demográfica e área impermeável na bacia do rio Pequeno.....	81
TABELA 2 Densidade demográfica e área impermeável para a área de contribuição até a estação Fazendinha.....	82
TABELA 3 Escala de fragilidade hidro-ambiental.....	105
TABELA 4 Valores de fragilidade hidro-ambiental para as unidades e sub-unidades geoambientais da bacia hidrográfica do rio Pequeno.....	113
TABELA 5 Valores de fragilidade hidro-ambiental para o tema Declividade.....	114
TABELA 6 Valores de vulnerabilidade hidro-ambiental para o tema Uso do Solo.....	117
TABELA 7 Valores de vulnerabilidade hidro-ambiental para o tema Zona Ripária.....	117
TABELA 8 Áreas correspondentes a cada tipologia de uso do solo na área de drenagem até a estação Fazendinha.....	129
TABELA 9A Relação entre a classificação de uso do solo de 1953 e 1980 (na área de drenagem até estação Fazendinha).....	130
TABELA 9B Relação entre a classificação de uso do solo de 1980 e 1996 (na área de drenagem até estação Fazendinha).....	130
TABELA 10 Áreas correspondentes a cada tipologia de uso do solo na bacia hidrográfica do rio Pequeno.....	136
TABELA 11A Relação entre a classificação de uso do solo de 1953 e 1980.....	137
TABELA 11B Relação entre a classificação de uso do solo de 1980 e 1996.....	137
TABELA 12 Suscetibilidade natural a inundações na bacia do rio Pequeno.....	142
TABELA 13 Vulnerabilidade a inundações na bacia do rio Pequeno.....	142
TABELA 14 Suscetibilidade natural à erosão na bacia do rio Pequeno.....	143
TABELA 15 Vulnerabilidade à erosão na bacia do rio Pequeno.....	143
TABELA 16 Séries hidrológicas anuais - Período 1955-1997.....	145
TABELA 17 Precipitação mensal média por década na estação Fazendinha em cada década do período estudado.....	148
TABELA 18 Estimativas das vazões máximas através dos métodos dos fatores de frequência e dos mínimos quadrados.....	167
TABELA 19 Estimativas das vazões máximas através dos métodos dos fatores de frequência para os dois subperíodos definidos.....	168

RESUMO

O presente estudo identificou a correlação existente entre as alterações de uso do solo em uma bacia hidrográfica e as mudanças no ciclo hidrológico da mesma, mudanças estas evidenciadas pelo aumento do valor das vazões máximas anuais e mensais. O objeto deste estudo é a bacia hidrográfica do rio Pequeno, afluente do rio Iguaçu, situada no norte do município de São José dos Pinhais, Região Metropolitana de Curitiba, Paraná, possuindo 130 km² de área. Foi realizado o mapeamento do uso do solo da bacia em três diferentes épocas : 1953, 1980 e 1996. Para o estudo de correlação com as séries temporais hidrológicas, foi considerada somente a área de drenagem da bacia até a estação fluviométrica Fazendinha. Foram identificadas como principais alterações de uso que poderiam estar relacionadas a um possível incremento nas vazões máximas do rio Pequeno : a drenagem de 186,6 ha de áreas de várzea entre 1953 e 1980 (equivalente a uma diminuição de 27,4% em relação à área de várzeas em 1953); o corte de 434,6 ha de áreas de floresta entre 1953 e 1980 (diminuição de 10% da área total de florestas em 1953), sendo que 50 ha eram florestas aluviais (havendo uma diminuição de 15,1% em relação à cobertura de florestas aluviais de 1953); o incremento da área urbana em 144,7 ha entre 1980 e 1996 (crescimento urbano de 1297% em relação à área urbana de 1980). Através da análise das séries temporais de vazão máxima anual e vazão máxima mensal, e da série temporal de precipitações acumuladas nos 6 dias anteriores às vazões máximas (incluindo a precipitação do dia de vazão máxima), no período que vai de 1955 até 1997, comprovou-se o aumento estatisticamente significativo (ao nível de 95% de confiança) das vazões máximas anuais e mensais, no período entre 1971 e 1984, tendo a série se estabilizado neste novo patamar no período seguinte, até o ano de 1997. Não foi observado, entretanto, um aumento estatisticamente significativo correspondente na série de precipitações acumuladas. Descartou-se, portanto, a hipótese de que o aumento das vazões máximas anuais e mensais estaria relacionado a maiores precipitações, que proporcionariam um maior volume de água a ser transportado pelo rio principal da bacia e seus afluentes. Conclui-se que o aumento das vazões máximas no período 1971-1984 pode ser atribuído a alterações de uso do solo ocorridas no período entre 1953 e 1980, principalmente a supressão de várzeas e de florestas aluviais. No período entre 1980 e 1996, o processo de urbanização contribuiu fortemente para a manutenção dos valores de vazão máxima em níveis mais elevados do que aqueles observados entre 1955 e 1970. Destaca-se ainda o fato de que as principais mudanças de uso do solo na área total da bacia, tais como drenagem de várzeas (diminuição de 30,1% do total de várzeas entre 1953 e 1980 e de 43,7% entre 1980 e 1996) e implantação de áreas urbanas (crescimento de 5967% entre 1953 e 1980, e de 174,6% entre 1980 e 1996) foram consideravelmente maiores quando comparados com a área a montante da estação fluviométrica Fazendinha (área do estudo de correlação). Isto provavelmente acarretaria impactos de maiores magnitudes sobre as vazões máximas na foz do rio Pequeno do que aqueles calculados.

ABSTRACT

The present study identified the existent correlation between the land use alterations in a watershed and the changes in its hydrological cycle, evidenced by the augmentation of monthly and yearly peak flood value. The object of this study is the Pequeno river watershed, Iguaçu river's affluent, located on north São José dos Pinhais county, Curitiba Metropolitan Region, Parana, possessing 130 km² of area. The watershed land use was in three different occasions : 1953, 1980 e 1996. For the correlation study with the hydrological temporal series, it has been considered only the watershed drainage area until the Fazendinha fluviometric station. The principals land use alterations which may be related to a possible increment of Pequeno maximum peak floods : the drainage of 186,6 ha of wetlands areas between 1953 and 1980 (equivalent to a 27,4% diminution with relation to the wetlands total area in 1953); the cutting of 434,6 ha of forested areas between 1953 and 1980 (10% diminution of total forests area in 1953), sendo que 50 ha eram alluvial forests (having a 15,1% diminution with relation to the alluvial forests coverage in 1953); the 144,7 ha urban area increase between 1980 and 1996 (1297% urban growth with relation to the 1980's urban area). By performing temporal series analysis of monthly and yearly peak flood values, and of accumulated 6 days before maximum flood peak precipitation (including the maximum flood peak day's precipitation), in the 1955 to 1997 period, it has been proved a statistically significant increase (at a 95% level of trust) of monthly and yearly peak floods, at the period between 1971 and 1984, having the series become stable at this new level in the next period, until 1997. It has not been observed, meanwhile, a statistically significant correspondent augmentation in the accumulated precipitation series. It has been discarded, therefore, the hypothesis de que the monthly and yearly peak flood values raise estaria connected to greater precipitations, which proporcionariam a larger water volume to be transported by the principal river of the watershed and its affluents. One may conclude the peak flood increase at the 1971-1984 period can be attributed to the land use alterations occurred at the 1953-1980 period, mainly the suppression of wetlands and alluvial forests. In the period between 1980 and 1996, the urbanization process strongly contributed for the maintenance of peak flood values at higher levels than that observed between 1955 and 1970. Destaca-se ainda o fato de que the main land use changes at the total watershed area, just as wetland drainage (30,1% diminution of wetland areas between 1953 and 1980, and 43,7% between 1980 and 1996) and implantation of urban areas (5967% growth between 1953 and 1980, and 174,6% between 1980 and 1996), were considerably larger when compared with the area upstream the Fazendinha fluviometric station (correlation study area). This probably would bring on larger magnitude impacts over maximum flood peak at the Pequeno river mouth than that calculated.

1 INTRODUÇÃO

Nas três últimas décadas deste século, o desenvolvimento econômico acelerado da cidade de Curitiba e das cidades que compõem sua Região Metropolitana, acabou convertendo-se num grande fator de atração para o estabelecimento de novos adensamentos urbanos nessas localidades. Os focos de expansão urbana mais importantes se desenvolveram principalmente na região drenada pelos rios formadores do rio Iguaçu e pelos seus afluentes da margem esquerda no trecho onde o mesmo é conhecido como Alto Iguaçu.

A região de onde se deu a nova onda de ocupação urbana podia ser caracterizada anteriormente como bem conservada –com relação a seus atributos naturais- na sua porção leste, delimitada pelas cristas das vertentes ocidentais da Serra do Mar. Na porção oeste mais próxima a Curitiba, a área já era ocupada há alguns séculos, mas de forma extensiva, e mantinha características rurais até bem pouco tempo. Em meados do século XX, alguns rios que se formam na face ocidental da Serra do Mar e dão origem ao rio Piraquara, começaram a ser explorados como fontes de abastecimento de água, para atender ao crescimento incipiente da cidade de Curitiba, e a zona de captação foi denominada de Mananciais da Serra. Configurava-se, a partir deste momento, a vocação de manancial de recursos hídricos que a região existente entre Curitiba e a Serra do Mar apresentava como maior potencialidade.

A partir da década de 50, os tanques de captação de água dos Mananciais da Serra já não atendiam a demanda de água crescente em Curitiba, e o rio Iguaçu tornou-se o principal fornecedor de água para a população curitibana. A cidade continuou a crescer e com ela, os pequenos municípios ao seu redor, cujos novos habitantes, vindos do interior e outros estados, eram atraídos pela grande oferta de emprego introduzida pelo processo de industrialização que tomou força a partir da década de 70. A região do Alto Iguaçu começou a apresentar um processo de crescimento populacional significativo.

A densificação urbana iniciou-se principalmente nas áreas de planície, no terço inferior das bacias hidrográficas da região. Eram os locais de relevo mais propício para a ocupação. Obviamente, essa urbanização principiou-se nas áreas menos propensas à inundações, apesar das mesmas serem esporádicas e restritas a grandes eventos de chuva. A expansão urbana, porém, começou a forçar a ocupação de várzeas e outras áreas inundáveis, já que os valores de aquisição eram mais acessíveis para a população de baixa renda em busca de moradia. Esta situação de ocupação irregular do solo, além de diminuir a capacidade de infiltração da bacia hidrográfica, expunha os moradores desses loteamentos ao risco constante das enchentes.

Em decorrência da ocupação desordenada do território e da consequente degradação ambiental desses rios, Curitiba vem perdendo vários mananciais de água potável nas últimas décadas. E, como agravante, as enchentes vêm se tornando mais frequentes e mais intensas, com consequências preocupantes para a sociedade em geral. Muitos dos prejuízos sociais e econômicos poderiam ser minimizados simplesmente com a elaboração e, principalmente, a execução de Planos de Ocupação e Uso do Solo. Mas por ignorância ou talvez por falta de vontade política, áreas críticas vem sendo ocupadas até mesmo por distritos industriais, incompatíveis por natureza com áreas de alta fragilidade ambiental.

A presente pesquisa pode ser entendida como um estudo de caso de uma bacia hidrográfica (rio Pequeno) que vem passando pelo mesmo processo de alteração das características originais de cobertura, sem planejamento de ocupação, que outras bacias da região que se encontram mais ao norte já passaram (bacias dos rios Iraí, Palmital, Atuba). Nestas bacias o processo de ocupação desordenada se iniciou mais cedo e com maior velocidade do que a bacia do rio Pequeno. É também um trabalho demonstrativo das consideráveis alterações que a ocupação do território sem preocupações de planejamento urbano e rural pode acarretar em relação às características hidrológicas de uma região, mesmo quando esta ocupação ocorre de forma moderada, porém atingindo zonas críticas para o equilíbrio hidrológico de uma bacia hidrográfica.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa foi determinar a magnitude das mudanças ocorridas no regime hidrológico do rio Pequeno, notadamente sobre a vazão do rio principal e o balanço hídrico (e seus componentes), que podem ser classificadas como decorrentes das mudanças de uso do solo na bacia contribuinte no período de 1952 a 1997.

Como objetivos secundários podem ser citados o mapeamento das áreas mais vulneráveis em termos de suscetibilidade à enchentes, erosão e alteração de processos hidrológicos na bacia estudada. Estas cartas de vulnerabilidade poderão servir de subsídio para um futuro zoneamento da bacia hidrográfica quanto às atividades mais indicadas, do ponto de vista ecológico-econômico, visando a um equilíbrio entre a manutenção da dinâmica do ciclo hidrológico, a preservação das características naturais remanescentes da bacia hidrográfica, e o uso em bases sustentáveis dos recursos naturais, como água, solos, e florestas (usos diretos e indiretos).

3 JUSTIFICATIVAS

Uma das questões que mais inquietará a humanidade nas próximas décadas, principalmente as organizações governamentais, será a disponibilidade de água potável, necessária aos processos da vida humana. Nos dias de hoje a oferta de água potável é inversamente proporcional ao aumento da população mundial, devido a ocupação desordenada da paisagem, e a projetos governamentais equivocados que não levam em conta o manejo de bacias hidrográficas, fundamental para a conservação dos recursos hídricos de uma região. A tendência é de que o gerenciamento dos recursos hídricos, na forma do manejo de bacias hidrográficas por exemplo, se torne mais e mais uma questão estratégica para todos

os governos, no âmbito federal, estadual e municipal. Sendo assim, é imprescindível o estudo dos possíveis impactos sobre os recursos hídricos ocorrentes da ocupação territorial desordenada.

O processo de ocupação de uma bacia hidrográfica invariavelmente põe em risco a manutenção de uma cobertura vegetal adequada para proporcionar o usufruto dos benefícios indiretos que a vegetação original oferece, principalmente quanto à manutenção da qualidade natural das águas para abastecimento público, e à amenização dos efeitos destruidores das enchentes.

O estudo do regime hidrológico de uma bacia é fundamental para que se conheça a disponibilidade real de água nos mananciais e no solo em geral, assim como o risco de enchentes. Desta forma é possível traçar metas para o correto gerenciamento da bacia em questão. Uma das questões que se apresentam neste contexto é a real importância da cobertura vegetal como fator regulador do balanço hidrológico de uma bacia. É preciso saber sob que circunstâncias a diminuição da cobertura vegetal natural pode acarretar realmente alterações no equilíbrio hidrológico de uma bacia hidrográfica.

4 REVISÃO DE LITERATURA

4.1 BACIA HIDROGRÁFICA

A bacia hidrográfica é o elemento fundamental de análise do ciclo hidrológico na fase terrestre. Uma bacia hidrográfica é uma unidade natural da superfície terrestre que drena, evapora e armazena toda a água que se precipita sobre a mesma, sendo que a parcela de água que chega aos canais tributários e ao canal principal é liberada através de uma única saída conhecida como exutório. A bacia hidrográfica compreende toda a área delimitada pelos divisores topográficos, que são as linhas mais elevadas perpendicularmente à uma determinada seção da bacia.

A bacia hidrográfica é composta basicamente por um conjunto de superfícies vertentes e pelos cursos d'água que confluem até formarem um canal principal, sendo esta a rede de drenagem da bacia. As vertentes, ao receberem a precipitação e transmitirem uma fração dela para os canais, podem ser consideradas "fontes produtoras" do deflúvio. Já a rede de drenagem responderia pela função de transportar a água proveniente das vertentes até a seção de saída da bacia hidrográfica (TUCCI, 1993).

Uma bacia hidrográfica pode variar, em tamanho, de centenas de metros quadrados até milhares de quilômetros quadrados. As características físicas da bacia hidrográfica, tais como área, forma, tipo e densidade da rede de drenagem, geologia, topografia, solos e uso do solo irão determinar a resposta hidrológica (na forma de vazão) desta bacia a qualquer evento chuvoso.

4.2 O CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, incluindo todos os prováveis processos hidrológicos. É o principal objeto de estudo da Hidrologia. O ciclo hidrológico é impulsionado principalmente pela energia solar associada à gravidade e à rotação terrestre. Ao nível de uma bacia hidrográfica o ciclo hidrológico deve ser considerado um ciclo aberto, porque do total de água recebida por uma bacia (através de precipitação, por exemplo), parte sairá dela na forma de escoamento pelo canal principal ou será evaporada para a atmosfera. Os processos hidrológicos são todas as formas de circulação da água no ambiente formado pela superfície terrestre e a atmosfera. Os principais processos hidrológicos são :

- a) **Precipitação** : é o fenômeno no qual a água da atmosfera se deposita na superfície terrestre sob a forma de chuva, neve, orvalho, granizo, e outros. Constitui a fonte primária de praticamente toda a água doce da Terra. É a

entrada (input) do ciclo hidrológico. No Brasil, a água se precipita majoritariamente sob a forma de chuva. O processo de formação da chuva se inicia quando uma massa de ar úmido entra em ascensão devido à instabilidades atmosféricas. O vapor de água contido na massa de ar condensa-se quando esta massa entra em ascensão, formando microgotículas de água. A aglutinação das microgotículas vai formando gotas de tamanho e peso suficiente para que a força da gravidade provoque a precipitação das mesmas sob a forma de gotas. As chuvas podem ser :

- Convectivas, quando resultam da ascensão do ar cuja temperatura é maior que a do meio. São típicas de regiões tropicais. Apresentam grande intensidade e curta duração, algumas vezes acompanhadas de granizo.
 - Frontais, quando resultam da ascensão de uma massa (frente) de ar quente sobre outra de ar frio.
 - Orográficas, quando são causadas pela ascensão de uma massa de ar que encontra uma barreira (por exemplo uma montanha ou serra)
- b) **Interceptação** : é o processo pelo qual a água da chuva é temporariamente retida pelas copas das árvores. A cobertura florestal atua como uma barreira para a precipitação, ao impedir que uma porcentagem das gotas de chuva atinjam o solo. Conforme o tipo de floresta, e o regime de chuvas, pode haver uma redução de até 25% no total de precipitação anual que chegaria ao solo se este estivesse descoberto (LINSLEY et al., 1949, citado por LIMA, 1986). Após ser interceptada a água, toma dois caminhos : ou acaba caindo ao solo por respingamento e escoamento pelo tronco, ou é evaporada.
- c) **Infiltração** : é o processo de entrada de água no solo, se restringindo a camada superficial do mesmo. É nesta fase que há a separação da precipitação em água que escoam superficialmente e/ou é evaporada e a água que penetra no solo. A taxa de infiltração de um solo depende muito das condições iniciais de umidade desse solo. A água da chuva penetra no solo por força da gravidade

(predominante em solos de poros grandes) ou da tensão capilar para baixo (predominante em solos de poros pequenos).

- d) **Escoamento superficial** : é a fração da chuva que não se infiltra no solo, a partir do momento em que a camada superficial do solo está completamente saturada e a transmissão de água para as camadas inferiores é muito baixa ou praticamente nula. Esta água vai escorrendo primeiramente por filetes de água, depois formando uma microrede de drenagem efêmera que leva a água ao canal mais próximo (TUCCI, 1993).
- e) **Escoamento sub-superficial** : é o fluxo de água através da matriz do solo no sentido paralelo à declividade. O escoamento sub-superficial pode ocorrer em meio saturado, quando o perfil do solo já atingiu sua capacidade de campo, ou em meio insaturado quando a água se movimenta devido à forças de capilaridade.
- f) **Percolação** : é o movimento vertical da água no perfil do solo, após a mesma se infiltrar pela superfície do solo. O movimento de percolação está condicionado à permeabilidade ou condutividade hidráulica do solo e ao gradiente de potencial formado pela gravidade e pela tensão de umidade (LIMA, 1986).
- g) **Escoamento de base** : constitui o escoamento da zona de saturação (zona onde todos os espaços vazios estão preenchidos por água). O escoamento de base é alimentado principalmente pelo aquífero freático, mas também pode se originar a partir da água de percolação vinda da zona de aeração do solo (LIMA, 1986).
- h) **Evapotranspiração** : é a liberação de água para a atmosfera por parte da evaporação do solo e da transpiração das plantas. A evapotranspiração está condicionada às condições meteorológicas e ao grau de desenvolvimento da vegetação. Por isso define-se **evapotranspiração potencial** como aquela que poderia apresentar uma superfície coberta por vegetação e bem suprida de água

(PENMAN, 1956, citado por TUCCI, 1993) e **evapotranspiração real** como a quantidade de água liberada para a atmosfera nas condições reais dos fatores atmosféricos e de umidade do solo (GANGOPADHYAYA et al., 1968, citado por TUCCI, 1993)

- i) **Escoamento nos canais** : é a fração de água da chuva que provém dos escoamentos superficial, sub-superficial, de base e da precipitação direta sobre os corpos d'água, e a água proveniente dos aquíferos. As características do escoamento dependem do tipo de rede de drenagem e da topografia da bacia hidrográfica, além das características do curso d'água principal da mesma.

4.2.1 O ciclo hidrológico nas vertentes

HORTON (1933, citado por CHORLEY, 1979) foi precursor do postulado que supunha que o excesso de água da chuva que não se infiltrava (pois o solo havia atingido sua capacidade máxima de infiltração), e que escoava superficialmente era a única fonte de escoamento direto capaz de produzir o pico de vazão do hidrograma de um curso d'água monitorado. Sua teoria se baseava na tese de que, após terem havido as abstrações iniciais da água da chuva, armazenada pela cobertura vegetal e pelas depressões do terreno, uma intensidade de chuva maior do que a capacidade de infiltração do solo, produziria o escoamento superficial quase que simultaneamente em toda a área de uma bacia de captação

A partir da década de 60 a comunidade hidrológica começou a investigar mais profundamente os outros processos hidrológicos que ocorriam em uma bacia, além do escoamento superficial e a infiltração. Isto se deveu ao fato de que os modelos que se baseavam quase que inteiramente nesses dois processos, não conseguiam simular satisfatoriamente a resposta hidrológica das bacias hidrográficas experimentais. Principalmente a partir da cristalização do conceito da área variável de contribuição –segundo o qual o escoamento direto era produzido por uma pequena fração da bacia hidrográfica, e cuja extensão variava de acordo com

fatores como características da chuva, umidade antecedente do solo, e características dos solos-, apresentado por HEWLETT (1961), percebeu-se a necessidade de se investigar quais eram os outros mecanismos pelos quais a água da chuva atingia os cursos d'água, qual era a contribuição relativa de cada processo, e qual era o tempo dessa contribuição em relação ao hietograma e ao hidrograma de uma determinada seção.

Além disso era necessário analisar sob que condições cada processo se tornava mais importante. O desafio era tentar identificar a localização, a extensão e a variação das áreas produtoras de escoamento, e como as mesmas eram influenciadas pelas condições de solo, topografia e umidade antecedente (DUNNE, 1979). Devido a crescente alteração das características naturais das bacias hidrográficas (através do desmatamento, agropecuária, urbanização), a questão da influência do uso do solo sobre os processos hidrológicos também começou a ganhar mais peso no novo enfoque que a hidrologia assumiu.

Um dos primeiros estudos de campo que se orientou por estas novas premissas foi conduzido por RAGAN (1968, citado por DUNNE, 1979), na região de Burlington, Vermont (EUA). Ele mediu o escoamento recebido por um canal que drenava uma área de 0,46 km² coberta por florestas, cujo solo era formado por uma camada profunda de areia, que cobria outra camada densa de argila. Após analisar 18 eventos de chuva, com períodos de recorrência pequenos, ele identificou a área produtora de escoamento direto como representando 1,2 a 3% da área total da bacia. A precipitação direta nos canais respondeu por 2 a 5% do total de escoamento. O fluxo de retorno (escoamento sub-superficial que retorna à superfície) e o escoamento superficial por saturação contribuíram com 55 a 62% do escoamento, enquanto o fluxo lateral distribuído, representado por escoamento na serapilheira, escoamento sub-superficial e fluxo de nascentes contribuiu com 36 a 43% do total de escoamento.

DUNNE & BLACK (1970a, 1970b, 1971, citado por DUNNE, 1979) realizaram um importante estudo para a fundamentação dos conceitos a respeito da área variável de contribuição, localizado na região nordeste de Vermont (EUA). Os autores instrumentalizaram 3 vertentes adjacentes, íngremes e com boa drenagem,

totalizando uma área de 0,24 hectares, com canais coletores da água de fluxo do subsolo, da camada superficial do solo e da superfície, instalados numa trincheira na base da encosta. Foram medidas periodicamente a umidade do solo, o nível do lençol freático e os fenômenos meteorológicos. Foram medidas também as condições de escoamento superficial, nível piezométrico e profundidade do lençol freático numa área pantanosa na outra margem do canal e no fundo do vale.

A partir desse experimento DUNNE (1979) pôde chegar a algumas conclusões, que segundo o autor podem ser aplicadas a muitas áreas com características similares de solos, fisiografia e clima :

- Na maioria dos eventos, o escoamento superficial hortoniano ocorre apenas em estradas e locais impermeabilizados.
- Os três processos mais importantes na geração do escoamento direto são o escoamento sub-superficial, o fluxo de retorno, e o escoamento superficial por saturação.
- Esses três processos geraram escoamento direto tanto em condições de drenagem deficiente (fundo de vale), como em solos bem drenados de encosta, variando em frequência, tempo de resposta e importância relativa, de acordo com o tipo de solo e a topografia.
- Nas chuvas intensas de curta duração, o papel preponderante na geração de deflúvio foi desempenhado pelo escoamento superficial por saturação proveniente das áreas saturadas ao longo dos canais e das áreas pantanosas. Nas chuvas mais fracas, mas de longa duração, o escoamento sub-superficial ocorria nas áreas próximas aos canais, sendo que em algumas delas, foi o processo dominante. Além disso o fluxo sub-superficial foi importante para amenizar a curva de recessão dos hidrogramas de cheia.
- Nas chuvas longas e intensas, o escoamento sub-superficial teve sua participação aumentada, e foi o único produtor de escoamento direto nos solos mais profundos e bem drenados. Porém, nas áreas de pior drenagem, a participação do escoamento superficial por saturação e por retorno, aumentou

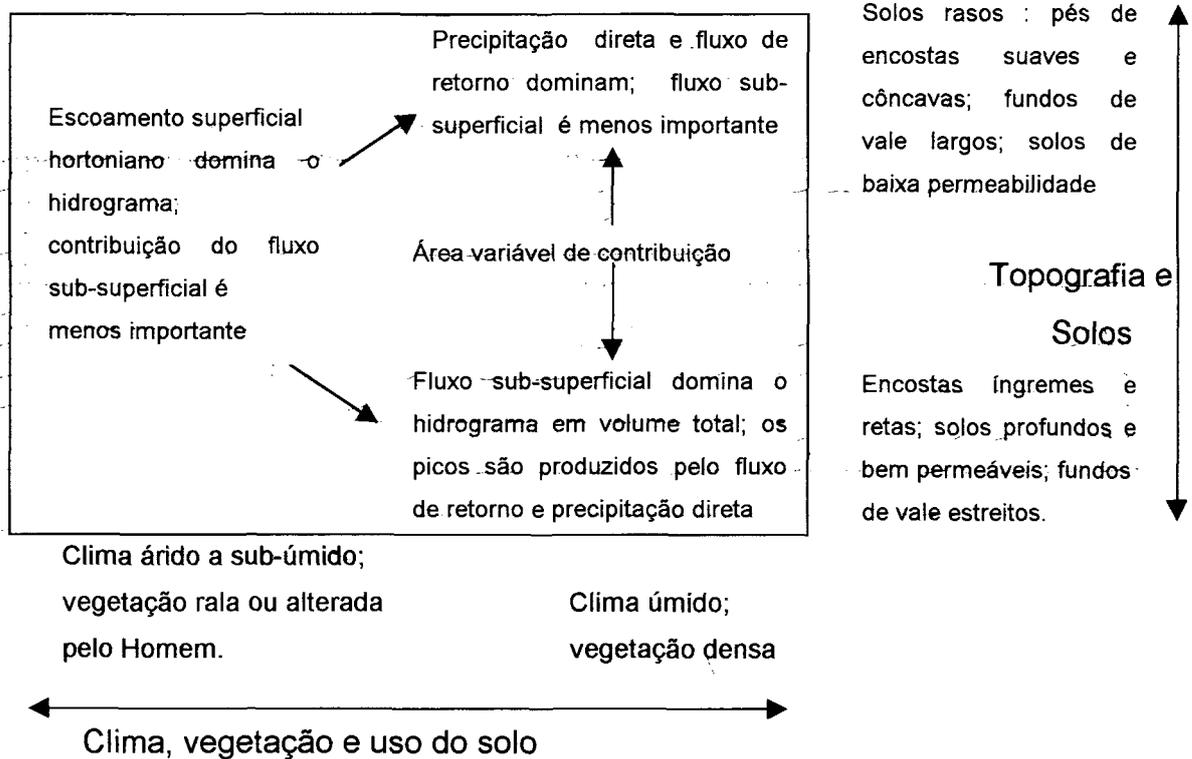
bem mais rapidamente do que a participação do fluxo sub-superficial, com rápida expansão das áreas saturadas.

- As áreas saturadas rapidamente se expandiram a partir dos solos mal drenados em direção às áreas com drenagem inicial melhor e mais íngremes. Os caminhos preferenciais seguidos para essa expansão foram as concavidades do terreno, devido à maior proximidade do lençol freático em relação à superfície.
- As velocidades do escoamento superficial por saturação foram 1000 a 5000 vezes maiores que as velocidades do escoamento sub-superficial, e por isso dominaram os hidrogramas de cheia. O escoamento sub-superficial teve maior importância no controle da fase de recessão.
- A área na qual o lençol freático atingiu a superfície se mostrou dinâmica, ao variar sazonalmente e durante um evento chuvoso. A localização e extensão das áreas que produziram escoamento superficial foram influenciadas pela dinâmica do sistema de escoamento sub-superficial, não apenas durante as tempestades mas também durante os períodos secos.

Em bacias que apresentam encostas íngremes que terminam em estreitos fundos de vales, e onde os solos são bem drenados, profundos e permeáveis, o escoamento sub-superficial geralmente responde pela maior parte do hidrograma de cheia, em termos volumétricos. Nessa condições o escoamento superficial por saturação ocorre numa área pouco extensa, limitada pelas encostas mais íngremes. Porém os picos de enchente podem ser atribuídos ao escoamento superficial por saturação e por retorno, já que o fluxo sub-superficial demora mais para chegar aos cursos d'água (DUNNE, 1979). Nas bacias hidrográficas onde as áreas sujeitas à saturação são maiores (planícies de inundação mais largas), onde as encostas têm menor declividade, e onde os solos são menos profundos, a contribuição do escoamento superficial por saturação e por retorno se torna maior em relação ao pico de cheia e ao volume total escoado (DUNNE, 1979). Entre esses dois extremos, a resposta de cada bacia hidrográfica vai variar portanto de acordo com suas características de topografia e de solos, além, é claro, do regime de chuvas e

das características dos usos do solo ocorrentes na bacia. Pode se dizer que o escoamento sub-superficial será preponderante sempre que as condições para o escoamento superficial por saturação e por fluxo de retorno forem minimizadas. DUNNE (1979) apresenta uma representação esquemática de como as condições topográficas, de solos, de clima, de vegetação e de uso do solo vão influenciar a dominância de um ou de outro processo (FIGURA 1).

Figura 1 – Ilustração esquemática da ocorrência dos diversos processos de escoamento em relação aos seus maiores fatores de controle (adaptado de DUNNE, 1979)



4.2.1.1 Escoamento superficial

O modelo clássico hortoniano de produção de escoamento começou a ser questionado a partir da década de 40, quando os experimentos de campo começaram a indicar um papel importante de outros componentes na produção do escoamento direto em bacias hidrográficas. Um conceito começou a cristalizar-se : o escoamento superficial hortoniano só ocorre em condições bem mais peculiares do que aquelas defendidas por Horton. Observações de campo indicaram que muitas vezes nem havia escoamento superficial (PIERCE, 1956; RAWITZ et al., 1970; citados por WHIPKEY & KIRKBY, 1979), ou estava restrito a uma pequena parte da bacia hidrográfica, onde a capacidade de infiltração era excedida pela intensidade da chuva (BETSON, 1964; DICKINSON & WHITELEY, 1970; citados por WHIPKEY & KIRKBY, 1979). Encostas providas de solos rasos e com vegetação esparsa eram os locais mais propensos a apresentar escoamento superficial, enquanto que este fenômeno era bem mais raro e menos intenso em encostas com cobertura vegetal representativa e solos mais profundos.

Segundo CHORLEY (1979) existem zonas mais sujeitas à ocorrência de escoamento superficial do que o resto da bacia hidrográfica : a) as zonas marginais aos cursos d'água onde as condições de umidade das camadas superficiais do solo geralmente são maiores do que nas áreas mais altas, e onde pode ocorrer o processo de expansão lateral da rede de drenagem. A magnitude desta expansão será condicionada não só pelas condições antecedentes de umidade nestas áreas, como pelas características do perfil do solo (como condutividade hidráulica e capacidade de armazenamento de água)(DUNNE & BLACK, 1970b, citado por CHORLEY, 1979); b) depressões do terreno que tendem a acumular água, atingindo mais rapidamente o estado de saturação; c) áreas com solos rasos.

O tipo de escoamento superficial mais comumente observado é aquele que ocorre quando a chuva cai sobre uma área onde a camada superficial do solo já atingiu um estado de saturação tal que não existe mais infiltração. Este fenômeno é conhecido como escoamento superficial por saturação. Existe também o escoamento superficial que se origina a partir do fluxo sub-superficial, que, ao

atingir alguma barreira (uma zona de baixa condutividade hidráulica, por exemplo), tende a subir à superfície e escoar superficialmente. A este caso é dado o nome de fluxo de retorno ou escoamento superficial por retorno (KIRKBY & CHORLEY, citado por CHORLEY, 1979).

4.2.1.2 Escoamento sub-superficial

Após um certo período de infiltração de água no solo, forma-se uma zona de umedecimento, que mesmo não criando condições para o escoamento superficial pode causar restrições ao fluxo da água no sentido vertical, forçando o escoamento lateral (sub-superficial) pela camada superior do solo (já que a tendência é a formação de fluxo de água no sentido do menor gradiente hidráulico), principalmente quando há um decréscimo descontínuo da condutividade hidráulica das camadas superficiais para as mais profundas de um solo. HURSH & BRATER (1941, citados por CHORLEY, 1979) sugeriram que em bacias florestadas, esse fluxo sub-superficial associado ao escoamento subterrâneo nas áreas contíguas aos cursos d'água poderiam responder pela maior parte do pico de hidrograma (posição esta também defendida por FLETCHER (1952) e ROESSEL (1950), ambos citados por CHORLEY, 1979), e que em solos hidromórficos de textura fina e com camadas de impedimento próximas à saturação, este feito seria ainda maior (WHIPKEY, 1965a, 1965b, citado por CHORLEY, 1979). Em certas condições as características do solo poderiam representar um maior controle sobre o escoamento do que as características topográficas da bacia (HOOVER & HURSH, 1943, citados por CHORLEY, 1979) e a água que penetrava nas camadas mais porosas dos horizontes A e B poderia rapidamente assumir um fluxo lateral no sentido da declividade, independente do nível do lençol freático, principalmente em áreas onde a capacidade de armazenamento do solo fosse pequena (HURSH, 1944, citado por CHORLEY, 1979). Em condições de alta infiltração, onde o escoamento superficial é praticamente nulo, o escoamento sub-superficial assume maior importância,

sendo o principal responsável pela ascensão do hidrograma de cheia (HORNER, 1943, citado por CHORLEY, 1979).

Geralmente o escoamento sub-superficial é gerado principalmente devido a uma descontínua diminuição da condutividade hidráulica do solo com o aumento da profundidade, associado à condições favoráveis de umidade antecedente e intensidade de chuva. Nessas condições, é comum que uma ou mais camadas do solo se tornem saturadas e favoreçam o escoamento sub-superficial, devido ao impedimento da percolação pela existência de uma camada de solo com menor permeabilidade (CHORLEY, 1979). Na realidade, dificilmente existem mudanças abruptas num perfil de solo, mas mesmo assim, as mudanças graduais das propriedades hidrológicas de um perfil já permitem o surgimento do escoamento sub-superficial em condições favoráveis.

Por exemplo, um solo que apresenta uma camada de serapilheira, depois um horizonte A parcialmente orgânico, seguido por um horizonte B textural, vai apresentar uma redução da porosidade e um aumento do conteúdo de argila com o aumento da profundidade. Estas condições já são suficientes para o aparecimento do fluxo lateral, e a maior parte dos experimentos que registraram um fluxo sub-superficial considerável (WHIPKEY, 1965; WEYMAN, 1973; citados por WHIPKEY & KIRKBY, 1979) foram realizados em solos florestais ou outros solos que apresentavam este mesmo padrão. Uma segunda zona de potencial fluxo lateral é a base do horizonte C, que está em contato com a rocha impermeável. Porém, a maior parte do escoamento sub-superficial e a resposta mais rápida ocorrem nas camadas mais próximas à superfície. Num solo com camadas de características diferentes, a camada mais importante para o fluxo sub-superficial vai ser aquela que apresenta maior permeabilidade. Em seguida, a camada que mais vai contribuir é aquela que possui a seguinte maior permeabilidade, e assim por diante. Já num solo sem camadas bem definidas, a permeabilidade saturada deve diminuir continuamente com a profundidade (WHIPKEY & KIRKBY, 1979). Em relação às taxas de escoamento sub-superficial e sua participação no hidrograma, os solos de maior condutividade hidráulica saturada são aqueles que apresentarão maiores taxas relativas desse tipo de escoamento. Já em solos de baixa condutividade

saturada, principalmente em encostas côncavas, o escoamento sub-superficial será facilmente superado pelo escoamento superficial por saturação (FREEZE, 1972, citado por DUNNE, 1979).

WHIPKEY & KIRKBY (1979) apresentam um interessante modelo que exemplifica como acontece o fluxo sub-superficial numa encosta onde um solo hipoteticamente possui duas camadas com diferentes condições de permeabilidade. Após uma precipitação constante de longa duração, na parte superior da encosta, a água que percola até a camada inferior (menos permeável), começa a formar uma zona de saturação pouco profunda pois o gradiente de difusividade alto ainda garante uma rápida taxa de percolação. Porém, a medida que essa zona de saturação começa a aumentar na direção das partes baixas da encosta, a mesma tende a aumentar em profundidade. Isto provoca uma redução da difusividade e consequentemente da percolação, até o ponto que a água que provém da camada superior não consegue mais penetrar na camada saturada. A partir deste ponto da encosta, uma nova zona saturada começa a se formar na camada superior, aumentando progressivamente a medida que a água se dirige para o pé da encosta.

A maior parte do fluxo sub-superficial vai ocorrer na camada superior, apesar da camada inferior, menos permeável, se saturar mais rapidamente. Sendo assim, a principal contribuição para o escoamento sub-superficial é proporcionada pelas camadas superiores, geralmente mais permeáveis do que as inferiores. A magnitude do escoamento sub-superficial em relação à água que se infiltra no solo vai depender da permeabilidade absoluta de cada camada do solo e da permeabilidade relativa entre as camadas (WHIPKEY & KIRKBY, 1979)

O fluxo na matriz do solo é principalmente laminar, obedecendo a lei de Darcy, ou seja, o escoamento sub-superficial ocorre geralmente em meio não saturado, exceto nas áreas próximas aos canais e na base de solos bem permeáveis (CARSON & KIRKBY, 1972, citado por CHORLEY, 1979). Porém, a condutividade hidráulica aumenta junto com a umidade, quando os poros maiores começam a serem preenchidos. Por isso, um solo de textura mais grosseira, pode transportar um maior volume de água e mais rapidamente, quando saturado ou próximo da saturação, enquanto outro solo de textura mais fina não terá essa mesma

capacidade. Porém, em condições de solo mais seco, os poros interconectados do solo de textura fina ainda estarão saturados (devido à maior tensão capilar), então o seu fluxo continuará com praticamente as mesmas características, enquanto que o solo grosseiro, por possuir poucos poros de pequenas dimensões, apresentará um fluxo bem menor do que em condições de saturação.

Solos de textura grosseira geralmente apresentam dominância da percolação, enquanto que em solos de grãos mais finos, a resistência ao fluxo vertical da água propicia o surgimento do fluxo lateral no sentido da declividade. A estrutura do solo é um outro fator determinante da existência deste tipo de escoamento : solos de textura grossa geralmente apresentam menos fissuras, rachaduras ou túneis do que solos de textura mais fina. Estas falhas na estrutura do solo podem ser consideradas possíveis rotas para um fluxo lateral de maiores proporções do que aquele que atravessa os poros texturais (WHIPKEY & KIRKBY, 1979).

O aparecimento de escoamento sub-superficial pode estar associado também às condições antecedentes de umidade do perfil (WHIPKEY & KIRKBY, 1979). Analisando uma bacia florestada de 60 acres em Vermont (EUA), TISCHENDORF (1969, citado por CHORLEY, 1979) observou que apenas 7 a 8% da área total da bacia respondia pelo escoamento sub-superficial, sendo que esta parcela se encontrava principalmente próxima aos cursos d'água. WEYMAN (1970, citado por CHORLEY, 1979), estudando uma bacia de 21 hectares em Somerset (EUA), concluiu que as camadas de solo precisam estar saturadas para haver contribuição do escoamento sub-superficial par os canais, e que a zona saturada na base da encosta é em parte abastecida pelo escoamento em meio não-saturado vindo das partes altas da encosta.

Uma outra forma de fluxo de água dentro do solo muito significativa é o escoamento concentrado através de túneis ou "pipes", originados pela erosão hidráulica (BERRY, 1970, citado por WHIPKEY & KIRKBY, 1979), ou a partir de cavidades produzidas por pequenos animais (insetos, vermes, etc.) e por raízes de plantas (FLETCHER et al., 1954; BELL, 1968, citados por WHIPKEY & KIRKBY, 1979). Observou-se que podem existir canais subterrâneos interconectados, principalmente quando há uma camada de solo mais erodível acima de uma camada

pouco permeável (FLETCHER et al., 1954, citado por CHORLEY, 1979). Este tipo de fluxo pode ocorrer tanto nas planícies de inundação como em encostas íngremes, além de outros locais (JONES, 1976, citado por CHORLEY, 1979). Este tipo de escoamento pode ser rápido o suficiente para contribuir de maneira significativa para o pico do hidrograma.

A descarga de água proveniente de escoamento sub-superficial na base das encostas vai aumentar proporcionalmente ao aumento vertical e lateral da zona de saturação, e também será influenciada positivamente pelas condições de umidade e pela intensidade da precipitação (CALVER, KIRKBY & WEYMAN, 1972, citados por CHORLEY, 1979).

O escoamento sub-superficial geralmente não tem tempo de contribuir significativamente para o pico de hidrograma, devido a sua pequena velocidade; para que isto aconteça, ele deve ocorrer nas zonas marginais aos cursos d'água (KIRKBY & CHORLEY, 1967; WEYMAN, 1970, citados por CHORLEY, 1979). Já WHIPKEY & KIRKBY (1979) concluem que o pico de vazão pode ser gerado pelo fluxo sub-superficial, já que este pode ser rápido o suficiente, em algumas circunstâncias, para contribuir preponderantemente para o aporte de água aos canais. HEWLETT & HIBBERT (1967, citado por CHORLEY, 1979) defendem a idéia de que, apesar do fluxo sub-superficial ser relativamente lento, o mesmo pode contribuir para o pico de escoamento através do processo de "bombeamento" da água que já se encontrava armazenada no perfil do solo ("águas velhas"). Este fenômeno ocorre principalmente próximo às bases das encostas, e pode produzir rapidamente picos de vazão sem o aparecimento de escoamento superficial.

Pode se dizer que a contribuição deste tipo de escoamento para o aumento de vazão nos canais está condicionada à textura e à estrutura do solo, podendo o escoamento sub-superficial ser rápido quando existe uma rede contínua de "pipes" ou ser mais lento quando o fluxo se dá através de poros capilares. As camadas de solo mais próximas da saturação são as que tendem a gerar o maior fluxo, se os outros fatores permanecerem iguais. A importância do fluxo sub-superficial reside também no papel que este desempenha para o aparecimento de escoamento superficial em áreas saturadas, já que a água transportada sub-superficialmente

através da encosta se acumula na base da mesma e nas regiões planas, contribuindo para a condição de saturação que propicia o escoamento superficial. Da mesma forma um fluxo sub-superficial rápido pode ser suficiente para elevar o nível do lençol freático (HEWLETT, 1961; WEYMAN, 1973; citados por WHIPKEY & KIRKBY, 1979). Em duas situações com as mesmas condições de umidade antecedente e de intensidade da chuva, as respostas hidrológicas em uma encosta podem ser diferentes, de acordo com a intensidade e velocidade do escoamento sub-superficial (WHIPKEY & KIRKBY, 1979).

4.2.1.3 Escoamento superficial por saturação e por retorno

Em solos com diferenças significativas de condutividade hidráulica com a profundidade, pode se criar uma zona de saturação onde se origina o fluxo saturado, que aumenta a medida que esta camada saturada aumenta em espessura; se essa camada atingir a superfície pode haver a ocorrência de escoamento superficial por saturação (KIRKBY & CHORLEY, 1967; KIRKBY, 1969; CALVER, KIRKBY & WEYMAN, 1972, citados por CHORLEY, 1979). HEWLETT (1961) demonstrou que as partes mais baixas das encostas podem produzir escoamento mais cedo do que as partes mais altas, onde a infiltração ainda estaria ocorrendo.

Observou-se também que em muitos casos a água que escoava superficialmente por uma encosta, provinha muitas vezes do fluxo sub-superficial e tinha sido “empurrada” para a superfície pelo fato de encontrar zonas de saturação que não permitiam a continuidade deste fluxo; este tipo de escoamento é conhecido como escoamento superficial por retorno.

Foi demonstrado também que a água no solo, que, ao invés de assumir direção lateral (escoamento sub-superficial), descia para as camadas mais profundas através do processo de percolação, constituía a fonte primária para o

escoamento subterrâneo ou de base (HEWLETT & HIBBERT, 1963; WHIPKEY, 1967a, 1967b, citados por DUNNE, 1979).

4.2.1.4 Área variável de contribuição

As margens dos rios e lagos se caracterizam por geralmente serem os locais de maior atividade hidrológica dentro de uma bacia hidrográfica. É nessas porções da bacia que a maior parte do escoamento superficial ocorre. Certos fatores fazem com que a capacidade de infiltração nessas áreas seja naturalmente baixa e diminua rapidamente durante um evento chuvoso : o relevo tende a ser plano; os solos são pouco profundos e a influência dos corpos d'água e do lençol freático é maior nesses lugares, fazendo com que as condições de armazenamento dos mesmos estejam frequentemente próximas à saturação. Sendo assim, são essas áreas as primeiras a responderem ao "input" de água via precipitação, originando escoamento superficial já que atingem a condição de saturação mais facilmente que as outras áreas da bacia. Após certo tempo de chuva, a tendência é de que essa zona saturada se expanda lateralmente ao longo dos cursos d'água. Pelo fato de ser uma zona que se expande e se contrai de acordo com as condições de armazenamento, infiltração e movimento da água no solo, esta região da bacia é denominada Área Variável de Contribuição.

O conceito da área variável de contribuição, segundo o qual apenas uma área parcial e espacialmente variável da bacia tinha condições de produzir escoamento direto em eventos chuvosos, desenvolveu-se a partir da década de 60, sendo atualmente considerado fundamental para a compreensão dos processos hidrológicos em bacias hidrográficas. HEWLETT & HIBBERT (1967, citado por LIMA, 1986), ao estudar o comportamento hidrológico de bacias experimentais em áreas montanhosas, com cobertura florestal, perceberam que apenas uma pequena área da bacia hidrográfica contribuía efetivamente para a geração do deflúvio, e em particular o escoamento direto. O escoamento direto (escoamento superficial e

escoamento sub-superficial) estaria condicionado a uma área de influência espacialmente dinâmica, já que sofre contrações e expansões. Nessa zona ocorreriam principalmente o escoamento superficial por saturação e por retorno, devido às condições de saturação do perfil do solo.

A extensão desta área estaria condicionada, ao total de precipitação de um evento, às condições antecedentes de umidade e à intensidade da chuva, além das características hidrológicas dos solos e da topografia (DUNNE, 1979). O tamanho dessa área de contribuição pode variar entre 5 e 20% da área total da bacia, de acordo com estudo realizado por TVA - Tennessee Valley Authority, em 1966 (DUNNE, 1979). Um fenômeno estreitamente relacionado à formação de escoamento direto nestas áreas é a expansão da rede de drenagem, que ocorre quando o fluxo sub-superficial excede a capacidade de transmissão do perfil de solo contíguo à rede de drenagem, causando o crescimento em largura dos cursos d'água assim como o aparecimento de canais efêmeros (HEWLETT, 1961).

No período inicial de um evento chuvoso, após os fenômenos de abstração inicial e restabelecimento da capacidade de campo, os terrenos que margeiam a rede de drenagem serão os primeiros a gerarem escoamento superficial (principalmente por saturação e por retorno) e escoamento sub-superficial. No restante da bacia, a água da chuva vai sofrer principalmente infiltração (a não ser em áreas impermeabilizadas). Com a continuidade da precipitação a área de influência tende a se expandir, devido à expansão da rede de drenagem (alargamento dos canais existentes, aparecimento de canais efêmeros), e também graças à contribuição de áreas críticas tais como áreas encharcadas, áreas de solos rasos ou com descontinuidade das propriedades hidráulicas (diferentes camadas em um perfil), encostas íngremes e outras (LIMA, 1986).

TISCHENDORF (1969, citado por CHORLEY, 1979) ilustra bem a característica dinâmica da área variável de contribuição : "a área variável de contribuição pulsa, encolhendo e expandindo em resposta à chuva". DUNNE & BLACK (1970b, citado por CHORLEY, 1979) explanam sobre o papel efetivo da área variável para produzir o escoamento superficial (principalmente o escoamento superficial por saturação e por retorno), enquanto que o restante da bacia

hidrográfica funcionaria basicamente como um reservatório de água, que por sua vez forneceria água para o escoamento subterrâneo entre os eventos chuvosos e manteria úmidas as áreas que produziram escoamento no próximo evento. Durante os períodos secos, a umidade vai descendo lentamente pela encosta em condições de escoamento não-saturado, sendo que essa migração deve produzir um gradiente que apresenta valores crescentes de umidade a partir do alto da encosta, criando uma zona ao longo dos cursos d'água, suscetível a uma rápida liberação de água durante os eventos de chuva, pelo fato da mesma já estar saturada ou próximo aos níveis de saturação (HELVEY, HEWLETT & DOUGLASS, 1972, citado por CHORLEY, 1979).

O'LOUGHLIN (1981b, 1986, citado por LIMA, 1989) apresenta uma metodologia computadorizada para o mapeamento da área variável de contribuição, a partir da análise de quatro características : a condutividade hidráulica dos solos da bacia, a profundidade do lençol freático, o fluxo sub-superficial de água que chega ao canal e a declividade. DUNNE et al. (1975, citado por LIMA, 1989) apresentam outra metodologia para este fim, a qual leva em conta a topografia, o solo, a vegetação e alguns parâmetros hidrológicos. Estas áreas podem ainda ser identificadas através de fotografias em infravermelho (DUNNE, 1979).

As diferentes regiões de uma bacia que podem contribuir para formar a área variável de contribuição, variam em relação à intensidade de chuva necessária para fazerem parte da área variável de contribuição, no tempo necessário para isso, e no total de escoamento por saturação produzido. Analisando a frequência com que cada porção participa da área de contribuição numa série de eventos chuvosos, essas diferentes porções podem ser classificadas de acordo com o período de recorrência das chuvas necessárias para que as mesmas produzam escoamento significativo (DUNNE, 1979).

A extensão da área variável de contribuição varia sazonalmente e durante um evento chuvoso. Esta variação está condicionada principalmente às características topográficas e de solos, além das condições antecedentes de umidade e as características da precipitação. As características de relevo e as propriedades hidrológicas dos solos irão determinar a capacidade de armazenamento de uma

bacia, o que vai determinar a extensão das áreas saturadas (áreas com o lençol freático próximo ou junto à superfície) e conseqüentemente a extensão inicial da área variável de contribuição. Bacias hidrográficas que possuem encostas íngremes e solos profundos e com boa drenagem, onde o fundo de vale é estreito, limitam a extensão das áreas saturadas às planícies de inundação e ao começo das encostas de menor declividade. Nas bacias que não possuem encostas declivosas e bem drenadas, e com um fundo de vale mais largo as áreas saturadas podem se estender por uma área bem maior, aumentando o papel da área variável de contribuição na produção de escoamento (DUNNE, 1979). É claro que as características topográficas e de solos geralmente variam dentro de uma bacia hidrográfica, de acordo com suas dimensões e com o trecho da bacia, portanto a extensão da área variável de contribuição vai estar também condicionada a essas variações dentro da própria bacia.

Nessa área, também denominada por LIMA (1986) como zona ripária, geralmente se desenvolvem formações vegetais peculiares : as florestas aluviais, comumente chamadas de matas ciliares, e as formações pioneiras aluviais, conhecidas como várzeas. São tipos de vegetação altamente adaptados as condições de saturação do solo, inundações periódicas e baixa oxigenação. Estas formações desempenham um papel fundamental na manutenção do equilíbrio hidrológico de uma bacia hidrográfica. As florestas aluviais aumentam a capacidade de infiltração e armazenamento de água dos solos onde se desenvolvem e funcionam como uma barreira mecânica para o escoamento superficial e sub-superficial, graças à serapilheira e às suas raízes. Dessa maneira evitam um aporte elevado de água e sedimentos de maneira abrupta para os rios, o que geralmente acontece na ausência de vegetação. Já as várzeas funcionam como reservatórios de contenção de cheias quando os rios extravasam sua calha normal, evitando que áreas contíguas sejam atingidas.

4.2.1.5 Infiltração e armazenamento de água no solo

O conceito de infiltração no ciclo hidrológico foi introduzido por HORTON (1933, citado por LIMA, 1986), que definiu a capacidade de infiltração (F_c) como sendo a taxa máxima com que um dado solo, em determinadas condições pode absorver água. Quando a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração, há a formação de escoamento superficial (LIMA, 1986).

O pressuposto básico para a compreensão dos processos de infiltração e armazenamento de água no solo, é o reconhecimento da heterogeneidade de qualquer solo. Por exemplo, os valores de infiltração podem variar muito em um solo considerado homogêneo; HILLS (1970, citado por KNAPP, 1979) obteve taxas de infiltração variando de 15 a 320 cm/hora num solo argiloso com cobertura florestal (floresta de carvalhos). Essa grande variação pode se dever tanto a diferentes arranjos estruturais de partículas de mesma textura, como à atividade da fauna e da flora no solo. A estrutura e as características do solo se alteram com o tempo. Por exemplo a disponibilidade de cátions pode variar com as mudanças de uso de solo em determinado local; conseqüentemente a estrutura, e a capacidade de transmissão e armazenamento de água também sofrerão mudanças.

A taxa de infiltração em um solo vai ser determinada por : a) a quantidade de água disponível na superfície do solo; b) a natureza da superfície do solo (cobertura do solo); c) a capacidade desse solo em conduzir a água infiltrada desde a superfície. A propriedade do solo em admitir água em seu interior vai estar condicionada ao tamanho e número de vazios (poros) e suas interconexões, assim como suas variações de tamanho devido a turgescência das partículas de argila pelo umedecimento. A existência de macroporos (formados por atividade animal, raízes ou fissuras no solo) contribui bastante para uma boa taxa de infiltração, já que, em escoamentos laminares, a vazão é proporcional à quarta potência do diâmetro do canal (ou poro). Num solo mais seco, o umedecimento da camada superior provoca um forte efeito de capilaridade, que junto com a gravidade, facilita a infiltração. Porém, a água só infiltrará no solo se houver uma película de água nas paredes dos poros; um solo completamente seco só aceitará infiltração após ser

previamente umedecido. Para qualquer solo a condição de umidade antecedente é muito importante, pois determinará o potencial capilar na superfície do solo. Ignorando outros fatores, pode se dizer que um solo mais seco terá uma capacidade inicial de infiltração mais alta do que se o mesmo estivesse com uma maior taxa de umidade.

Quanto mais raso for um solo, menor é a taxa de infiltração necessária para levá-lo à saturação. Mas na maioria das vezes os solos rasos se encontram no alto das encostas, e o formato convexo da encosta e as maiores declividades aí existentes contribuem para uma rápida drenagem. Sendo assim, o solo da base de uma encosta tende a atingir a saturação antes do que o solo do alto da mesma. Uma camada de impedimento em um solo estratificado também é um obstáculo à percolação. Quanto mais próxima à superfície estiver esta camada, mais rapidamente a saturação será atingida, principalmente se o fluxo sub-superficial for pequeno.

A capacidade de infiltração vai diminuir com o tempo durante um evento chuvoso. Isto se deve a dois fatores principais :

1) a saturação do solo causa uma redução do gradiente hidráulico próximo a superfície do solo. Isto ocorre em eventos de chuva longos, onde horizontes de baixa permeabilidade estão abaixo do horizonte superficial permeável. O escoamento sub-superficial também pode causar saturação;

2) mudanças na superfície do solo também influenciam a capacidade de infiltração, sendo que uma das principais mudanças é o inchamento das partículas de argila, o que acaba diminuindo o tamanho dos poros, principalmente próximo a superfície.

Uma cobertura vegetal densa geralmente garante uma elevada capacidade de infiltração. A camada superficial de matéria orgânica encontrada nestes solos garante uma boa retenção de água e o protege contra a compactação pelas gotas de chuva. Além disso essa camada superficial é o habitat de animais (insetos, anelídeos, etc.) que formam pequenos túneis, e é onde há um maior desenvolvimento radicular das plantas, sendo que esses fatores contribuem para as boas taxas de infiltração nessas condições. A remoção da cobertura vegetal,

seguida por chuvas fortes pode provocar a formação de uma camada superficial de baixa permeabilidade, devido à compactação das partículas e o preenchimento dos vazios. Mesmo com a presença de cobertura vegetal, a compactação causada pelo homem, animais ou máquinas pode destruir a estrutura da camada superficial do solo, e fechar muitos vazios.

Mudanças de uso do solo podem alterar, a longo prazo, a disponibilidade de cátions bivalentes no solo, afetando a estabilidade dos agregados, e também - quando o pH do solo diminui- diminuindo a atividade dos microorganismos produtores de substâncias que ajudam a manter a estrutura do solo. Um pH baixo pode resultar na degradação da estrutura do solo e portanto uma menor taxa de infiltração.

O processo de infiltração pode ser dividido espacialmente, de acordo com Bodman & Coleman (1944, citado por KNAPP, 1979), em 3 partes :

1) zona de transmissão, situada na parte superior do solo onde ocorre a infiltração. Esta zona, após atingir um certo nível de umidade, funciona apenas como condutora de água da superfície do solo para as partes mais profundas;

2) zona de umedecimento, abaixo da zona de transmissão. O gradiente de umidade nessa zona aumenta com a profundidade;

3) frente de umedecimento, que se apresenta na forma de uma superfície irregular com um gradiente de potencial hidráulico muito alto.

Os mesmos autores observaram ainda que o aumento do índice de umidade no solo causava uma diminuição na taxa de infiltração, porém contribuía para o aumento da taxa de avanço da frente de umedecimento.

De acordo com o USDA (1972, citado por LIMA, 1986) e o SCS (1957, citado por TUCCI, 1993), os solos podem ser classificados em quatro grupos principais, com base no valor da sua capacidade de infiltração. A divisão é a seguinte :

- **A - Solos com alta capacidade de infiltração** (baixo potencial de runoff) quando totalmente molhados, consistindo de camadas de areia e cascalhos profundos, de drenagem boa a excessiva. Apresentam pouco silte e argila. Tais solos apresentam alta taxa de transmissão de água. **Capacidade de infiltração (Fc) : 7,6 – 11,4.**

- **B - Solos com capacidade de infiltração moderada** quando totalmente molhados, consistindo de solos de profundidade moderada a alta, drenagem moderada a alta, textura moderadamente fina a moderadamente grosseira. Tais solos apresentam taxas moderadas de transmissão de água.
Capacidade de infiltração (Fc) : 3,8 – 7,6.
- **C - Solos com baixa capacidade de infiltração** quando totalmente molhados, consistindo de solos que contém camadas impermeáveis que impedem o movimento descendente da água, ou solos de textura moderadamente fina a fina, com boa percentagem de argila. Tais solos apresentam baixas taxas de transmissão de água.
Capacidade de infiltração (Fc) : 1,3 – 3,8.
- **D - Solos com capacidade de infiltração muito baixa** (alto potencial de runoff) quando totalmente molhados, consistindo de solos argilosos com alto potencial de intumescimento, ou com lençol freático permanentemente superficial, ou com camada de impedimento superficial, ou solos rasos assentados sobre estrato impermeável. Tais solos apresentam taxa de transmissão de água muito baixa. **Capacidade de infiltração (Fc) : 0 – 1,3.**

O Soil Conservation Service (SCS, 1957, citado por TUCCI, 1993) define a capacidade de infiltração de um solo através do índice CN, calculado de acordo com as características da cobertura e do solo (sendo que as classes de solo são semelhantes às da USDA). A escala CN varia de 1 para uma superfície que absorve toda a precipitação (sendo que o menor valor tabelado é 6) até 100 para uma superfície completamente impermeável (o maior valor tabelado é 98).

Além das características de estrutura e textura do solo, deve-se levar em conta as condições de umidade antecedente, que têm grande influência sobre a capacidade de infiltração do mesmo. Por isso, o SCS definiu três índices de correção, relacionados às condições antecedentes :

- **AMC I** – situação em que os solos estão praticamente secos. Na estação de crescimento esta condição equivaleria a uma precipitação acumulada dos 5

dias anteriores menor que 36 mm, sendo que em outros períodos seria equivalente a uma precipitação acumulada de 13 mm.

- AMC II – situação em que o índice de umidade do solo equivale à sua capacidade de campo.
- AMC III – situação em que ocorreram precipitações consideráveis nos 5 dias anteriores, e o solo encontra-se saturado. Para o período de crescimento, o SCS (1957, citado por TUCCI, 1993) estipula uma precipitação acumulada maior que 53 mm e para outros períodos, esta precipitação deveria ser maior que 28 mm.

4.2.2 O papel do armazenamento de água no regime hidrológico de uma bacia hidrográfica

Em condições de saturação do solo, a água contida no perfil responde principalmente à força da gravidade. À medida que ocorre a percolação desta água, outras forças começam a ter uma influência crescente. A água que permanece nos poros e interstícios é mantida então por forças de adesão e coesão, mais conhecidas como força de capilaridade. O potencial de água no solo mede o trabalho necessário para mover um unidade de água de um certo ponto até um plano de referência, que pode ser o nível do lençol freático. O potencial total da água no solo pode ser assim representado (LIMA, 1986) :

$$\Psi = \Psi_p + \Psi_o + \Psi_z$$

Onde :

Ψ = Potencial total de água no solo

Ψ_p = Potencial de pressão

Ψ_o = Potencial osmótico

Ψ_z = Potencial gravitacional

O potencial osmótico (Ψ_o), relacionado às concentrações da solução do solo, não é hidrológicamente importante. O potencial gravitacional (Ψ_z) é relacionado à força da gravidade, e está sempre atuando no sentido vertical descendente. O potencial de pressão (Ψ_p) está relacionado à tensão capilar, sendo esta uma função do teor de umidade. Quanto mais seco estiver o solo maior será a força de capilaridade. A velocidade de filtração da água num meio poroso, como o solo, poderá ser expressa por (FILL & MINE, 1989) :

$$V = -K(\theta) \cdot \text{grad } \Psi$$

Onde :

V = Velocidade de infiltração (mm/unidade de tempo)

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica não-saturada ou condutividade capilar ou permeabilidade.

$\text{grad } \Psi$ = variação do potencial total

O valor de permeabilidade ($K(\theta)$) é proporcional ao teor de umidade, atingindo o máximo próximo ao teor de saturação. Para baixos teores de umidade o valor de $K(\theta)$ numa areia é menor do que na argila, devido ao efeito da capilaridade ser inversamente proporcional ao tamanho dos poros, ou seja, nestas condições a argila é melhor condutor de umidade do que a areia. No entanto, a medida que o solo vai se aproximando das condições de saturação a areia apresenta uma maior permeabilidade, pois a condutividade hidráulica em meio saturado é proporcional ao tamanho dos poros (FILL & MINE, 1989).

No escoamento não permanente em um meio poroso não saturado, a umidade, e por consequência, a tensão capilar, o potencial de velocidade e a condutividade hidráulica variam continuamente. Quando a chuva se infiltra no solo, vai se produzindo um aumento de umidade e de condutividade atrás da "frente de umedecimento" que se move para baixo. Em terrenos inclinado este fenômeno é mais complexo devido à existência do escoamento sub-superficial. A condutividade hidráulica ($K(\theta)$) vai aumentando até o ponto em que o meio é capaz de transmitir a água a medida que ela se infiltra. Ao ser atingido este estado, o teor de umidade na

camada superficial se torna constante, e se forma uma onda de umidade que desce, umedecendo as camadas inferiores sucessivamente, até que o teor de umidade faça com que a condutividade hidráulica seja igual à taxa de infiltração. Quando a chuva cessa, a umidade e a condutividade hidráulica vão diminuindo na zona umidificada, mas continuam a crescer na zona subjacente. A transpiração e a evaporação contribuirão para uma redução adicional de umidade nas camadas superiores (FILL & MINE, 1989).

Através de experimentos em laboratório, HORTON & HAWKINS (1965, citado por DUNNE, 1979) comprovaram que a frente de umedecimento, ou seja, a onda de umidade que vai percolando no perfil do solo, vai empurrando a água que já se encontrava armazenada no solo antes do evento chuvoso, até o lençol freático. Este fato foi confirmado por SMITH (1967, citado por DUNNE, 1979), que produziu fotografias do processo em laboratório e ZIMMERMAN et. al. (1966, citado por DUNNE, 1979) que comprovou este processo usando um traçador radioativo num perfil num estudo de campo. HEWLETT & HIBBERT (1967, citado por CHORLEY, 1979) denominaram este processo de substituição da “água velha” do solo pela água que entra através de percolação após uma chuva de “efeito pistão”.

A capacidade de armazenamento de água numa bacia hidrográfica, no conjunto dos seus componentes (armazenamento em depressões, em canais, no solo, no lençol freático), vai influenciar decisivamente o comportamento hidrológico dessa bacia num evento de chuva. Ou seja, os processos de movimentação da água na bacia (infiltração, percolação, escoamento superficial, sub-superficial, evapotranspiração, etc.), estarão condicionados às condições antecedentes de armazenamento, principalmente na camada não-saturada do solo (acima do lençol freático). Por isso, o conceito de condições antecedentes de umidade é uma das bases para a compreensão do movimento da água no espaço de uma bacia hidrográfica, tanto em termos qualitativos (processos dominantes) ou quantitativos (percentagem da chuva que chega aos corpos d'água, por exemplo).

Após um evento chuvoso, e finalizados os processos de escoamento superficial e sub-superficial, a umidade restante no solo tende a se redistribuir em uma encosta. A parte mais alta da encosta começa rapidamente a “dessaturar”, ou

seja vai transmitindo umidade para as partes mais baixas da encosta, até atingir um estado de equilíbrio. Ao longo desse processo, as partes mais baixas vão recebendo umidade, atingindo um conteúdo de umidade estável próximo à saturação (HEWLETT & HIBBERT, 1963, citado por KNAPP, 1979). Nas concavidades da base de uma encosta as condições são geralmente de saturação permanente ou próximo a isso, já que esses locais recebem mais umidade do que transmitem (KNAPP, 1979).

Os processos que regulam o movimento da água na zona de armazenamento (solo por exemplo), sofrem importantes mudanças na transição de uma bacia de uma característica primitiva ou rural para uma condição urbana. O armazenamento de água de tal bacia será severamente afetado, e os reflexos geralmente são percebidos na forma de enchentes mais frequentes, maiores e mais impactantes (BLACK, 1996). Por isso é preciso conhecer a influência do armazenamento de água, principalmente no solo, sobre a produção de escoamento.

O controle estrutural de enchentes, ou seja a construção de aparatos tecnológicos que possam diminuir eficazmente o poder destrutivo de uma enchente, é na maioria das vezes caro e pode não trazer melhorias efetivas, pois tem ação localizada (somente no leito dos rios ou nas adjacências), não contemplando a situação global da bacia no que se refere à impermeabilização, capacidade de infiltração e armazenamento de água, etc.

O controle ambiental, na forma de uma melhoria das condições de armazenamento de água em uma bacia, é uma das ações mais econômicas e duradouras para a minimização dos efeitos de enchentes. Deve-se enfatizar a análise das condições da região espacialmente variável da bacia, conhecida como área variável de contribuição (tópico 4.2.1.4), pois é esta porção que mais efetivamente atua como produtora de escoamento direto (escoamento total menos o escoamento subterrâneo). As ações ambientais no sentido de tornar a bacia hidrográfica menos vulnerável aos efeitos de precipitações intensas e/ou muito longas -tais como a revegetação, aumento da capacidade de infiltração e outras- , devem se concentrar fundamentalmente sobre esta porção da bacia que se expande, conforme a água de escoamento proveniente das partes mais altas chega

à mesma, ou se contrai, conforme a água armazenada nessa região é liberada primeiramente através de escoamento sub-superficial e superficial de saturação e posteriormente por percolação, evapotranspiração e outros processos.

4.3 FATORES QUE INFLUENCIAM O REGIME HIDROLÓGICO DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA

A bacia hidrográfica deve ser vista como um sistema aberto, pois importa matéria e energia na forma de precipitação e radiação e exporta matéria e energia na forma de deflúvio. Um sistema aberto geralmente permanece estável, enquanto a adição de energia, o sistema em si e a retirada de energia mantiverem seu equilíbrio dinâmico. De acordo com BLACK (1996), uma bacia hidrográfica é caracterizada por um conjunto de forças poderosas, que interagem e reagem uma às outras. A bacia será o produto da rocha-matriz, dos processos geológicos, do clima, do grau de desenvolvimento dos solos e da vegetação, e do tempo durante o qual estes fatores atuaram. As características da rocha-matriz determinarão sua resistência aos processos erosivos e os padrões de erosão predominantes. Os fatores erosivos do clima (chuva, vento, insolação) terão sua influência condicionada ao tempo em que estão atuando sobre a bacia. O desenvolvimento dos solos e da vegetação será condicionado pelos fatores anteriores e por sua vez influenciará os processos de erosão e deposição ocorrentes na bacia hidrográfica. Em condições naturais, os fatores de formação de uma bacia atuarão de forma interrelacionada, de forma que haverá um ténue equilíbrio entre forças destrutivas e construtivas. A bacia hidrográfica se desenvolve continuamente, sempre tendendo à condição de equilíbrio (BLACK, 1996). Sempre existe uma certa relação entre forma e forma (p.ex. área X comprimento do canal), forma e processo (p.ex. área X vazão média) e entre processo e processo (p.ex. vazão X produção de sedimentos). Havendo alguma modificação no recebimento ou liberação de energia, ou no próprio sistema, provavelmente ocorrerá uma reação compensatória que tende a minimizar o efeito

desta modificação e restaurará o estado de equilíbrio (GREGORY & WALLING, 1973; LEOPOLD et al., 1964; citados por LIMA, 1986). Porém, eventos geológicos ou climáticos de grande magnitude, podem causar tamanhos distúrbios que o retorno a um estado de equilíbrio similar ao anterior pode demorar muito tempo ou não ser restabelecido, sendo substituído por outra situação de equilíbrio completamente diferente. Nos últimos séculos, o homem adquiriu a capacidade de alterar fortemente o ambiente que o cerca, podendo ser considerado o fator que mais ameaça o equilíbrio dos sistemas naturais, ao incrementar o poder de desequilíbrio de alguns fatores naturais, principalmente os fatores climáticos.

O deflúvio ou vazão pode ser considerado o produto residual do ciclo hidrológico e será influenciado por três grandes grupos de fatores : clima, fisiografia e uso do solo (LIMA, 1986).

O clima terá um papel preponderante na formação do escoamento por ser o determinante tanto da precipitação como da evapotranspiração.

As diferentes manifestações geológicas de uma bacia influenciarão principalmente o escoamento subterrâneo. A característica que mais condiciona o comportamento hidrológico de uma rocha será a sua consolidação. Materiais inconsolidados não apresentam material de cimentação em seus poros, por isso apresentam maior porosidade que os materiais consolidados, que apresentam menor quantidade de poros. Os materiais não consolidados apresentam valores de permeabilidade bem variáveis; no caso de materiais consolidados, a permeabilidade tende a ser baixa. As rochas sedimentares favorecem mais o escoamento de base, do que as rochas ígneas. Porém, o grau de fraturação e intemperismo de uma rocha, pode aumentar a permeabilidade de rochas naturalmente pouco permeáveis (AYERS, 1970, GREGORY & WALLING, 1973, citados por LIMA, 1986).

Características geomorfológicas da bacia, como a declividade, influenciam todos os processos ligados ao deflúvio -infiltração, escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo-, enquanto que outras características físicas como a forma e o tamanho da bacia, tipo e densidade de drenagem, variação de altitude, determinam a forma do hidrograma decorrente de uma certa precipitação. A intensidade da dissecação do terreno pela drenagem influencia principalmente as

taxas de escoamento superficial (ao condicionar a distância média do escoamento superficial) e a extensão da área variável de contribuição. Uma maior amplitude altimétrica fornece mais energia para o escoamento superficial e nos canais, tornando os picos de vazão mais rápidos. O mesmo princípio vale para maiores declividades. No caso do escoamento sub-superficial, o fluxo aumenta quase linearmente a medida que o mesmo desce a encosta, devido à acumulação de água na camada saturada no sentido da declividade. Encostas íngremes proporcionam maiores velocidades de escoamento sub-superficial, sendo que numa bacia de topografia acidentada (como é o caso das bacias primárias), este tipo de escoamento pode ter uma participação importante no pico de vazão do canal principal da bacia. O gradiente da encosta também vai influenciar a velocidade do fluxo dentro do solo. Numa superfície convexa, o escoamento sub-superficial saturado se torna mais lento, proporcionando um aumento da camada saturada, o que pode fazer com que esta camada chegue até a superfície, causando escoamento superficial por saturação ou fluxo de retorno. Áreas côncavas nas planícies da bacia também produzem o efeito de aumento do nível de saturação do solo, e estão associadas ao fluxo de retorno e geralmente participam da área variável de contribuição (WHIPKEY & KIRKBY, 1979).

Os tipos de solos de cada bacia também podem ser considerados como um fator importante para o ciclo hidrológico, por determinarem a taxa de infiltração e influenciarem o escoamento sub-superficial. Para se avaliar as propriedades hidrológicas dos solos é preciso definir ou estimar características como : textura, estrutura, conteúdo de matéria orgânica, porosidade e condutividade hidráulica (GREGORY & WALLING, citado por LIMA, 1986). Por isto, os levantamentos de solos tradicionais não são tão úteis para a hidrologia do que poderiam ser mapeamentos de solos de acordo com suas características hidrológicas (LIMA, 1986). Solos mais porosos facilitam a infiltração e por drenarem bem são menos propensos à saturação hídrica que solos de baixa porosidade. Por isso não favorecem naturalmente o escoamento superficial. Solos profundos também são menos suscetíveis à saturação, devido à sua maior capacidade de armazenamento. Por outro lado, solos estratificados, com diferenças estruturais marcantes entre os

horizontes A e B, podem apresentar características limitantes ao fluxo vertical, se a camada inferior for menos permeável que a superior. Neste caso, ou o escoamento sub-superficial é favorecido (quando a declividade assim permitir) ou o horizonte A tenderá a limitar a taxa de infiltração por ser suscetível à saturação. A textura do solo é um fator condicionante à infiltração. Solos de textura grosseira, como os solos arenosos, com pouco silte e argila, apresentam boa drenagem. Já os solos de textura argilosa não favorecem a infiltração, e podem favorecer o surgimento de escoamento superficial. Um fator condicionante de extrema importância para o comportamento da água ao atingir o solo é a umidade do solo anterior à precipitação, conhecida também como umidade antecedente. A umidade antecedente dependerá das características de retenção de água do solo, do volume de precipitação das chuvas anteriores, e da evapotranspiração (condicionada à cobertura do solo e aos fatores climáticos, como vento e temperatura).

O uso do solo também tem influência na produção de vazão, pois dois fatores importantes para os processos hidrológicos, e que atuam de maneiras divergentes estão a ele relacionados : a presença de cobertura vegetal e a impermeabilização da bacia hidrográfica (decorrente principalmente da urbanização). A presença ou não de cobertura florestal determinará como os processos hidrológicos, tais como a interceptação, a evapotranspiração, a infiltração e o escoamento superficial se comportarão durante um evento de chuva e após o mesmo (LIMA, 1985).

Os modelos hidrológicos tradicionais (SHERMAN (1932, citado por TUCCI, 1993), não consideram as características das vertentes e da rede de drenagem para a analisar ou simular o comportamento do hidrograma de escoamento (representação gráfica do processo de escoamento) em determinada seção da bacia hidrográfica. Um dos modelos hidrológicos mais conhecidos, o Hidrograma Unitário de SHERMAN (1932, citado por TUCCI, 1993) por exemplo, leva em conta somente os efeitos de translação e de armazenamento para o cálculo do hidrograma de saída de uma seção da bacia hidrográfica.

Já RODRIGUEZ-ITURBE e VALDÉS (1979, citado por TUCCI, 1993) levaram a termo a análise da geomorfologia da bacia para a descrição da resposta hidrológica da mesma a uma determinada precipitação. O método proposto, só

considerava porém, no que tange à geomorfologia, as características da rede hidrográfica da bacia, através de índices de drenagem tradicionais (HORTON, 1945 e STRAHLER, 1957, citado por TUCCI, 1993). As correntes atuais da hidrologia tentam compreender o papel das vertentes nos processos de escoamento superficial, sub-superficial, subterrâneo e outros.

BEVEN e KIRKBY (1979, citado por TUCCI, 1993) demonstraram que uma bacia hidrográfica não contribui de maneira homogênea para a geração de escoamento, pois esta região geográfica é composta de diferentes componentes tais como as vertentes, depressões, planícies de inundação, com diferentes capacidades de infiltração (e conseqüentemente de escoamento) e armazenamento.

Este comportamento hidrológico heterogêneo está relacionado às características físicas das vertentes tais como : declividade, condutividade hidráulica do solo, cobertura do solo, etc. Dessa maneira, existe uma porção da bacia que efetivamente contribui para a geração de escoamento superficial e/ou sub-superficial (com diferentes magnitudes em cada porção da bacia ou mesmo da vertente) e outra porção, que devido a uma maior capacidade de infiltração (decorrente, p.ex., de uma menor declividade, menor índice de umidade antecedente, menor impermeabilização ou outros) nunca ou raramente gera escoamento superficial.

Um dos desafios da hidrologia é a identificação dessas regiões com diferentes respostas hidrológicas. BEVEN e KIRKBY (1979, citado por TUCCI, 1993) tentaram estimar, através de índices de declividade, a porcentagem de área da bacia hidrográfica que efetivamente contribuía para a geração de escoamento superficial. Os autores utilizaram fórmulas que relacionam a área, a largura e o ângulo de inclinação das vertentes para obter um índice de tendência de saturação superficial para as diferentes regiões da bacia. Localizando as áreas que apresentam um índice maior que determinado valor (valor este que representava o limite mínimo para o estado de saturação superficial, condição básica para a geração de escoamento superficial), segundo os autores é possível mapear as áreas de contribuição efetiva. Obviamente, devido a variabilidade espacial e temporal da chuva) esse mapeamento se mostrará diferente para cada evento analisado.

4.3.1 Influências do uso do solo sobre o ciclo hidrológico

Se levarmos em conta as características fisiográficas de uma bacia, e presumirmos a situação típica de ocupação de uma bacia hidrográfica a mesma pode ser dividida em três unidades básicas (KOZARIK & LIMA, 1973, citado por LIMA, 1986) :

- (a) Cabeceiras : são as áreas onde ocorrem as máximas manifestações dos processos hidrológicos que aportam a maior quantidade de água para os cursos d'água. Os autores propõem uma legislação rigorosa que controlasse as atividades nelas desenvolvidas, e defendem o uso florestal na sua quase totalidade. O manejo dessa áreas deve recair fundamentalmente sobre o engenheiro florestal.
- (b) Setor médio da bacia : onde geralmente se localizam os terrenos de pastagens e culturas agrícolas, com menor uso florestal. Os maiores problemas aí encontrados são o desbordamento das margens dos cursos d'água, causados pela erosão e assoreamento dos rios, e possíveis inundações dos terrenos adjacentes. A raiz desses problemas é o uso inadequado dos terrenos agrícolas, sem técnicas de conservação de solos. O papel principal nessa regiões, além dos engenheiros florestal, hidráulico e sanitário, é o exercido pelo agrônomo.
- (c) Baixa bacia e estuário : onde se localizam em geral as áreas urbanas e de cultivo. Os maiores problemas que afligem este setor são enchentes, perda da camada superficial do solo, e poluição da água. Todos os profissionais de alguma forma ligados à gestão de recursos hídricos para qualquer fim é responsável pelo gerenciamento dessas áreas. Mas a solução dos problemas desse setor envolve ações sobre toda a extensão da bacia hidrográfica.

Numa bacia rural pouco urbanizada, a maior parte da precipitação é retida pela vegetação, e tem maior facilidade em se infiltrar no solo, sendo que o escoamento superficial será pouco significativo. O hidrograma de tal bacia apresentará um aumento de vazão gradual e um pico de enchente moderado. As enchentes em tais bacias geralmente extravasam o leito menor do rio a cada dois anos em média,

podendo as mesmas serem consideradas fenômenos naturais (TUCCI, 1996). A má conservação dos solos agrícolas e a urbanização acabam aumentando a magnitude e a frequência das enchentes naturais.

A alteração de uso do solo em uma bacia tem impactos significativos sobre o escoamento, e conseqüentemente sobre as vazões de enchentes (vazões máximas), e vazões médias e mínimas. Segundo TUCCI & CLARKE (1997), as alterações de uso do solo em uma bacia podem ser classificadas quanto : a) ao tipo de mudança; b) ao tipo de uso da superfície; c) a forma de desmatamento.

A capacidade de infiltração de um solo vai depender do tipo e do uso do mesmo. A capacidade de infiltração de solos com floresta geralmente é grande, produzindo pequena quantidade ou nenhuma de escoamento superficial. Isto se deve principalmente à presença de matéria orgânica, e também pela atividade animal nestes solos, que influenciam positivamente a estrutura do solo, sua densidade e porosidade (WHIPKEY & KIRKBY, 1979). Já os solos com a superfície descoberta (por exemplo estradas de terra, áreas agrícolas depois da colheita) tem tendência a apresentarem a camada superficial compactada. Essa característica também ocorre em pastagens, pela ação do pisoteamento. Isto diminui significativamente a capacidade de infiltração nessas condições. Já um solo arado, revolvido ou subsolado pode aumentar a sua capacidade de infiltração (TUCCI & CLARKE, 1997).

Num solo sob cobertura florestal, a estrutura do solo está condicionada ao sistema radicular das árvores. Raízes mortas podem dar origem à fissuras ou canais para condução de água, principalmente no sentido vertical. O padrão de escoamento sub-superficial sob uma superfície florestada pode ser bem diferente do que se a mesma superfície tivesse outro uso. Os canais originados de raízes mortas podem aumentar significativamente as características de permeabilidade saturada do solo, principalmente se este solo tiver estrutura fina (solo argiloso, por exemplo) e/ou camadas bem definidas. Isto pode diminuir as taxas de escoamento sub-superficial, pelo fato do fluxo vertical da água ser privilegiado por esta condição (WHIPKEY & KIRKBY, 1979).

Quando ocorre o desmatamento de uma bacia florestada, que em seguida começa a passar pelo processo de sucessão vegetal, o seguinte processo é geralmente observado : logo após o corte raso, a tendência é de que as vazões médias e os picos de vazão tenham um acréscimo significativo. Este efeito está relacionado principalmente à menor taxa de evapotranspiração, e ao aumento do escoamento superficial. Quando a vegetação começa a crescer novamente, as características de vazão mínima, média e máxima tendem a voltar as condições pré-corte (LIMA, 1986; TUCCI & CLARKE, 1997). Este efeito foi comprovado por vários autores, como HIBBERT (1965), HEWLETT & HELVEY (1970), HEWLETT & DOSS (1984), REFOSCO & PINHEIRO (1992). Porém, a magnitude das alterações hidrológicas varia consideravelmente em cada situação analisada. Daí conclui-se que as características de clima, solos, topografia e outros fatores interagem com as características de cobertura do solo para a resposta hidrológica da bacia, e que nenhum resultado pode ser generalizado, exceto para regiões onde todas estas características sejam muito semelhantes.

No caso da substituição da vegetação original por culturas permanentes (café, chá, fruticultura, podendo ser considerado o reflorestamento uma variedade de cultura permanente), o maior impacto sobre o ciclo hidrológico se verifica quando da transformação da cobertura, principalmente em relação ao escoamento. Após a cultura atingir o seu desenvolvimento, como este tipo de cultura não apresenta alterações frequentes na sua estrutura básica, o impacto hidrológico se restringe ao fato do balanço hídrico se estabelecer num patamar próprio, diverso daquele que a cobertura original apresentava.

Porém, quando o desmatamento dá origem a culturas anuais (agricultura cíclica), existe o impacto inicial relacionado aos efeitos do corte raso sobre os processos hidrológicos, e posteriormente ocorre a mudança anual ou mesmo sazonal (rotação de culturas) da cobertura vegetal. O principal impacto sobre o ciclo hidrológico está relacionado à falta de proteção do solo durante o processo de preparo do solo (aragem, subsolagem, etc.) antes de um novo plantio, principalmente se este preparo for feito numa época chuvosa, e se verifica na forma de erosão laminar e modificação das condições de infiltração do solo (que podem

ser entendidas como um aumento desse processo inicialmente e uma posterior diminuição, após o impacto das gotas causar a selagem da camada superficial do solo). A magnitude desses impactos depende fundamentalmente das práticas utilizadas para o preparo do plantio. Medidas conservacionistas de manejo do solo contribuem para uma diminuição significativa dos impactos prejudiciais das atividades agrícolas. Entre estas ações podem ser citadas o preparo da terra em curvas de nível, o terraceamento, a organização do uso do solo nas propriedades rurais levando em conta as microbacias, o plantio direto e o planejamento das estradas vicinais (TUCCI & CLARKE, 1997).

Quando uma área utilizada por muito tempo para o uso agrícola é reflorestada ou sofre o processo natural de sucessão vegetal, o resultado do ponto de vista hidrológico geralmente é uma redução de vazão. AYER (1968, citado por BLACK, 1996), estudando os efeitos do reflorestamento de áreas agrícolas abandonadas em Nova York, reportou o seguinte : os picos de vazão do período entre novembro e abril (inverno) foram reduzidos em torno de 40% , em média. O escoamento total nos rios no mesmo período reduziu-se em 26% em relação à média dos 24 anos anteriores ao reflorestamento. Porém, não foram detectadas mudanças de pico de vazão para os meses de verão, da curva de recessão, do volume de escoamento direto, e das vazões mínimas. Estes resultados foram confirmados por BLACK (1974, citado por BLACK, 1996) estudando a redução das áreas agrícolas na região central do estado de Nova York.

As florestas aluviais aumentam a capacidade de infiltração e armazenamento e água dos solos onde se desenvolvem, diminuindo a ocorrência de escoamento superficial localmente e funcionam como uma barreira mecânica para o escoamento superficial e sub-superficial vindos de áreas mais altas, graças à serapilheira e às suas raízes. Dessa maneira evitam um aporte elevado de água e materiais particulados de maneira abrupta para os rios, o que geralmente acontece na ausência de vegetação. Já as várzeas funcionam como reservatórios de contenção de cheias quando os rios extravasam sua calha normal, evitando que áreas contíguas sejam atingidas.

A remoção da floresta aluvial provoca um aporte de água em maior volume e num espaço de tempo reduzido aos canais, de modo que o canal principal de uma bacia muitas vezes não tem capacidade de transportar um volume tão grande a jusante devido a estreiteza de sua calha. Conseqüentemente, esse rio tende a transbordar para as planícies de inundação. Associada à falta de cobertura florestal está a erosão laminar, que além de remover gradativamente a camada superficial (e mais fértil) do solo, vai assoreando o leito dos canais, diminuindo sua profundidade e assim aumentando o risco de transbordamento. Outro efeito nocivo da supressão da floresta aluvial é o desbarrancamento das margens dos rios, já que as raízes das árvores cortadas apodrecem e não conseguem mais manter a estrutura do solo, que nessas áreas é muito suscetível a deslizamentos.

As várzeas se formam justamente em áreas frequentemente inundadas, em baixios próximos aos rios. A drenagem dessas áreas não evitará que as mesmas sejam inundadas novamente. O mais grave é que nas áreas urbanas, as várzeas são substituídas por loteamentos. Ora, por si só o loteamento urbano é um tipo de uso que compromete a infiltração da água no solo e favorece o escoamento superficial. Some-se a isto o fato dessas áreas serem inundadas periodicamente e então teremos um problema que atinge as esferas ambiental e social.

É preciso sempre avaliar cuidadosamente os parâmetros físicos e climáticos de cada bacia hidrográfica, tais como geomorfologia, rede de drenagem, tipos de solo, distribuição temporal da chuva, características estruturais e fisiológicas da vegetação existente (além de sua distribuição na bacia), caracterização e distribuição espacial dos usos de solo ocorrentes, para poder se estimar ao menos aproximadamente a resposta hidrológica de determinada bacia às mudanças de uso do solo que estejam ocorrendo ou que venham a ocorrer.

Ao comparar-se o uso atual de uma determinada superfície com o uso mais apropriado em relação à sua localização, clima local, declividade, tipo de solo, legislação referente, podem geralmente ser encontradas situações conhecidas como conflitos de uso. Segundo ROCHA (1989, citado por MADRUGA, 1992) conflitos de uso são cultivos agrícolas ou pastagens desenvolvidos em áreas impróprias, tais como : terras das classes V, VI, VII ou VIII de capacidade de uso;

locais com coeficiente de rugosidade classe B, C, ou D; áreas com declividades médias acima de 15%, sem tratos conservacionistas (no caso de áreas agrícolas). Para o autor, os conflitos de uso são os maiores responsáveis pelas erosões, assoreamentos de rios, barragens e açudes, pelas enchentes e efeitos das secas.

4.4 INFLUÊNCIA DAS FLORESTAS SOBRE O CICLO HIDROLÓGICO

De acordo com LIMA (1986), o deflúvio em uma bacia hidrográfica é influenciado por três fatores principais : o clima, as características físicas da bacia (área, forma, densidade de drenagem, topografia, solos, geologia, etc.) e o uso do solo. Este último fator é o único que pode ser modificado em larga escala pela ação humana. Segundo LIMA (1986) “a cobertura vegetal, pela sua influência em processos hidrológicos tais como interceptação, transpiração, infiltração, percolação, constitui-se num dos fatores mais importantes que afetam a produção de água de uma bacia hidrográfica,...”.

Segundo MOLCHANOV (1963), a vazão anual de um rio depende de muitos fatores que interagem sobre as águas precipitadas, sendo difícil isolar a influência da floresta na vazão anual. Desta maneira é necessário a analisar elementos relativos a um grande número de cursos de água, para determinar estatisticamente a influência real da floresta neste aspecto. Mas é consenso entre os hidrologistas que a floresta contribui decisivamente para regularizar o regime dos rios, pelo fato de diminuir o escoamento superficial que além de provocar erosão, acaba por provocar uma descarga de água brusca para os rios. Uma das grandes vantagens da cobertura florestal é armazenar mais água no solo e liberar uma parte desse volume gradativamente para os cursos d'água (através dos fluxos sub-superficiais, percolação e escoamento de base), amenizando assim períodos de torrencialidade e reduzindo os períodos de seca.

De acordo com LIMA (1986), as áreas florestadas cobrem cerca de 25% da área total dos continentes, estando restritas na maioria das vezes à áreas de maior

precipitação (como no caso da Floresta Amazônica), e com maiores altitudes (nos maciços de várias regiões do mundo), onde geralmente nascem os cursos d'água. No caso dos Estados Unidos por exemplo, apenas um terço do território é coberto por florestas, encontradas geralmente nas regiões montanhosas. Porém, 50% da precipitação total do país é recebida por essas áreas, que respondem por 75% do deflúvio médio anual do país. Daí, já se pode evidenciar a importância das florestas e do seu bom manejo para a manutenção ou aumento da qualidade e quantidade de água para a humanidade.

De acordo com DUBAKH (1951, citado por MOLCHANOV,1963), na ex-União Soviética, quanto menos florestada for uma bacia, maior é a subida do rio na primavera (período de cheias). Quando há uma maior florestação, a vazão do rio tende a aumentar no verão (período de seca). Em áreas florestadas, o escoamento inicia-se mais tarde, retardando o pico de cheia na primavera, e evitando-se assim um aumento brusco do nível de vazão dos rios. Verificou-se geralmente um maior média anual de volume dos cursos d'água em áreas mais florestadas. Outros pesquisadores soviéticos, como RAKHMANOV (1951, 1956, citado por MOLCHANOV,1963) e KOSTYUKEVICH (1955, citado por MOLCHANOV,1963) chegaram a conclusões semelhantes.

Segundo MOLCHANOV (1963), a influência das florestas na descarga de água pode se verificar em bacias de apanhamento restritas, mas não existe em bacias hidrográficas extensas, devido ao efeito de outros fatores (referentes ao clima e a geografia física).

Em uma área de floresta natural não explorada, a taxa de infiltração é mantida no seu máximo. Esta condição ótima de infiltração é conseguida principalmente pela presença do piso florestal ou serapilheira (camada de material vegetal e animal em processo inicial de decomposição), pois esta camada é responsável por manter as melhores condições para que a água se infiltre. Isso se deve principalmente ao efeito protetor da serapilheira contra o impacto das gotas de chuva, que podem causar a diminuição da taxa de infiltração na camada superficial do solo (LIMA, 1986). Este efeito de proteção é maior do que o proporcionado pelas copas das árvores, já que uma gota de água que cai de uma altura de 8 metros tem

praticamente a mesma velocidade de uma gota que cai sem nenhum obstáculo (LAWS, 1941, citado por LIMA, 1986). Além disso a presença de serapilheira é uma barreira para a formação de escoamento superficial. Evitando a diminuição da porosidade total (principalmente a porosidade não-capilar), a existência de serapilheira acaba proporcionando uma maior infiltração do que em áreas adjacentes com outros usos (LIMA, 1986).

Em climas tropicais com altas taxas pluviométricas, a retirada de florestas e a substituição por outros usos, tais como pastagens e agricultura, resulta numa diminuição da capacidade da superfície do solo em absorver a água de precipitações intensas. Isto ocasionaria uma maior proporção de escoamento superficial e poderia levar à ocorrência de enchentes, além do que a recarga dos aquíferos subterrâneos também seria comprometida, diminuindo as vazões de estiagem (PEREIRA, 1973)

Com relação à água retida no solo, estudos indicam que solos florestados apresentam perdas de água maiores do que sob solo nu, principalmente numa camada superficial em torno de 50 cm, com alta densidade de raízes, e conseqüentemente de maior absorção de água (TROENDLE, 1970, citado por LIMA, 1986). Dessa forma, áreas florestadas apresentariam maior déficit de água do que áreas agrícolas ou com outros usos. Porém segundo LIMA (1986), existem resultados contrastantes na literatura específica, o que indicaria a influência de um maior número de fatores, não podendo ser atribuída a menor quantidade de água no solo ao maior consumo pelas árvores. Autores como DREBELBIS (1963), HERRING (1970) e HILL (1972), todos citados por LIMA (1986), reiteram em experimentos realizados sob diferentes tipos de vegetação esta verificação. Quanto à variação de umidade, CERVellini et alii (1972, citado por LIMA, 1986) verificaram uma maior variação na quantidade de água no solo em solo desprovido de vegetação do que num solo revestido por cerrado. LIMA (1975, citado por LIMA, 1986) ao estudar solos com *Eucalyptus sp.*, *Pinus sp.* e vegetação herbácea natural concluiu que a umidade era maior sob vegetação herbácea no período de recarga, ao passo que no período de estiagem era este o solo que apresentava o menor coeficiente de umidade. MOLION (1984) afirma que o solo sob floresta tem maior capacidade de

absorção de água, recarrega-se mais uniformemente e libera água mais vagorosamente. A retirada de floresta, e posteriormente o uso de técnicas avançadas de manejo e conservação do solo, pode até garantir uma taxa de infiltração semelhante ao solo florestal, porém o tempo de residência da água no solo diminuirá, aumentando a incidência de estresse hídrico, principalmente nos climas mais áridos.

Com relação ao aquífero freático, as áreas florestais podem ser consideradas importantes fontes de abastecimento de água para os lençóis, devido às boas condições de infiltração dos solos aí existentes. Nas regiões onde o lençol freático é superficial (áreas alagadiças e florestas aluviais, por exemplo), a cobertura florestal causa, pela evapotranspiração um rebaixamento do nível do lençol. Se houver o corte da floresta nessas áreas, a tendência é a subida do lençol freático (LIMA, 1986). No caso de aquíferos artesianos, exceto nos locais de recarga, a floresta não exerce qualquer influência sobre os mesmos, devido ao fato do nível de água nos mesmos depender mais de variações de pressão do que variações na quantidade de água (TODD, 1967, citado por LIMA, 1986).

Quanto às vazões dos rios em bacias hidrográficas com presença de florestas, LIMA (1986) discorre : “A presença da floresta em uma bacia hidrográfica está associada à redução da produção anual de água, devido a sua maior evapotranspiração. No entanto, estudos de correlação mostram que a porcentagem de cobertura florestal da bacia é uma variável que apresenta correlação positiva com o deflúvio, o que pode inferir conclusão contrária aos inúmeros resultados experimentais obtidos.”

HIBBERT (1965) estudou os resultados de 39 experimentos que analisaram os efeitos da alteração da cobertura florestal sobre a produção de água. Vistos coletivamente, estes estudos revelam que a redução da área florestada aumenta a produção de água, e que o reflorestamento tem o efeito contrário. Porém, os resultados de cada experimento variam muito e na sua maior parte são imprevisíveis. A resposta no primeiro ano após o corte completo da floresta de uma bacia varia desde 34 mm até mais de 450 mm de aumento de vazão dos rios. Há uma forte evidência de que, em regiões bem servidas de chuva, a resposta de

vazão dos rios é proporcional a diminuição da cobertura florestal. Ao passo que a floresta se regenera após o corte raso, os aumentos na produção de água são cada vez menores; esta taxa de declínio varia muito para cada bacia, mas também parece estar relacionada a velocidade da regeneração florestal. A distribuição estacional da resposta de vazão também varia muito entre os experimentos; esta resposta pode ser quase imediata ou consideravelmente atrasada, dependendo do clima, solos, topografia e outros fatores.

Já RAKHMANOV (1962, citado por PEREIRA, 1973), analisando os registros de 35 bacias hidrográficas, com tamanhos variando entre 150 km² e 2000 km², todas elas situadas na parte européia da ex-URSS, onde a floresta é a vegetação clímax, apresenta resultados divergentes. Estudando o conjunto das bacias, ele verificou que a medida que a cobertura florestal aumentava, variando de 10% até 80%, havia aumento médio correspondente de 3 para 7,5 m³/segundo/km² na produção de água. Porém, o autor atribui esta relação ao efeito do maior armazenamento de neve nas áreas florestadas.

HEWLETT, J. & HELVEY (1970) testaram a hipótese de que a evapotranspiração das florestas e o conseqüente déficit hídrico afetam a produção de deflúvio. Em uma bacia de 108 acres no sul dos Apalaches com cobertura florestal nativa foi realizado o corte raso, sem haver remoção de restos florestais, ou seja a capacidade de infiltração do solo não foi diminuída. Não houve produção de escoamento superficial, mesmo após o corte. Analisando estatisticamente uma série de 77 hidrogramas de chuvas fortes antes do corte raso e 30 eventos após o mesmo, foi observado que o volume total de deflúvio aumentou 11% em média e os picos de enchente aumentaram na ordem de 7% em média. Em relação aos volumes esperados (com base nos registros anteriores ao corte), o aumento de volume total de deflúvio decorrente do corte variou de 0% para pequenas chuvas até 22% para um evento de 7 dias de duração. A retirada da floresta elimina o efeito de retirada de água do solo pelas raízes, tornando o mesmo mais úmido e mais propenso a produzir escoamento sub-superficial do que no caso de haver cobertura vegetal.

HEWLETT & DOSS (1984) realizaram um experimento que utiliza o método do par de bacias (controle e tratamento), e analisa o efeito de métodos silviculturais como o corte raso sobre uma bacia de 32 hectares na região de Piedmont (Georgia-USA), e indica que o acréscimo no volume de vazão decorrente dessa prática, no caso de solos secos é maior (até 50% a mais) do que se o mesmo solo estiver em condições de umidade média a alta (aumento de 10 a 15% no volume de descarga). Já o pico de enchente sofre um aumento da ordem de 35 a 50% devido ao corte raso, mesmo em condições de solo úmido. O pico de descarga, sendo um reflexo do aporte direto de chuva nos canais e de suas extensões laterais (produtos da situação de solos saturados ao longo desses canais), sofre um considerável aumento com o corte raso, devido ao fato de muitos pequenos riachos e caminhos de água serem reativados. Esse efeito é potencializado em condições de solo úmido. Porém, os autores afirmam que esses efeitos são predominantemente locais e tem pouca consequência na produção da descarga de água abaixo da bacia tratada. Entretanto, o potencial de erosividade é dramaticamente multiplicado nos meses de verão e outono (aumento de 422%), sendo que este acréscimo é bem menor nos meses de inverno e primavera (37%). Os autores apontam novamente para a situação de exposição dos solos à chuva direta e à expansão dos cursos d'água, decorrente da retirada de cobertura florestal, como um importante fator para o aumento da erosividade.

Analisando as séries temporais de chuva e vazão de dez grandes bacias populosas do sudeste americano com tamanho variando de 2800 km² até 19500 km² e relacionando essas séries com o uso do solo das bacias, TRIMBLE & WEIRICH (1987) afirmam que o reflorestamento de partes dessas bacias acarretaram uma diminuição da vazão dos rios que drenam as mesmas. Essas 10 bacias tiveram de 10% a 28% de suas respectivas áreas reflorestadas entre os anos de 1919 e 1967. A redução na produção de água teria sido da ordem de 30 a 100 mm, ou de 4 a 21%, sendo esse declínio considerado estatisticamente significativo na maioria das bacias. As reduções de vazão decorrentes do processo de reflorestamento tenderam a ser maiores durante os anos secos do que em anos mais úmidos. Isso

seria explicado pelo fato das árvores poderem retirar água a profundidades maiores do solo do que no caso de campos cultivados.

O conceito formulado por HEWLETT & HIBBERT (1967, citado por LIMA, 1989), conhecido como “área variável de contribuição” reforça ainda mais o papel da cobertura vegetal para a manutenção de um ciclo hidrológico equilibrado em uma bacia. De acordo com LIMA (1986), a manutenção da cobertura vegetal na “área variável de influência” é muito importante para o controle de enchentes. Deve se levar em conta que a umidade antecedente do solo influi muito no tamanho da expansão da área de influência.

As áreas onde ocorre o escoamento direto podem ser consideradas as áreas mais sensíveis da bacia, do ponto de vista da resposta hidrológica da mesma a uma chuva. Por isso, devem estar protegidas por uma cobertura vegetal adequada, para a manutenção equilibrada do sistema hidrológico de uma bacia hidrográfica (LIMA, 1989).

Segundo LIMA (1989, p. 36) :

“Para que o conceito de área variável de contribuição possa ser útil para o planejamento do uso do solo nas bacias hidrográficas, é importante a identificação e o mapeamento dessa área variável, e sua dinâmica em relação ao período chuvoso e de sua variação sazonal. A mata ciliar, como visto, ocupa justamente a parte principal dessa área variável que são as margens da rede hidrográfica permanente, incluindo também as áreas adicionais que se originam dos fenômenos de expansão das áreas saturadas durante períodos chuvosos prolongados.”

Se a floresta for retirada das regiões marginais aos cursos d’água, permanentes ou não, esta situação de maior umidade do solo potencializará o efeito da “área variável de contribuição” (HEWLETT & HELVEY, 1970; HEWLETT & DOSS, 1984).

Existe uma premissa geralmente difundida de que : (1) a floresta previne grandes enchentes e (2) mantém o deflúvio em períodos de secas prolongadas. LIMA (1986) concorda com (1) até certo ponto, pois afirma que alguns dos maiores picos de enchentes foram verificados em bacias 100% florestadas, segundo LEE

(1980, citado por LIMA, 1986). A proposição (2) seria falsa, no entender do autor previamente citado. A floresta concorre para o consumo (evapotranspiração) da água da bacia nos períodos secos. Porém, LIMA (1986) admite que a floresta melhora as condições de armazenamento da água de precipitação na B.H.

Muitos processos envolvidos no ciclo hidrológico sofrem a influência da retirada da floresta em determinada área. Pelo fato da floresta absorver mais radiação de onda curta e refletir menos do que outras coberturas, o albedo aumenta, o que tem implicações para a taxa de evapotranspiração do local. Geralmente as áreas desmatadas apresentam uma maior flutuação de temperatura e um maior déficit de tensão de vapor em relação às condições originais. O volume de água evaporado é menor devido à redução ou ausência de interceptação vegetal pela retirada das árvores, sendo que esta remoção acarreta também menores taxas de evapotranspiração. Além disso, ocorre a modificação das taxas de umidade nas diferentes camadas do solo, já que as árvores podem retirar umidade a profundidades maiores que 3,6 metros enquanto que gramíneas de pastagem retiram água a no máximo 20 cm. Um solo com raízes arbóreas apresenta uma depleção de umidade maior e mais rápida do que outro em condições diferentes. (TUCCI & CLARKE, 1997).

A magnitude e a duração do aumento de produção de água decorrente da retirada da cobertura arbórea estará condicionada a fatores como : características físico-climático-ambientais (tamanho da bacia, topografia, regime de chuvas na região, tipos de solos, tipo de vegetação existente, etc.), características do desmatamento -tipo de corte, grau de desmatamento, localização na bacia-, e o uso do solo posterior ao mesmo (p.ex. urbanização, agricultura, etc.).

A distribuição sazonal das chuvas influenciará essa resposta pelo fato de que, se as precipitações são concentradas no inverno, período de menor evapotranspiração potencial, a retirada da floresta provocará menor incremento na vazão do que se as precipitações fossem concentradas no verão. Neste segundo caso, a transpiração florestal, que é potencialmente maior no verão, não ocorreria com a retirada da floresta, acarretando maior disponibilidade de água para os processos de escoamento direto. Solos com maior profundidade são mais afetados

pela mudança de cobertura devido a sua maior capacidade de campo. Regiões de menor declividade também serão mais sensíveis ao desmatamento, no que se refere ao acúmulo de água no solo (TUCCI & CLARKE, 1997).

O aumento na vazão dos rios será maior quanto maior for a proporção da bacia deflorestada (LIMA, 1986). Quanto a localização da área deflorestada na bacia, LIMA (1986, p.190) expõe o seguinte :

“...,certas situações topográficas são caracteristicamente mais úmidas que as demais porções da bacia, pois recebem água de drenagem das partes mais altas, além do suprimento normal de precipitação. Tais locais podem exibir altas taxas de evapotranspiração, e o tratamento nestas áreas pode resultar em aumentos consideráveis na produção de água, enquanto que tratamentos similares nas partes mais altas (mais secas) da bacia não produziram aumentos significativos.”

Se a região deflorestada estiver mais próxima à seção principal da bacia maior é o efeito observado no escoamento (TUCCI & CLARKE, 1997). Porém o efeito da remoção da floresta diminuirá logaritmicamente com o tempo, se for possibilitada a regeneração natural das áreas afetadas (LIMA, 1986).

O uso posterior também é decisivo para se estimar a resposta hidrológica ao desmatamento de uma determinada região da bacia : culturas agrícolas permanentes (reflorestamento, café, chá, fruticultura), pastagens, culturas anuais, e áreas urbanas são em ordem crescente os usos que mais potencializam os efeitos de aumento do escoamento direto (superficial e/ou sub-superficial) (TUCCI & CLARKE, 1997).

REFOSCO & PINHEIRO (1992) procuraram relacionar a diminuição crescente da cobertura florestal da sub-bacia do rio Itajaí do Norte com o aumento das vazões mínimas e médias deste rio, no período de tempo entre 1935 e 1986. Foi demonstrado estatisticamente que o aumento das vazões não estava relacionado com um possível aumento da precipitação na região. Os autores concluem que a vegetação, ao reter boa parte da água precipitada e liberá-la aos poucos para os cursos d'água e reservatórios superficiais e subterrâneos, funciona como um reservatório de contenção de cheias. As cheias acontecem em bacias deflorestadas,

num período de tempo menor e com maior intensidade que em bacias com boa cobertura florestal. Por isso, esta relação deve ser levada em conta quando do planejamento e execução de qualquer projeto estrutural ou não, principalmente aqueles de contenção de cheias.

4.4.1 A utilidade das florestas para o controle de enchentes e a diminuição da erosão superficial.

As medidas para se controlar, ou melhor, amenizar o efeito das enchentes sobre os meios urbanos e rurais podem ser classificadas em dois grupos principais : medidas estruturais e não-estruturais. As primeiras se referem a todas as obras de engenharia que têm como função regular o regime de vazão de um rio. As medidas estruturais podem ser extensivas ou intensivas. As medidas extensivas são aquelas que agem sobre uma extensão relativamente considerável da bacia hidrográfica enquanto que as medidas intensivas são as ações concentradas nos cursos d'água e suas margens (TUCCI, 1993).

As medidas não-estruturais podem ser entendidas como todas as formas de regulação do ciclo hidrológico de uma bacia que não visam alterar nenhuma fase do ciclo hidrológico da bacia, mas sim melhorar a convivência das populações com as cheias. Se enquadram nesse conceito medidas de caráter social como sistemas de alarme de enchentes, educação e legislação ambiental, regulamentação do uso do solo, etc. As medidas não-estruturais são utilizadas na maioria dos países desenvolvidos, para controle de enchentes nas áreas em que o custo das obras é inferior ao benefício ou não existem recursos para suportar o investimento. A vantagem das medidas não-estruturais é que geralmente são mais baratas, mais fáceis de serem implementadas e mais corretas do ponto de vista ambiental.

As obras de engenharia são geralmente realizada nas áreas metropolitanas, pois nessas regiões o problema das enchentes se torna mais crítico devido aos efeitos prejudiciais da urbanização sobre os processos hidrológicos (principalmente sobre o escoamento superficial). Como exemplos de medidas estruturais intensivas

podemos citar a construção de canais, redes de esgoto, estações de bombeamento e reservatórios artificiais.

O controle de enchentes através de medidas intensivas leva em conta, no momento em que é projetado, um certo nível de risco que está se aceitando, ou seja, uma certa obra é projetada para suportar uma vazão referente a uma precipitação máxima (relacionada a determinado período de recorrência). Os projetos estruturais intensivos se atêm basicamente a um enfoque hidráulico do problema, se preocupando apenas com a fase final da drenagem de uma bacia hidrográfica submetida a uma precipitação, que é o fluxo da água no leito do rio (geralmente o leito principal da bacia), se caracterizando assim como um controle pontual. O controle das cheias urbanas devido a urbanização, no Brasil, é realizado na maioria das vezes através da canalização dos trechos críticos. Esse tipo de solução segue a visão particular de um trecho da bacia, sem que as consequências sejam previstas para o restante da mesma ou levando em conta a sua futura ocupação. Muitas vezes os controles estruturais, no caso das canalizações, acabam apenas transferindo o problema de uma região, considerada ponto crítico, para outra área mais a jusante, ao acelerarem a velocidade do fluxo, transportando um grande volume de água para as seções mais baixas da bacia. Além disso, muitas vezes os projetos não levam em conta a futura evolução da expansão urbana, que pode provocar um aumento mais rápido da taxa de escoamento nos canais e diminuir assim a vida útil da obra. As medidas estruturais intensivas geralmente apresentam altos custos de implantação.

As medidas extensivas visam melhorar as condições de infiltração da bacia e diminuir o escoamento superficial, que provoca o aporte de grandes volumes de água de forma rápida para os rios, e a erosão (que provoca assoreamento, aumentando os riscos de inundação). A recomposição da cobertura vegetal em áreas críticas pode ser entendida como uma medida não-estrutural relativamente eficaz em muitos casos, porém não traz muitos benefícios se não estiver associada com outras medidas, estruturais e não-estruturais. No caso do combate à erosão e problemas a ela associados (maior aporte de materiais particulados aos cursos d'água, assoreamento dos leitos, diminuição da qualidade da água), é indiscutível o

papel das florestas como agentes limitantes deste processo. Ao diminuir a proporção do escoamento superficial, ao proporcionar maiores taxas de infiltração, e também sua velocidade (pela barreira mecânica representada pela serapilheira), a floresta contribui para que menores quantidades de materiais sólidos cheguem as partes mais baixas da bacia e aos cursos d'água. Como visto no tópico anterior, as florestas podem garantir inúmeros benefícios para o ciclo hidrológico, no sentido de manter ou recuperar o quanto possível as condições naturais dos processos hidrológicos. Porém, apenas nas últimas décadas começou-se a se verificar a importância da existência da cobertura arbórea (nos ecossistemas onde esta se faz naturalmente presente, é claro) em porções estratégicas da bacia, no que se refere à diminuição do escoamento superficial, e ao aumento da infiltração e dos escoamentos sub-superficial e subterrâneo. BEG & SHAKIL (1998) consideram o desmatamento e a consequente erosão e deposição de sedimentos um fator chave para a ocorrência de enchentes em várias regiões da Índia, e propõem o reflorestamento como uma das medidas para prevenir a erosão e aumentar a resistência ao escoamento superficial na superfície das bacias. Um desafio para a hidrologia é identificar estas regiões estratégicas, que sem um controle adequado, podem representar a origem das enchentes e dos prejuízos a elas associados. As medidas extensivas podem trazer consigo outros benefícios, como melhoria da qualidade da água, e melhoria da qualidade do ambiente urbano, ao reinserir elementos naturais nas cidades (no caso da recomposição vegetal, por exemplo) (MAKSIMOVIC & TODOROVIC, 1998; TUCCI, 1996).

4.5. MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DE IMPACTO DE MUDANÇAS DE USO DO SOLO SOBRE O CICLO HIDROLÓGICO

4.5.1 Estudos experimentais em bacias hidrográficas

Segundo McCULLOCH & ROBINSON (1993, citado por TUCCI & CLARKE, 1997), os estudos experimentais em bacias com o objetivo de avaliar o impacto das suas modificações físicas podem ser classificados em três grupos principais :

- 1) Estudos de correlação : quando é realizada uma análise de correlação entre bacias de diferentes características de clima, cobertura, solo e morfologia. De acordo com os autores, este tipo de procedimento nem sempre permite uma clara estimativa dos processos envolvidos.
- 2) Estudos de uma única bacia : para uma determinada bacia, realiza-se um estudo comparativo entre o comportamento hidrológico antes e depois das mudanças de uso do solo na mesma. Deve-se sempre realizar a verificação de uma possível variabilidade climática entre os períodos anterior às mudanças e posterior às mesmas, pois os dois períodos devem apresentar um regime pluviométrico estatisticamente semelhante para que possíveis mudanças no regime hidrológico da bacia possam ser atribuídas a alterações na cobertura do solo.
- 3) Estudos experimentais com pares de bacias : duas bacias de características similares são estudadas no mesmo período, sendo que uma delas é submetida a alterações de uso do solo enquanto a outra é mantida com suas características originais (bacia controle).

O método do par de bacias teve o seu primeiro experimento realizado em 1910, na região de "Wagon Wheel Gap", no Colorado. Duas bacias adjacentes e florestadas, com 80 ha cada uma, foram instrumentadas para a medição da precipitação e escoamento superficial. Após alguns anos de calibragem, uma das bacias sofreu corte raso e a outra permaneceu inalterada. Após determinado

período de tempo, verificou-se um acréscimo de quase 20% no escoamento da bacia tratada. Este experimento serviu de modelo para várias outras pesquisas realizadas pelo mundo afora. Percebeu-se então que os resultados de uma bacia dificilmente poderiam ser extrapolados para outros locais, já que a produção de água é um produto integrado de pelo menos 5 variáveis da bacia : solo, geologia, clima, fisiografia e vegetação (LIMA, 1986).

O método mais utilizado na hidrologia experimental atualmente é o estudo de uma única bacia, avaliando-se os impactos sobre os processos hidrológicos decorrentes da mudança da cobertura do solo numa escala temporal. Alguns dos estudos clássicos que utilizam este método foram aqueles desenvolvidos no Laboratório Hidrológico de Coweeta, na Carolina do Norte, Estados Unidos, a partir de 1940. Foram estudados os impactos causados pelo corte de florestas e/ou pela conversão em pastagens ou agricultura em pequenas bacias de região montanhosa. Rapidamente foram detectados efeitos adversos sobre o escoamento, intensidade e frequência de enchentes e produção de sedimentos. Estes experimentos guiaram muitos dos estudos subsequentes.

Para esses dois métodos, deve-se sempre proceder a uma “calibração” da bacia hidrográfica estudada, ou seja, antes de qualquer tratamento, as variáveis a serem analisadas, como vazão, evapotranspiração, escoamento e outras, são medidas por um período de tempo razoável. Assim, o comportamento hidrológico original da bacia pode ser caracterizado a partir das estatísticas dessas variáveis, podendo-se então realizar um estudo comparativo entre os valores medidos antes e depois de cada tratamento.

4.5.2 Modelos hidrológicos

Um modelo é uma representação da realidade que procura simplificar a complexidade do mundo real, salientando e detalhando somente os aspectos fundamentais. Procura-se identificar os principais processos contribuintes para a resposta de um determinado sistema, para quantificar ou estimar tão precisamente

quanto possível esta resposta. A precisão desta simulação é avaliada através da comparação com os resultados observados no sistema real. Esta representação tem seus parâmetros refinados até que o modelo possa ser considerado uma representação o mais próxima possível da realidade (SÁ, 1995).

Um modelo hidrológico é desenvolvido com o objetivo de estimar as respostas hidrológicas de uma bacia hidrográfica, ou seja o comportamento da vazão de determinada seção da bacia submetida a um determinado evento de precipitação. Se o modelo é empírico, esta resposta vai ser estimada através de fórmulas que não têm relação direta com a física dos processos hidrológicos (escoamento superficial e sub-superficial, infiltração, evapotranspiração, etc.), enquanto que um modelo conceitual vai simular o comportamento da bacia baseando-se nas condições físicas de uma bacia e os processos que aí ocorrem. Os parâmetros que regem o comportamento hidrológico de uma bacia, tais como profundidade do solo, porosidade, condutividade hidráulica, cobertura do solo, declividade, e outros, devem ser medidos (ou avaliados) em campo, ou estimados através de mapas, fotografias aéreas ou imagens orbitais, tabelas e levantamentos anteriores.

Com relação à espacialização dos dados necessários à modelagem hidrológica, o modelo pode ser concentrado, quando as características de uma bacia (solo, cobertura, topografia, etc.) são consideradas homogêneas em toda a bacia, ou seja a bacia é considerada como um elemento único. Este tipo de modelo baseou-se no conceito hortoniano de que uma bacia submetida à uma precipitação espacial e temporalmente homogênea responderia simultaneamente em toda a área de captação da bacia. A partir das novas perspectivas levantadas por BEVEN e KIRKBY (1979, citado por TUCCI, 1993), a respeito do comportamento hidrológico espacialmente heterogêneo em uma bacia hidrográfica, começaram a ser elaborados novos modelos hidrológicos que tinham como princípio comum a heterogeneidade espacial dos parâmetros de uma bacia. Foram denominados Modelos Distribuídos, porque consideravam separadamente os processos hidrológicos em cada região homogênea da bacia. Geralmente, estes modelos dividem a bacia em uma grade de elementos (quadrados ou retangulares) onde os parâmetros são constantes em cada elemento. Estes parâmetros podem ser

características dos solos (como condutividade hidráulica, capacidade de campo, porosidade), dos diferentes tipos de uso (coeficientes de infiltração, coeficientes de interceptação, taxas de evapotranspiração) ou da geomorfologia da bacia (declividades, orientação). Este tipo de modelo apresenta grande potencial em aplicações como a previsão dos efeitos e mudanças do uso do solo, entre outras.

Uma das limitações desses modelos é a dificuldade de se obterem dados relativos aos parâmetros. A quase impossibilidade de levantamentos detalhados de campo faz com que os dados analisados provenham de levantamentos mais esparsos que exigem uma posterior interpolação espacial ou sejam referentes a outros estudos (cujos resultados nem sempre são aplicáveis na escala utilizada para uma tal análise hidrológica). Isso gera uma margem de incerteza (imprecisão) dos parâmetros utilizados, quando se busca uma simulação mais próxima da realidade, do ponto de vista físico. Muitas vezes, modelos simplificados, como o de HORTON (1945, citado por TUCCI, 1993) produzem resultados finais (hidrograma de escoamento) tão bons ou mesmo superiores aos modelos que consideram os diferentes processos hidrológicos, como é o caso dos modelos distribuídos.

PHILIP (1975, citado por GRAYSON et al., 1992) considera a modelagem da resposta detalhada de uma bacia hidrográfica a um evento pluvial algo “transcientífico”. Segundo WEINBERG (1972, citado por GRAYSON et al., 1992), transcientífico é um termo usado para denominar os questionamentos que podem ser indagados pela ciência, mas (ainda) não podem ser satisfatoriamente respondidos por ela. PHILIP (1975, citado por GRAYSON et al., 1992) afirma que um pré-requisito para o desenvolvimento da ciência hidrológica, é admitir que vários problemas inerentes à modelagem hidrológica ainda são “transcientíficos”. Segundo o autor, se isso não for levado em conta, pode haver “...uma interpretação errônea de que a ciência e o método científico pode resolver todos os nossos problemas - uma interpretação que pode levar a soluções disparatadas para problemas transcientíficos, e isso é profundamente prejudicial para a própria ciência” (PHILIP, 1975, p. 28, citado por GRAYSON et al., 1992).

Para GRAYSON et al. (1992), os modelos distribuídos devem ser vistos como ferramentas para auxiliar a interpretação de dados e testes de hipóteses e não para

se obter previsões detalhadas da resposta de uma Bacia Hidrográfica a um evento pluvial. Estes modelos hidrológicos são instrumentos para uma melhor identificação dos processos hidrológicos dominantes em cada região homogênea de uma bacia, sendo muito importantes para uma análise espacial da mesma; também são importantes para determinar que parâmetros estão sendo sub ou superestimados; podem também identificar erros de medição de campo.

4.5.3 Geoprocessamento

Uma ferramenta que já vem prestando há algum tempo um auxílio fundamental para uma análise espacial mais apurada do estudo dos recursos naturais e especificamente na modelagem hidrológica é o geoprocessamento. O uso do sensoriamento remoto, processamento de imagens, digitalização de mapas e cruzamento desses dados através de um Sistema de Informações Geográficas (SIG), possibilitam a obtenção de informações referentes às características fixas (topografia, pedologia) e mutáveis (uso do solo e estágio de desenvolvimento da cobertura vegetal) que tem grande influência sobre as descargas líquidas e sólidas de uma bacia hidrográfica (SÁ, 1995). A principal limitação dessas técnicas é o nível de resolução baixo que as imagens multiespectrais de satélite, tais como a TM Landsat (tipo de imagem mais utilizada no Brasil), apresentam. No caso da TM Landsat 5, cada pixel da imagem representa um quadrado de 30 por 30 metros, o que praticamente inviabiliza o seu uso para bacias muito pequenas. Porém, começa a se popularizar entre os usuários de informações espaciais o uso de imagens com nível de resolução mais apurado, tais como imagens do satélite SPOT (resolução de 20 x 20 metros, e 10 x 10 metros em pancromático) e do satélite IKONOS (resolução de 1 metro quadrado por pixel).

Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) são *softwares* que têm a capacidade de combinar informações de diferentes atributos de um terreno, sendo que essas informações estão georreferenciadas, ou seja cada plano de informações (vegetação, solos, hidrografia, etc.) corresponde a mesma porção do terreno

estudada. São ferramentas valiosas na identificação de padrões ocorrentes numa bacia hidrográfica, tais como áreas mais suscetíveis a enchentes, áreas mais propensas à erosão e transporte de materiais particulados, etc. Quando um SIG é associado a um modelo hidrológico distribuído, o mesmo possibilita um grande incremento em velocidade de processamento de dados e uma maior precisão na definição do valor dos parâmetros para cada diferente porção da bacia hidrográfica.

4.5.4 Balanço Hídrico

Balanços hídricos são modelos que relacionam as propriedades físico-hídricas do solo com os componentes de entrada e saída de água. A análise do comportamento do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica, ao longo de uma série temporal, pode ter como produto a identificação de tendências de armazenamento de água no solo, como : a) escassez hídrica, b) armazenamento condizente com as condições climáticas do período ou c) excesso de água no solo. Deve-se comparar esta evolução do balanço hídrico com as variáveis climáticas que influenciam a disponibilidade de água no solo, como a precipitação, e a temperatura. Se o comportamento da série temporal dessas variáveis não for condizente com o comportamento da série temporal do balanço hídrico, outros fatores, como a mudança de uso do solo, poderão estar intervindo. Os métodos de balanço hídrico que utilizam somente a precipitação e a temperatura para o seu cálculo, obviamente detectarão apenas as tendências intrínsecas às mesmas.

Um dos modelos de balanço hídrico mais utilizados, devido à sua facilidade de resolução, é o "Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather, 1955". Porém, pode não oferecer panoramas muito confiáveis por utilizar apenas uma variável climática para o cálculo da evapotranspiração : a temperatura. Se uma bacia hidrográfica estiver apresentando alterações em seu ciclo hidrológico que não possam ser atribuídas à essa componente climática, este método não será eficiente em identificar estas alterações, ou pode funcionar apenas como método indireto para a detecção.

Uma maneira de contornar este problema é o método de Penman (FILL & MINE, 1989), que utiliza uma fórmula semiempírica para o cálculo da evapotranspiração potencial, no qual a evapotranspiração é calculada com base na energia disponível para esse processo. Além de utilizar outras variáveis para o seu cálculo, como a radiação solar, o número de horas de insolação, a pressão, e a velocidade do vento, este método leva também em conta o coeficiente de reflexão de cada superfície (albedo). Neste caso, a mudança da cobertura do solo vai influir significativamente no valor de evapotranspiração calculado, refletindo em diferentes panoramas de balanço hídrico.

Em se tratando de estudos de bacias hidrográficas, onde se dispõe também de dados de vazão, pode-se utilizar também a equação do balanço hídrico, baseada na lei de conservação de massa (LIMA, 1986). Se forem desprezados certos processos hidrológicos, como a percolação profunda (vazamento por falhas na rocha) ou vazamento do lençol freático para fora ou dentro da bacia, a equação do balanço hídrico pode ser assim representada :

$$\Delta S = P - ET - Q, \text{ onde}$$

ΔS = Variação do armazenamento da água no solo (mm)

P = Precipitação (mm)

ET = Evapotranspiração (mm)

Q = Vazão (mm)

Este pode ser considerado o método mais adequado quando se estuda mudanças de uso do solo, pois terá sensibilidade a outros processos hidrológicos, como a infiltração e o escoamento superficial (relacionados à vazão), que são significativamente afetados por estas mudanças. Ainda que contemple de uma maneira indireta estes processos, o método pode ser considerado mais eficaz que os anteriormente citados, que calculam o balanço hídrico a partir de apenas dois processos hidrológicos : a precipitação e a evapotranspiração.

4.6 ZONEAMENTO DO USO DO SOLO PARA A CONSERVAÇÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS

Uma ferramenta muito útil para se identificar onde as mudanças de uso do solo poderiam acarretar mais influências negativas para o regime hidrológico de uma bacia hidrográfica é o zoneamento da mesma, com o objetivo de se classificar e delimitar áreas de acordo com uma determinada característica estudada (por exemplo suscetibilidade à inundações, risco de erosão, etc.). Nas áreas urbanas, o zoneamento de áreas inundáveis se torna cada vez mais usual, estabelecendo-se normas de ocupação do solo mais restritivas para as áreas mais sujeitas a inundações.

O zoneamento econômico-ecológico, segundo BECKER & EGLER (1997), é um instrumento técnico e político do planejamento cujo principal objetivo é otimizar o uso do espaço e as políticas públicas. É um instrumento técnico, pois oferece uma informação integrada em uma base geográfica, e classifica o território de acordo com conceitos de potencialidade e vulnerabilidade. É um instrumento político, porque : a) permite integrar as políticas públicas em uma base geográfica, evitando a setorização das mesmas; b) permite acelerar o tempo de execução e ampliar a abrangência das ações públicas; c) é um instrumento de negociação entre as várias esferas do governo, e entre o governo, o setor privado e a sociedade civil. Além disso, é um instrumento básico para o planejamento e gestão territorial visando o desenvolvimento regional sustentável.

A unidade territorial básica de informação e análise para o zoneamento deve ser uma entidade geográfica que contenha atributos ambientais que permitam diferenciá-la das unidades adjacentes, ao mesmo tempo que está integrada a uma rede de unidades territoriais, através de vínculos dinâmicos (BECKER & EGLER, 1997). Uma bacia hidrográfica atende perfeitamente a estes requisitos, e tem a vantagem de ser uma unidade natural da superfície terrestre, facilmente delimitável.

Para MACHADO (1992), o zoneamento deve ser o produto de um planejamento bem estruturado, que deve abranger como espaço mínimo uma região, apesar das decisões sobre o zoneamento poderem ser tomadas a nível

municipal. O Plano Nacional de Desenvolvimento Econômico (II PND) salienta a necessidade de uma política ambiental que trabalhe nas seguintes direções : meio ambiente urbano, defesa dos recursos naturais e defesa da saúde humana, sendo que o zoneamento para uso do solo (urbano e rural) terá grande importância nesse quadro

Os planos de zoneamento municipal deveriam ser obrigatórios para todos os municípios, para a condução de um desenvolvimento equilibrado, tanto do ponto de vista econômico como ecológico. Infelizmente, isso não acontece. A Constituição de 1988 determina apenas que os municípios com mais de vinte mil habitantes devem ter um Plano Diretor, deixando expresso que o Plano deve conduzir para “uma ordenação da cidade visando o pleno desenvolvimento de suas funções sociais”. Um administrador responsável deve considerar a inclusão do zoneamento ecológico do município nessa ordenação, para tornar o Plano Diretor consonante com a Legislação Ambiental (MACHADO, 1992).

No Brasil, experiências de zoneamento já vem sendo levadas em prática em regiões como o Vale do Rio Doce (proibição de instalação indústrias poluidoras e adequação das já existentes), e em certas bacias do interior de São Paulo, onde foi realizado o zoneamento ecológico. As APAs são também um bom exemplo de instrumentos de zoneamento ambiental no Brasil (MACHADO, 1992). Atualmente, a Secretaria de Assuntos Estratégicos associada ao Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, vem implementar o Programa de Zoneamento Ecológico-Econômico na Amazônia Legal, como instrumento político e técnico para o desenvolvimento sustentável, através do planejamento e ordenamento do território nesta região (BECKER & EGLER, 1997).

Boa parte das metodologias de zoneamento utilizadas no Brasil atualmente fundamentam-se no conceito de Ecodinâmica estabelecido por TRICART (1977), no qual abordam-se os aspectos do meio-ambiente através de uma visão sistêmica, analisando seus componentes e os fluxos de matéria e energia de maneira integrada, e levando em conta o aspecto dinâmico e mutável da Natureza. Partindo desse conceito, cada superfície na Terra pode ser classificada de acordo com a intensidade dos processos morfodinâmicos atuais que aí se manifestam. De acordo

com o mesmo, ambientes estáveis são aqueles onde os processos formadores do solo (pedogenéticos) predominam, enquanto que os ambientes onde prevalecem os processos de morfogênese, ou seja os processos erosivos e modificadores do relevo, são chamados de instáveis. Os meios nos quais a morfogênese e a pedogênese interferem de maneira concorrente em um mesmo espaço são denominados intergrades.

MÉRICO (1987, citado por STRUMINSKI, 1997) utilizou o Método Cartográfico de Tricart na elaboração de um “mapa de estabilidade do meio morfodinâmico” do Primeiro Planalto e início da Serra do Mar, no estado do Paraná. Este autor se serviu das seguintes bases de informação : mapa geológico, mapa de formações superficiais (materiais inconsolidados), mapa de declividade e mapa geomorfológico. STRUMINSKI (1997) utilizou o mesmo método para identificar e delimitar as áreas de risco e instabilidade ambiental no Parque Estadual Pico do Marumbi (PR).

Para se definir o nível de vulnerabilidade de uma certa unidade homogênea de paisagem é preciso avaliar o grau de proteção que os principais fatores componentes dessa unidade apresentam. De acordo com CREPANI et al. (no prelo), esses componentes principais seriam a geologia, a geomorfologia, a pedologia, a vegetação e o clima ocorrentes nessa unidade. O grau de vulnerabilidade seria produto da interação desses fatores, e a resistência desta associação ao intemperismo. Porém, a antropização dos meios naturais geralmente se insere como um fator de aumento da vulnerabilidade de um ecossistema, a medida que interfere na estrutura e nas funções dos componentes desse ecossistema. Os componentes principais mais afetados por uma intervenção antrópica desequilibrada, na maioria das vezes, são os solos e a vegetação ocorrente no local, pois são os componentes diretamente afetados pela mudança de uso do solo em uma determinada região.

A Hidrologia utiliza o zoneamento geralmente para diferenciar zonas em uma bacia de acordo com o risco de inundações (TUCCI, 1993). Para tal fim utilizam-se, na maioria das vezes, somente dos valores das cotas de inundação calculadas para determinados períodos de retorno (CEHPAR, 1990). Não se levam em conta,

portanto, os aspectos naturais e antrópicos que favorecem a ocorrência desses fenômenos. Seria de interesse, então, otimizar este tipo de zoneamento através da adaptação de metodologias de zoneamento que enfocam a vulnerabilidade dos meios através da análise integrada das características dos componentes naturais (geologia, geomorfologia, solos, vegetação, etc.) em cada unidade específica da unidade terrestre, nesse caso a bacia hidrográfica.

5 HIPÓTESE

Esta pesquisa visa identificar uma relação entre o processo de ocupação de uma bacia hidrográfica, pondo principalmente em relevância o fator desmatamento, e os possíveis impactos, em relação ao regime hidrológico dos rios, que esta ocupação tenha causado, ou possa vir a causar.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 SUB-BACIA DO ALTO IGUAÇU : URBANIZAÇÃO E ENCHENTES.

O rio Iguaçu se forma a partir da junção dos rios Atuba e Iraí, escoam no sentido leste-oeste e desagua no Rio Paraná próximo a cidade de Foz do Iguaçu. Na região conhecida como Alto Iguaçu encontra-se a principal parte da Região Metropolitana de Curitiba, que tem apresentado um grande crescimento demográfico nas últimas décadas, aumentando a impermeabilização da bacia e interferindo no regime do seu escoamento. Esse processo tem agravado as enchentes naturais e os impactos sócio-econômicos são significativos ao longo dos últimos anos.

As sub-bacias mais urbanizadas são as do rio Belém, Atuba, Palmital e Passaúna em ordem de ocupação. Todos esses afluentes são da margem direita do rio Iguaçu, onde se encontra o município de Curitiba. A urbanização dessas bacias está localizada tanto nas regiões a montante como próximo à foz desses rios. Esses são os afluentes que produzem as maiores vazões devido a urbanização, além de contribuírem bastante para a deterioração da qualidade da água. Esses afluentes mais urbanizados têm menor tempo de concentração e maior pico do que se a bacia estivesse no seu estado natural. Nos afluentes da margem esquerda (entre eles o rio Pequeno) a tendência da urbanização ocorre da foz para as cabeceiras, mas ainda apresentam grande tempo de retenção do escoamento na bacia devido às baixas declividades e menor índice de impermeabilização. O hidrograma é achatado com maior tempo de subida e recessão (TUCCI, 1996).

A região de confluência de vários rios contribuintes para a formação do rio Iguaçu tais como os rios Palmital, Iraí, Atuba, Itaquí, Pequeno, Belém (FIGURA 2), próxima ao perímetro urbano de Curitiba pode ser caracterizada pela grande extensão de áreas sujeitas a inundações, devido às planícies de inundação possuírem declividades muito baixas e um lençol freático permanentemente ao nível da superfície do terreno (CEHPAR, 1990). Segundo CEHPAR (1990, p.49 e 50) :

“...,no município de São José dos Pinhais é bastante afetada a região da foz do rio Ressaca (junto à avenida das Torres), a Vila Elvira e o Bairro de Cidade Jardim. Para montante, até a rodovia BR-277 o rio Iguaçu apresenta extensas regiões de várzeas, que devem ser preservadas pois são as planícies naturais de inundação do rio. Junto à BR-277 a Vila Solitude é um loteamentos localizado nesta região inundável...., conclui-se que a região do Alto rio Iguaçu até a foz do rio Belém apresenta grandes problemas de ocupação urbana em regiões de inundação natural dos rios.”

Na Região Metropolitana de Curitiba os seguintes fatores contribuem primordialmente para a ocorrência de enchentes cada vez mais impactantes, segundo TUCCI (1996) :

- a) a pequena capacidade da calha menor do Rio Iguaçu na seção BR-277, cerca de $53 \text{ m}^3/\text{s}$, equivalente a um tempo de retorno de dois anos, que hoje deve ser menor ainda devido à urbanização.
- b) O leito maior do rio, que recebe cheias com período de retorno maior que 2 anos, está sistematicamente sendo ocupado pela população urbana, agravando os efeitos das médias e grandes enchentes.
- c) o aumento das vazões máximas das enchentes, relacionadas a um maior escoamento superficial (devido a impermeabilização do solo) e um maior volume de água escoado pelos esgotos pluviais.

Segundo TUCCI (1996) : “No início das enchentes os afluentes da margem direita contribuem rapidamente, inundando as áreas ribeirinhas pela falta de capacidade do leito menor. Como o rio demora a diminuir seus níveis, a contribuição dos rios da margem esquerda, que são mais lentos, se somam as condições existentes, agravando ainda mais as condições de inundação. “. As bacias dos afluentes da margem esquerda apresentam um processo ainda inicial de urbanização, mas que no entanto, começou a se acelerar principalmente a partir da década de 80. A velocidade de urbanização deverá ser incrementada nas bacias onde se instalou ou pretende-se instalar complexos industriais, como é o caso da bacia do rio Pequeno, que contém uma montadora de automóveis instalada (e o complexo industrial a ela associada) e o distrito industrial do município de São José dos Pinhais. A tendência é de que se promova um processo de urbanização no setor médio da bacia do rio Pequeno, na direção das cabeceiras. Esta configuração de ocupação e uso do solo pode potencializar os riscos de enchentes nas planícies de inundação do Rio Pequeno, o que poderá também contribuir para o agravamento das inundações na região de confluência dos rios Atuba, Iraí e Iguaçu.

Os impactos sobre a população que habita essas áreas é devido principalmente a ocupação inadequada das mesmas. Porém a maior responsabilidade sobre a ocupação urbana em áreas de risco pode ser atribuída às autoridades governamentais, já que o Plano Diretor dos Municípios geralmente não restringe o uso domiciliar de áreas sujeitas a inundações. Um certo período sem

enchentes já é suficiente para que a população de baixa renda se instale nas planícies de inundação, já que o valor dos lotes nessas áreas é mais acessível, justamente devido ao risco inerente. Muitas vezes essas áreas sujeitas à enchentes são loteadas irregularmente, sem uma intervenção posterior das autoridades (TUCCI, 1996).

No município de São José dos Pinhais, o processo de ocupação urbana têm sido controlado de forma mais efetiva. A Lei n. 010/92 cria, entre outras, duas zonas: a ZER - Zona Especial de Reservação, onde não são permitidos lotes com área inferior a 10.000 m², e a ZEP - Zona especial de preservação, onde o desmembramento não é permitido. Neste município, lotes com área inferior às estabelecidas somente são possíveis em loteamentos aprovados antes da promulgação da referida Lei.

De acordo com TUCCI (1996), as possíveis alternativas para o controle de enchentes na Região Metropolitana de Curitiba são as seguintes :

- Zoneamento das áreas de inundação : pode-se elaborar um mapa de enchentes, através da marcação das cotas de inundação (com diferentes períodos de recorrência) num mapa planialtimétrico. Posteriormente deve-se definir as regras de construção e ocupação para as áreas de alto risco e implementá-las no Plano Diretor e Código de Obras dos Municípios. Citando TUCCI (1996) : “Esse tipo de ação representa um custo menor que as medidas estruturais (obras), mas demanda um tempo de implementação maior e está sujeito a ser burlado de acordo com o ambiente político-social de cada comunidade... Normalmente esse tipo de ação é utilizada para locais onde o custo de implementação do controle estrutural é superior ao valor dos bens protegidos. “
- Confinamento do escoamento com diques: segundo TUCCI (1996) : “Essa solução envolve a transferência do volume de água do leito maior para o leito menor ou para uma largura definida. Essa alternativa seguramente envolve também a melhoria do escoamento no leito menor e tende a criar remanso

para os trechos superiores... Esse tipo de sistema tem limitações de segurança para os diques, exigindo também um sistema de alerta de enchentes. “

- Reservatórios: Os reservatórios previstos para abastecimento de água na cabeceira do rio Iraí e no rio Piraquara deverão amortecer parte das enchentes. Deve-se considerar que as bacias de influência desses reservatórios representam da ordem de 15% da bacia do Alto Iguaçu na seção da BR-277, tendo portanto um efeito limitado no amortecimento das cheias.
- Ampliação da capacidade de escoamento: essa alternativa envolve a modificação do leito natural do rio Iguaçu através de aumento da seção e/ou declividade do leito ou a construção de um canal paralelo que aumente a capacidade de escoamento total do sistema. Esse mesmo sistema pode ainda combinar o aumento da capacidade de escoamento com a construção de diques laterais em alguns trechos.

TUCCI (1996), ao defender a criação de parques nas áreas de maior risco de enchentes, discorre :

“A concepção básica do Plano de Controle de Enchentes é o de combinar a reserva de espaço urbano para Parques, como reservatórios ou áreas de amortecimento naturais e a melhoria das condições do escoamento para minimizar o impacto das enchentes. As áreas de amortecimento caracterizados por Parques permitem que as enchentes não se transfiram para jusante, além de criarem um espaço ambiental adequado para uma região de alto grau de concentração urbana. Atualmente o desenvolvimento urbano está se expandindo na direção do leito maior do rio Iguaçu e para montante das cabeceiras. Caso o processo não venha a ser controlado a tendência é de que a população ocupe a várzea do Iguaçu, estrangulando o seu leito menor. Com a urbanização a montante as enchentes aumentarão as vazões máximas gerando um aumento de frequência das ocorrências de inundação e prejuízos econômicos-sociais. As soluções possíveis, depois de ocupados os espaços urbanos, representarão custos que a comunidade dificilmente poderá suportar sem que ocorram subsídios, em detrimento de outras ações sociais. “

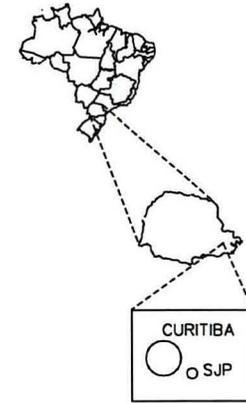
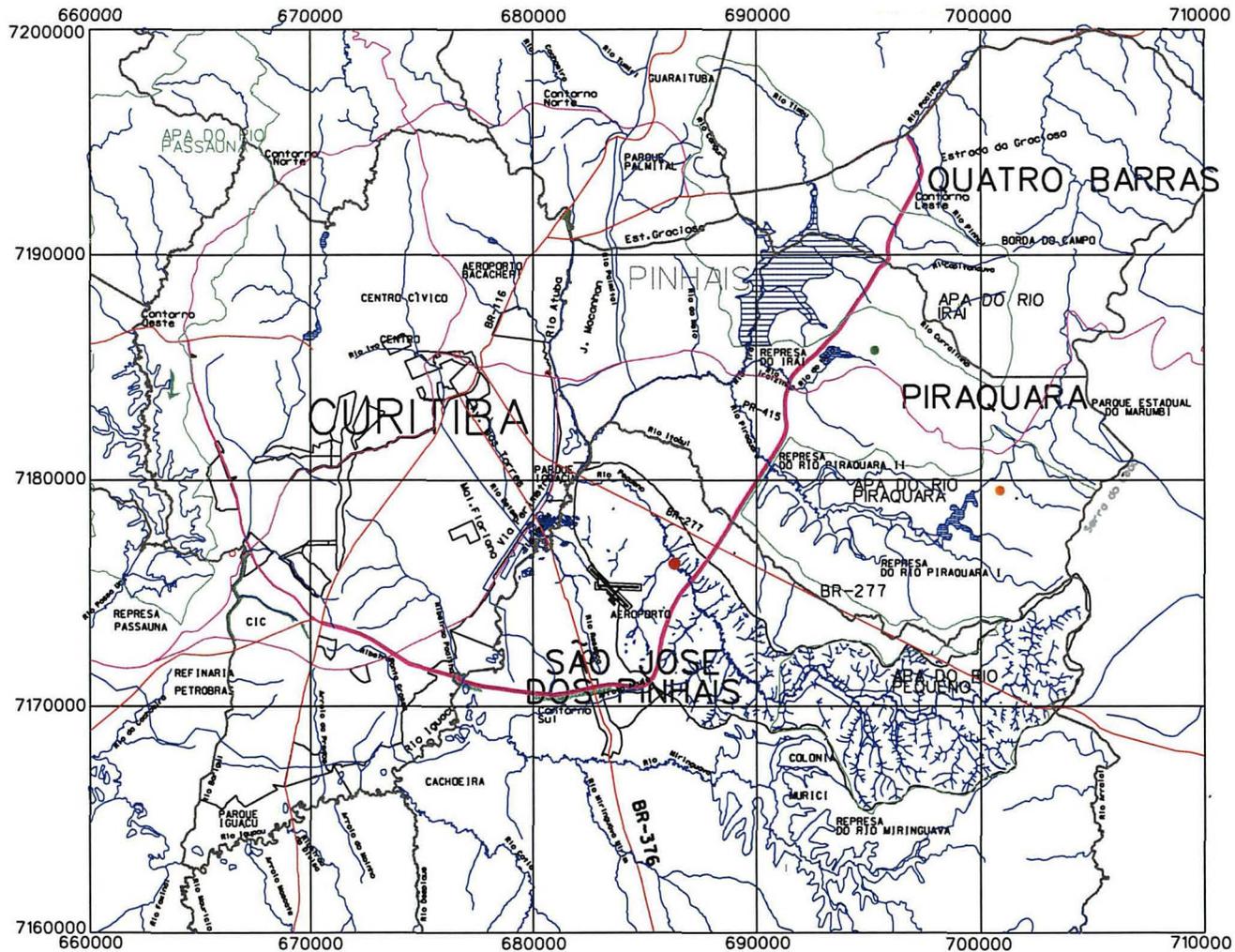
A construção de reservatórios nos rios Palmital, Belém e Atuba dificilmente poderia amortecer as enchentes da urbanização já existente. Os espaços vazios poderão permitir a criação de parques para o amortecimento distribuído ao longo dessas bacias. O uso de reservatórios em parques e de abastecimento de água poderão minimizar as enchentes nas bacias que ainda estão em estado rural, como é o caso da bacia do Rio Pequeno. (TUCCI, 1996).

6.2 ÁREA DE ESTUDO :

A bacia hidrográfica que é objeto desse estudo, é a bacia do rio Pequeno, afluente do Rio Iguaçu (FIGURA 2). Suas nascentes se localizam na região conhecida como Mananciais da Serra (porção ocidental do início da Serra do Mar), atravessando o norte do município de São José dos Pinhais, sudeste de Curitiba, estado do Paraná. Está delimitada a oeste pela confluência com o rio Iguaçu, a leste com as escarpas da Serra do Mar, ao norte com a bacia do rio Itaquí, e ao sul com a bacia do rio Miringuava. A orientação principal da drenagem se dá no sentido leste-oeste. Possui uma área de 133,67 km², localizando-se na porção norte do município de São José dos Pinhais. A porção sudoeste da bacia está bem próxima da sede do município, e constitui um dos principais focos de expansão urbana do mesmo. As dimensões extremas da bacia estão em torno de 30 km no sentido leste-oeste e 5 km no sentido norte-sul. Sua forma é alongada no sentido sudeste, apresentando um estreitamento na parte central, possivelmente devido à controle tectônico (ROCHA, 1996). As altitudes variam de 870 m a.n.m., na foz, até 1200 m a.n.m., na sua porção nordeste, apresentando portanto uma amplitude de 330 m.

Esta bacia tem valor estratégico para o suprimento de recursos hídricos para a Região Metropolitana de Curitiba. A instalação de uma unidade industrial de produção de automóveis (RENAULT), em 1996 e do distrito industrial do município de São José dos Pinhais podem acelerar a tendência de urbanização pela qual vem passando esta bacia hidrográfica.

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA B.H. DO RIO PEQUENO



BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO

-  CONTORNO LESTE
-  RIOS
-  LIMITE DE MUNICÍPIO
-  ESTRADAS
-  ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA FAZENDINHA
-  ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA PIRAQUARA
-  ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA MANANCIAIS DA SERRA

ESCALA 1:350000

Adaptado de COMEC (1995)

6.2.1 Geomorfologia

A geomorfologia local, segundo TONETTI (1993) é caracterizada por compartimentos bem diferenciados e diversificados, pelo fato da bacia do Rio Pequeno se encontrar numa zona de transição entre o Planalto de Curitiba e a Serra do Mar. Na região do Planalto de Curitiba, ocorrem aluviões que acompanham as várzeas do rio e de seus afluentes. A sudoeste, encontram-se colinas aplainadas, com vertentes longas e suavemente inclinadas, com baixa densidade de drenagem. Nas porções centro-norte e centro-sul da bacia, ladeando os aluviões, ocorrem colinas amplas, com vertentes côncavo-convexas e topos amplos. À sudeste da bacia existem colinas médias, bastante dissecadas, com vertentes curtas e íngremes. A leste e sudeste, no limite com a Serra do Mar, são encontradas colinas dissecadas e elevadas, com altas declividades, e vales em forma de "V" (TONETTI, 1993).

A leste, onde ocorrem as nascentes do rio Pequeno até a confluência dos rios Taboado e Charqueado (formadores do rio Pequeno), observa-se um relevo enérgico de colinas dissecadas e elevadas, com altas declividades (em torno de 45%), vertentes curtas e vales em forma de "V", abertos e fechados. Observa-se ainda a ocorrência de depósitos coluviais, acumulados no sopé das vertentes. Possui drenagem predominantemente retangular ou sub-retangular decorrente do relevo acidentado (ROCHA, 1996). Devido aos grandes desníveis altimétricos aí existentes, a região não favorece a acumulação de água, nem no solo das encostas, nem próximo aos cursos d'água, devido à inexistência de planícies de inundação nessa área da bacia.

A parte central da bacia possui um relevo mais suave, onde já surgem depósitos aluvionares mais expressivos. As colinas são amplas, arredondadas, em forma de meia esfera, e vertentes côncavo-convexas, com declividades variando entre 10 e 20%. Fazem parte de um antigo pediplano que sofreu dissecação em variados graus de intensidade.. Os interflúvios são relativamente largos, e a drenagem assume um arranjo dendrítico a sub-dendrítico (ROCHA, 1996; TONETTI, 1993).

A sudoeste pode ser definido o terceiro compartimento desta bacia, caracterizado pelas várzeas de inundação do rio Pequeno, por vertentes longas e de baixa declividade, terraços fluviais aplainados, amplos interflúvios e largos depósitos aluvionares (influenciados pela confluência com rio Iguaçu) (ROCHA, 1996).

As colinas elevadas são encontradas a sudeste da bacia, também com consideráveis gradientes altimétricos e vertentes íngremes, com vales em forma de "V", abertos e fechados. Devido ao fato de praticamente não apresentarem superfícies de acumulação, esta região também é imune a inundações.

No setor oeste da bacia, ladeando as planícies de inundação do rio Pequeno, ocorrem colinas aplainadas, com vertentes longas, de baixa declividade (declividades geralmente abaixo de 10%) e que apresentam amplos interflúvios (TONETTI, 1993). De acordo com THEDOROVICZ et al. (1998), o sistema de drenagem nessas regiões apresentam um processo evidente de assoreamento, com vazões baixas e águas lentas.

No terço inferior da bacia do rio Pequeno, são características suas vastas planícies aluvionares, que se estendem ao longo das margens do rio; são superfícies de agradação horizontalizadas, onde ocorrem também terraços fluviais e rampas de colúvio (PASSOS e MURATORI, 1988, citados por ROCHA, 1996). A declividade varia entre 0 e 3%. Devido às condições de drenabilidade deficiente, apresentam grandes superfícies permanentemente encharcadas. São áreas naturalmente propensas à ocorrência de inundações frequentes e de longa duração, o que se evidencia pelas áreas de várzea aí existentes.

6.2.2 Características físicas da bacia

A Coordenadoria da Região Metropolitana de Curitiba (COMEC, 1994, citado por TUCCI, 1996) realizou um levantamento detalhado das características físicas das bacias do Alto Iguaçu. Os valores calculados no presente estudo (ver tópico 7.1) diferem consideravelmente, para a maioria das características, dos valores

obtidos pelo estudo acima citado. Isso provavelmente se deve à menor escala (1:50.000) utilizada no estudo da COMEC, sendo que no presente estudo foram utilizadas cartas em escala 1:10.000. A seguir, estão descritas as características físicas determinadas no estudo da COMEC para a bacia do Rio Pequeno :

- Área da bacia na estação Fazendinha : 109,2 km² ;
- Área de drenagem da bacia : 127,1 km² ;
- Coordenadas da estação Fazendinha : lat. 25°34' long. 49°04' ;
- Coordenadas na foz junto ao Iguaçu : lat. 25°19' long. 49°11' ;
- Coordenadas da nascente : lat. 25°32' long. 48°58' ;
- Comprimento : 40,0 km ;
- Declividade Média : 0,0036 m/m ;
- Tempo de Concentração : 12,5 h ;
- Característica do escoamento : lento, devido a extensos leitos de inundação e baixa declividade
- Coeficiente de compacidade : 1,83
- Fator de forma : 0,08
- Ordem da bacia : 3
- Sinuosidade do rio principal : 1,43
- Densidade de drenagem. (km/km²) : 0,31
- Extensão média do escoamento superficial (km) : 0,79

6.2.3 Geologia

Segundo ROCHA (1996), a rede de drenagem da sub-bacia do rio Pequeno está sobreposta a duas grandes unidades geológicas : a Bacia de Curitiba e o

Complexo Granítico da Serra do Mar. A Bacia de Curitiba pode ainda ser dividida nas sub-unidades do Complexo Gnáissico-Migmatítico e da Formação Guabirotuba. Na planície aluvial do rio Pequeno, estas duas formações geológicas são recobertas por aluviões Holocênicos.

Na bacia do rio Pequeno, o Complexo Gnáissico-Migmatítico, também conhecido como Complexo Cristalino é formado principalmente por migmatitos associados a xistos magnesianos e gnaisses, mica-xistos, além de outros minerais (LOPES, 1966, citado por ROCHA, 1996). Ocorrem nas porções central e nordeste da bacia. Na região da bacia do rio Pequeno, (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998) identificaram 3 subdivisões dessa formação, de acordo com a evolução geológica de cada uma :

a) terrenos onde a migmatização foi mais intensa, e há maior presença de material granitóide. Ocorrem na porção sudeste e nordeste da bacia. Estas rochas apresentam geralmente grau de intemperismo avançado; na região nordeste da bacia ocorrem muitos diques de diabásio, e o substrato rochoso é bastante fraturado e percolativo, com grande incidência de nascentes de água e provável existência de bons aquíferos. ROCHA (1996) afirma que essas rochas encontram-se bastante intemperizadas nas partes altas da bacia do rio Pequeno, o que faz com que a sua permeabilidade seja um pouco maior do que o normal.

b) terrenos com manto profundo de intemperismo; apresentam baixa permeabilidade e pouca percolação; além disso apresentam alta capacidade de armazenamento de água, porém com baixa transmissividade, ou seja retém a água, mas sem liberar para a circulação.

c) setores de baixa migmatização e maior porcentagem de rochas básico-ultrabásicas (dão origem a argilas); ocorre na região centro-sul da bacia, próximo à Colônia Murici. Por apresentarem manto de intemperismo muito argiloso, existe grande retenção de água. Por isso não contribuem significativamente com escoamento subterrâneo para os cursos d'água.

A Formação Guabirotuba é composta por rochas sedimentares, originadas no período Quaternário. As litologias mais importantes são os argilitos, os arcósios e os depósitos rudáceos, de origem flúvio-lacustre (ROCHA, 1996; TONETTI, 1993). As

camadas de argilito alternam-se com as camadas arcossianas (BIGARELLA e SALAMUNI, 1962; BECKER, 1982, citados por ROCHA, 1996). A maior parte da bacia do Rio Pequeno é representada geologicamente por sedimentos da Formação Guabirota. Estes sedimentos possuem baixa permeabilidade devido ao alto conteúdo de argila. Possuem alta capacidade de armazenamento de água, mas apresentam baixa transmissividade, e pouca percolação, podendo ser considerados aquíferos pobres (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998). De acordo com ROCHA (1996), a Formação Guabirota aflora na forma de colinas suavemente arredondadas, e limita a planície de inundação do Rio Pequeno. (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998) subdividiram a parte dessa formação ocorrente na bacia do rio Pequeno em 2 tipos :

a) áreas onde a cobertura da bacia de Curitiba é mais espessa e onde as rochas de embasamento encontram-se a mais de 10 metros da superfície. Os locais mais aplainados apresentam solos orgânicos ou hidromórficos, o lençol freático fica próximo da superfície ou é aflorante. A densidade de drenagem é baixa. Apresentam tendência ao assoreamento do sistema de drenagem, e consequente agravamento dos eventos de enchente.

b) terrenos onde as coberturas da bacia de Curitiba são menos espessas, e o lençol freático é sempre próximo ou aflorante. Apresentam drenabilidade precária devido aos solos hidromórficos e orgânicos que aí se desenvolvem.

Já os aluviões, do período Quaternário holocênico, são depósitos de sedimentos totalmente inconsolidados, formados principalmente por argilas orgânicas, argilas clásticas, areias e por cascalhos. (ROCHA, 1996). Os aluviões são originados pela ação fluvial do Rio Pequeno, que vai depositando sedimentos das partes mais altas da bacia sobre a região onde o rio tem muitos meandros. Ocupam as áreas de várzeas e planícies aluvionares, depositando-se na forma de terraços junto a calha do curso principal (BIGARELLA e SALAMUNI, 1962, citados por ROCHA, 1996). Os aluviões holocênicos apresentam um sensível alargamento no terço inferior do rio Pequeno até a confluência com o rio Iguaçu. Por serem bastante permeáveis, os aluviões apresentam uma grande interação com a

drenagem de superfície, tornando a mesma influente nos períodos de estiagem e efluente nos períodos de cheias (ROCHA, 1996). Do mesmo modo THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C. (1998) caracterizam os aluviões como área de descarga e recarga dos aquíferos da região. De acordo com os mesmos, os sedimentos que compõem os aluviões apresentam alta permeabilidade e alta capacidade de armazenamento de água. Por outro lado têm baixa capacidade de suporte, ou seja sofrem compactação quando submetidos a cargas elevadas, não sendo indicados estes terrenos para a construção de edificações.

As intrusões graníticas da Serra do Mar ocorrem na região das cabeceiras do rio Purgatório (um dos formadores do rio Pequeno), na região nordeste da bacia. As rochas graníticas que as compõem possuem granulação variando entre média e grosseira (ROCHA, 1996). Os granitos são rochas ígneas de grande resistência ao intemperismo, e baixa permeabilidade.

6.2.4 Solos

Na região de relevo mais enérgico, a leste, os solos são pouco desenvolvidos, geralmente Podzólicos Vermelho-Amarelo (alta permeabilidade), e os afloramentos rochosos são frequentes. Os solos podzólicos vermelho-amarelos são menos profundos que os latossolos. O acúmulo de argila no horizonte B (devido ao processo de eluviação), produz uma diferença textural entre os horizontes A e B, que dificulta o fluxo de água no sentido vertical do perfil, já que o horizonte A é bem mais permeável que o B. As dificuldades de percolação advindas desta característica fazem com que este solo se sature com facilidade e seja mais suscetível ao escoamento superficial e sub-superficial.

Já na parte central da bacia, onde o relevo se suaviza, os solos são profundos e bem mais desenvolvidos, geralmente Cambissolos. Os Cambissolos são encontrados em relevo ondulado, têm textura argilosa, e sua capacidade de retenção de água varia de pequena a média. São solos que drenam com facilidade.

No terço inferior da bacia do rio Pequeno, às várzeas de inundação são caracterizadas por solos do tipo Hidromórfico, nas áreas alagadiças, e o Latossolo Vermelho-Amarelo (solo de textura argilosa, acentuadamente drenado), nas áreas das rampas de colúvio. Pelo fato de se desenvolverem em regiões alagadiças, os solos hidromórficos são mal drenados e saturados em água, devido à elevação do lençol freático; as características hidráulicas do seu principal componente (argilas) tornam o mesmo pouco permeável. Apresenta-se geralmente saturado, o que favorece o escoamento superficial sobre o mesmo. Os latossolos vermelho-amarelos são o tipo de solo dominante na bacia em estudo. Apresentam textura argilosa e alta permeabilidade. São solos profundos e bem drenados, a despeito da alta porcentagem de argila que contém, por terem boa porosidade.

6.2.5 Clima

O clima é do tipo Cfb, subtropical úmido mesotérmico, com verões frescos e ocorrência de geadas severas e frequentes no inverno, não apresentando estação seca. O mês mais quente é fevereiro, com temperatura média de 21°C, e o mês mais frio é julho, quando a temperatura média é de 13°C. A média de temperatura dos meses mais quentes não passa de 22°C, enquanto que a média dos meses mais frios é inferior a 18 graus centígrados (IPARDES, 1979, citado por FALVO, 1996; IPARDES, 1998). A precipitação média anual da região é de 1460 mm, com um máximo de 1836 mm em 1983 e um mínimo de 929 mm em 1968 (estação pluviométrica Fazendinha). As precipitações pluviométricas médias dos trimestres menos e mais chuvosos são de respectivamente 250 a 350 mm, nos meses de junho, julho, e agosto e de 700 a 800 mm em dezembro, janeiro e fevereiro. (IPARDES, 1992, citado por TONETTI, 1993). A média de dias de chuva, de acordo com estatísticas dos últimos 30 anos é de 179 dias. A umidade do ar média está entre 80% a 85% (IPARDES, 1979, citado por FALVO, 1996).

6.2.6 Vegetação natural

A vegetação ocorrente na bacia do Rio Pequeno pode ser classificada de acordo com a sua distância do canal principal e de seus afluentes. Nas margens do rio Pequeno e afluentes ocorrem as florestas ombrófilas mistas aluviais, também conhecidas como matas de galeria. Essas florestas são formadas por agrupamentos de algumas espécies de árvores, adaptadas às condições edáficas especiais (solos frequentemente cobertos por água e escoamento lento) com a presença dominante do branquilha (*Sebastiania commersoniana*), corticeira-do-brejo (*Erythrina cristagalli*), e açoita-cavalo (*Luehea divaricata*). Este tipo de formação apresenta uma fisionomia homogênea com um dossel de altura uniforme (em torno de 5 metros) e sub-bosque praticamente inexistente (KLEIN & HATSCHBACH, 1962, ZILLER, 1995).

As várzeas ladeiam as florestas aluviais, ao largo dos rios. São áreas planas, permanentemente alagadas, que funcionam como reguladoras do fluxo das águas, do rio para as terras contíguas, na época das cheias. Sendo assim, as várzeas são como reservatórios de contenção, sendo muito importantes para a manutenção do equilíbrio hidrológico. Nessas áreas, onde o solo encontra-se permanentemente saturado, se formam campos edáficos, constituídos principalmente por espécies seletivas e exclusivas dessas formações. Os campos edáficos ocorrem tanto nas planícies de inundação do rio Pequeno quanto em lugares baixos e sujeitos à inundação periódica. Ciperáceas e Gramíneas são as famílias mais comuns nesses locais, conferindo uma grande uniformidade fitofisionômica às várzeas. As Ciperáceas são dominantes principalmente nos locais encharcados e com solos ácidos. Nos baixios, onde águas estagnadas têm um maior período de residência, observam-se densos agrupamentos de Caraguatá (*Eryngium eburneum*) (KLEIN & HATSCHBACH, 1962).

Nas áreas onde não ocorrem inundações ou estas são raras, ocorrem campos naturais, geralmente expostos à pastagem. Nesses campos, a espécie dominante é *Paspalum notatum*, entremeadas por Carquejas (*Baccharis spp.*). Nas depressões, nascentes ou lugares brejosos, observa-se a predominância de Ciperáceas. Nas

áreas mais secas, se não houver pastoreio, encontra-se arbustos dispersos da família das Compostas (KLEIN & HATSCHBACH, 1962).

Nas áreas onde as condições ambientais propiciam o desenvolvimento de espécies arbóreas, observa-se formações de Floresta Ombrófila Mista ou Matas de Araucária. Os remanescentes dessa formação vem diminuindo na bacia do rio Pequeno, e concentram-se na porção leste da bacia, sendo que no restante da mesma ainda pode se encontrar capões isolados ou fragmentos de floresta nativa, em diversos estágios de desenvolvimento.

Os capões que ainda resistem e se encontram no meio dos campos, apresentam composições distintas, de acordo com o estágio de desenvolvimento e as condições edáficas. Nos capões em formação, a espécie mais importante é o Pinheiro-brabo (*Podocarpus lamberti*), principalmente nos capões encontrados nas suaves ondulações do terreno ou em pequenas colinas, onde exemplares médios de Pinheiro-do-Paraná (*Araucaria angustifolia*) começam a disputar um espaço no dossel. Nas bordaduras desses capões, observa-se quase sempre o Pinheiro-brabo e a Aroeira (*Schinus terebinthifolius*), conferindo um aspecto de homogeneidade ao exterior dos capões. Nos capões situados em baixadas e lugares úmidos, encontram-se nas orlas dos capões o Cambuí (*Myrceugenia euosma*), a Aroeira (*Schinus terebinthifolius*) e a Cataia (*Drimys brasiliensis*). Os prolongamentos dos capões mais próximos aos cursos d'água, possuem nas suas bordas o Cambará (*Gochnatia polymorpha*) e o Carvalho brasileiro (*Roupala brasiliensis*) (KLEIN & HATSCHBACH, 1962).

Os capões mais evoluídos, apresentam na sua periferia uma composição muito semelhante aos capões em formação, enquanto que o seu centro apresenta um desenvolvimento bastante complexo, semelhante àquele observado nos sub-bosques das matas de Araucária mais desenvolvidas. Estes capões, quando não houve intervenção humana, apresentam densos agrupamentos de Pinheiro-do-Paraná (*Araucaria angustifolia*), formando um dossel quase contínuo sobre as outras espécies (KLEIN & HATSCHBACH, 1962).

A porção sudeste da bacia do rio Pequeno ainda detém uma cobertura arbórea razoável, com uma área contínua de Floresta Ombrófila Mista. Esta mancha, vista

em fotografias aéreas, apresenta um aspecto homogêneo, embora se perceba diferentes estágios de evolução ao longo da mesma, em campo. São raros os fragmentos remanescentes de florestas primárias. Na porção noroeste, a floresta encontra-se relativamente bem preservada, principalmente nas encostas da vertente ocidental da Serra do Mar. Nestas áreas pode observar-se uma zona de contato entre Floresta Ombrófila Mista e Floresta Ombrófila Densa (Mata Atlântica), com uma miscigenação de espécies das duas formações, apesar da Floresta Ombrófila Mista ainda conferir seu aspecto característico.

6.2.7 Demografia

A população do município de São José dos Pinhais (do qual a bacia hidrográfica do rio Pequeno ocupa a região norte, onde se concentra boa parte da população urbana) no ano de 1990 era de 120599 habitantes, sendo que em 1980, o município possuía apenas 70634 moradores. Isto representa um crescimento demográfico da ordem de 70% em uma década, ou seja 7% ao ano. Se analisarmos a zona urbana e a zona rural separadamente, perceberemos que o crescimento populacional urbano responde por boa parte deste aumento, já que a população urbana passou de 56804 para 105258 habitantes no mesmo período, ou seja, um crescimento de 85%. Na zona rural, este crescimento foi em torno de apenas 11%, sendo que a população rural passou de 13830 em 1980 para 15341 habitantes em 1990. Para o ano 2000, prevê-se uma população urbana da ordem de 174136 habitantes, representando um aumento de 65% em relação a 1990. A população rural deverá ser, segundo previsões, de 16824 habitantes, correspondendo a um aumento de 9,6% em relação aos números de 1990 (IPARDES, 1998).

Esta evolução demográfica dos últimos 20 anos nos indica que as características rurais do município de São José dos Pinhais estão dando lugar a um perfil mais urbano para o município. Levando em conta que um dos principais focos de expansão da cidade São José dos Pinhais se encontra no terço inferior da bacia do rio Pequeno, pode se imaginar os possíveis impactos desse crescimento urbano,

em termos de impermeabilização da superfície e aporte de lixo residencial aos corpos d'água. O abastecimento de água para São José dos Pinhais é feito em parte através de captação de água do rio Pequeno, sendo que houve um aumento da demanda após a instalação da unidade industrial da empresa Renault, que também utiliza a água vinda dessa captação.

SUDHERSA (1996) ilustra a ocupação da bacia do rio Pequeno em termos de densidade demográfica e porcentagem de áreas impermeáveis, descrevendo a situação avaliada em 1993, e fazendo projeções para o ano 2005 e para uma condição de saturação das áreas mais populosas da bacia (Tabelas 1 e 2).

Tabela 1 - Densidade demográfica e área impermeável na bacia do rio Pequeno (SUDHERSA, 1996)

Projeção	Sub-áreas	Área		Densidade (hab/ha)	Área impermeável calculada (%)	Área impermeável na Bacia (%)
		(km ²)	(%)			
1993	1	7,09	5,6	34,5	17,7	0,99
	2	15,41	12,1	5,6	2,9	0,35
	restante	104,6	82,3	-	-	-
	Bacia	127,1	100,0	X	X	1,34
2005	1	8,77	6,9	56,3	27,5	1,90
	2	18,94	14,9	10,0	5,3	0,79
	restante	99,39	78,2	-	-	-
	Bacia	127,1	100,0	X	X	2,69
Satur.	1	10,42	8,2	89,2	40,0	3,28
	2	22,50	17,7	15,2	8,0	1,42
	restante	94,18	74,1	-	-	-
	Bacia	127,1	100,0	X	X	4,70

Tabela 2 - Densidade demográfica e área impermeável para a área de contribuição na estação Fazendinha (SUDHERSA, 1996) :

Projeção	Sub-áreas	Área		Densidade (hab/ha)	AI calculada (%)	AI na Bacia (%)
		(km ²)	(%)			
1993	2	4,6	4,2	5,6	2,9	0,12
	restante	104,6	95,8	-	-	-
	Bacia	109,2	100,0	X	X	0,12
2005	2	9,81	9,0	10,0	5,3	0,48
	restante	99,39	91,0	-	-	-
	Bacia	109,2	100,0	X	X	0,48
Satur.	2	15,02	13,8	15,2	8,0	1,10
	restante	94,18	86,2	-	-	-
	Bacia	109,2	100,0	X	X	1,10

Legenda :

Sub-área 1 = Região mais urbanizada da B.H. do rio Pequeno.

Sub-área 2 = Região de menor densificação urbana na B.H. do rio Pequeno

Restante = Região não urbanizada

Bacia = Área de drenagem total da B.H. do rio Pequeno

6.2.8 Agricultura, silvicultura e extrativismo.

De acordo com o Caderno Estatístico do município de São José dos Pinhais (IPARDES, 1998), em 1991 foram cadastrados 5291 imóveis rurais no município, sendo que desse total, 4051 propriedades eram minifúndios (área média em torno de 5 hectares), 349 eram empresas rurais (área média de 56 hectare, aproximadamente), e 854 propriedades foram classificadas como latifúndios por exploração (com 69 hectares em média). A produção agrícola do município no ano de 1995 teve como principais produtos o milho, com 5100 ha colhidos, o feijão, com 805 ha, e a batata-doce e batata inglesa, com 780 ha e 390 ha, respectivamente. Dignas de menção são ainda as produções de arroz (90 ha), tomate (75 ha) e soja (70 ha.).

Em termos de extrativismo vegetal, em 1995 foram retirados 87528 m³ de lenha e 5560 m³ de madeira em tora, sendo que o caderno estatístico (IPARDES, 1998) não especifica a origem da madeira retirada (florestas naturais ou plantadas).

6.2.9 Uso atual do solo

A cobertura do solo no compartimento leste da bacia sofreu alterações bem menos significativas que nas áreas mais baixas, a oeste. Boa parte da cobertura florestal original (Floresta Ombrófila Mista Montana, e contato de Florestas Ombrófilas Mista e Densa segundo IBGE, 1992), encontra-se ainda representada por estágios sucessionais intermediários e finais (capoeirão e floresta secundária), ocorrendo algumas manchas de floresta clímax, nas áreas de mais difícil acesso (Serra do Mar). A ocupação antrópica dessa região está representada por chácaras de lazer e pequenas propriedades agrícolas.

No setor médio da bacia, a ocupação do solo assume um caráter agrícola, com uma certa ocorrência de pastagens antrópicas, associadas aos campos naturais. Ainda se observam fragmentos de Floresta Ombrófila Mista em diferentes estágios de sucessão, assim como a ocorrência de matas de galeria ao longo do rio Pequeno e seus afluentes.

Na região das planícies de inundação do rio Pequeno, ainda encontram-se remanescentes dos campos edáficos, ou várzeas, característicos da região. Boa parte dessas áreas foi utilizada para a instalação de loteamentos populares, muitos deles em situação irregular e em áreas de alto risco de inundação. Esta sub-região apresenta uma maior densidade demográfica, relacionada ao perímetro urbano de São José dos Pinhais e a ocupação urbana ao longo da BR-277.

6.2.10 Estações pluviométricas e fluviométricas

Na área compreendida pela bacia do rio Pequeno, existem duas estações pluviométricas : a estação Afonso Pena (código DNAEE 02549029), instalada no aeroporto de mesmo nome e operada pelo Departamento de Proteção ao Vôo (DPV), e a estação Fazendinha (código DNAEE 02549017), operada atualmente pela Superintendência de Recursos Hídricos e Saneamento (SUDERHSA). A estação Fazendinha localiza-se às margens do rio Pequeno, nas coordenadas de latitude 25°34' e longitude 49°04' (Figura 3). Sua operação teve início em 1964.

A única estação fluviométrica pertencente a bacia do rio Pequeno encontra-se na mesma localização da estação pluviométrica e possui o mesmo nome (código DNAEE 65010000). Começou a operar em 1955, sendo que em 1986 foi instalado também um linígrafo nessa estação. A área drenada pelo rio Pequeno e seus afluentes até a seção Fazendinha, de acordo com a delimitação realizada no presente estudo é da ordem de 105,1 km². Infelizmente, para os fins desta pesquisa, esta estação fluviométrica encontra-se a montante da região de maior densidade urbana da bacia, não sendo capaz portanto de captar toda a magnitude das possíveis alterações hidrológicas decorrentes da ocupação urbana sem critérios pela qual esta bacia passa nas últimas décadas.

6.3 METODOLOGIA

6.3.1 Levantamento de informações básicas

6.3.1.1 Recompilação de informações bibliográficas

O levantamento dos estudos referentes ao tema da influência da mudança de uso do solo sobre o regime hidrológico, foi feito sistematicamente durante toda a fase de pesquisa. Foram coletadas todas as informações escritas disponíveis, referentes às características físicas da bacia hidrográfica em questão : geomorfologia, geologia, rede de drenagem, solos, vegetação, uso do solo, e outros. Outro fator importante num estudo dessa natureza são os aspectos sócio-econômicos e históricos da bacia, ou seja, como se deu o processo de ocupação humana na região, como está sendo a evolução espaço-temporal das atividades econômicas preponderantes, e quais são as perspectivas futuras de uso dos recursos naturais (solo, água, vegetação natural, etc.).

6.3.1.2 Obtenção de imagens e mapas da área em questão

Com o intuito de se dispor de uma base cartográfica confiável (aspecto fundamental num estudo de análise espaço-temporal do meio físico) foram obtidas por meio de convênio com a Coordenadoria da Região Metropolitana de Curitiba (COMEC) as cartas planialtimétricas A105 e A139, digitalizadas a partir das cartas confeccionadas pelo mesmo órgão em 1976, em escala 1:10000, e que abrangem a região oeste da bacia do rio Pequeno. Os aspectos planialtimétricos do restante da bacia hidrográfica foram digitalizados a partir de cartas de 1976, em escala 1:10000, confeccionadas e cedidas pelo mesmo órgão.

Foi utilizada uma imagem multiespectral TM-Landsat5 (18/abril/1996), que cobre a área de estudo, além de fotografias referentes a levantamentos aerofotogramétricos realizados nos anos de 1953 (escala 1:25.000), 1980 (escala 1:25.000) e 1996 (escala 1:60.000), abrangendo a área de estudo.

A delimitação dos divisores da bacia foi obtido junto à SUDHERSA, em formato digital *dgn* (arquivo vetorial do software *MicroStation*), sendo que a mesma foi confeccionada a partir de carta planialtimétrica em escala 1:50000.

Foram também adquiridas cartas geológicas da região (folhas geológicas de São José dos Pinhais, Piraquara e Morretes), em escala 1:50.000 (1967), e cartas de materiais inconsolidados ocorrentes nas áreas referentes às cartas A105 e A139 da COMEC, produzidos e cedidos pela MINEROPAR. As cartas de materiais inconsolidados –em escala 1:20000- servem de subsídio para uma classificação pedológica mais detalhada da bacia estudada, já que não existe nenhum levantamento de solos em escala maior que 1:600000, que abranja toda a bacia do rio Pequeno. Foi utilizado também o Atlas Geoambiental da Região Metropolitana de Curitiba, desenvolvido pelo CPRM-SP (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998), que oferece informações sobre o substrato rochoso, relevo, drenagem e solos da região de estudo.

6.3.1.3 Obtenção de dados climáticos e hidrológicos

- precipitação diária no período de 1955 a 1997 -estações pluviométricas Fazendinha (código 02549017), Curitiba-Inemet (código 02549006) e Mananciais da Serra (código 02548041);
- precipitação diária no período de 1958 a 1997- estação pluviométrica Piraquara (código 02549004);
- precipitação diária de eventos isolados no período de 1970 a 1996 -, Aeroporto Afonso Pena (código 02549029);

- temperatura, umidade relativa, insolação, velocidade dos ventos, no período de 1952 a 1997 -estações meteorológicas Curitiba-Inemet (código 02549006) e Fazenda Experimental Canguiri – UFPR (código 02549041);

Os dados climáticos foram obtidos junto ao Centro de Hidráulica e Hidrologia Parigot de Souza (CEHPAR), à Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), ao Departamento de Proteção ao Vôo (DPV) e à Superintendência de Recursos Hídricos do Paraná (SUDERHSA).

- vazão diária e cotas (duas leituras) do rio Pequeno no período de 1955 a 1997 - estação fluviométrica da Fazendinha (código 65010000);
- vazão diária (contínua) de eventos selecionados no período de 1986 a 1996- estação fluviográfica da Fazendinha (código 65010000).

Os boletins hidrométricos foram obtidos junto à SUDERHSA, à Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) e ao CEHPAR.

6.3.1.4 Definição das características físicas da bacia hidrográfica do rio Pequeno.

As características físicas de uma bacia são elementos de grande importância na compreensão do comportamento de processos hidrológicos, como a velocidade do escoamento nos canais, a eficiência de drenagem da bacia, a tendência de ocorrência de enchentes, a velocidade de escoamento superficial (VILLELA & MATOS, 1975). As informações produzidas pela COMEC em 1994 (ver tópico 6.1.2), não pareceram condizer com aquelas encontradas a partir do levantamento realizado neste trabalho. Portanto, fez-se necessário um novo levantamento das seguintes informações, utilizando-se cartas planialtimétricas da COMEC (1976) em escala 1:10000 :

- Área de drenagem
- Forma da bacia
- Sistema de drenagem (ordem dos cursos d'água, densidade de drenagem, sinuosidade do curso d'água, etc.)
- Características do relevo de uma bacia (distribuição de declividades, curva hipsométrica, elevação média da bacia, declividade de álveo, retângulo equivalente, etc.).

6.3.2 Processamento e Análise de Imagens.

O objetivo da análise das imagens, sejam elas fotografias aéreas ou imagens de satélite, no presente estudo, é a identificação e localização espacial das diferentes tipologias de uso do solo que ocorrem na sub-bacia do Rio Pequeno em cada uma das épocas observadas. Essas tipologias são consideradas neste estudo “unidades homogêneas” quanto ao seu comportamento hidrológico. As tipologias adotadas foram baseadas naquelas recomendadas pelo IBGE (IBGE, 1992) para a classificação da vegetação brasileira.

As tipologias adotadas são referentes aos diferentes tipos de cobertura encontrados na sub-bacia do rio Pequeno :

- Floresta Ombrófila Mista e Floresta Ombrófila Densa em fase avançada de sucessão secundária (agrupadas na mesma tipologia) - FLORESTA
- Floresta Ombrófila Mista e Floresta Ombrófila Densa em fase intermediária de sucessão secundária (agrupadas na mesma tipologia) - CAPOEIRA
- Floresta Ombrófila Mista e Densa Aluvial - ALUVIAL
- Formações Pioneiras de Influência Aluvial (várzeas) - VÃRZEA
- Reflorestamento com espécies exóticas - REFLORESTAMENTO
- Campos naturais (estepes) e antrópicos (pastagens), e fase inicial de sucessão secundária - CAMPO
- Agricultura - AGRICULTURA

- Áreas Urbanas (de uso residencial, comercial ou industrial) – URBANO
- Cavas, lagos, represas – RESERVATÓRIOS
- Terrenos com solo exposto – SOLO NU

Em letras maiúsculas após a definição fitogeográfica de cada tipologia, está indicada a denominação que as mesmas recebem nas tabelas e legendas apresentadas nos resultados do presente estudo.

Foi realizada a fotointerpretação das fotografias aéreas da região, datadas de 1953 e 1980, com o uso de *overlay* transparente (transparência para retroprojeter). Os modelos interpretados a partir das fotografias aéreas de 1953 e 1980 foram digitalizados e submetidos à correção geométrica e georreferenciadas a partir da mesma base cartográfica já citada, através do módulo *Register* do software *Descartes*.

Para georeferenciar a imagem Landsat TM5, procedeu-se ao método de correção geométrica da mesma. Neste método, selecionam-se pontos de controle no terreno, ou seja pontos facilmente identificáveis tanto na base cartográfica quanto na imagem de satélite. Alguns pontos de controle são selecionados na base cartográfica. Estes mesmos pontos devem ser localizados na imagem espectral e através de funções polinomiais as distorções da imagem decorrentes do processo de obtenção por sensor remoto (satélite) serão sensivelmente diminuídas. Para este procedimento utilizou-se o software MGE Advanced Imager (Intergraph).

O passo seguinte foi o processamento desta imagem através de realce de contraste para melhor definição das informações espaciais contidas na mesma. Realizada esta tarefa, procedeu-se à classificação supervisionada da imagem TM-Landsat, utilizando-se o software já citado, para a segmentação e delimitação das diferentes tipologias de uso do solo na bacia, além de se delimitar certas características da bacia relevantes a um estudo hidrológico-florestal tais como áreas inundáveis, áreas permanentemente úmidas, área variável de contribuição (porção da bacia que efetivamente contribui para os processos de geração do escoamento direto de uma chuva) e outras.

Para a classificação de uso do solo em 1996 recorreu-se ao procedimento conhecido por classificação supervisionada. Nesse método de classificação o operador previamente seleciona certas amostras da imagem que sejam representativas de cada atributo ou característica do terreno (no caso, o tipo de uso do solo) que se queira separar, de modo que a ferramenta de classificação, com base nessas amostras, identifique a classe a qual cada pixel da imagem mais se assemelha estatisticamente. Com um prévio conhecimento de campo (marcação de pontos com usos de solo característicos, utilizando aparelho de GPS), foram identificados e selecionados na imagem orbital determinados locais de cobertura homogênea que fossem representativos dos tipos de uso do solo considerados principais na região de estudo. Estas porções selecionadas na imagem são conhecidas como amostras de treinamento, e representam o comportamento médio das classes que deverão ser mapeadas automaticamente. É a partir das estatísticas extraídas das amostras de cada classe definida, que o algoritmo de classificação vai fazer a triagem de cada pixel da imagem para a classe que mais se assemelha estatisticamente ao mesmo.

Os critérios de definição de classes se basearam principalmente nas características comportamentais das formas de uso do solo em relação ao ciclo hidrológico. Por isso, as tipologias florestais Floresta Ombrófila Mista e Floresta Ombrófila Densa, e certos estágios de sucessão vegetal, diferenciáveis fisionomicamente em campo (mas não tão facilmente na imagem de satélite) foram aglutinadas na mesma classe, devido aos processos hidrológicos ocorrentes serem bem similares, e a separação em diferentes classes não contribuir significativamente para a finalidade básica da carta de uso do solo, que é entre outras servir de subsídio para a confecção da carta de vulnerabilidade ambiental da bacia do rio Pequeno, com auxílio de um Sistema de Informações Geográficas.

O algoritmo de classificação testado foi o de Máxima Verossimilhança (JENSEN, 1983), que assume a condição de que os pixels contidos nas amostras de treinamento de cada classe, se encontram numa distribuição normal. Este algoritmo compara o vetor de intensidade de brilho de cada pixel (o valor de

intensidade de brilho do pixel em cada banda) com o vetor médio das amostras de treinamento de cada classe, através da equação :

$$P_c = [-0.5 \log_e (\det(V_c)) - 0.5(X - M_c)^T (V_c^{-1})(X - M_c)], \text{ onde}$$

P_c = Valor de comparação para cada classe

V_c = Matriz de covariância de cada classe entre as bandas

X = Vetor de intensidade de brilho para o pixel analisado

M_c = Vetor de intensidade de brilho para cada classe

O pixel será atribuído a classe que proporcionar o maior valor de P_c na equação. A eficácia da classificação por Máxima Verossimilhança depende, principalmente, de uma precisão razoável da estimativa do vetor médio (M_c) e da matriz de covariância (V_c) de toda classe espectral. Isso depende da precisão da escolha de pixels incluídos nas amostras de treinamento, que devem representar regiões homogêneas. O método de Máxima Verossimilhança deve ser aplicado quando o analista conhece bem a imagem a ser classificada, para que possa definir classes que sejam representativas. Cada amostra de treinamento é representada por pixels com reflexão característica e vale como área de referência dos níveis de cinza da classe.

Após a classificação da imagem de satélite, deve-se proceder à homogeneização do resultado de classificação, através de ferramentas de filtragem. Para tanto, foi utilizado o comando "LFP Filter" do software de classificação citado.

6.3.3 Confeccção de cartas temáticas básicas

Para uma análise integrada da bacia do rio Pequeno, foram elaboradas cartas temáticas referentes ao uso do solo dos anos de 1953, 1980 e 1996, à geologia, geomorfologia, solos, hidrografia, e declividade da área de estudo.

A partir da fotointerpretação das fotografias de 1953 e 1980, e da classificação supervisionada da imagem multiespectral de 1996 foram confeccionadas 3 cartas de uso do solo, referentes às 3 épocas estudadas (figuras em ANEXO). Dessa maneira foi possível demonstrar, do ponto de vista quantitativo e de distribuição espacial, as mudanças de uso do solo ocorridas na bacia do rio pequeno entre 1953 e 1996.

A carta de declividade (figura em ANEXO III) foi obtida a partir do modelo digital do terreno (MDT) da bacia –sendo que o mesmo foi confeccionado a partir de curvas de nível com equidistância de 5 metros-, tendo sido ambos produzidos com auxílio do software ARCVIEW GIS 3.1 (Módulos Spatial Analyst e 3D Network).

Os temas de geologia, geomorfologia e solos foram integrados em uma única carta temática, onde cada unidade delimitada corresponde a uma porção da bacia considerada homogênea com relação aos três componentes. Esta carta foi denominada carta Geoambiental e foi baseada no Atlas Geoambiental da Região Metropolitana de Curitiba (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998). Fez-se preferência por utilizar a referida obra em detrimento de levantamentos específicos, como a Carta Geológica de São José dos Pinhais (BIGARELLA et al., 1953) e levantamentos de solos realizados pelo IAPAR (1978), pelo fato da mesma conter informações mais detalhadas para a bacia estudada do que estes últimos. A descrição da carta Geoambiental e das unidades que a compõem encontram-se no tópico 6.2.3.1.

Todos estes planos de informação estão georeferenciados, isto é essas cartas possuem coordenadas geográficas relacionadas com exatidão a um mapa proposto como “verdade cartográfica”, isto é uma aproximação bastante fiel da realidade do terreno. Isto se faz necessário para que esses diferentes níveis de informação espacial possam ser “cruzados” num sistema de informação geográfica (SIG). Estes temas foram utilizados como base para a elaboração de temas derivados (Zona Ripária, Fragilidade Hidro-ambiental, Vulnerabilidade a Inundações e Vulnerabilidade à Erosão) que oferecem valiosas informações sobre as condições ambientais da bacia hidrográfica do rio Pequeno no período estudado.

6.3.3.1 Confeção da carta geoambiental

THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C. (1998), no Atlas Geoambiental pelos mesmos desenvolvido, utilizaram uma representação integrativa das características de geologia, relevo, drenagem e solos de cada uma das unidades de terreno homogêneas (domínios geoambientais, na nomenclatura utilizada) da Região Metropolitana de Curitiba, identificadas através das seguintes etapas : fotointerpretação, levantamento de campo com equipe multidisciplinar, e integração dos dados obtidos. Desta forma foi confeccionada uma carta geoambiental multi-temática (ANEXO IV), onde cada domínio ou subdomínio geoambiental apresenta características homogêneas em relação ao substrato rochoso, relevo, drenagem e solos.

Pelo caráter sistêmico e integrativo desenvolvido no referido trabalho, e pelo detalhamento de informações referentes a cada unidade definida, decidiu-se adaptar a carta multi-temática acima citada ao presente estudo, de forma que os temas referentes à geologia, geomorfologia e solos pudessem ser representados por uma única carta. Considerou-se que dessa maneira não houve perda de detalhamento ou simplificação das particularidades de cada tema, pelo seguinte motivo : o presente estudo visou justamente uma análise sistêmica da bacia hidrográfica do rio Pequeno, ou seja uma busca da compreensão de como a interação dos componentes ambientais da mesma governa o seu ciclo hidrológico. Ou seja, mais importante que analisar separadamente as características de cada tema é analisar os processos decorrentes da interação de todos os temas. Dessa forma, uma carta que reúne temas inter-relacionados representará não só cada tema em si, mas principalmente o produto (processos, vulnerabilidades, etc.) das interações entre os mesmos. No caso, os tipos de relevo, drenagem e solos são todos produtos da influência do clima sobre a rocha matriz, e se desenvolvem concomitantemente, sendo que cada um influencia o desenvolvimento do outro. Com relação ao objetivo deste estudo, a contribuição para a ocorrência de inundações na maioria das vezes não ocorre devido às características intrínsecas de um tipo de solo, geomorfologia, ou geologia, mas sim pela predisposição a

enchentes produzida pela inter-relação desses componentes ambientais ocorrente numa determinada unidade de terreno, considerada homogênea.

Por isso, a bacia hidrográfica será dividida em unidades geoambientais, adaptando-se aqui a nomenclatura adotada por (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998). Cada unidade geoambiental será considerada homogênea e única, por apresentar uma associação peculiar entre o substrato rochoso, o relevo, a drenagem, e os solos ocorrentes.

A camada de rocha, que é a principal formadora do regolito, tem como principal participação no ciclo hidrológico sua influência direta nos escoamentos de base, além de condicionar em parte a capacidade de armazenamento de água dos solos e o escoamento sub-superficial. De acordo com CEHPAR (1988), o escoamento de base dificilmente ultrapassa o valor de 10% do pico da cheia, para enchentes com tempo de recorrência maior que 2 anos, na bacia do Alto Iguaçu. Além disso, o escoamento subterrâneo é bem mais lento que o escoamento superficial, principal componente das vazões de enchentes.

As características hidrológicas, e conseqüentemente os processos de chuvas, variam com os tipos de geologia. A valoração da vulnerabilidade das diferentes classes geológicas ocorrentes na bacia do rio Pequeno, está baseada nas características hidrogeológicas de cada formação, ou seja como cada uma delas interage com a água infiltrada, que atravessa o solo e atinge a rocha, e também com a rede de drenagem da bacia. Formações geológicas compostas por rochas de baixa permeabilidade natural, receberão menores valores de vulnerabilidade do que aquelas onde a natureza e a disposição das rochas favorece o escoamento de base. Neste último caso, a maior permeabilidade, ao permitir um maior escoamento subterrâneo, faz com que essas formações contribuam com um volume de água maior para a vazão dos cursos d'água em qualquer período. Dessa forma sua participação em uma vazão de enchente será maior do que uma formação de menor permeabilidade. Outro aspecto importante na determinação da potencialidade de produção de escoamento subterrâneo é o nível de consolidação dos materiais rochosos. Sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados têm

maior capacidade de transmitir água no seu interior, em relação a materiais consolidados.

A resistência de uma formação geológica aos processos erosivos estará relacionada à evolução geológica do ambiente onde esta formação se encontra, e a resistência ao intemperismo das rochas que a compõem (CREPANI et al., no prelo).

As características do relevo e da drenagem a ele associado são fatores determinantes do comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica. Segundo COELHO NETTO (1998), "..., a hidrologia na fase terrestre não apenas controla, mas também é controlada pelas relações funcionais entre os elementos da paisagem, ou seja, pela interação relevo/morfologia terrestre – rocha/solo – vegetação/fauna – uso da terra/manejo". São as formas do relevo que vão determinar as características da rede de cursos d'água que drena a bacia hidrográfica. Em uma bacia na qual as características naturais estão conservadas, a geomorfologia será o fator primordial na produção de deflúvio. As características geomorfológicas, como a largura dos interflúvios e a declividade, influenciam vários processos hidrológicos, como a infiltração e o escoamento superficial, o escoamento nos canais, entre outros. A declividade está diretamente relacionada aos processos erosivos, pois determina a velocidade de descida das massas de água na forma de escoamento superficial e sub-superficial, e conseqüentemente sua capacidade de carrear materiais inconsolidados.

As unidades geomorfológicas que apresentarem tendência à acumulação de sedimentos receberão um valor de vulnerabilidade à enchentes maior do que aquelas cujas características, como grandes declividades, e alta intensidade de dissecação, propiciam energia para o transporte dos materiais inconsolidados.

O solo atua como um enorme reservatório de água que acaba por amortecer a força da água provinda das precipitações. O solo tem a capacidade de atenuar a velocidade das águas em direção aos corpos d'água, fazendo com que ela chegue aos mesmos de maneira mais gradual. Isto se deve aos processos de infiltração, transmissão e percolação, característicos de qualquer solo.

As propriedades hidráulicas dos solos, como a capacidade de infiltração, a capacidade de armazenamento de água, a permeabilidade (KOBAYAMA et al. (1998)

determinarão se um tipo de solo atua como fator contribuinte ao risco de inundação (ao dificultar a infiltração e estimular o escoamento superficial) ou limitante (ao permitir altas taxas de infiltração). Segundo KOBAYAMA et al. (1998) “o tipo, uso e cobertura do solo são fatores fundamentais para o entendimento e representação da resposta hidrológica em uma bacia.”. Essas propriedades hidrológicas serão uma decorrência das características físicas de cada tipo de solo, tais como a porosidade, a textura, e a estrutura, que por sua vez determinarão as características hidrológicas como permeabilidade, condutividade hidráulica, transmissividade e outras.

Segundo CREPANI et al. (no prelo), “a erodibilidade de um solo é função das condições internas ou *intrínsecas* do solo, como sua composição mineralógica e granulométrica e características físicas e químicas, e das suas condições externas ou *atributos da superfície* do solo, relacionadas ao manejo do solo”. Para proteção contra os processos erosivos, as características de profundidade, permeabilidade, e quantidade e tipo de argilas, do horizonte superior do solo é que detêm maior importância. Mesmo quando os horizontes B e C, são facilmente erodíveis, uma camada superficial do solo profunda, porosa e permeável funciona como camada de proteção, amenizando os processos erosivos.

A seguir são descritas as características das unidades geoambientais consideradas neste estudo. Boa parte das informações abaixo relatadas foram retiradas do Atlas Geoambiental da Região Metropolitana de Curitiba, da autoria de (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998).

Unidade 1

Corresponde às áreas ocupadas pelas planícies aluviais da bacia hidrográfica do rio Pequeno. São terrenos em processo de formação, pois recebem continuamente sedimentos das partes mais altas e que são transportados e depositados pelos cursos d’água. O substrato rochoso é formado por um pacote de camadas horizontalizadas de areias, argilas orgânicas e cascalhos. Pelo fato das camadas de areia e cascalho encontrarem-se muito próximas da superfície, e pelas

mesmas apresentarem alta permeabilidade e alta capacidade de armazenamento de água, são áreas de recarga e descarga de aquíferos, muito importantes para o equilíbrio do regime hídrico superficial e subterrâneo (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998).

Nesta bacia, as planícies aluviais são amplas e possuem declividades entre 0 e 3%. As condições de drenabilidade são muito deficientes, e o lençol freático situa-se próximo à superfície, com profundidade média de 0,90 m (sujeito às variações sazonais) ou muitas vezes aflora à superfície. Apresentam grandes superfícies permanentemente encharcadas.

Os solos são hidromórficos e muito ricos em matéria orgânica, podendo ocorrer também turfa. Apresentam-se saturados em água, devido ao lençol freático elevado, e são pouco permeáveis devido ao alto conteúdo de argila. Por isso possuem baixa capacidade de infiltração e favorecem o escoamento superficial.

Unidade 2 (sub-unidades 2a, 2b e 2c)

Os terrenos dessa unidade encontram-se sobre a Formação Guabirota da bacia de Curitiba. O substrato rochoso é constituído predominantemente por sedimentos argilosos, que armazenam água, mas têm baixa percolação. Estes sedimentos são muito erosivos e instáveis quando expostos na superfície.

Os vales são cobertos por solos orgânicos e hidromórficos, bastante espessos nas áreas mais planas. O horizonte superior geralmente tem boa porosidade e com boa capacidade de infiltração. Já o horizonte B possui textura argilosa, e sua permeabilidade é muito baixa se comparada ao horizonte A, o que pode acarretar a rápida saturação deste último em épocas chuvosas, podendo haver o surgimento de lençol freático temporário próximo à superfície e a ocorrência de escoamento superficial por saturação. O horizonte C possui permeabilidade ainda mais baixa que a do que o horizonte B e são mal drenados.

O horizonte superior dos solos ocorrentes nessa unidade, por ser bastante percolativo, e as baixas declividades dominantes conferem a mesma um baixo potencial erosivo. Quanto ao risco de erosão, as baixas declividades e a boa

capacidade de infiltração do horizonte A conferem a essa unidade um baixo potencial erosivo. Porém, os horizontes B e C são altamente instáveis e erosivos, devendo-se evitar que o horizonte A seja excessivamente decapeado, e que estes horizontes inferiores fiquem expostos na superfície.

Pelo fato dos terrenos da Formação Guabirota apresentarem características de relevo diferentes entre si, as ocorrências dentro da bacia do rio Pequeno foram divididas em sub-unidades, com características geomorfológicas diversas.

Na sub-unidade 2a, o relevo mostra-se ondulado a moderadamente ondulado, com encostas longas e suavizadas, baixos desníveis de altitude e declividades variando entre 5 e 10%. Abaixo das encostas, os fundos de vale mostram-se amplos e o lençol freático encontra-se a menos de 4 metros da superfície. Os cursos d'água apresentam sinais de assoreamento, com águas lentas e vazões baixas e com tendência a diminuir. Possuem pouca capacidade de transporte de sedimentos. Na faixa marginal aos canais, pode ocorrer o fenômeno de aumento da área variável de contribuição (ver tópico 4.2.1.4).

Na sub-unidade 2b, o relevo tende ao aplainamento completo e a declividade máxima dificilmente ultrapassa 5%. Em muitos locais, o lençol freático encontra-se muito próximo à superfície ou mesmo aflorante. A densidade de drenagem é muito baixa, com canais em franco processo de assoreamento, e as condições de drenabilidade são precárias.

Na sub-unidade 2c, o relevo é quase plano, com declividades máximas em torno de 5%. Nesses terrenos ocorrem muitas áreas de banhados e nascentes de água. O lençol freático situa-se a profundidades entre 1 e 3 metros. A drenabilidade da região também é precária.

Unidade 3 (sub-unidades 3a e 3b)

Pertencem a essa unidade os diques de diabásio, que se caracterizam como cristas estreitas e alongadas que ocorrem preferencialmente na direção NW-SE. Constituem-se de rochas bastante fraturadas; por isso apresentam boa percolação e provavelmente devem guardar excelentes aquíferos subterrâneos.

Nos locais aonde os diques encontram-se mais alterados (**sub-unidade 3a**), o relevo se encontra estabilizado, com os topos e encostas mais suavizados, e as declividades se situam entre 20 e 25%. Os solos predominantes são podzólicos e podzólicos latossólicos, com espessura superior a 3 metros, com boa permeabilidade e bem drenados.

Nos setores onde as rochas resistiram mais ao intemperismo (**sub-unidade 3b**), as cristas são menos dissecadas, com topos estreitos e encostas quase sempre superiores a 35%. O substrato rochoso está situado a pequenas profundidades, é muito fraturado e muito percolativo. Dependendo da localização nas encostas, os solos variam desde solos profundos, como os podzólicos (na base das encostas) até solos pouco evoluídos como cambissolos, litossolos e afloramentos de rocha. O horizonte B encontra-se próximo da superfície, e é muito argiloso, dificultando a percolação no perfil.

Unidade 4

Corresponde aos terrenos sustentados por rochas graníticas intrusivas, pertencendo à extremidade sul do Complexo Marumbi. É uma região de relevo fortemente ondulado a montanhoso, com declividades quase sempre superiores a 35 e 45%, e com grandes desníveis altimétricos. A drenagem é composta por vales encaixados, sem planícies fluviais.

O substrato rochoso é bastante fraturado, com manto de intemperismo arenoso, que proporciona boa permeabilidade, boa porosidade secundária, boa transmissividade e boa capacidade armazenadora de água. São áreas de recarga dos aquíferos e da rede de drenagem superficial.

Os solos são geralmente pouco evoluídos, com predominância de cambissolos e litossolos. O horizontes superior apresenta-se pouco espesso, porém com boa taxa de infiltração. O horizonte B, argilo-arenoso e/ou argilo-siltoso apresenta boas condições de percolação.

Unidade 5 (sub-unidades 5a, 5b, 5c e 5d)

Situam-se aí os terrenos sustentados pelo Embasamento Cristalino. O grau de intemperismo varia bastante de local para local, mas geralmente o manto intemperizado é bastante argiloso ou argiloso-siltoso.

Como as características geológicas, geomorfológicas e pedológicas dessa unidade variam bastante dentro da bacia do rio Pequeno, procedeu-se à subdivisão da Unidade 5 nas sub-unidades descritas abaixo.

A sub-unidade 5a é caracterizada por terrenos bastante intrudidos por diques de diabásio. Por isso o substrato rochoso é bastante fraturado e percolativo, e com boa capacidade de armazenamento de água, devendo existir bons aquíferos.

Apresenta predominância de solos residuais pouco desenvolvidos, como podzólicos rasos, cambissolos ou mesmo litossolos. O horizonte B encontra-se muito próximo à superfície e é bastante argiloso, sendo bem menos permeável que o horizonte superior. Nas áreas de pior drenabilidade pode ocorrer a saturação da camada superficial do solo, dificultando a infiltração em eventos chuvosos.

O relevo varia de moderado a fortemente ondulado, com declividades médias entre 20 e 35% e desníveis altimétricos entre 40 e 50 metros. Apresenta densidade de drenagem moderada, exceto na porção dessa sub-unidade que se situa no nordeste da bacia, onde existem muitas nascentes de água.

A sub-unidade 5b apresenta manto de intemperismo espesso, mas muito argiloso. Por isso este manto é pouco permeável, possui boa capacidade para armazenar água, mas não a libera para circulação. Por isso não são áreas de recarga de aquíferos.

O horizonte superficial apresenta-se espesso (até mais de 2 metros), bastante poroso e permeável. Porém o horizonte B possui permeabilidade muito baixa; há portanto a possibilidade de encharcamento do horizonte A, com formação de lençol freático temporário muito próximo da superfície, favorecendo o escoamento superficial e a expansão da área variável de contribuição quando marginal a cursos d'água.

O relevo é dissecado e tende ao aplainamento, com declividade que variam de 5 a 15%. A densidade de drenagem é alta, porém os vales são abertos, com rios de vazão baixa e alto tempo de permanência de águas; ocorre aí um processo de assoreamento visível.

A sub-unidade 5c diferencia-se da sub-unidade 5b, por apresentar um relevo que varia de ondulado a moderadamente ondulado, com declividades médias entre 15 e 20%. Pelas maiores declividades, a capacidade de transporte de sedimentos é maior, por isso o processo de assoreamento é mais lento do que na sub-unidade 5b. O horizonte superior dos solos apresenta-se menos espesso, e também ocorre a diferença de permeabilidade entre este e o horizonte B (de permeabilidade muito baixa).

Os terrenos da sub-unidade 5d apresentam manto de intemperismo em estágio avançado e bastante profundo (com mais de 10 metros). Este manto é muito argiloso, possuindo permeabilidade e transmissividade de água muito baixas, com baixo potencial hídrico subterrâneo. O lençol freático situa-se entre 8 e 12 metros de profundidade.

O relevo pode variar de moderado a fortemente ondulado, com alta densidade de morrotes. As declividades médias situam-se entre 15 e 25% geralmente, mas podem ser de 25 a 35% em alguns setores. O sistema de drenagem possui planícies aluviais amplas, em acelerado processo de assoreamento.

Os solos predominantes nessa região são solos transportados bem evoluídos como podzólicos, podzólicos profundos e latossolos em algumas áreas. A camada superior do solo tem boa permeabilidade, apresenta espessuras variando de 80 cm a 2 metros e está separada dos horizontes inferiores por linhas de seixos, sendo que estes últimos são solos residuais, muito argilosos e de baixa permeabilidade.

6.3.4 Confeção da carta da Zona Ripária

Pela importância da zona ripária para o comportamento hidrológico de qualquer bacia (ver tópico 4.2.1.4), decidiu-se elaborar uma metodologia para o

mapeamento da zona ripária ou “área variável de contribuição” (HEWLETT & HIBBERT, 1967, citado por LIMA, 1989). Avaliou-se as características de metodologias tais como aquelas apresentadas por O’LOUGHLIN (1981b, citado por LIMA, 1989 e 1986) e DUNNE et al. (1975, citado por LIMA, 1989). A partir das mesmas foi adaptada uma nova metodologia para que a área variável de contribuição pudesse ser identificada utilizando-se um Sistema de Informação Geográfica (SIG), com vistas a identificar áreas que reunissem as seguintes características : solos com alta capacidade de armazenamento de água mas com horizontes de permeabilidade descontínua, solos com baixa condutividade hidráulica, lençol freático próximo à superfície, proximidade de cursos d’água e declividade de 0 a 2%.

Como os pontos de medição da profundidade de lençol freático se restringiam a uma pequena parte da bacia, e não havia uma boa distribuição espacial de pontos, decidiu-se não utilizar estes dados para a identificação da zona ripária. Da mesma forma, a ausência de informações detalhadas a respeito da condutividade hidráulica e da permeabilidade dos solos da bacia não permitiu que fossem levadas em conta essas características.

Deve-se atentar ao fato de que a zona ripária é uma região de extensão variável, condicionada principalmente às condições antecedentes de umidade (ver tópico 4.2.1.4). Portanto a representação da zona ripária elaborada no presente estudo deve ser compreendida como um modelo que define apenas a extensão média da zona ripária, que será menor em períodos de estiagem e maior nas épocas chuvosas.

6.3.5 Elaboração das cartas de fragilidade hidro-ambiental

Para serem determinadas as condições de fragilidade e de conservação dos recursos hídricos da bacia do rio Pequeno foi adaptada uma metodologia, através da qual foram identificadas as áreas mais frágeis, do ponto de vista hidrológico, da

bacia hidrográfica. Fragilidade, neste caso, é entendida como a tendência a ocorrerem processos de degradação do ambiente.

Pelo fato do objetivo principal desta metodologia ser a avaliação dos riscos naturais de inundações, que são gerados através da interação de diferentes componentes ambientais, decidiu-se denominar as cartas temáticas geradas de cartas de **fragilidade hidro-ambiental**. Busca-se neste estudo a representação da dinâmica natural da região – representada pelos temas geologia, solos, geomorfologia, declividade e zona ripária- e da dinâmica associada a ação antrópica – representada pelo tema uso do solo – que interage com o meio natural, sendo influenciada e influenciando a evolução deste último.

A erosão da camada superficial do solo das partes mais altas, acaba por carrear uma considerável quantidade de materiais inconsolidados que se depositam principalmente nas planícies aluvionares de uma bacia hidrográfica. A longo, ou mesmo a médio prazo, dependendo da intensidade dos processos erosivos, esta deposição de sedimentos pode ser um importante contribuinte para a diminuição da capacidade volumétrica da calha menor e da calha maior (seção do rio em período de cheia) de um rio. Este fenômeno constitui um agravante da suscetibilidade de certas regiões da bacia a inundações, pois uma sessão em processo acelerado de assoreamento extravasará sua calha com um menor volume de água do que o volume necessário anteriormente. O carreamento de materiais inconsolidados e o assoreamento dos cursos d'água contribuem a longo ou médio prazo para o agravamento do processo natural de enchentes.

Portanto, a identificação de áreas mais suscetíveis à erosão em uma bacia hidrográfica, e a aplicação do uso adequado do solo nessas áreas, pode contribuir decisivamente para a manutenção do equilíbrio hidrológico, ao manter o processo de deposição de sedimentos em níveis similares aos do transporte de materiais inconsolidados para fora da bacia (através do exutório).

As cartas que demonstram a tendência a inundações ou processos erosivos, baseada somente nos componentes ambientais naturais (geologia, geomorfologia, declividade, solos, zona ripária), sem considerar a intervenção antrópica (uso do solo) foram denominadas Carta de Suscetibilidade Natural a Inundações e Carta de

Suscetibilidade Natural à Erosão. As cartas que são o produto da análise da interação entre esses componentes naturais e a intervenção antrópica – representada pelo uso do solo nas três épocas avaliadas, são denominadas de Carta de Vulnerabilidade a inundações e Carta de Vulnerabilidade à Erosão.

A referência metodológica para este procedimento foi a metodologia desenvolvida por CREPANI ET AL. (no prelo), para subsidiar o Zoneamento Ecológico-Econômico dos Estados da Amazônia Legal, através do Convênio SAE/INPE.

As cartas temáticas de fragilidade hidro-ambiental foram elaboradas através da superposição dos mapas temáticos conhecida como análise de coincidência espacial. Para tanto foi utilizado um Sistema de Informações Geográficas (SIG), na forma do software ARCVIEW 3.1. Cada tema foi convertido numa representação rasterizada (arquivo GRID, do ARCVIEW), onde cada célula possuía um valor referente ao nível de fragilidade hidro-ambiental correspondente.

Com relação aos temas analisados (geologia, geomorfologia e solos - integrados no tema Geoambiental, declividade, zona ripária e uso do solo) foram estabelecidos valores de fragilidade ambiental para as diferentes classes encontradas em cada tema. Neste estudo, a fragilidade ambiental pode ser entendida como a potencialidade de cada classe ou categoria em contribuir de maneira direta ou indireta para a ocorrência de inundações ou processos erosivos. Como referência para a atribuição dos valores de fragilidade das classes de cada tema, foram consultados os trabalhos de CREPANI et al. (no prelo), SANTOS (1997), TONETTI (1993). Decidiu-se então adotar a escala de valores apresentada por CREPANI et al. (no prelo), pelo fato desse trabalho seguir os princípios da Ecodinâmica, conceito estabelecido por TRICART (1977), no qual os meios naturais podem ser classificados de acordo com a predominância dos processos que aí ocorrem : meios estáveis (predominância da pedogênese), meios instáveis (predominância da morfogênese) ou meios "intergrades" (equilíbrio entre pedogênese e morfogênese) (ver tópico 4.7). Como os fenômenos das inundações e da erosão são considerados processos morfogenéticos (processos formadores do relevo), a aplicação desta metodologia de valoração da fragilidade ambiental foi

considerada adequada aos propósitos do presente estudo. Foi então estabelecida uma escala de valores, que varia de 1,0 a 3,0, conforme a tabela 3.

Como se observa foram estabelecidas graduações em centésimos de unidade, afim de se contemplar a diversidade das classes encontradas na região de estudo em cada tema. Dessa maneira foi criada uma graduação de fragilidade, que varia de 1,0 para as áreas mais estáveis até 3,0 para as áreas mais frágeis do ponto de vista hidrológico.

Tabela 3 – Escala de fragilidade hidro-ambiental. (adaptado de CREPANI et al., no prelo)

VALOR		GRAU DE FRAGILIDADE HIDRO-AMBIENTAL	
↑	2,70 - 3,00		ALTÍSSIMO
V U L N E	2,30 - 2,69	E S T	ALTO
R A B I L	1,80 - 2,29	A B I L	MÉDIO
I D A D E	1,40 - 1,79	D A D E	BAIXO
	1,0 - 1,39		BAIXÍSSIMO

Este modelo foi aplicado para cada um dos temas, sendo que cada tema foi dividido em células correspondentes a um quadrado de 30 x 30 metros no terreno. Para cada classe de cada tema foi estimado um valor de fragilidade, de acordo com as características da classe que influenciassessem o comportamento hidrológico dos terrenos nela contidos, e que contribuíssem para aumentar ou diminuir o risco de fenômenos de inundação ou de erosão. Baseando-se nas atribuições de valores de fragilidade estimados por CREPANI et al. (no prelo), SANTOS (1997), ROSS (1994,

citado por SANTOS), (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998) e TONETTI (1993), foram estabelecidos os valores de suscetibilidade e vulnerabilidade para as classes ocorrentes na região, para cada tema.

6.3.5.1 Elaboração das cartas de suscetibilidade natural

Para a determinação do valor de suscetibilidade, foram utilizados os seguintes temas : Geologia-Geomorfologia-Solos, Declividade e Zona Ripária. Estes temas estão relacionados as características ambientais naturais que determinam a predisposição de certas sub-regiões de uma bacia hidrográfica a serem mais suscetíveis a inundações do que outras. Para cada tema foi atribuído um peso equivalente, e o valor de fragilidade hidroambiental foi obtido de maneira empírica, calculando-se a média dos valores de suscetibilidade dos três temas em cada célula, podendo o cálculo da suscetibilidade natural a inundações ser representado pela seguinte fórmula :

$$\text{Suscetibilidade natural a inundações} = (GGS + D + R)/3$$

onde:

GGS = vulnerabilidade para o tema Geoambiental

D = vulnerabilidade para o tema Declividade

R = vulnerabilidade para o tema Zona Ripária

A suscetibilidade natural à erosão é considerada neste estudo como a manifestação de processos morfogenéticos (formadores do relevo), produzida pela interação de componentes naturais do ambiente, tais como a geologia, a geomorfologia e a declividade.

O valor final de cada célula do mapa de suscetibilidade natural à erosão será definido pela média dos temas Geoambiental e Declividade, sendo que a expressão matemática correspondente será :

$$\text{Suscetibilidade natural à erosão} = (GGS + D)/2$$

onde:

GGS = suscetibilidade para o tema Geoambiental

D = suscetibilidade para o tema Declividade

A escala de suscetibilidade a inundações ou à erosão é dividida em 5 classes, Suscetibilidade baixíssima, suscetibilidade baixa, suscetibilidade média, suscetibilidade alta e suscetibilidade altíssima, como ilustra a tabela 1.

6.3.5.2 Elaboração das cartas de vulnerabilidade

De forma a vislumbrar o papel da cobertura do solo como atenuante ou agravante do risco de inundações, aos temas utilizados para se estimar a Suscetibilidade Natural a inundações foram integradas as cartas de Uso do Solo de 1953, 1980 e 1996, levando-se em conta a influência de cada tipo de cobertura sobre os processos hidrológicos. Dessa forma foi possível definir o grau de ocupação prejudicial (conflito de uso) nas 3 épocas estudadas, analisando-se a evolução de uma possível degradação das condições ambientais da região, que pudessem contribuir para o aumento da frequência e intensidade de enchentes. O produto dessa integração foram três cartas de risco ambiental, relacionado ao risco de ocorrência de nas três épocas estudadas, denominadas Cartas de Vulnerabilidade a Inundações.

Da mesma forma que na elaboração das cartas de Suscetibilidade a inundações e à erosão, os valores de vulnerabilidade foram obtidos por meio de uma fórmula empírica, que representasse a interação dos fatores que influenciam

esta característica. Para a definição do valor de vulnerabilidade a inundações para cada célula de 30x30 metros dentro da bacia hidrográfica do rio Pequeno, para as três épocas analisadas, determinou-se um peso igual para os temas Geologia-Geomorfologia-Solos, Declividade e Zona Ripária, e um peso diferenciado para o tema Uso do Solo, equivalente ao dobro do peso dos outros temas e calculou-se a média ponderada dos valores de vulnerabilidade dos temas, obtendo-se assim o valor de fragilidade hidro-ambiental para célula da área de estudo. Justifica-se a decisão de conferir um maior peso ao tema Uso do Solo, pelo fato de que o uso inadequado de uma determinada superfície pode tornar o terreno suscetível a inundações mesmo que as condições geológicas, topográficas e pedológicas não sejam tão propícias a este fenômeno hidrológico. Da mesma forma, uma cobertura de solo que melhore as condições de infiltração e armazenamento de água, pode diminuir a magnitude de eventos de cheia em áreas propensas a enchentes. Sendo assim, a seguinte equação empírica determina o valor de risco de inundações :

$$\text{Vulnerabilidade a inundações} = (G + D + R + 2U)/5$$

onde:

G = vulnerabilidade para o tema Geomambiental

D = vulnerabilidade para o tema Declividade

U = vulnerabilidade para o tema Uso do Solo

R = vulnerabilidade para o tema Zona Ripária

Dessa maneira foram delimitadas áreas consideradas homogêneas quanto ao risco de inundações, com base na classificação de vulnerabilidade adotada (tabela 1), que determina regiões cujo risco de inundações é baixíssimo (valor de vulnerabilidade entre 1 e 1,39), baixo (vulnerabilidade entre 1,4 e 1,79), médio (entre 1,8 e 2,29), alto (entre 2,3 e 2,69) ou altíssimo (2,7 até 3).

As características das classes de cada tema, que são pertinentes ao ciclo hidrológico, serão descritas no tópico 6.2.8, juntamente com os respectivos valores de vulnerabilidade hidro-ambiental a elas atribuídos.

A vulnerabilidade à erosão é aqui considerada como o produto dos processos morfogênicos provocados pela interação dos componentes ambientais da bacia hidrográfica (geologia, geomorfologia, solos e declividade) e o componente antrópico, representado neste estudo pela cobertura do solo. O uso inadequado do solo em uma região propensa à erosão, pode acelerar sobremaneira os processos erosivos.

Para a definição da vulnerabilidade à erosão, foram atribuídos pesos semelhantes para os temas Geoambiental e Declividade, e peso dobrado em relação a estes para o tema Uso do Solo, pelos motivos citados no parágrafo anterior. Portanto a equação que determina o valor de vulnerabilidade à erosão é :

$$\text{Vulnerabilidade à erosão} = (G + D + 2U)/4$$

6.3.6 Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para as unidades geoambientais

Avaliando-se as características e peculiaridades de cada unidade ou sub-unidade geoambiental, que de uma forma ou outra pudessem influenciar o comportamento hidrológico dos terrenos inseridos nessas unidades ou tornar os mesmos mais vulneráveis à degradação ambiental provocada por certos processos hidrológicos, foram estimados valores de fragilidade hidro-ambiental relativos aos fenômenos de inundação e processos erosivos.

Unidade 1

As características descritas no tópico 6.2.3.1 atestam a grande suscetibilidade dos terrenos dessa unidade à inundações frequentes e com longo tempo de residência. Esta situação é agravada pela construção de aterros para a malha viária, causando represamento das águas de inundação. A ocupação desses terrenos por loteamentos e indústrias é outro fator agravante dos eventos de cheias.

Por isso esses terrenos recebem o valor máximo (3,0) de fragilidade hidro-ambiental.

O risco de erosão está representado pela erosão fluvial, que pode ser considerável principalmente nas vazões de enchentes, e pelo escoamento superficial por saturação, muito intenso nessa unidade. Porém, as enchentes acabam também por depositar sedimentos nessas planícies de inundação. O potencial erosivo pode ser considerado médio.

Sub-unidade 2a

Pelo processo de assoreamento contribuir com a diminuição da capacidade de transporte dos rios, e pelo fato do horizonte B poder ser uma camada impeditiva à percolação, nesta sub-unidade também podem ocorrer inundações. Porém, como os terrenos não são tão planos quanto as sub-unidades 2b e 2c, o risco restringe-se às áreas marginais aos cursos d'água, de baixa declividade. Esta sub-unidade recebeu o valor 2,3 de fragilidade hidro-ambiental.

Quanto ao risco de erosão, as baixas declividades e a boa capacidade de infiltração do horizonte A conferem a essa unidade um baixo potencial erosivo (um pouco maior que as sub-unidades 2b e 2c, pelas declividades serem maiores). Porém, os horizontes B e C são altamente instáveis e erosivos, devendo-se evitar que o horizonte A seja excessivamente decapeado, e que estes horizontes inferiores fiquem expostos na superfície.

Sub-unidade 2b

Pelo fato da região apresentar baixa declividade, pela baixa profundidade do lençol d'água, e devido à descontinuidade de camadas do solo em relação à permeabilidade, esta região é suscetível ao encharcamento e à expansão da área variável de contribuição. Atribuiu-se a esta sub-unidade o valor de fragilidade hidro-ambiental correspondente a 2,5 na escala adotada.

Apresenta baixo potencial erosivo, graças ao relevo aplainado e às características protetivas do horizonte A, que evita que os horizontes inferiores, altamente erosivos sejam atingidos pela erosão hídrica laminar e concentrada.

Sub-unidade 2c

Esta região é ainda mais sujeita a inundações do que a sub-unidade anterior, não sendo recomendável a ocupação adensada dessas áreas. A essa sub-unidade foi atribuído um valor de fragilidade hidro-ambiental correspondente a 2,7.

As características de relevo são semelhantes àsquelas da sub-unidade 2b, recebendo a presente unidade o mesmo valor de suscetibilidade à erosão (1,3).

Unidade 3

Situadas em região de maior declividade e por consistirem em cristas alongadas e estreitas estas áreas não estão sujeitas a enchentes, recebendo o valor mínimo (1,0) de fragilidade hidro-ambiental. Quanto ao risco de erosão : pela instabilidade geotécnica, pelas consideráveis declividades, pelo horizonte superior pouco espesso e horizonte B muito erodível, a sub-unidade 3b apresenta alto potencial erosivo, favorecendo tanto a erosão laminar como em sulcos. Já a sub-unidade 3a é menos suscetível à erosão, pelo fato do relevo se mostrar mais estabilizado, e o horizonte superior dos solos ser mais profundo, de boa estabilidade geotécnica e pouco erodível.

Unidade 4

Como é uma área de relevo bastante acidentado, a sub-unidade 4 não apresenta risco de inundações, recebendo o valor mínimo (1,0) na escala de fragilidade adotada para a ocorrência de inundações. Quanto ao risco de erosão, as altas declividades, e os solos heterogêneos, muito instáveis e altamente erosivos, conferem a essa unidade um valor alto em termos de vulnerabilidade à erosão.

Deve-se tomar os devidos cuidados para não se acelerar os processos erosivos, que encontram-se em pleno desenvolvimento nesta região. Não se pode esquecer também que esta área está inserida na AEIT (Área Especial de Interesse Turístico) do Marumbi, estando sujeita à legislação ambiental pertinente a mesma.

Sub-unidade 5a

As características dessa sub-unidade (exceto a característica pedológica) não predisõem a mesma à ocorrência de inundações. Por isto seu valor de fragilidade hidro-ambiental foi considerado pequeno (1,3). Os solos rasos e com horizontes bem distintos do ponto de vista pedogenético, podem acarretar instabilidade e tendência à erosão, que é amenizada nas áreas de menor declividade e também pelo fato de serem muito aderentes quando molhados.

Sub-unidade 5b

Devido à configuração de aplainamento, à dificuldade de infiltração do solos e ao processo de deposição de sedimentos, existe um risco moderado de inundações; por isso esta sub-unidade recebeu o valor 2,2 na escala de fragilidade hidro-ambiental. Em relação ao potencial erosivo, a proteção conferida pela camada superficial do solo, as baixas declividades e a estabilidade do terreno garantem a essa sub-unidade uma baixa suscetibilidade a processos erosivos. Porém, para se manter o baixo potencial erosivo, recomenda-se que se reduza ao mínimo indispensável as obras que exijam a retirada da camada superficial do solo.

Sub-unidade 5c

Pelas características de relevo serem menos favoráveis a inundações, a esta sub-unidade foi atribuído o valor 1,7 na escala de fragilidade hidro-ambiental. Como o relevo nessa unidade se apresenta ondulado e as declividades são maiores, além dos solos serem menos espessos, apresenta um risco de erosão maior que a sub-

unidade anterior, principalmente erosão do tipo laminar. O risco de erosão cresce a medida que a camada superficial do solo é retirada, para obras de aplainamento e aterros.

Sub-unidade 5d

Por ser uma região de declividades relativamente altas, esta sub-unidade não é atingida por inundação na sua maior parte, a não ser nas áreas marginais aos rios que apresentam planícies aluviais mais largas, e onde o horizonte superficial dos solos seja pouco espesso. Recebem portanto um valor baixo (1,5) de fragilidade hidro-ambiental. Nas áreas de relevo mais acidentado, pode ocorrer erosão, quando o solo não possui cobertura adequada, e quando há decapeamento da camada superficial do solo, que é menos erosiva que os horizontes inferiores.

Tabela 4 – Valores de Fragilidade Hidro-Ambiental para as unidades e sub-unidades geoambientais da bacia hidrográfica do rio Pequeno.

Unidade ou Sub-unidade Geoambiental	Valor de Fragilidade p/ Inundações	Valor de Fragilidade p/ Erosão
1	3,0	2,3
2a	2,3	1,5
2b	2,5	1,3
2c	2,7	1,3
3a	1	2,0
3b	1	2,7
4	1	3
5a	1,3	2,0
5b	2,3	1,7
5c	1,7	2,0
5d	1,5	2,3

6.3.7 Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para as classes de declividade

Foram estabelecidas graduações de declividade correspondentes a diferentes valores de fragilidade hidro-ambiental. Regiões de baixa declividade receberão valores mais altos de fragilidade a inundações (exceto topos de morro), ao passo que os valores de fragilidade à erosão a ela atribuídos estarão entre os mais baixos. Da mesma forma, áreas de grande declividade, por estarem livres de inundações receberão valores mínimos de fragilidade a inundações, enquanto que as mesmas receberão os mais altos valores de fragilidade à erosão, pelo fato da energia disponível para o escoamento ser maior nessas áreas.

Tabela 5 – Valores de Fragilidade Hidro-Ambiental para as classes de Declividade

Declividade	Valor de Fragilidade p/ inundações	Valor de Fragilidade p/ erosão
0-5%	3,0	1,0
5-10%	2,6	1,3
10-15%	2,0	1,7
15-20%	1,0	2,0
20-30%	1,0	2,6
> 30%	1,0	3,0

6.3.8 Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para as classes de uso do solo

Como já foi discutido no tópico 4.3.1, a cobertura do solo, irá influenciar decisivamente os processos hidrológicos ocorrentes nesse solo. Devido ao caráter de proteção da camada superficial dos solos, a vegetação preserva as propriedades hidráulicas dos mesmos. Pelo fornecimento de matéria orgânica, melhora as condições de infiltração dos solos, tornando-os menos sujeitos a atingirem o estado de saturação hídrica (também pelo fato das raízes das plantas retirarem água do perfil do solo). Fica claro assim o papel da vegetação na manutenção das condições

hidrológicas de uma bacia. Por exemplo, bacias florestadas são menos propensas a inundações, devido às altas taxas de evapotranspiração, e à barreira mecânica representada pela serapilheira, que limita o processo de escoamento superficial.

A vegetação também tem um caráter protetivo em relação aos processos erosivos. Protege o solo do impacto direto das gotas de chuva (graças a camada de serapilheira), que possuem alta capacidade de desagregar partículas de solo; aumentando a capacidade de infiltração, dificulta o aparecimento de escoamento superficial, que é o agente da erosão laminar, carreadora de partículas desagregadas; as raízes das plantas formam uma “rede” que acaba desempenhando a função de fixadora do solo, sendo importantes principalmente nas encostas mais íngremes, onde o risco de deslizamentos de terra é maior.

As florestas -que cobriam a maior parte da bacia do rio Pequeno- sejam elas a Floresta Ombrófila Mista ou Densa (que só ocorre naturalmente na extremidade nordeste da bacia), desempenham um papel protetivo do solo. Mantém a estabilidade estrutural do solo, conservam sua porosidade e adicionam matéria orgânica ao mesmo. Dessa forma, aumentam a capacidade de infiltração dos solos e diminuem a proporção do escoamento superficial. As florestas aluviais são ainda mais importantes, pois se desenvolvem sobre a “área variável de contribuição”(ver tópico 4.2.14), onde se produz a maior parte do escoamento superficial, que é o processo hidrológico que responde pelo maior aporte de água nos eventos chuvosos, na região em questão. A presença da floresta aluvial, além de melhorar a capacidade de infiltração dos solos hidromórficos onde cresce, auxilia numa depleção da umidade do solo mais rápida (pela retirada de água pelas raízes) e funciona como barreira mecânica (graças a camada de serapilheira) ao escoamento superficial. Também funciona como obstáculo para as águas que transbordam da calha menor dos rios, nas vazões de enchente. Devido a este propriedade de diminuir a força das causas e efeitos das enchentes, confere-se às florestas o valor mínimo (1,0) de fragilidade hidro-ambiental.

As estepes gramíneo-lenhosas -mais conhecidas como campos, devido ao porte diminuto da vegetação característica, não oferecem a mesma magnitude de proteção que as florestas. As raízes das gramíneas atuam até uma profundidade

bem menor que as das árvores e retiram bem menos água do perfil do solo. De acordo com KLEIN & HATSCHBACH (1962), os campos naturais ocupavam as pequenas colinas e suaves encostas dos terrenos da Formação Guabirotuba; a suscetibilidade às inundações dependerá da posição dos mesmos nas encostas, os pés dessas encostas podem ser considerados áreas de média suscetibilidade a inundações. Além disso antigas áreas de floresta, capoeira, situadas próximas aos rios, e várzeas, foram substituídas por campos antrópicos. Dessa forma atribuiu-se um valor médio de fragilidade hidro-ambiental (2,0) para esta formação vegetal.

As formações pioneiras de influência fluvial ou várzeas, são denominados também como campos edáficos das baixadas por KLEIN & HATSCHBACH (1962), por serem uma vegetação típica, condicionada às condições pedológicas especiais (lençol freático elevado, alta saturação hídrica), e dificilmente passível de sucessão vegetal, podendo ser considerada estacionária. Se encontram em áreas de descarga e recarga de aquíferos (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998). As várzeas recebem a água dos rios em época de cheias, podendo ser consideradas reservatórios naturais de amortecimento de enchentes. Justamente em virtude das condições edáficas peculiares, esta formação vegetal é um indicativo de áreas sujeitas a inundações. Além disso, pelo seu papel fundamental para o equilíbrio do regime hídrico superficial, devem receber o valor 1,0 na escala de fragilidade hidro-ambiental aqui adotada.

As áreas ocupadas por loteamentos residenciais ou indústrias apresentam geralmente altas taxas de impermeabilização do solo. Podem ser consideradas coberturas agravantes para os fenômenos de inundação, principalmente quando se situam em áreas planas, por estimularem o escoamento superficial e a saturação da camada superior dos solos. Recebem portanto o valor máximo (3,0) de fragilidade hidro-ambiental na escala adotada.

Tabela 6 – Valores de fragilidade hidro-ambiental para as tipologias de Uso do Solo

USO DO SOLO	Valor de Fragilidade para inundações	Valor de Fragilidade para erosão
Floresta	1,0	1,0
Capoeira	1,5	1,5
Campos	2,0	2,0
Área Urbana	3,0	3,0
Agricultura	2,0	2,3
Floresta Aluvial	1,0	1,0
Várzea	1,0	1,0

6.3.9 Atribuição dos valores de fragilidade hidro-ambiental para a zona ripária

A zona ripária, por todas as suas características de acumulação hídrica e tendência a saturação do solo, (ver tópico 6.2.4) e por se encontrar sobre a planície de inundação do rio Pequeno, é uma sub-região da bacia estreitamente relacionada à ocorrência de enchentes. Todos os terrenos que estão dentro da zona ripária recebem o valor máximo (3,0) na escala de vulnerabilidade aqui adotada. O resto da bacia é considerado não vulnerável quanto a este item.

Tabela 7 – Valores de vulnerabilidade hidro-ambiental para a zona ripária

ZONA RIPÁRIA	Valor de Fragilidade p/ inundações
Dentro da Zona Ripária	3,0
Fora da Zona Ripária	1,0

6.3.10 Análise das séries temporais hidrológicas

Como a variável hidrológica mais importante no que concerne aos impactos sobre o ciclo hidrológico causados e sofridos pelo próprio homem é a vazão máxima, já que a mesma está diretamente relacionada à ocorrência de enchentes, esta variável foi principal objeto de análise de tendência desse estudo.

Foi realizada a análise de tendência da série de vazões máximas mensais e anuais para detecção de tendências de mudança, análise de tendência da série das precipitações acumuladas nos seis dias anteriores à vazão máxima mensal e anual (para detecção de alterações na frequência e intensidade dos eventos pluviais), e análise de correlação entre as séries de vazão máxima e precipitação acumulada (séries mensais e anuais). Desta maneira poderão ser identificadas possíveis mudanças nas vazões dessa bacia, verificando-se a existência ou não de uma relação direta com possíveis mudanças no regime de chuvas.

Foi também feita a análise de frequência da série de vazões máximas anuais e mensais. A análise de vazões máximas tem por objetivo estimar a magnitude esperada das maiores vazões relacionadas a um certo intervalo de tempo no qual a vazão máxima será igualada ou superada (conhecido como tempo de recorrência). Nesta análise ajustam-se distribuições estatísticas a esses dados, e verifica-se a qual delas a série melhor se ajusta (TUCCI, 1993). Foi ajustada a distribuição de Gumbel, pelo fato de que amostras com coeficiente de assimetria mais baixo (abaixo de 1,0), o que é o caso das séries analisadas, se ajustam melhor a essa distribuição (que tem assimetria igual a 1,14). O ajuste dessa distribuição foi feito através dos métodos dos fatores de frequência (K), e método dos mínimos quadrados (FILL & MINE, 1989). O ajuste foi feito para o período entre 1955 e 1998, e também para dois subperíodos, o período que vai de 1955 até 1978 e o período que começa em 1979 e termina em 1998. Dessa forma pode-se descobrir se a estimativa de vazão máxima para determinados períodos de recorrência aumentou ao longo do período, o que pode representar a ocorrência de maiores cheias nos últimos anos.

Para confirmar possíveis tendências de variação das séries hidrológicas foi realizada a análise de estacionariedade das séries de vazão máxima mensal e anual e da precipitação acumulada referente às mesmas.

Estudou-se também a variação da evapotranspiração potencial ao longo do período 1955-1997, na região na qual se insere a bacia do rio Pequeno. Como não foi possível a obtenção dos dados da única estação meteorológica dentro da bacia, a estação do aeroporto Afonso Pena, foram utilizados os dados meteorológicos de duas estações próximas à bacia estudada – a estação Curitiba-Inemet (dados até 1989) e a estação da fazenda Experimental Canguiri-UFPR (dados a partir de 1970). O método utilizado para o cálculo da evapotranspiração potencial foi o método de Penman, que analisa o balanço energético e aerodinâmico da superfície. Foi analisada a estacionariedade da série de taxas de evapotranspiração potencial anual, para se detectar possíveis alterações significativas nessas taxas, decorrentes de uma possível diminuição da cobertura florestal na bacia.

Foram utilizados os testes estatísticos paramétricos *t* de Student e *F* de Snedecor, e os testes não-paramétricos de Mann-Whitney e Kruskal-Wallis. Nesses testes é testada a hipótese nula de que as séries são homogêneas, ou seja não há tendência, contra a hipótese de que pode haver tendência. Uma breve descrição de cada teste é apresentada a seguir.

Teste *t* de Student

No teste de Student, a série de valores é dividida em sub-amostras, e se verifica a homogeneidade relativa à média das mesmas. É particularmente útil na identificação de mudanças bruscas e tendências. A fórmula desse teste é :

$$\sigma = \sqrt{\frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}}$$

$$T = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sigma \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$$

onde :

X_1 e X_2 – médias das sub-amostras

n_1 e n_2 - número de elementos das sub-amostras

S_1^2 e S_2^2 - variâncias das sub-amostras

Se $|T| < t_{\alpha/2}$, as médias são consideradas homogêneas, ou seja não houve alteração de tendência significativa na série. O valor $t_{\alpha/2}$ é referente ao desvio relativo à distribuição t para o nível de confiança α com $n - 2$ graus de liberdade (CEHPAR, 1997).

Teste F de Snedecor

O teste F testa a igualdade de variâncias para duas sub-amostras extraídas de uma população independente e normalmente distribuída.

A estatística F do teste é dada por:

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}$$

Onde S_1^2 e S_2^2 são as variâncias das sub-amostras.

A estatística F segue a distribuição F com $(n_1 - 1, n_2 - 1)$ graus de liberdade (CEHPAR, 1997)

Teste não-paramétrico de Mann-Whitney

Para a obtenção da estatística do teste, a série histórica é dividida em sub-amostras e ordenada. A seguir somam-se os “ranks” (posição que cada elemento ocupa dentro da série) de cada sub-amostra. A expressão da variável do teste é dada por :

$$Z = \frac{(\mu - T - 0.5)}{\sigma}$$

$$\mu = \frac{n_1 + n_2 + 1}{2}$$

onde n_1 e n_2 são os tamanhos das sub-amostras e T é a soma dos “ranks” da menor amostra.

A estatística Z segue a distribuição normal padrão, $Z \sim N(\mu, \sigma^2)$ (CEHPAR,

$$\sigma = \sqrt{\frac{n_2 \mu}{6}}$$

1997).

Teste de Kruskal-Wallis

O teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis divide a série temporal em sub-amostras, e é muito utilizado quando se deseja saber se diferentes sub-amostras pertencem à mesma população. O teste verifica se possíveis diferenças entre as sub-amostras são significativas ou se simplesmente representam variações amostrais.

Nesse teste, a série histórica é dividida em sub-amostras e ordenada. A seguir, somam-se os “ranks” dos elementos de cada sub-amostra. A expressão da variável do teste é dada por :

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{j=1}^k \frac{R_j^2}{n_j} - 3(N+1)$$

Onde k é o número de sub-amostras, N é o tamanho da série, n_j é o tamanho de cada sub-amostra e R_j é a soma dos “ranks” de cada sub-amostra.

A estatística H segue a distribuição qui-quadrado com $(k-1)$ graus de liberdade (CEHPAR, 1997).

Através desses procedimentos, tentou-se estabelecer uma relação entre o processo de ocupação do solo da bacia hidrográfica com as supostas alterações dos parâmetros hidrológicos que possam vir a ocorrer no mesmo período de tempo. Alterações significativas desses parâmetros ao longo do tempo podem ser produtos não só de variações climáticas (regime de chuvas e temperatura), mas de ações antropogênicas sobre a cobertura do solo. Por exemplo a substituição em larga

escala das florestas naturais por usos como agropecuária, áreas urbanas, vai acarretar numa diminuição da taxa de evapotranspiração na bacia, e maiores taxas de umidade no solo. Em regiões com chuvas relativamente abundantes (como é o caso da Região Metropolitana de Curitiba) estas mudanças podem influenciar a resposta hidrológica da bacia hidrográfica às chuvas, como foi exposto na revisão de literatura.

6.3.11 Correlação da ocupação da bacia com as séries temporais hidrológicas

Tendo sido identificadas as principais mudanças de uso do solo na bacia do rio Pequeno entre os anos de 1953 e 1996, tentou-se estabelecer uma relação entre o processo de ocupação do solo da bacia hidrográfica com as supostas alterações dos parâmetros hidrológicos que possam vir a ocorrer no mesmo período de tempo. O pressuposto básico para considerar válida esta relação é o fato de que, se a série das precipitações ocorridas nos períodos de vazão máxima não sofrer alteração de tendência significativa, e os outros fatores que influenciam o ciclo hidrológico (geologia, solos, topografia) também mantiverem-se estáveis, poder-se-á identificar como principal causa de uma possível alteração significativa da série de vazões máximas anuais as mudanças de uso do solo ocorridas na bacia em questão.

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO

O levantamento das características físicas da bacia do rio Pequeno realizado no presente estudo apresentou diferenças significativas nos valores calculados, em comparação com os valores determinados por COMEC (1994, citado por TUCCI, 1996). Porém, como este estudo utilizou cartas em escala 1:10000, confeccionadas pela própria COMEC, acredita-se que os valores aqui relacionados estejam mais próximos da realidade que os anteriormente citados.

A caracterização física da bacia do rio Pequeno indica o grau de suscetibilidade natural da bacia em relação às enchentes, de acordo com suas características morfológicas e hidrográficas. As características físicas da bacia hidrográfica do rio Pequeno de acordo com as análises das cartas planialtimétricas da COMEC são as seguintes :

- Coeficiente de compacidade : $K_c = 1,77$
- Fator de forma : $K_f = 0,04$
- Ordem da bacia : 3
- Densidade de Drenagem : $D_d = 2,34 \text{ Km/Km}^2$
- Extensão Média do Escoamento Superficial : $l = 106 \text{ m}$
- Sinuosidade do curso d'água principal : $Sin = 1,64$

A forma de uma bacia vai influenciar decisivamente o tempo de concentração da mesma. O baixo fator de forma da bacia (0,04) indica que a mesma está menos sujeita a enchentes que outra bacia de mesma área, porém com maior fator de forma (analisando-se somente esta característica). Da mesma forma, o coeficiente de compacidade próximo ao valor 2 indica tratar-se de uma bacia de forma irregular, sendo que o fator de forma baixo está relacionado a bacias estreitas e longas; o alto

valor de compacidade ($K_c = 1,77$) atesta um baixo risco natural de enchentes, pois há uma menor possibilidade de chuvas intensas ocorrerem simultaneamente em toda a extensão da bacia. Se levássemos em conta apenas estes dois índices esta bacia poderia ser considerada pouco sujeita a enchentes.

Com relação à rede de drenagem, a bacia do rio Pequeno pode ser considerada bem drenada ($D_d = 2,34 \text{ Km/Km}^2$), indicando que a água precipitada não percorre um longo trajeto até atingir um curso d'água; na verdade, ela percorre em média 106 metros. Este valor dá uma idéia do comprimento das vertentes nesta bacia. Uma boa drenagem diminui o risco de enchentes. Por outro lado a alta sinuosidade do rio principal faz com que o escoamento se dê lentamente, o que aumenta as possibilidades de transbordamento do leito menor do rio nos trechos mais sinuosos. Este pode ser considerado um fator predisponente a enchentes, já que a baixa capacidade de transporte do curso principal não permite que os volumes vindos dos afluentes possam ser levados rapidamente a jusante, o que pode provocar transbordamento da calha em eventos de precipitação extremos.

7.2 USO DO SOLO

7.2.1 Precisão das classificações de uso do solo

Foram elaborados mapas de classificação do uso do solo na bacia do rio Pequeno para os anos de 1953, 1980 e 1996 (figuras 4,5 e 6 em ANEXO II). A precisão dos resultados da avaliação do uso do solo na bacia hidrográfica do rio Pequeno está condicionada à eficácia das duas metodologias usadas para essa determinação : o método fotointerpretativo (utilizado para as situações de 1953 e 1980) e o método de classificação supervisionada através de algoritmo de máxima verossimilhança (no caso da imagem de 1996). A acurácia do método de classificação computadorizada tende a ser um pouco menor em relação à fotointerpretação, por ser influenciada pela qualidade da imagem multiespectral e

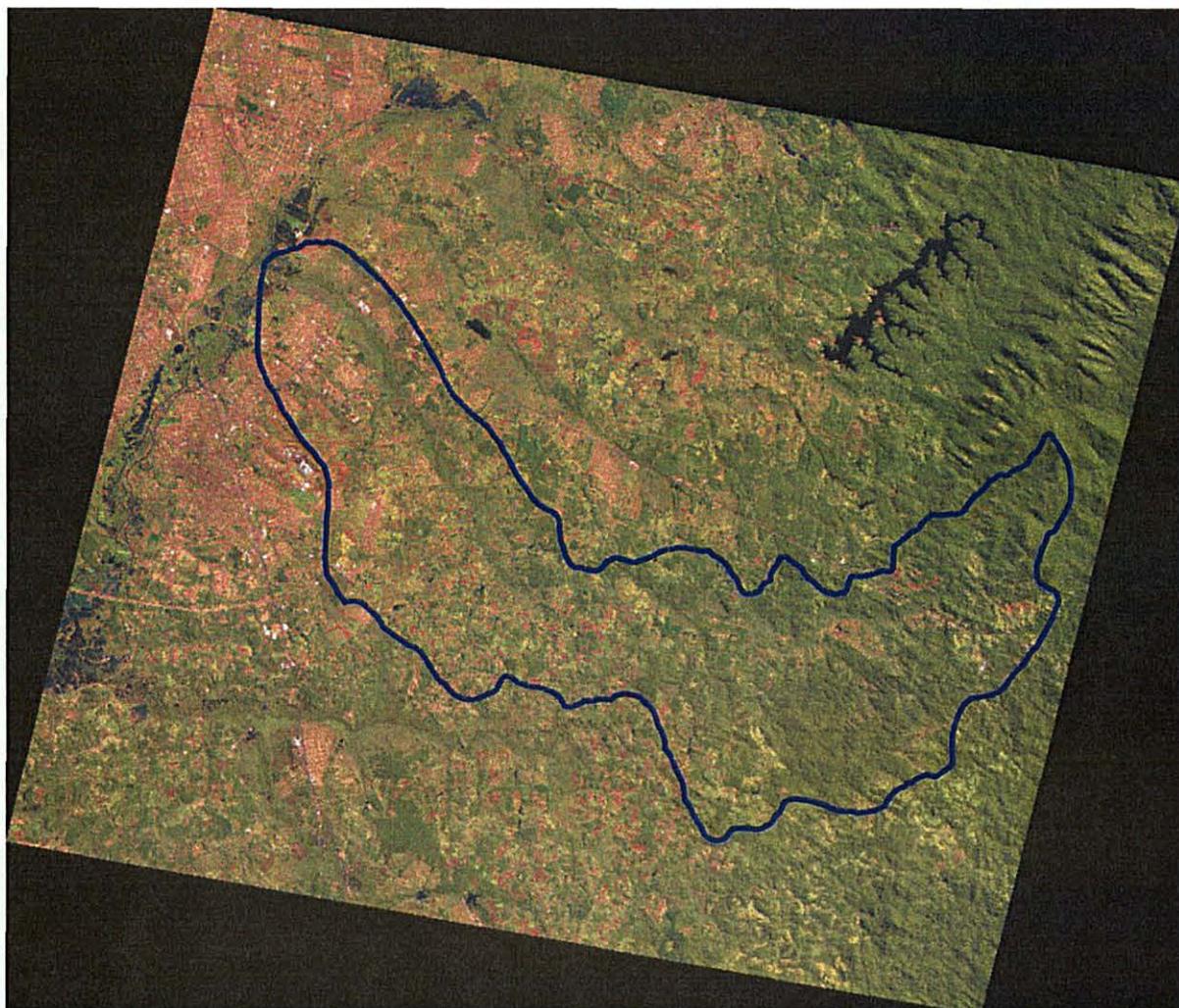
principalmente pela escolha correta das amostras de treinamento, tarefa das mais difíceis, se levarmos em conta as características de fragmentação de uso do solo (ver FIGURA 3) na região estudada. Porém, a análise de erro (vide ANEXO I) das amostras de treinamento selecionadas atestou um valor de precisão média de 93,54% e a precisão total atingiu o valor de 90,23%; estes valores são considerados satisfatórios e atestam uma boa determinação das amostras de treinamento. De qualquer forma, a classificação do uso do solo de 1996 pode ser vista mais como um indicativo confiável da evolução do uso do solo na bacia do que uma descrição exata da situação de cobertura da mesma na época avaliada.

A identificação dos polígonos referentes às tipologias adotadas neste estudo para as classificações do uso do solo nas épocas de 1953 e 1980, como descrito anteriormente, foram realizadas através de fotointerpretação, digitalização e mosaicagem. Como esses procedimentos são manuais, a precisão do produto final está condicionada à habilidade do pesquisador em cada uma das etapas. Esforços e tempo requerido não foram medidos no intuito de se identificar e reproduzir em mapa os polígonos com a maior atenção e cuidado possível. Com relação à classificação de uso do solo em 1996, a participação humana se restringe à escolha das amostras de treinamento. Esta operação foi igualmente revestida dos maiores cuidados, o que se comprova pelo valor de acurácia calculado na análise de erro das amostras escolhidas. Porém a classificação da imagem de satélite através do algoritmo de máxima verossimilhança –apesar deste método ter se mostrado o mais eficaz que outros em análises prévias- não conseguiu atingir um nível ótimo de precisão na separação de tipologias com resposta espectral muito semelhante. O algoritmo utilizado não foi sensível o suficiente para delimitar com taxas de precisão altamente satisfatórias, diferentes estágios de sucessão vegetal, tais como formações pioneiras aluviais (tipologia Várzeas) os estágios médios (tipologia Capoeira) e estágios avançados (tipologia Florestas), ocorrendo confusões de classificação principalmente para as áreas de capoeira. Dos *pixels* incluídos nas amostras de treinamento referentes à tipologia Capoeira, 11% foram atribuídos pelo algoritmo à tipologia Várzea e quase 8% foram classificados como sendo pertencentes a tipologia Floresta (ver ANEXO I). Estas limitações estão

relacionadas a certas características da imagem multiespectral utilizada e do software utilizado, tais como : a) a resolução espacial da imagem TM Landsat 5 é relativamente baixa (30x30 metros), fazendo com que pixels situados em regiões altamente fragmentadas e em bordaduras acabem apresentando valores de reflectância consideravelmente diferentes dos valores médios encontrados para cada tipologia identificada; c) as respostas espectrais de algumas coberturas como várzea e capoeira se mostraram bastante parecidas.

Os valores errôneos referentes à área total da bacia e à área de drenagem até a estação Fazendinha em 1980, indicados nas tabelas 8 e 10, são devidos à superposição de polígonos na carta de uso do solo de 1980, problema este que não foi possível equacionar. No caso da carta de 1996, o valor de área total abaixo do real, se deve ao software de classificação que para fazer a contagem de área, não inclui aqueles pixels que tem sua maior parte fora do contorno da bacia usado como máscara. Porém os valores acrescidos ou eliminados correspondem a cerca de 0,1% da área real da bacia, não podendo ser considerados como erros que desmereçam a análise aqui realizada.

FIGURA 3 – Bacia Hidrográfica do rio Pequeno (Composição colorida RGB 543 da Imagem Landsat5 TM de 18/04/96)



7.2.2 Alterações de uso do solo na bacia hidrográfica do rio Pequeno

As áreas referentes a cada tipologia de uso do solo foram contabilizadas em relação à área total da bacia hidrográfica e em relação à área drenada pelo rio Pequeno até a seção da estação fluviométrica Fazendinha. Para os estudos de correlação entre as mudanças de uso do solo e possíveis alterações hidrológicas, será considerada somente a área de drenagem até a seção da estação Fazendinha. Através do uso do comando "Tabulate Areas" do módulo *Spatial Analyst* do software *ARCVIEW* v. 3.1,

foi possível aferir, através da superposição de mapas de uso do solo de épocas diferentes, quais eram os usos do solo em época anterior ou posterior, em relação a uma determinada tipologia de uso. Por exemplo, foi possível determinar os usos do solo predominantes em 1980 nas áreas classificadas como Floresta em 1996; ou então identificar quais foram os usos destinados em 1980 às áreas de várzea que existiam em 1953. Os dados considerados mais relevantes com relação a essas mudanças de uso de solo são descritos a seguir. As tabelas referem-se às mudanças de 1953 para 1980, de 1980 para 1996, em relação à área de drenagem da estação Fazendinha (tabela 9a e 9b) e a área total da bacia (tabela 11a e 11b).

Para orientar a interpretação das tabelas referentes às alterações de uso do solo, tomemos como exemplo a relação entre a tipologia Campo em 1953 e as tipologias Agricultura, Capoeira e Floresta em 1980, na área de drenagem até a estação Fazendinha (tabela 9a). As tipologias encontradas em 1953 estão indicadas no topo das colunas, enquanto as tipologias de 1980 encontram-se na extremidade esquerda das linhas. Do total de 3748,6 ha de campos existentes em b 1953, 453,8 ha se transformaram em áreas agrícolas, 475,1 sofreram o processo de sucessão vegetal e se transformaram em capoeiras, e outros 298,8 ha atingiram um estágio sucessional mais avançado tendo sido classificados como florestas

7.2.3 Área de drenagem da estação fluviométrica Fazendinha

Para o estudo de correlação entre as mudanças de uso do solo na bacia do rio Pequeno e as alterações da resposta hidrológica da bacia a eventos extremos, deve-se considerar, naturalmente, apenas a área da bacia que é drenada até a seção onde se encontra a estação fluviométrica Fazendinha. A delimitação dessa área de drenagem foi orientada pela localização dos divisores dos afluentes que desembocam antes e depois da seção considerada, e realizada manualmente. A área delimitada possui 105,1 km², e apresenta-se bem menos ocupada por áreas urbanas do que a região a jusante da estação fluviométrica Fazendinha. O processo de ocupação do solo nessa sub-região foi bem menos acentuado do que

na sub-região onde existem as áreas mais baixas da bacia, que é um dos focos de expansão da cidade de São José dos Pinhais.

TABELA 8 – ÁREAS CORRESPONDENTES A CADA TIPOLOGIA DE USO DO SOLO NA ÁREA DE DRENAGEM DA ESTAÇÃO FAZENDINHA.

ANO	1953		1980		1996	
	Área (ha)	%	Área (ha)	%	Área (ha)	%
FLORESTA	4100,22	39,01	3716,14	35,32	3731,66	35,50
CAPOEIRA	875,47	8,33	1313,82	12,49	2346,08	22,32
ALUVIAL	334,17	3,18	283,63	2,70	355,25	3,38
REFLOR.	-	-	8,99	0,09	44,55	0,42
VÁRZEA	680,53	6,47	493,93	4,69	379,65	3,61
CAMPO	3592,10	34,18	3814,08	36,25	2936,07	27,93
AGRICULTURA	927,85	8,83	862,72	8,20	449,25	4,27
SOLO NU	-	-	12,18	0,12	-	-
URBANO	-	-	10,36	0,10	155,08	1,48
RESERVATÓRIO	-	-	4,43	0,04	30,32	0,29
Ñ CLASS.*	-	-	-	-	83,07	0,79
TOTAL	10510,34	100%	10520,28	100%	10510,98	100%

* pixels não classificados pelo algoritmo de classificação.

TABELA 9A - RELAÇÃO ENTRE A CLASSIFICAÇÃO DE USO DO SOLO DE 1953 E 1980 NA ÁREA DE DRENAGEM DA BACIA DO RIO PEQUENO ATÉ A ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA FAZENDINHA (VALORES EM HA)

1980 ↓	1953 →					
	Agricultura	Campo	Capoeira	Floresta	Aluvial	Várzea
Agricultura	320,0	453,8	31,7	39,0	5,9	10,9
Floresta	45,5	298,8	432,9	2923,2	6,4	7,8
Capoeira	75,1	475,1	169,0	575,1	15,1	3,3
Urbano	4,6	4,5	0,0	0,0	0,0	1,2
Várzea	6,1	155,5	16,7	15,3	46,9	253,2
Aluvial	7,3	35,1	7,7	21,1	176,4	35,6
Solo nu	0,7	3,0	0,0	6,7	1,7	0,1
Reflorest.	0,0	5,9	2,0	0,9	0,0	0,0
Reservat.	0,0	3,0	0,0	1,5	0,0	0,0
Campo	454,8	2313,9	213,7	520,3	82,0	212,9

TABELA 9B - RELAÇÃO ENTRE A CLASSIFICAÇÃO DE USO DO SOLO DE 1980 E 1996 (VALORES EM HA)

1996 ↓	1980 →									
	Agricultura	Floresta	Capoeira	Urbano	Várzea	Aluvial	Solo nu	Reflorest.	Reservat.	Campo
Floresta	32,02	2552,42	547,61	1,48	29,62	50,60	0,47	0,09	0,04	504,71
Reflorest.	3,34	5,32	4,30	1,44	2,02	0,15	0,00	0,00	0,00	26,55
Urbano	20,65	9,12	9,43	0,64	11,97	0,27	0,42	1,87	0,00	84,23
Reservat.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05
Campo	568,66	146,55	203,34	6,08	152,73	21,17	4,48	5,11	2,60	1817,12
Várzea	24,42	20,39	21,92	0,00	127,34	22,22	0,03	0,04	0,00	156,06
Aluvial	15,23	29,05	24,97	0,03	38,63	78,21	1,38	0,02	0,00	162,49
Sombras	0,00	74,38	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,43
Cavas	1,48	0,98	4,68	0,00	0,97	0,63	0,44	0,00	1,14	19,51
Capoeira	76,26	825,52	459,71	0,56	120,36	107,57	1,73	0,23	0,59	740,11
Agricultura	110,49	16,28	29,35	0,01	10,08	2,89	3,24	0,92	0,12	268,25
Não classif.	7,85	34,71	4,85	0,00	0,00	0,00	0,04	0,69	0,00	32,68

As florestas perderam cerca de 3,7% da sua cobertura sobre a área de drenagem considerada (passando de 4100,22 ha para 3716,14 ha) entre 1953 e 1980, o que corresponde a 9,5% da área de florestas de 1953 (tabela 8). Mais de 1100 ha de florestas foram cortados nesse período, sendo que destes, 520,3 ha viraram campos e 575,1 ha se regeneraram, virando capoeiras (tabela 9a). Porém, houve a recuperação de 791,4 ha ocupados por outros usos, principalmente devido ao amadurecimento de 432,9 ha de capoeiras e da regeneração florestal em 298,8 ha de pastagens. Em 1996, as florestas ocupam praticamente a mesma percentagem de área que ocupavam em 1980, apesar da distribuição espacial dos fragmentos florestais ter se alterado ligeiramente. É curioso verificar o aparecimento de 504,71 ha de florestas em áreas que eram campos em 1980. A explicação mais plausível para a “transformação” de campos em florestas em apenas 16 anos, é de que antigas áreas de campos, que evoluíram para um estágio de capoeira tenham sido erroneamente classificadas como florestas pelo algoritmo adotado para a classificação da imagem de satélite de 1996.

As áreas de capoeira naturalmente apresentam uma relação de evolução inversa àquela apresentada pelas florestas, pois durante o primeiro período estudado (1953-1980), muitas áreas de florestas cortadas (575,1 ha) deram lugar a capoeiras, seguindo o processo natural de sucessão vegetal. Já entre 1980 e 1996, 740,1 ha de capoeiras se formaram em antigas áreas de campos antrópicos, utilizados para pastagens (tabela 9b).

Portanto, o aparecimento de novas áreas de capoeira em 1996 está diretamente relacionado à diminuição da área ocupada por campos (passando de 3814,08 ha em 1980 para 2936,07 ha em 1996, ocupando aproximadamente 23% a menos da área anteriormente ocupada). Isso se deve ao abandono da atividade pastoril por uma boa parte de proprietários rurais da bacia. Essas antigas áreas de campo também foram ocupadas por outros usos tais como áreas agrícolas, que passaram a ocupar 268,25 ha de áreas campestres (tabela 9b).

As florestas que sofrem influência aluvial, tiveram sua extensão diminuída de aproximadamente 3,2% em 1953 para 2,7% em 1980 (passando de 334,17 ha em 1953 para 283,63 ha em 1980, o que equivale a uma perda de 15% da área original

dessa formação na área de drenagem). A maior parte das florestas aluviais cortadas entre 1953 e 1980 se transformaram em campos (82 ha nas áreas de terra mais firme) e várzeas (46,9 ha, em áreas alagadiças). Nesse mesmo período, recuperaram 70,7 ha de áreas que provavelmente foram cortadas antes de 1953, aparecendo como campos e várzeas nesta ocasião (tabela 9a). A floresta aluvial apresentou uma recuperação notável em sua área entre 1980 e 1996, aumentando em 0,6% sua cobertura em relação à área de captação, passando de 283,63 ha em 1980 para 355,25 ha em 1996 (mais de 20% de aumento em relação a área de florestas aluviais em 1980).

Este crescimento está principalmente relacionado às características metodológicas diferenciadas das classificações de 1953 e 1980 em relação à classificação de 1996. Como o uso do solo em 1953 e 1980 foi estimado através de fotointerpretação, a escala das fotografias aéreas não permitiu a visualização e a delimitação das áreas de floresta aluvial nos afluentes do rio Pequeno e no seu terço superior. Já o algoritmo de classificação usado para a imagem de 1996 foi sensível o suficiente para identificar áreas não delimitadas nas fotografias de 1980. Certamente a cobertura por florestas aluviais em 1953 e 1980 está subestimada pela presente classificação. Ao analisar a superposição das duas classificações, identifica-se a supressão da floresta aluvial em determinados trechos da bacia, o que indica uma provável tendência de diminuição da presença de floresta aluvial na bacia do rio Pequeno no período entre 1953 e 1996, ainda que ligeira.

A floresta aluvial tem importância fundamental para a manutenção do equilíbrio hidrológico da bacia, pois na zona onde a mesma se desenvolve (margens dos rios), conhecida como zona ripária ocorrem os principais processos de produção do escoamento direto. A vegetação arbórea nessa zona atua como um controle do escoamento direto, sob a forma de interceptação e maiores taxas de infiltração, diminuindo principalmente o volume de escoamento superficial por saturação.

As áreas agrícolas sofreram uma redução contínua entre 1953 e 1996, da ordem de 51% em relação à sua área original, passando de 927,85 ha em 1953 para 449,25 ha em 1996. As áreas agrícolas abandonadas foram preferencialmente ocupadas por campos, sendo que 454,8 ha de lavouras se transformaram em

campos de 1953 para 1980; entre 1980 e 1996, 568,6 ha de áreas agrícolas se transformaram em campos (tabelas 9a e 9b).

O crescimento urbano é fortemente percebido pela comparação dos valores encontrados em 1980, quando a ocupação urbana era incipiente (0,1% da área de drenagem), e em 1996 quando os adensamentos urbanos já ocupam quase 1,5% da área de drenagem considerada, mesmo sendo esta a área mais conservada da bacia. As áreas urbanas cresceram de 10,36 ha em 1980 para 155,08 ha em 1996. Analisando-se as cartas de Uso do Solo de 1980 e 1996 (tabela 9b), observa-se que a ocupação urbana se deu principalmente sobre antigas áreas de campos (84,23 ha deram lugar a áreas urbanas) e secundariamente sobre áreas de agricultura (20,65 ha) e várzea (11,97 ha).

As áreas de várzea, que ocupavam 6,5% da área de drenagem em 1953 (680,53 ha), foram reduzidas a pouco mais de 3,5% (379,65 ha) em 1996, sendo que essa diminuição foi mais significativa entre 1953 e 1980, quando 212,9 ha de várzeas foram drenadas e transformadas em campos (tabela 9a).

Um fato curioso é que 155,5 ha do total de várzeas em 1980 foram classificados como campos em 1953 e 46,9 ha foram delimitados como florestas aluviais. Com relação aos “campos” de 1953, condições de baixa umidade dos solos (relacionada a uma época de estiagem na ocasião do levantamento aerofotogramétrico), acabaram conferindo a áreas geralmente alagadiças aspectos de textura e padrões de cor semelhantes àqueles característicos das áreas campestres, nas fotografias aéreas interpretadas. Por isso, as áreas erroneamente atribuídas a campos em 1953 foram somadas ao total de áreas de várzeas do mesmo ano. Já as florestas aluviais devem ter sido cortadas alguns anos antes de 1980, não havendo tempo hábil pra a regeneração completa. Outra hipótese é de que essas florestas nunca mais se regeneraram, devido alterações de curso do rio Pequeno. Estas áreas podem ter assumido as características estruturais das várzeas, podendo este ser considerado um caso de regressão sucessional.

Em resumo, as alterações de uso do solo que ocorreram de maneira significativa na bacia hidrográfica do rio Pequeno, e que acarretam maior impacto negativo sobre o ciclo hidrológico, especificamente sobre a ocorrência de enchentes são as seguintes :

1. Supressão de áreas de várzea, que são superfícies que naturalmente recebem o excesso de água das enchentes, e onde seu tempo de residência será maior, diminuindo o volume de água a ser transportado a jusante. (THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G. e CANTARINO, S.C., 1998; BLACK, 1996). As áreas de várzea em 1996, estavam reduzidas a 39% da sua cobertura original em 1953. Considerando-se somente a área de drenagem até a seção da estação Fazendinha, a redução foi menor, com 72% das áreas originais de várzea tendo sido mantidas como tal. Uma menor área disponível para o armazenamento temporário de água certamente fará com que maiores volumes de água sejam transportados a jusante, agravando os fenômenos de extravasamento da calha do rio em períodos de precipitação intensa.
2. Urbanização em áreas de planície aluvionar, áreas estas com tendência à saturação hídrica, sujeitas a escoamento superficial e sub-superficial intensos, processos que são incrementados com a impermeabilização. A ocupação urbana em toda a bacia, que era irrisória em 1953 (0,05% do total da bacia) passou a cobrir uma área equivalente a 8,6% da mesma. Para a área de drenagem da estação Fazendinha, o crescimento urbano foi bem menor (de 0% em 1953 para 1,5% em 1996). Se considerarmos que a maior parte desses 155 ha de área urbana foram instalados em antigas áreas de pastagens e agricultura, pode-se supor que o impacto sobre o ciclo hidrológico foi menor do que na área total da bacia, onde boa parte da urbanização se deu sobre antigas áreas de várzea (272 ha) e florestas aluviais (135 ha). Pela importância hidrológica dessas duas tipologias pode-se imaginar que as áreas urbanas ao mesmo tempo que agravaram o

fenômeno das inundações, ficaram elas mesmas mais expostas às consequências das enchentes.

3. Remoção de florestas aluviais, já que as mesmas se encontram dentro da área variável de contribuição, onde a dinâmica dos processos hidrológicos é mais pronunciada. A floresta aluvial diminui os índices de saturação do solo (através da evapotranspiração e melhoria das condições de percolação no perfil) e age como barreira mecânica para o escoamento superficial.

Todas estas formas de alteração da cobertura do solo ocorreram em maior magnitude na área da bacia a jusante daquela drenada até a seção da estação fluviométrica Fazendinha. Portanto, pode-se deduzir que possíveis alterações da resposta hidrológica da seção da estação Fazendinha, identificadas na análise das séries temporais hidrológicas e que podem ser atribuídas às alterações de uso do solo ocorridas no período estudado, equivalerão a mudanças quantitativas (valores de vazão) ainda maiores nas seções localizadas a jusante da estação fluviométrica Fazendinha.

Infelizmente não existe um posto fluviométrico na região da foz do rio Pequeno que possa confirmar este fato. Porém, as condições geomorfológicas e pedológicas da região a jusante da estação fluviométrica são ainda mais favoráveis à ocorrência de inundações, o que torna esta hipótese plausível e muito provável.

7.2.4 Área total da bacia do rio Pequeno

Foi detectada uma significativa ocorrência de desmatamentos entre os anos de 1953 e 1980, causando uma diminuição de 3% da cobertura florestal na área total da bacia (de 4132,64 ha em 1953 para 3757,97), ou cerca de 9% de diminuição da área anteriormente ocupada por florestas. Observa-se, entretanto, que a porcentagem de ocupação por florestas na bacia se manteve praticamente estável entre 1980 e 1996. É interessante destacar que das áreas classificadas como florestas em 1996, 552,68 ha haviam sido classificadas como capoeiras em 1980

(demonstrando o processo de sucessão vegetal ocorrente) e 522,62 ha haviam sido classificados como campos. A hipótese que explicaria a existência de “florestas” em áreas que eram campos em 1980 já foi explicada no tópico anterior.

Já a cobertura referente aos estágios de sucessão médios ou capoeiras, apresentou um interessante crescimento, da ordem de 163% entre 1953 e 1996 (de 940,75 ha em 1953 para 2479,83 ha em 1996), sendo que este aumento foi mais significativo entre 1980 e 1996, quando as capoeiras passaram de uma ocupação de 10,65% (1424,36 ha) da área total da bacia em 1980 para 18,57% (2479,83 ha) em 1996 (aumento de 74% na área ocupada por capoeiras).

TABELA 10 – ÁREAS CORRESPONDENTES A CADA TIPOLOGIA DE USO DO SOLO NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO

ANO	1953		1980		1996	
	Área (ha)	%	Área (ha)	%	Área (ha)	%
FLORESTA	4132,64	30,91	3757,97	28,09	3753,35	28,12
CAPOEIRA	940,75	7,04	1424,36	10,65	2479,83	18,57
ALUVIAL	506,24	3,79	389,67	2,91	498,15	3,73
REFLOR.	-	-	8,99	0,07	47,17	0,35
Cobertura Florestal	5623,73	41,74	5639,52	41,72	6778,50	50,77
VÁRZEA	1223,20	9,15	855,05	6,39	481,33	3,60
CAMPO	5285,80	39,54	5392,67	40,31	4153,95	31,12
AGRICULTURA	1271,23	9,51	1033,14	7,72	643,99	4,82
URBANO	6,88	0,05	417,46	3,12	1146,56	8,59
RESERVATÓRIO	-	-	85,77	0,64	62,21	0,47
Ñ CLASS.*	-	-	-	-	83,54	0,63
TOTAL	13366,7	100%	13377,5	100%	13350,08	100%

* pixels não classificados pelo algoritmo de classificação.

TABELA 11A - RELAÇÃO ENTRE A CLASSIFICAÇÃO DE USO DO SOLO DE 1953 E 1980 NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PEQUENO (VALORES EM HA)

	1953 →						
1980 ↓	Agricultura	Campo	Capoeira	Floresta	Aluvial	Várzea	Urbano
Agricultura	440,78	496,06	32,89	37,25	10,05	21,85	0,00
Floresta	46,85	308,13	435,20	2941,77	8,53	18,49	0,00
Capoeira	93,26	513,54	177,91	578,51	41,79	14,33	0,00
Urbano	58,85	296,09	4,69	0,58	0,17	56,27	0,00
Várzea	14,30	196,09	17,37	15,65	62,71	549,18	0,00
Aluvial	10,89	40,85	8,51	21,13	262,51	45,76	0,00
Solo nu	0,75	15,31	0,00	6,70	1,68	0,08	0,00
Reforest.	0,00	5,90	1,96	0,91	0,00	0,00	0,00
Reservat.	0,00	5,27	3,53	3,33	0,00	0,00	0,00
Campo	605,55	3408,84	258,95	526,37	115,56	459,02	6,88
Cavas	0,00	0,00	0,00	0,00	2,79	58,39	0,00

TABELA 11B - RELAÇÃO ENTRE A CLASSIFICAÇÃO DE USO DO SOLO DE 1980 E 1996 (VALORES EM HA)

	1980 →										
1996 ↓	Agricultura	Floresta	Capoeira	Urbano	Várzea	Aluvial	Solo nu	Reforest.	Reservat.	Campo	Cavas
Floresta	32,84	2565,56	552,68	2,57	29,62	52,5	0,00	0,1	0,06	522,62	1,51
Reforest.	3,61	6,45	4,41	1,43	2,12	0,15	0,00	0,00	0,00	26,99	0,00
Urbano	51,65	14,77	27,67	346,62	133,6	3,3	0,82	1,9	0,93	531,8	24,12
Reservat.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,36	1,26
Campo	675,95	154,26	241,63	54,67	275,24	33,82	8,16	5,14	8,57	2669,58	18,56
Várzea	25,97	22,56	26,77	0,51	175,8	26,99	0,01	0,05	0,00	193,06	0,57
Aluvial	18,98	31,71	34,68	3,52	60	143,5	1,48	0,02	0,00	196,08	3,41
Sombras	0,00	74,42	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,5	0
Cavas	1,52	1,54	4,65	0,00	14,79	0,63	0,44	0,00	1,15	27,39	7,34
Capoeira	80,18	832,3	484,74	1,42	143,54	124,53	1,8	0,24	0,55	780,05	1,7
Agricultura	132,05	17,71	36,5	5,3	18,04	4,2	10,42	0,88	0,84	397,86	2,74
Não classif.	7,75	35,45	6,14	0,76	2,55	0,00	0,91	0,68	0,00	44,61	0,00

As áreas classificadas como capoeira em 1996 eram na sua maioria cobertas por campos (780,05 ha) em 1980, ou por florestas (832,3 ha). A substituição de florestas por capoeiras pode seguir duas hipóteses: a) áreas de floresta foram cortadas poucos anos após a época do levantamento aerofotográfico, tendo se regenerado em seguida; b) confusão na classificação, como já foi mencionado anteriormente.

A eliminação de florestas aluviais na área a jusante da estação Fazendinha foi mais pronunciada do que na região a montante, o que é indicado pela diminuição de 23% da cobertura de florestas aluviais entre 1953 (quando estas ocupavam 506,24 ha) e 1980 (quando respondiam por 389,67 ha). Para a área de drenagem até a estação Fazendinha, esta diminuição foi da ordem de 15%. Foi detectada uma transformação de 62,71 ha de antigas florestas aluviais em várzeas e de 115,56 ha em campos, entre 1953 e 1980, indicando talvez cortes ligeiramente anteriores ao levantamento fotográfico de 1980, ou mesmo uma lenta regeneração dessa formação florestal. Em relação as áreas identificadas como floresta aluvial, existe um considerável aumento no valor total desse tipo de cobertura entre 1980 (389,67 ha) e 1996 (498,15 ha). Este indicativo de recuperação florestal já foi analisado no tópico anterior, devendo em boa parte ser atribuído às características das classificações das duas épocas.

Outro fenômeno marcante, que traz sérias implicações para o ciclo hidrológico da bacia do rio Pequeno é o processo de urbanização, que teve um grande impulso a partir da década de 70. As áreas urbanas, que em 1953 ocupavam apenas 0,05% do total da bacia (correspondente a 6,88 ha), respondem em 1980 por 3,12% da área total da bacia (417,46 ha), e em 1996 atingem uma porcentagem de 8,59% da área total da mesma, ou seja 1146,56 ha. Entre 1980 e 1996 houve um aumento de áreas urbanas da ordem de 175%, ou seja um crescimento urbano de 11% ao ano, em média.

Através da análise espacial comparativa das épocas de 1980 e 1996 pôde-se verificar que o avanço das áreas urbanas se deu principalmente sobre áreas anteriormente ocupadas por campos (531,8 ha) e várzeas (133,6 ha), além de algumas propriedades agrícolas (52 ha), áreas estas localizadas principalmente a

jusante da estação Fazendinha. A urbanização da bacia provavelmente causou dois impactos principais : a impermeabilização do solo, e a supressão de áreas de armazenamento de água, representadas pelas várzeas. A impermeabilização favorece o escoamento superficial, fazendo com que maiores volumes de água cheguem aos cursos d'água com grande velocidade, aumentando o risco de enchente. Este risco foi potencializado pelo fato da maior porcentagem de ocupação urbana ter ocorrido na área mais sujeita à inundações, que é a planície de inundação do rio Pequeno, na parte baixa da bacia.

Da área coberta por várzeas em 1953, correspondente a quase 1420 hectares, restaram apenas 34% em 1996 (481 ha). A drenagem de várzeas e a substituição das mesmas principalmente por áreas urbanas (133,6 ha de antigas várzeas foram urbanizadas entre 1980 e 1996) e campos (459,02 ha de várzeas drenadas entre 1953 e 1980, e 275,24 ha entre 1980 e 1996) eliminou a função de reservatórios de contenção de enchentes que essas áreas desempenhavam, aumentando o risco de inundação das áreas mais próximas ao rio Pequeno, no seu terço inferior, onde a supressão das várzeas foi mais significativa.

Verificou-se também uma expressiva substituição de áreas de campo (40% da área da bacia em 1956 e 1980), provavelmente usadas como pastagem, por outros usos, como áreas urbanas, capoeiras e agricultura. Desta maneira, a cobertura por estepes foi reduzida a 31% da área total da bacia do rio Pequeno. Este fato deve estar relacionado ao abandono da atividade pastoril por muitos agricultores da região, atividade esta muito difundida antigamente na região, como atestam KLEIN & HATSCHBACH (1962). Comparando-se os mapas de uso de 1980 e 1996, verifica-se que muitas áreas foram transformadas em lavoura (397,86 ha), loteamentos urbanos (531,8 ha), ou simplesmente sujeitas ao processo natural de sucessão vegetal (1302,67 ha se transformaram em capoeiras).

As áreas dedicadas a agricultura também sofreram uma sensível diminuição entre 1953, quando ocupavam 1271,23 ha de terras e 1996, quando havia lavouras em 643,99 ha (redução de quase 50%, sendo que o período 1980-1996 respondeu pela maior intensidade -37% de diminuição da área agrícola).

7.3 CARTA DA ZONA RIPÁRIA

Através de cruzamentos de cartas temáticas de unidades geoambientais, hidrografia, hipsometria, e declividade (figuras 7, 10 e 11, respectivamente, em anexo III) foi possível delimitar a provável extensão da zona ripária da bacia hidrográfica do Rio Pequeno (figura 9 em ANEXO III). Foram identificados como pertencentes à zona ripária, os terrenos que apresentassem declividade entre 0 e 2%, em altitudes abaixo de 905 metros e que se localizassem nas unidades geoambientais 1 (Planícies aluvionares), 2b e 2c (terrenos sobre a Formação Guabirotuba com características geomorfológicas e pedológicas favoráveis à acumulação de água).

O motivo de se definir um limite de altitude para a identificação da zona ripária reside no fato de que existem topos de morro na região estudada situados na Formação Guabirotuba e com baixas declividades. Sem a inserção de um limite altimétrico estas áreas mais altas poderiam ser classificadas como pertencentes à zona ripária, o que seria um contra-senso, pois são áreas de baixa tendência a acumulação hídrica no perfil do solo.

7.4 CARTAS DE FRAGILIDADE HIDRO-AMBIENTAL

Através do cruzamento espacial dos temas analisados (tópico 6.2.5), puderam ser identificadas áreas com diferentes valores de fragilidade hidro-ambiental. Foi confeccionada então uma carta temática que indica as zonas com diferentes graus de fragilidade, do ponto de vista da suscetibilidade natural a inundações (figura 12 em ANEXO IV) e outra três cartas que representam a vulnerabilidade da bacia hidrográfica a este fenômeno nos anos de 1953, 1980 e 1996 (figuras 13, 14 e 15, respectivamente, em ANEXO IV), considerando-se o uso do solo em cada época, como um fator que, interagindo com os outros componentes ambientais, pode modificar o nível de fragilidade dos terrenos da bacia, tornando-os menos ou mais propensos a inundações.

Também foi elaborada uma carta temática de suscetibilidade natural à erosão, baseada no cruzamento dos aspectos de declividade e das unidades geoambientais (figura 16 em ANEXO V), e outra três cartas de vulnerabilidade à erosão (figuras 17, 18 e 19, respectivamente em ANEXO V), que associam o uso do solo nas três épocas estudadas aos dois temas anteriormente citados, considerando que certos tipos de cobertura aumentam a proteção contra a erosão e outros incrementam o risco de carreamento de sedimentos.

Essas áreas puderam ser identificadas como áreas com risco de enchentes, e áreas sujeitas à erosão e carreamento de materiais inconsolidados. Pôde-se então configurar o levantamento das áreas onde ocorria ou ocorre conflito de uso, ou seja áreas onde o uso de solo ali desenvolvido é prejudicial para a manutenção de boas condições hidrológicas na bacia como um todo. Dessa forma podem-se delimitar as sub-regiões dentro da bacia hidrográfica cuja conservação é mais importante para a manutenção equilibrada dos processos hidrológicos da bacia.

Analisando-se a distribuição proporcional das 5 classes de suscetibilidade natural a inundações na bacia (tabela 12), identifica-se uma expressiva ocorrência de áreas de alta e altíssima suscetibilidade, correspondendo a quase 28% da bacia hidrográfica. Estas áreas situam-se nas planícies de inundação do rio Pequeno e de seus maiores afluentes.

O caráter protetivo de uma cobertura do solo adequada está evidenciado na tabela 13, onde a vulnerabilidade a inundações (relacionada ao uso do solo) está discriminada pelas respectivas classes e percentagens. As classes de vulnerabilidade alta e altíssima representam somente 16,08% da área total da bacia em 1953 : usos do solo como florestas, florestas aluviais, capoeiras e várzeas, tornaram áreas naturalmente propensas a inundações mais protegidas desse fenômeno. Em 1980, os índices não se alteram significativamente, a não ser em relação às áreas de altíssima vulnerabilidade a inundações que não existiam em 1953 e representam 2,25% da superfície da bacia em 1980; este aumento está relacionado ao processo de urbanização da bacia em áreas de risco. Em 1996, as classes de vulnerabilidade alta e altíssima correspondem a 21,67% da área da bacia (crescimento de 35% em relação a 1953). Certamente, as coberturas do solo

que minimizavam o risco de inundação em certas áreas, foram substituídas, entre 1980 e 1996, por outros usos que diminuíram a proteção das mesmas, tais como áreas urbanas e agricultura.

TABELA 12 – SUSCETIBILIDADE NATURAL A INUNDAÇÕES NA BACIA DO RIO PEQUENO

Suscetibilidade	Área (ha)	Porcentagem (%)
Baixíssima	3145,45	23,53
Baixa	4311,12	32,25
Média	2207,03	16,51
Alta	414,40	3,10
Altíssima	3289,82	24,61
TOTAL	13367,81	100

TABELA 13 – VULNERABILIDADE A INUNDAÇÕES NA BACIA DO RIO PEQUENO

Vulnerabilidade	ANO					
	1953		1980		1996	
	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)
Baixíssima	4287,06	32,07	4029,06	30,14	5194,73	38,86
Baixa	2846,01	21,29	3112,03	23,28	2275,20	17,02
Média	4085,20	30,56	4047,77	30,28	3001,07	22,45
Alta	2149,54	16,08	1878,18	14,05	2145,53	16,05
Altíssima	0,00	0	300,78	2,25	751,27	5,62
TOTAL	13367,81	100	13367,81	100	13367,81	100

Percebe-se, verificando a tabela 14, que a bacia do rio Pequeno apresenta a grande maioria (94,4%) de sua superfície em condições de baixíssima a média suscetibilidade natural a processos erosivos, sendo que o risco de erosão mais elevado se restringe às áreas mais declivosas do terço superior da bacia.

A função de estabilização das encostas de maior declividade pelas formações arbóreas, se traduz na pequena porcentagem de áreas altamente vulneráveis à erosão nas três épocas estudadas (0,84% em 1953, 1,15% em 1980 e 0,69% em 1996), como se vê na tabela 15. Realmente nessas áreas naturalmente sujeitas à erosão laminar, as alterações de uso do solo foram de pequena magnitude no período estudado (1953 a 1996). Observou-se porém, um aumento significativo da

porcentagem de áreas consideradas de vulnerabilidade média a erosão entre 1953 e 1980 (passando de 14,13% para 21,98%), seguido de uma regressão desse quadro em 1996.

TABELA 14 – SUSCETIBILIDADE NATURAL À EROSÃO NA BACIA DO RIO PEQUENO

Suscetibilidade	Área (ha)	Porcentagem (%)
Baixíssima	3926,13	29,37
Baixa	6254,80	46,79
Média	2438,29	18,24
Alta	748,60	5,60
Altíssima	0,00	0,00
TOTAL	13367,81	100

TABELA 15 – VULNERABILIDADE À EROSÃO NA BACIA DO RIO PEQUENO

Vulnerabilidade	ANO					
	1953		1980		1996	
	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)	Área (ha)	(%)
Baixíssima	2662,87	19,92	2300,60	17,21	2574,64	19,26
Baixa	8703,78	65,11	7975,24	59,66	8376,27	62,66
Média	1888,87	14,13	2938,24	21,98	2324,66	17,39
Alta	112,29	0,84	153,73	1,15	92,24	0,69
Altíssima	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	13367,81	100	13367,81	100	13367,81	100

7.5 ANÁLISE DAS SÉRIES TEMPORAIS HIDROLÓGICAS

Primeiramente, procedeu-se a uma análise expedita do comportamento das principais variáveis hidrológicas ao longo do período estudado (1955-1997). As variáveis analisadas foram a vazão máxima anual, a vazão máxima mensal, e a precipitação acumulada dos 5 dias anteriores a vazão máxima anual e mensal somada à precipitação do dia de vazão máxima.

Pelo fato da série histórica de vazão da estação pluviométrica da Fazendinha ter se iniciado em 1955, enquanto que o pluviômetro foi instalado na mesma localidade apenas em 1965, algumas adaptações tiveram que ser aplicadas para que as séries de vazão e precipitação pudessem ser comparadas em relação a um mesmo período de abrangência. Além disso, como a precipitação medida na estação Fazendinha não pode ser considerada representativa para toda a bacia, que tem área superior a 130 km², foi preciso recorrer a outros postos de medição para se estimar a precipitação diária média nesta bacia. Como o único outro posto pluviométrico dentro da bacia do rio Pequeno (Aeroporto Afonso Pena) se encontra relativamente próximo ao posto Fazendinha, decidiu-se avaliar a potencialidade de outras estações que pudessem representar principalmente o comportamento pluviométrico da região leste da bacia, com relevo mais acidentado e propenso a maiores precipitações.

Com vistas a realizar o preenchimento da série pluviométrica anual da estação Fazendinha, com dados para o período 1955-1964, foi calculada uma equação de regressão linear em relação aos dados da estação Curitiba (cód. 02549006), que indicou um coeficiente de correlação r igual a 0,92 para o período 1965-1989 (período em que as duas séries coexistiram). A equação, calculada através do “software” *Statistica*, é a seguinte :

$$\text{Precipitação Fazendinha} = 404,01 + 0,72575 \times \text{Precipitação Curitiba}$$

Para o preenchimento da série de precipitações diárias do período de março de 1955 até junho de 1964, quando a estação pluviométrica Fazendinha ainda não havia sido instalada, foram selecionadas as estações Curitiba (código DNAEE 02549006), Piraquara (código DNAEE 02549004) e Mananciais da Serra (código DNAEE 02548041) (FIGURA 1). A estação Curitiba foi escolhida para representar o comportamento da precipitação na região oeste e central da bacia, enquanto que as duas outras duas estações representam a precipitação na região leste da bacia, mais montanhosa. O método de Thiessen foi utilizado para o cálculo da precipitação média nesse período.

Para o período em que a estação Fazendinha já estava em funcionamento, o cálculo da precipitação média utilizou a mesma para representar a porção ocidental e central da bacia, enquanto que a estação Mananciais da Serra, foi utilizada para representar o comportamento pluviométrico do setor leste. Porém, como a série da estação Mananciais da Serra também apresentava uma grande interrupção no período que vai de 1960 até 1971, os valores da estação Piraquara foram utilizados para o preenchimento dessas lacunas. A precipitação média na bacia foi estimada através do método dos polígonos de Thiessen.

TABELA 16 – Séries hidrológicas anuais (dados de vazão da estação fluviométrica Fazendinha e de precipitação média das estações Fazendinha, Curitiba, Piraquara e Mananciais da Serra) – Período 1955-1997

ANO	V méd (m ³ /s)	V máx (m ³ /s)	P. acum.* (mm)	ANO	V méd (m ³ /s)	V máx (m ³ /s)	P. acum.* (mm)
1955	2,70	11,00	104,7	1977	2,34	15,00	87,4
1956	2,40	9,88	73,3	1978	1,5	5,80	77,5
1957	4,03	13,50	105,6	1979	1,9	11,80	142,1
1958	2,11	16,90	119,7	1980	2,96	14,00	174,6
1959	1,41	4,43	89,3	1981	2,3	14,50	166,4
1960	2,24	9,28	63,0	1982	2,1	15,00	168,3
1961		-		1983	4,23	22,00	190,4
1962		-		1984	2,53	11,00	124,6
1963	0,96	8,44	85,0	1985	1,39	8,92	103,6
1964	2,34	9,16	204,0	1986	1,86	12,00	107,7
1965	2,38	7,20	157,8	1987	2,51	12,40	71,0
1966	2,83	7,20	121,6	1988	1,95	9,56	156,7
1967	2,2	8,92	109,7	1989	2,63	17,95	124,9
1968	1,27	6,92	136,0	1990	3,4	14,25	180,4
1969	2,67	8,32	107,9	1991	1,64	6,78	62,1
1970	3,15	15,00	193,9	1992	2,75	12,20	173,2
1971	2,81	14,25	126,7	1993	2,88	13,00	148,7
1972	3,25	14,50	94,5	1994	2,49	11,40	81,3
1973	3,12	12,00	119,1	1995	3,4	24,00	288,5
1974	2,42	11,00	141,2	1996	3,86	11,00	82,6
1975	3,35	14,25	73,5	1997	3,26	16,20	161,1
1976	3,65	14,25	188,4				

* Soma das precipitações diárias médias dos 5 dias anteriores à vazão máxima mais a precipitação do dia de vazão máxima.

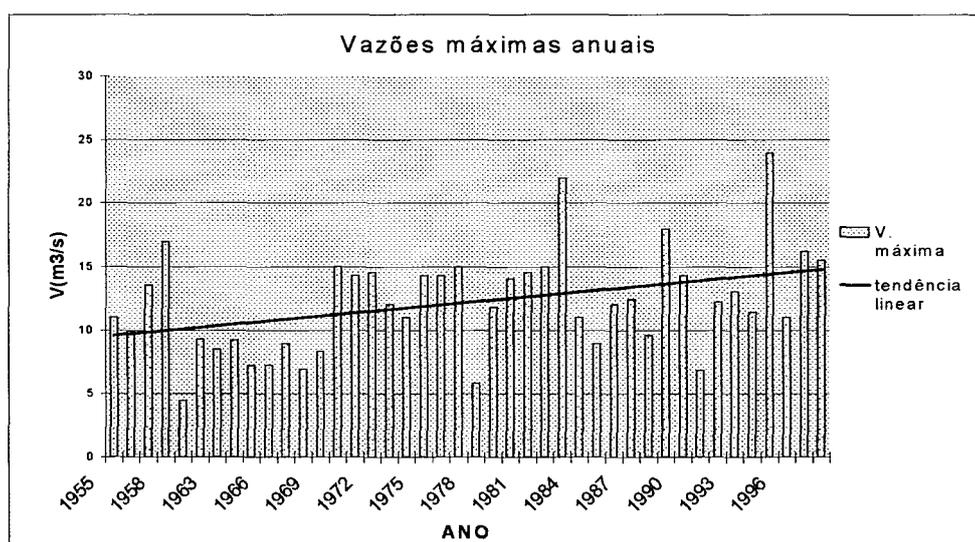
Portanto, para o cálculo da precipitação média da bacia do rio Pequeno foram utilizadas as estações :

1. Curitiba e Mananciais da Serra entre 1955 e 1958,
2. Curitiba e Piraquara para o período 1959-1964,
3. Fazendinha e Piraquara para o período 1965-1972,
4. Fazendinha e Mananciais da Serra para o período 1972-1997.

Os valores das séries de vazão máxima anual, vazão média anual da estação fluviométrica Fazendinha, assim como os valores de precipitação acumulada anual e precipitação acumulada dos 6 dias anteriores à vazão máxima anual, foram plotados em gráfico e foi traçada a linha de tendência linear de cada série hidrológica, utilizando-se o *software* Microsoft Excel (Gráficos 1,2,3 e 4 respectivamente).

Observando-se a linha de tendência linear da série de vazões máximas anuais da estação fluviométrica da Fazendinha (Gráfico 1), percebe-se uma considerável tendência de aumento. Esta linha de tendência aponta um possível aumento na média das vazões máximas da ordem de 50%, podendo este ser considerado um valor significativo, levando-se em conta um período de tempo relativamente curto (42 anos).

GRÁFICO 1 – VAZÕES MÁXIMAS ANUAIS DO RIO PEQUENO NA ESTAÇÃO FAZENDINHA E TENDÊNCIA LINEAR (PERÍODO 1955-1997)



Como indica o Gráfico 2, as vazões médias anuais vão também apresentando ao longo do tempo uma tendência de aumento, ainda que menor que a tendência das vazões máximas anuais. O aumento da vazão média está em torno de 20%.

GRÁFICO 2 – VAZÕES MÉDIAS ANUAIS DO RIO PEQUENO NA ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA FAZENDINHA E TENDÊNCIA LINEAR DA SÉRIE

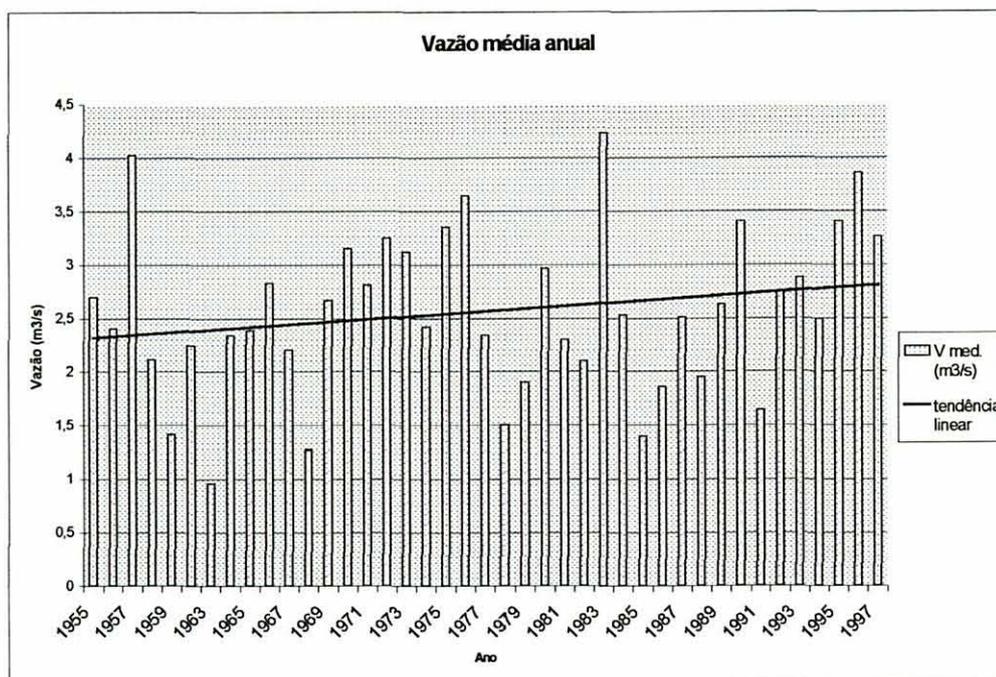


GRÁFICO 3 – PRECIPITAÇÕES ANUAIS NA ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA FAZENDINHA

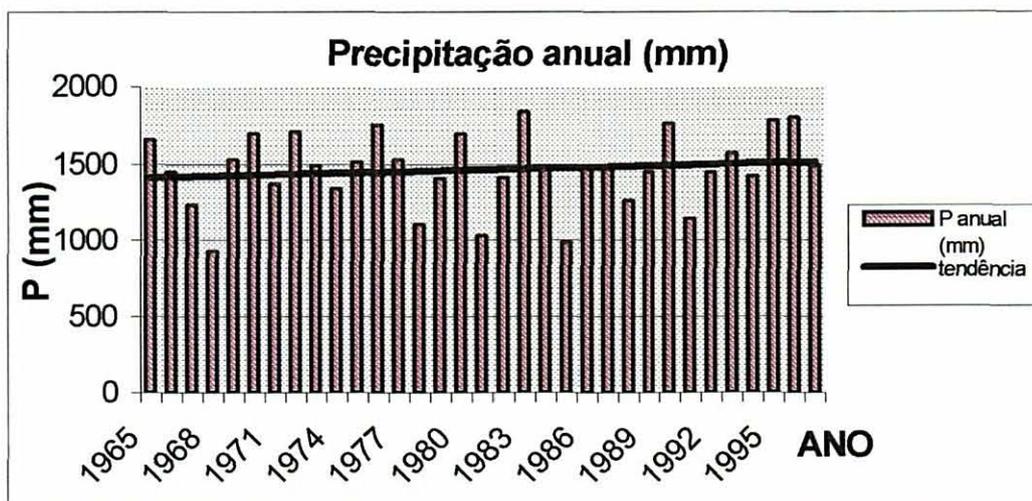


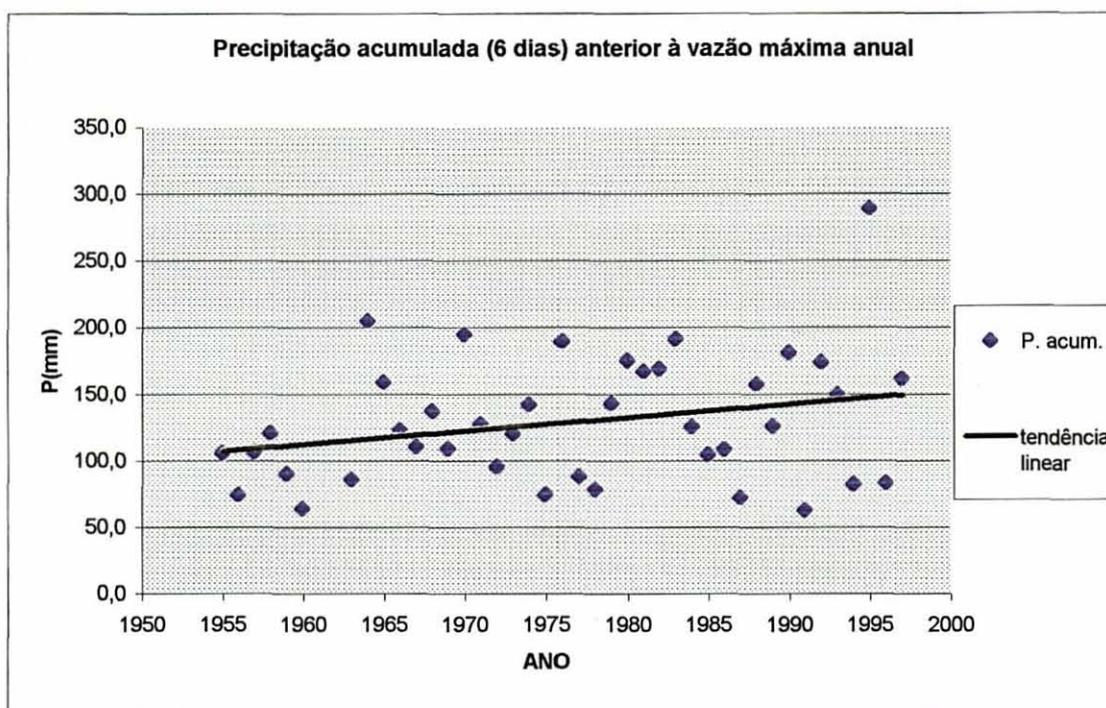
TABELA 17 - PRECIPITAÇÃO MENSAL MÉDIA POR DÉCADA NA ESTAÇÃO FAZENDINHA EM CADA DÉCADA DO PERÍODO ESTUDADO (MM)

Precipitação mensal média por década (mm)				
	1964-1970	1971-1980	1981-1990	1991-1997
Janeiro	155,7	217,0	158,8	237,6
Fevereiro	175,1	145,3	136,8	145,2
Março	93,3	162,6	113,4	150,0
Abril	94,2	75,0	118,0	55,8
Maiο	89,4	88,0	139,0	91,3
Junho	105,2	80,2	105,9	97,5
Julho	67,9	103,5	105,5	92,7
Agosto	55,3	100,7	67,1	63,5
Setembro	80,3	125,5	105,9	125,5
Outubro	167,0	145,1	103,4	141,4
Novembro	115,3	111,0	112,9	141,8
Dezembro	216,2	136,2	148,1	176,8

Para fins de comparação foram também plotados os valores da série de precipitação acumulada dos 5 dias anteriores à vazão máxima anual mais a precipitação do dia da vazão máxima anual. Utilizando-se os valores de precipitação diária média (calculada pelo método de Thiessen), a linha de tendência, assim como a série de vazão máxima anual, apresenta um comportamento ascendente significativo, denotando um aumento da ordem de quase 50% entre 1955 e 1997. Porém esse aumento considerável parece estar intimamente relacionado com a existência de 1 valor extremo ocorrido no ano de 1995, referente à precipitação acumulada no período que vai de 8 até 13 de janeiro do mesmo ano. Este tipo de evento de caráter excepcional é chamado na linguagem estatística de “outlier”, por parecer inconsistente com o restante dos dados. Este evento provavelmente influenciou consideravelmente a inclinação da linha de tendência.

Para se verificar se a tendência linear de aumento da vazão máxima anual está realmente relacionada ao aumento de tendência da série de precipitação acumulada, fez-se necessária uma análise estatística mais apurada destas séries, apresentada no tópico a seguir.

GRÁFICO 4 – PRECIPITAÇÕES ACUMULADAS DOS 6 DIAS ANTERIORES ÀS VAZÕES MÁXIMAS ANUAIS NA ÁREA DE DRENAGEM DA ESTAÇÃO FAZENDINHA E TENDÊNCIA LINEAR



7.5.1 Análise de estacionariedade das variáveis hidrológicas

Com vistas a verificar estatisticamente as tendências observadas nos gráficos procedeu-se aos seguintes testes de verificação de tendência : testes t de Student e F de Snedecor para os dados com distribuição normal e testes não-paramétricos de Mann-Whitney e Kruskal-Wallis para os dados que não apresentassem distribuição normal. A seguir são descritas estas análises para as variáveis estudadas. Utilizou-se o “software” *Statistica 5.1* para a realização dos testes.

7.5.1.1 Vazão máxima anual

Os dados da série de vazão máxima anual assumiram uma distribuição do tipo Normal (verificado pelo teste de Kolmogorov-Smirnov). Portanto foram utilizados testes paraméricos para tentar-se confirmar os indícios de alteração da série de vazão máxima anual, verificados graficamente. Foram realizados os testes paramétricos t de Student e F de Snedecor. Estes testes indicam se a amostra é homogênea, ou seja se não há tendência na série.

Com o objetivo de verificar a hipótese de aumento da vazão máxima foram realizados os seguintes testes:

a) Teste 1

H_0 : não há diferença significativa entre a vazão máxima anual do período (1955-1970) e do período (1971-1998)

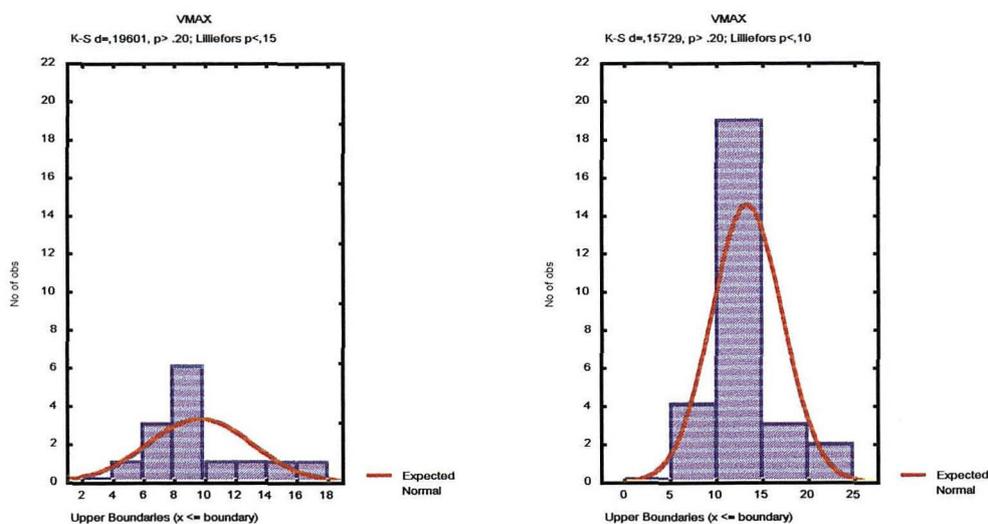
H_1 : há um aumento da vazão máxima anual no período (1971-1998)

A técnica estatística utilizada foi o Teste t de Student. A justificativa para o uso desse teste é que os dados possuem distribuição Normal.

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 - 70	9,72500	14	3,381549
71 - 98	13,37536	28	3,833603
TOTAL	12,15857	42	4,041935

GRÁFICO 5 – Distribuição dos dados de vazão máxima anual para os dois períodos analisados



RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

	Médias		Estatística <i>t</i> de Student	p valor	n		Desvio Padrão	
	55-70	71-98			55-70	71-98	55-70	71-98
Vazão Máxima Anual	9,725	13,375	-3,01997	0,0012	14	28	3,381	3,834

Assim, existem evidências apontando para uma aumento estatisticamente significativo da Vazão Máxima Anual no período 1971-1998 em relação ao período 1955-1970.

b) Teste 2

H_0 : não há diferença significativa entre a vazão máxima anual dos períodos (1955-1970), (1971-1984) e (1985-1998)

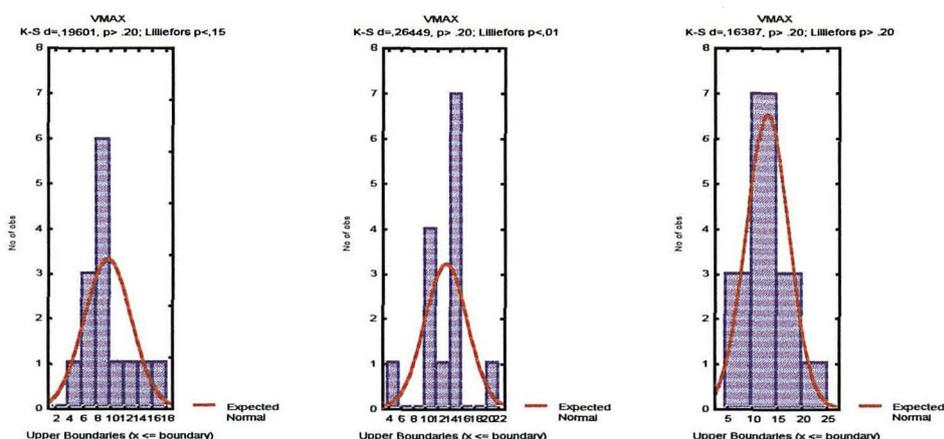
H_1 : há um aumento da vazão máxima anual no período (1971-1984) em relação aos demais

Para o segundo teste a técnica estatística utilizada foi o Teste F de Snedecor, utilizável pelo fato de que os dados possuem distribuição Normal.

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 – 70 (1)	9,725	14	3,3815
71 – 84 (2)	13,525	14	3,4819
85 – 98 (3)	13,226	14	4,2839
TOTAL	12,158	42	4,0419

GRÁFICO 6 – Distribuição dos dados de vazão máxima anual para os três períodos analisados

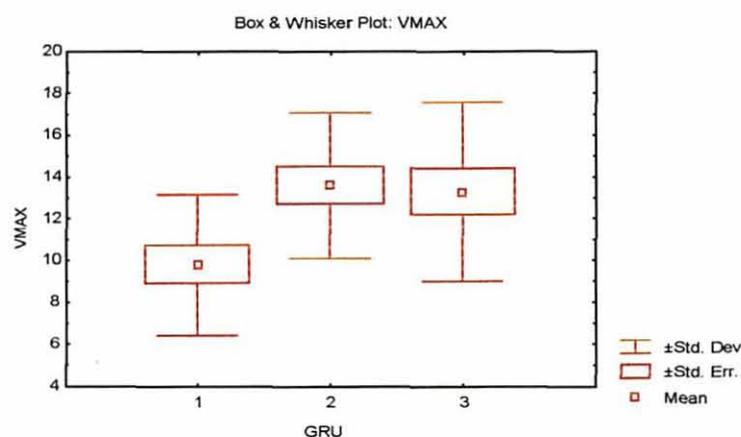


RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

Vazão Máxima Anual	Quadrado médio efeito	Quadrado médio erro	Estatística F	p valor
	62,49734	13,97006	4,473663	0,017818

Existe diferença significativa entre pelo menos dois períodos, com relação à Vazão Máxima Anual. Procedendo o teste de Comparações Múltiplas de Tukey

observamos diferenças significativas entre o período (1) e os períodos (2) e (3). Não há diferença significativa entre os períodos (2) e (3). Portanto, pudemos comprovar um aumento significativo da Vazão Máxima Anual no período 1971-1984 sendo que após este período houve uma estabilização. O gráfico abaixo ilustra o resultado obtido que pode ser acompanhado do sumário descritivo apresentado anteriormente:



7.5.1.2 Vazão Máxima Mensal

Verificou-se que os dados da série de vazão máxima mensal não possuía distribuição normal, fato este confirmado pelo teste de Kolmogorov-Smirnov. Portanto, para os testes estatísticos envolvendo esta variável, foram utilizados os testes não-paramétricos de Mann-Whitney e de Kruskal-Wallis.

Com o objetivo de verificar a hipótese de aumento da vazão máxima mensal foram realizados os seguintes testes:

a) Teste 1

H_0 : não há diferença significativa entre a vazão máxima mensal do período (55-70) e do período (71-98)

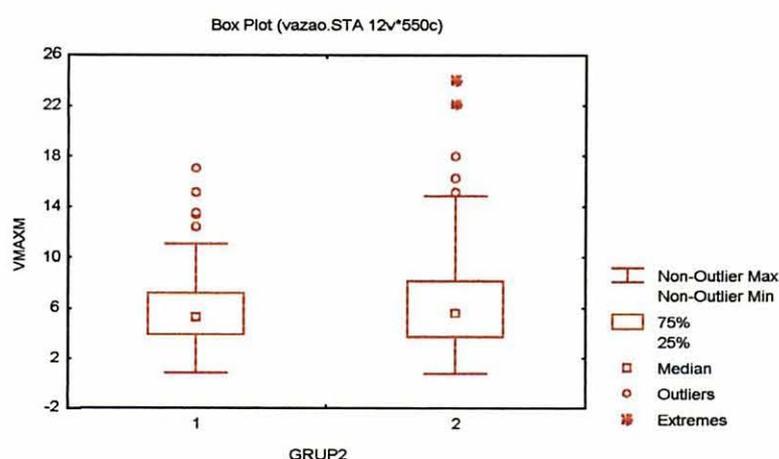
H_1 : há um aumento da vazão máxima mensal no período (71-98)

A técnica estatística utilizada foi Teste Não-paramétrico de Mann-Whitney, já que os dados não possuem distribuição Normal.

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 - 70	5,405548	155	2,696776
71 - 98	6,220221	317	3,667361
TOTAL	5,952691	472	3,398240

Realizou-se teste de detecção de valores discrepantes “outliers” através do gráfico Box-plot:



Eliminados os valores discrepantes (11 valores), continuou-se com a análise:

NOVO SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 - 70	5,112067	150	2,178152
71 - 98	5,986045	311	3,251066
TOTAL	5,701670	461	2,971139

RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

	Soma de postos		U	n		p-valor unilateral
	55-70	71-98		Grupo 1	Grupo 2	
Vazão Máxima Mensal	32168	74323	20843	150	311	0,0320

Assim, existem evidências apontando para uma aumento estatisticamente significativo da Vazão Máxima Mensal no período 1971-1998 em relação ao período 1955-1970.

b) Teste 2

H_0 : não há diferença significativa entre a vazão máxima mensal dos períodos (1955-1970), (1971-1984) e (1985-1998).

H_1 : há um aumento da vazão máxima mensal no período (1971-1984) em relação aos demais.

A técnica estatística utilizada foi o Teste Não Paramétrico de Kruskal-Wallis, já que os dados analisados não possuem distribuição Normal.

SUMÁRIO DESCRITIVO (retirados os valores discrepantes)

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 – 70 (1)	5,112067	150	2,178152
71 – 84 (2)	6,216604	159	3,288318
85 – 98 (3)	5,528514	148	2,956763
TOTAL	5,631225	457	2,885604

RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

Vazão	Soma de postos			Estadística	p-valor
	Período 1	Período 2	Período 3	H	
Máxima Mensal	32168	39744,5	32740,5	6,3412	0,0420

Pelo teste de comparações múltiplas d.m.s. constatou-se haver diferença significativa apenas entre os períodos 1 e 2 ao nível de significância de 5%. Ou seja, identificou-se uma tendência de aumento da vazão máxima mensal no período 1971-1984 com relação ao período 1955-1970. Para o período mais recente não foi verificada esta tendência.

7.5.1.3 Precipitação Acumulada (6 Dias) Anual

Com o objetivo de verificar a hipótese de aumento do índice pluviométrico acumulado, relacionado aos eventos de vazão máxima anual, ao longo do período estudado foi realizados os seguintes testes :

Teste 1)

H_0 : não há diferença significativa entre a precipitação máxima anual do período (55-70) e o período (71-97)

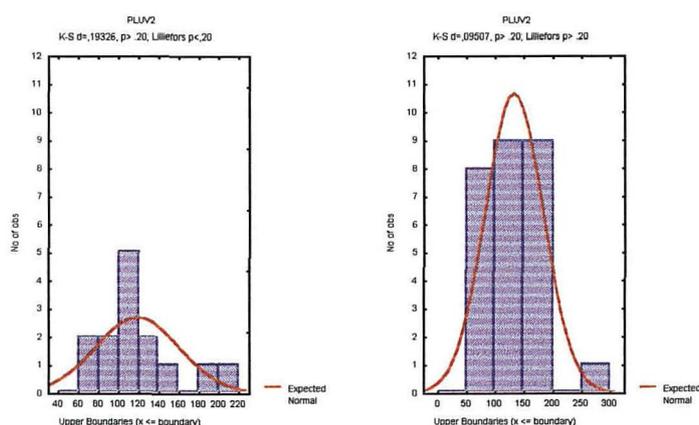
H_1 : há um aumento da precipitação máxima anual no período (71-97)

A técnica estatística utilizada foi o Teste *t* de Student. O uso desta técnica se justifica pelo fato dos dados possuírem distribuição Normal (verificado pelo teste de Kolmogorov-Smirnov).

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 - 70	119,3925	14	41,59099
71 - 97	133,9415	27	50,52529
TOTAL	128,9736	41	47,64767

GRÁFICO 7 – Distribuição dos dados de precipitação acumulada anual para os dois períodos analisados



RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

	Soma de postos		Estatística <i>t</i> de Student	p valor	n		Desvio Padrão	
	55-70	71-97			55-70	71-98	55-70	71-98
Prec. Acum Anual	119,39	133,94	-0,925478	0,360409	14	27	41,59	50,52

Assim, apesar do período de 1971 a 1997 ter apresentado uma média de precipitação máxima anual superior ao período de 1955 a 1970, não existem evidências apontando para uma aumento estatisticamente significativo da Vazão Máxima Anual no período 1971-1998 em relação ao período 1955-1970.

Teste 2)

H_0 : não há diferença significativa entre a vazão máxima anual dos períodos (55-70), (71-84) e (85-98)

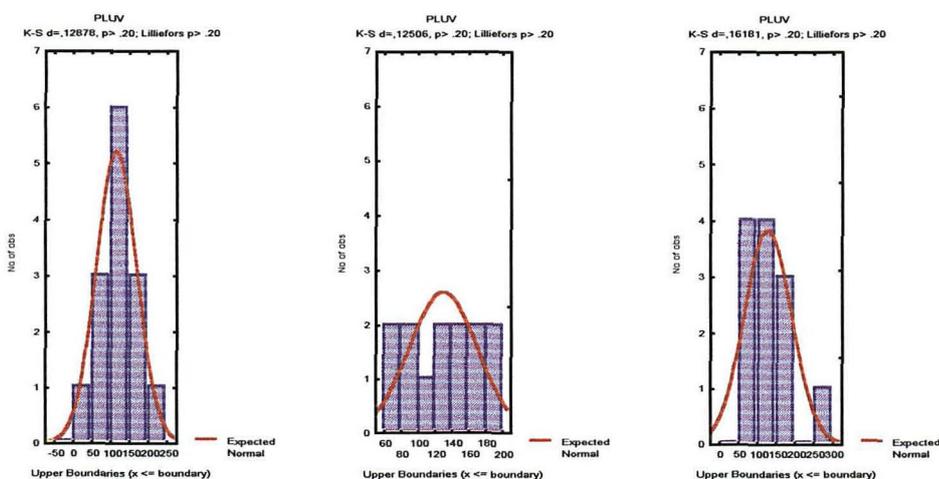
H_1 : há um aumento da vazão máxima anual no período (71-84) em relação aos demais

A técnica estatística utilizada foi o Teste F de Snedecor, pelo fato dos dados apresentarem distribuição Normal (como já foi indicado no tópico anterior)

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 – 70 (1)	117,2341	14	53,70745
71 – 84 (2)	130,7627	13	40,10078
85 – 98 (3)	130,1249	12	62,49234
TOTAL	125,7100	39	51,63766

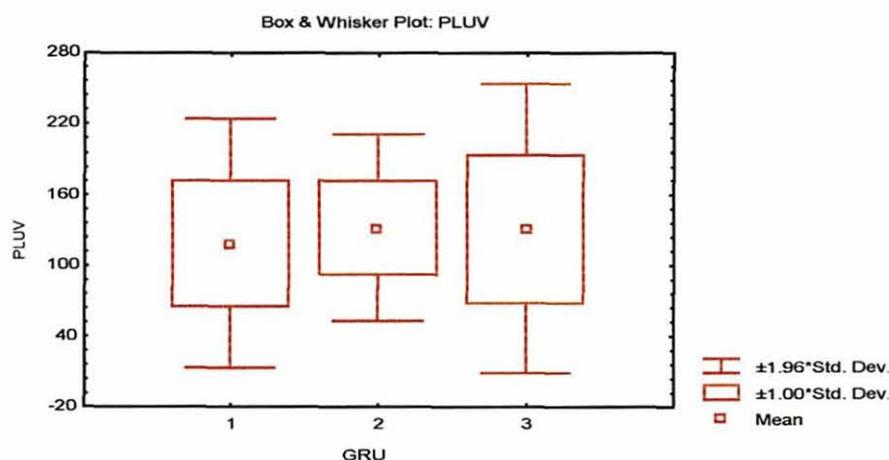
GRÁFICO 8 – Distribuição dos dados de precipitação acumulada anual para os três períodos analisados.



RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

Precipitação Máxima Anual	Quadrado médio efeito	Quadrado médio erro	Estatística F	p valor
	785,7787	2770,929	0,283579	0,754750

Não existe diferença significativa entre os períodos, com relação à precipitação acumulada anual. Portanto, comprova-se a hipótese de que não houve um aumento significativo da precipitação acumulada ao longo do período estudado. A figura abaixo ilustra o resultado obtido que pode ser acompanhado do sumário descritivo apresentado anteriormente:



7.5.1.4 Precipitação acumulada (6 dias) mensal

Com o objetivo de verificar a hipótese de aumento do índice de precipitação acumulada mensal ao longo do período analisado foram realizados os seguintes testes:

Teste 1)

H_0 : não há diferença significativa entre a precipitação acumulada mensal do período (55-70) e o período (71-97)

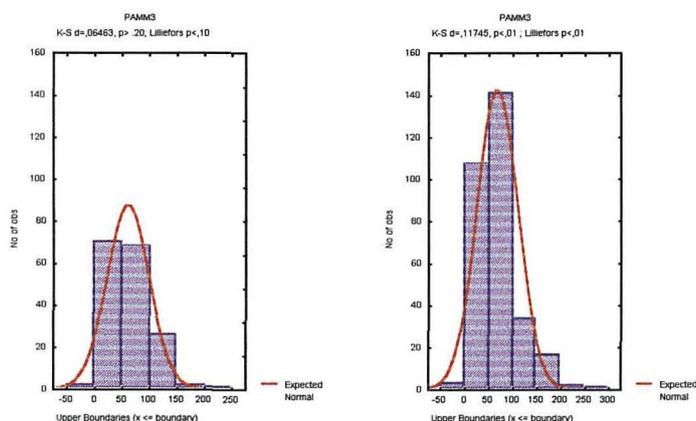
H_1 : há um aumento da precipitação acumulada mensal no período (71-97)

A técnica estatística utilizada foi o Teste Mann-Whitney. A justificativa para a utilização deste teste é de que os dados não possuem distribuição Normal (verificado pelo teste de Kolmogorov-Smirnov).

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 - 70	62,12356	169	38,51255
71 - 97	69,5733	304	42,44528
TOTAL	66,91155	473	41,19748

GRÁFICO 9 – Distribuição dos dados de precipitação acumulada mensal para os dois períodos analisados



RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

	Soma de postos		Estatística U Mann-Whitney	p valor	n	
	55-70	71-97			55-70	71-97
Prec. Acum Mensal Média	37796	74305	23431	0,11312	169	304

Assim, apesar do período de 1971 a 1997 ter apresentado uma média de precipitação acumulada mensal superior ao período de 1955 a 1970, não existem

evidências apontando para uma aumento estatisticamente significativo no período 1971-1998 em relação ao período 1955-1970.

Teste 2)

H_0 : não há diferença significativa entre a precipitação acumulada mensal média dos períodos (55-70), (71-84) e (85-98)

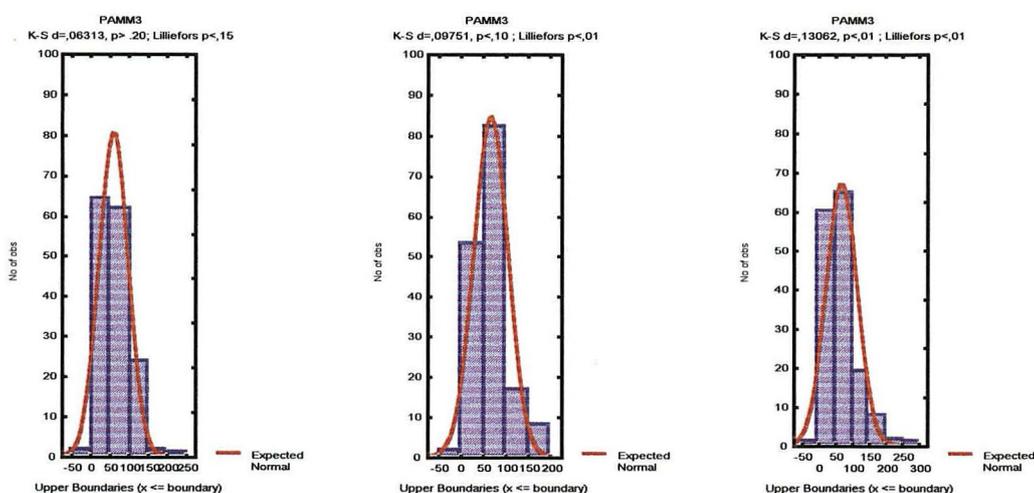
H_1 : há um aumento da precipitação acumulada mensal média no período (71-84) em relação aos demais

Utilizou-se o teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis, já que os dados não possuem distribuição Normal (verificado pelo teste de Kolmogorov).

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 – 70 (1)	61,92342	155	38,34268
71 – 84 (2)	68,13267	162	38,20356
85 – 98 (3)	70,59962	156	46,38462
TOTAL	66,91155	473	41,19748

GRÁFICO 10 – Distribuição dos dados de precipitação acumulada mensal para os três períodos analisados



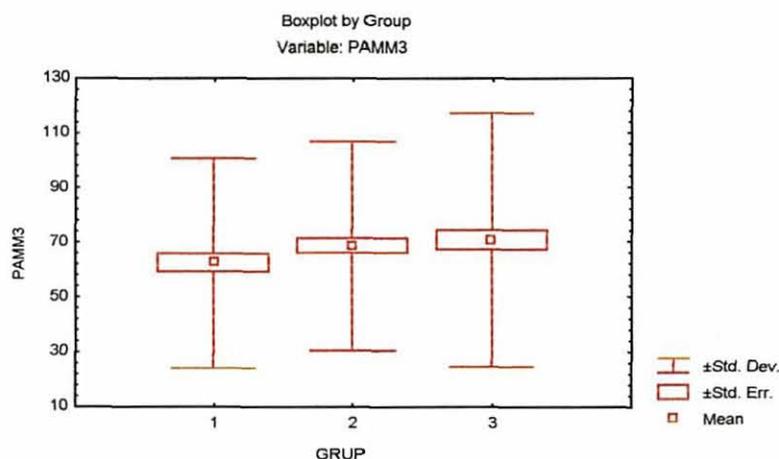
RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

PERÍODO	Soma de postos	n	Desvio Padrão
55 – 70 (1)	34564	155	38,34268
71 – 84 (2)	39761	162	38,20356
85 – 98 (3)	37776	156	46,38462

Estatística do teste: $H = 2,4667$

$p=0,2913$

Não existe diferença significativa entre os períodos, com relação à Precipitação acumulada mensal. Portanto, comprovamos não haver um aumento significativo da Precipitação ao longo dos anos. A figura abaixo ilustra o resultado obtido que pode ser acompanhado do sumário descritivo apresentado anteriormente:



7.5.1.5 Evapotranspiração Potencial Anual

Com o objetivo de verificar a hipótese de diminuição do índice de evapotranspiração ao longo dos anos foram realizados os seguintes testes:

Teste 1)

H_0 : não há diferença significativa entre a evapotranspiração anual do período (55-70) e o período (71-97)

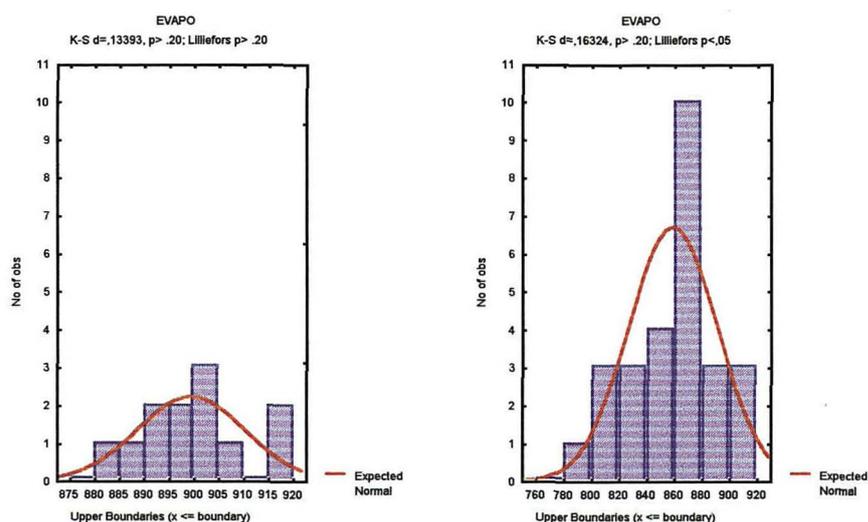
H_1 : há uma diminuição da evapotranspiração anual no período (71-97)

A técnica estatística utilizada foi o Teste t de Student na versão Aspin-Welch, já que os dados possuem distribuição Normal, porém não há homogeneidade de variâncias (verificado pelo teste de Kolmogorov-Smirnov*), após terem sido eliminados os valores “outliers” dos anos 1958, 1959, 1969 e 1970.

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 - 70	899,4784	12	10,78674
71 - 97	859,2503	27	32,17196
TOTAL	871,6282	39	33,10077

GRÁFICO 11 – Distribuição dos dados de evapotranspiração anual para os dois períodos analisados



RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

	Médias		Estatística	p valor	n		Desvio Padrão	
	55-70	71-97			55-70	71-98	55-70	71-98
Evapotranspiração Anual	899,478	859,25	t de Student 5,804	0,000001	12	27	10,787	32,172

Assim, o período de 1955 a 1970 apresentou uma média de evapotranspiração anual superior ao período de 1971 a 1997, ou seja, existem evidências apontando para uma diminuição estatisticamente significativa da Evapotranspiração Anual no período 1971-1998 em relação ao período 1955-1970.

Teste 2)

H_0 : não há diferença significativa entre a evapotranspiração anual dos períodos (55-70), (71-84) e (85-98)

H_1 : há um índice superior de evapotranspiração anual no período (55-70) em relação aos demais

A técnica estatística utilizada foi o Teste Não Paramétrico de Kruskal-Wallis, já que os dados analisados não possuem distribuição Normal (após eliminação de "outliers").

SUMÁRIO DESCRITIVO

PERÍODO	Médias	n	Desvio Padrão
55 – 70 (1)	907,0914	14	21,74760
71 – 84 (2)	855,7462	14	36,37963
85 – 98 (3)	865,9148	11	10,79348
TOTAL	877,0459	39	34,36313

RESULTADO DO TESTE ESTATÍSTICO

Evapotranspiração	Soma de postos			Estatística	
	Período 1	Período 2	Período 3	H	p-valor
Anual	434	203	143	20,43	0,00005

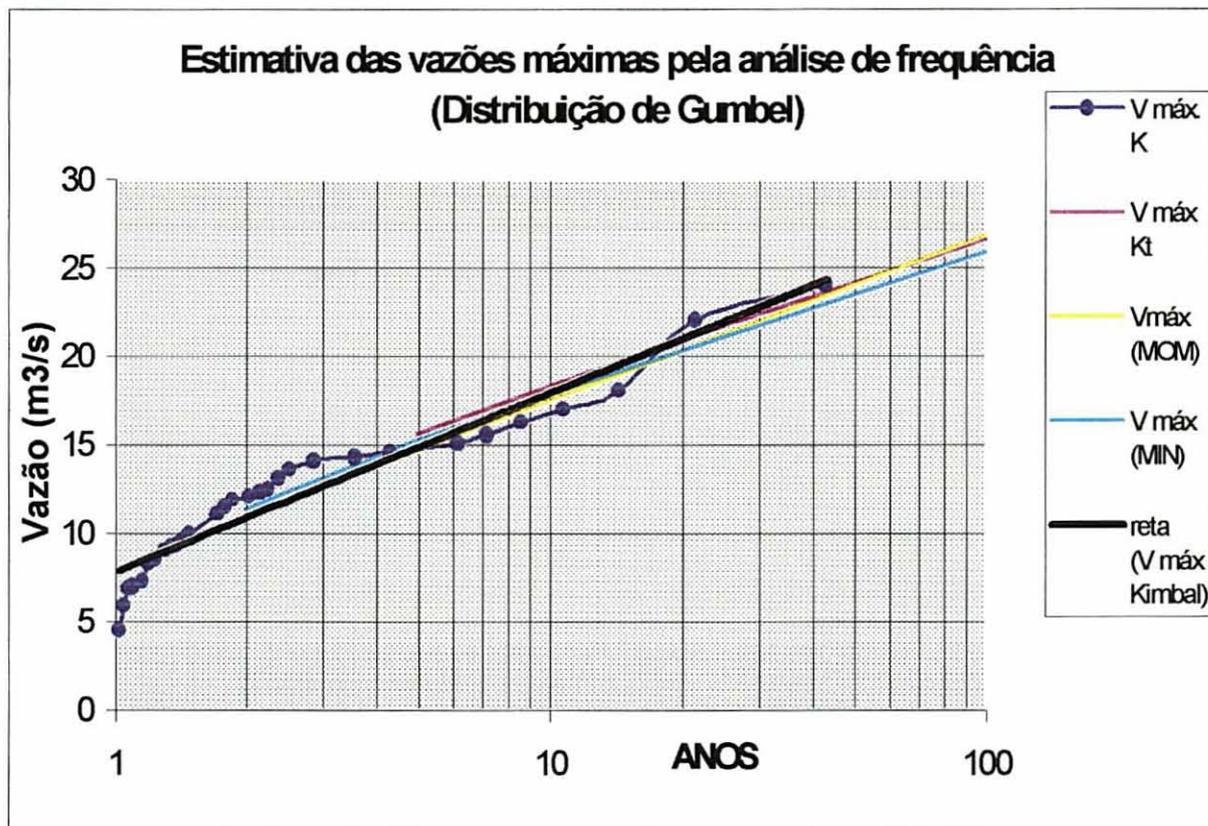
Pelo teste de comparações múltiplas d.m.s. constatamos haver diferença significativa apenas entre o período 1 e os períodos 2 e 3 ao nível de significância de 5%. Mais uma vez comprovamos ter havido uma diminuição significativa da evapotranspiração após 1970, tendo este índice se estabilizado até 1997.

7.5.2 Análise de frequências

Foi também realizada a análise de frequência das séries de vazão máxima anual e de precipitação acumulada (relacionada à vazão máxima anual), através do ajuste de uma distribuição teórica de probabilidade pelos métodos dos fatores de frequência, método dos momentos e dos mínimos quadrados (figura 8 e tabela 18). Foi escolhida a distribuição de extremos tipo I ou de Gumbel, pelo fato do coeficiente de assimetria da série de vazões máximas ser igual a 0,63, mais próximo da assimetria desta distribuição ($Ca = 1,17$) que de outras como a distribuição exponencial ($Ca = 2,0$) (FILL & MINE, 1989). Esta análise foi realizada para a série inteira e para dois sub-períodos : 1955-1980 e 1974-1998.

Através do método gráfico, percebe-se na figura 8 que o método que forneceu o melhor ajuste foi o método dos fatores de frequência (Kt), razão pela qual a análise de frequência dos subperíodos foi feita utilizando-se este método de ajuste.

GRÁFICO 12 – ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DAS VAZÕES MÁXIMAS ANUAIS



Legenda :

V máx K : Valores da série de vazão máxima anual

V máx Kt : Ajuste pelo método dos fatores de frequência

V máx (MOM) : Ajuste pelo método dos momentos

V máx (MIN) : Ajuste pelo método dos mínimos quadrados

Reta (V máx Kimball) : Ajuste pelas frequências teóricas (método de Kimball)

TABELA 18 – ESTIMATIVAS DAS VAZÕES MÁXIMAS ATRAVÉS DOS MÉTODOS DOS FATORES DE FREQUÊNCIA, DOS MOMENTOS E DOS MÍNIMOS QUADRADOS.

Obs.: Tr é o tempo de recorrência das vazões em anos.

Frequências teóricas
(método de Kimbal)

Tr (Anos)	V. máx. (m ³ /s)
43,0	24,00
21,5	22,00
14,3	17,95
10,8	16,90
8,6	16,20
7,2	15,50
6,1	15,00
6,1	15,00
6,1	15,00
4,3	14,50
4,3	14,50
3,6	14,25
3,6	14,25
3,6	14,25
3,6	14,25
2,9	14,00
2,5	13,50
2,4	13,00
2,3	12,40
2,2	12,20
2,0	12,00
2,0	12,00
1,9	11,80
1,8	11,40
1,7	11,00
1,7	11,00
1,7	11,00
1,7	11,00
1,5	9,88
1,4	9,56
1,4	9,28
1,3	9,16
1,3	8,92
1,3	8,92
1,2	8,44
1,2	8,32
1,2	7,20
1,2	7,20
1,1	6,92
1,1	6,78
1,0	5,80
1,0	4,43

Método dos Fatores de
Frequência

Tr (Anos)	V. máx. (m ³ /s)
100	26,52
50	24,05
25	21,67
15	19,76
10	18,20
5	15,55

Método dos Mínimos
Quadrados

Tr (Anos)	V. máx. (m ³ /s)
100	25,79
50	23,40
25	20,99
10	17,76
5	15,19
2	11,31

Método dos Momentos

Tr (Anos)	V. máx. (m ³ /s)
100	26,73
50	23,93
25	21,13
10	17,42
5	14,62
2	10,92

TABELA 19 – ESTIMATIVAS DAS VAZÕES MÁXIMAS ATRAVÉS DOS MÉTODOS DOS FATORES DE FREQUÊNCIA PARA OS DOIS SUBPERÍODOS DEFINIDOS.

Subperíodo		Subperíodo	
1955-1980		1974-1997	
Tempo de recorrência (anos)	Vazão estimada (m ³ /s)	Tempo de recorrência (anos)	Vazão estimada (m ³ /s)
5	14,01	5	16,80
10	16,38	10	19,48
15	17,69	15	20,98
20	18,64	20	22,06
25	19,36	25	22,87
50	21,57	50	25,38
100	23,77	100	27,88

Observa-se que a estimativa de vazões máximas anuais apresentou um aumento geral no segundo subperíodo (1974-1998). Com base nesses resultados, pode-se deduzir que as taxas de vazão máxima tiveram um aumento nas últimas 3 décadas, o que provocou a mudança de configuração de frequências da série que vai de 1955 a 1998.

7.5.3 Análise de correlação

Para uma confirmação definitiva da hipótese de que o regime hidrológico do rio Pequeno, ao menos no que tange às vazões máximas anuais, sofreu alterações significativas nas últimas décadas, procedeu-se à análise de correlação entre a série de vazões máximas anuais e a série de precipitações acumuladas.

Como a vazão é o produto final do ciclo hidrológico cujo *input* é a precipitação, pode-se considerar este coeficiente de correlação muito baixo. Provavelmente, alguns processos do ciclo hidrológico, como a interceptação, a infiltração e o escoamento superficial sofreram modificações em suas frequências e intensidades. Estas alterações tornaram a resposta hidrológica da bacia menos previsível do que seria se a mesma conservasse suas condições naturais.

7.6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Para a análise das séries temporais hidrológicas, foi analisado um período de tempo (1955-1997) quase similar àquele observado no estudo da evolução do uso do solo (1953-1996), para que se pudesse verificar comparativamente os resultados obtidos nas duas análises. O uso do solo é a única componente ambiental não-climática que pode apresentar mudanças significativas numa escala temporal relativamente curta, como o período estudado. Pode-se deduzir que qualquer tendência de mudança na série hidrológica de vazão que não pudesse ser explicada por uma alteração correspondente no regime de precipitações, poderia ser atribuída às mudanças de uso do solo.

A tendência de aumento da vazão máxima anual ficou estatisticamente comprovada através dos testes *t* de Student e F de Snedecor. O período onde este aumento se evidencia, de acordo com as análises estatísticas, são os anos entre 1971 e 1984. No período subsequente a série se estabilizou neste novo patamar.

A série de evapotranspiração anual apresentou uma tendência de diminuição no mesmo período onde foi detectado o aumento das vazões máximas anuais. Esta diminuição está provavelmente relacionada a diminuição da cobertura florestal na região nesse período. Dessa maneira, havia mais água no solo, o que torna os solos (principalmente aqueles de planície) mais propensos a atingirem níveis de saturação hídrica e induzirem o escoamento superficial. Isto acarreta num maior aporte de água para os rios e certamente maiores taxas de vazão.

Já a série de precipitações acumuladas não apresentou tendência significativa de aumento para o período analisado. Dessa maneira, a hipótese de que as vazões máximas anuais sofreram um aumento relacionado a um aumento correspondente das precipitações acumuladas pode ser refutada estatisticamente. Portanto, a provável causa para o aumento das vazões máximas anuais são as mudanças de uso do solo ocorridas provavelmente entre 1971 e 1984.

A análise estatística da série de vazões máximas mensais conduziu às mesmas conclusões formuladas para a série de vazões máximas anuais : houve um aumento estatisticamente significativo das vazões máximas mensais do período

entre 1971 e 1984, em relação ao período anterior (1955-1970), sendo que no último período analisado a série de vazões estabilizou-se neste nível de maiores valores de vazão máxima mensal.

Baseado nas análises das séries temporais de vazão máxima anual e mensal da seção Fazendinha, está descartada a hipótese de uma provável influência climática (precipitação) por trás das tendências de aumento dessas séries. Considerando-se que não foi realizada nenhum tipo de intervenção sobre o leito do canal principal nem de seus afluentes (na área de drenagem até a estação fluviométrica Fazendinha), tais como dragagem, canalização, ou outros, toma-se como fato real o pressuposto de que as mudanças de tendência dessas séries só poderiam estar relacionadas com alterações na cobertura do solo da área de drenagem da referida estação.

Como foi apontado no tópico anterior, o aumento das vazões máximas anuais e mensais parece ter ocorrido no período de 1971 a 1984, sendo que os períodos em que a série foi separada foram arbitrariamente determinados. Deve-se supor que as alterações de uso do solo que causaram o aumento das vazões máximas podem ser identificados pela comparação entre a situação da área de drenagem em 1980 e aquela observada em 1953. Como prováveis agentes alteradores da dinâmica do ciclo hidrológico, podem ser apontados, em ordem de importância :

a) a drenagem de 224 ha das áreas com ocorrência de várzeas, transformadas em campos (212,9 ha de várzeas transformadas em campo entre 1953 e 1980, e 152,73 ha entre 1980 e 1996) e áreas urbanas (11,97 ha entre 1980 e 1996). Pelo fato das várzeas serem importantes áreas de recepção e armazenamento temporário das águas que extravasam da calha dos rios, a perda da importante função hidrológica que essas áreas desempenhavam pode ter alterado decisivamente a resposta hidrológica da bacia.

b) o corte de 135 ha das áreas originalmente cobertas por florestas aluviais, substituídas principalmente por campos (82 ha), várzeas (46,9 ha) entre 1953 e 1980. Nestas áreas o escoamento superficial por saturação é naturalmente maior do que no resto da bacia (por estarem na zona ripária). O escoamento superficial deve

ter se intensificado, associado a uma possível diminuição da capacidade de armazenamento hídrico do solo (já que as raízes dessa vegetação favorecem o armazenamento).

c) o corte de 559 ha das áreas cobertas por florestas na região, e que foram posteriormente mantidos como campos (520 ha) e área agrícolas (39 ha), o que possivelmente contribuiu para o aumento do escoamento superficial e o maior carreamento de sedimentos para os corpos d'água. Porém, 345 ha de áreas de pastagens e agricultura de 1953 se regeneraram, atingindo o estágio de florestas até o ano de 1980. Por isso, a perda líquida de áreas de florestas restringe-se a 214 ha.

É claro que houve um significativo acréscimo das áreas de capoeira, principalmente sobre antigas áreas de floresta (575 ha) e campos (475 ha). Porém, o aumento das áreas de capoeira, além da recuperação de áreas de floresta aluvial, sub-montana e montana não parece ter sido suficiente para manter o equilíbrio da resposta hidrológica da bacia hidrográfica aos eventos de precipitação extremos.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 CONCLUSÕES

Apesar das dificuldades de análise dos dados hidrológicos, devido à considerável ocorrência de falhas nas séries temporais estudadas, os resultados apresentados neste estudo podem ser considerados, se não completamente precisos, indicadores de tendências reais, verificadas estatisticamente. A despeito dessas falhas de observação, a série temporal de vazão diária da estação fluviométrica Fazendinha, e a séries temporal de precipitação diária da estação pluviométrica de mesmo nome, podem ser consideradas duas das séries de dados mais adequadas para estudos dessa natureza, se comparadas às séries de dados de outras estações da bacia hidrográfica do Alto Iguaçu, que apresentam período curto e recente de medição.

Pelo que foi comprovado pela análise das séries hidrológicas de vazão máxima da bacia do rio Pequeno, realmente houve um aumento de magnitude das vazões máximas anuais e mensais na estação de medição fluviométrica Fazendinha. Este aumento foi comprovado estatisticamente a um nível de 95% de confiança. A alteração das séries foi detectada para o período entre 1971 e 1984.

A média de vazão máxima anual, que foi de 9,72 m³/s entre 1955 e 1970, passou para 13,53 m³/s entre 1971 e 1984, sendo que entre 1985 e 1997 houve uma estabilização nesse novo patamar, e a média foi de 13,05 m³/s. Entre 1955 e 1984, houve portanto um aumento na média da vazão máxima anual da ordem de 39%, sendo este um valor muito significativo para um período relativamente curto.

A média de vazão máxima mensal, passou de 5,11 m³/s entre 1955 e 1970, para 6,22 m³/s entre 1971 e 1984, sendo que entre 1985 e 1997 houve uma pequena redução, e a média foi de 5,53 m³/s. Entre 1955 e 1984, houve portanto um aumento na média da vazão máxima mensal da ordem de 21,7%. Este aumento também pode ser considerado bastante significativo, já que a série de vazões máximas mensais abrange vazões de meses de estiagem, com vazões muito baixas,

com pequenas variações. As vazões máximas do mês de janeiro apresentaram um aumento na sua média, do período 1955-1970 para o período 1971-1984, de 43%; foram detectados aumentos igualmente significativos para as médias das vazões máximas dos seguintes meses : fevereiro (22%), março (32%), julho (27%), setembro (29%) e outubro (28%).

Por outro lado, não houveram aumentos correspondentes nas taxas de precipitação acumulada referentes às vazões máximas anuais e mensais, que fossem estatisticamente significativos. Maiores precipitações deveriam ser a principal causa do aumento das vazões. Alterações de alguns processos do ciclo hidrológico provavelmente foram os responsáveis por essas mudanças. Essas alterações parecem estar ligadas às transformações de uso do solo que a bacia do rio Pequeno sofreu no período estudado.

Com relação a área de drenagem da bacia do rio Pequeno até a seção da estação fluviométrica Fazendinha, as maiores alterações de uso do solo possivelmente relacionadas ao aumento das vazões máximas são : a perda definitiva de 186,6 ha de várzeas entre 1953 e 1980, e a supressão de 434,62 ha de florestas (sendo que 50,54 ha destas florestas eram aluviais) no mesmo período.

No período que vai de 1980 a 1996, fatores como a recuperação da cobertura florestal em antigas áreas de pastagem (1150 ha a mais, principalmente capoeiras) e a diminuição da atividade agrícola (diminuição de 48% das áreas agrícolas em relação a 1980) ajudaram a estabilizar de certa maneira as vazões do rio Pequeno, ainda que num patamar mais alto como observado anteriormente. As várzeas continuaram a ser eliminadas, havendo uma diminuição de 23%, em relação ao que essa tipologia ocupava em 1980, passando de 493,93 ha em 1980 para 379,65 ha em 1996.

A análise da evolução do uso do solo no período 1953-1996 apontou um aumento significativo na área urbana, se levarmos em conta que em 1953 a ocupação urbana era inexpressiva na bacia (0,05% da área total) e em 1996 ela corresponde a 8,59% da área total da mesma. A isto soma-se o agravante das áreas urbanas na bacia do rio Pequeno encontrarem-se principalmente no terço

inferior da bacia, área mais sujeita à ocorrência de enchentes. Deve-se frisar que a maior parte das áreas urbanas na bacia do rio Pequeno encontram-se a jusante da estação fluviométrica Fazendinha. Portanto os impactos sobre as vazões máximas na foz do rio Pequeno provavelmente são ainda maiores do que os calculados, ainda que não possam ser quantificados.

A metodologia aqui utilizada considerou como suscetibilidade natural a inundações a tendência de um terreno sofrer alagamentos, sem considerar a cobertura do solo; já a vulnerabilidade a inundações seria a propensão de uma área a ser alagada, levando em conta também a contribuição do uso do solo para aumentar ou diminuir o risco de inundações.

O mapa de suscetibilidade natural a inundações da bacia hidrográfica do rio Pequeno apontou uma significativa ocorrência de áreas sujeitas a inundações : dos 13367,81 ha da bacia do rio Pequeno, 3704,22 ha (27,7%) estavam nas duas classes de maior suscetibilidade, sendo que 414,40 ha (3,1 %) da bacia apresentavam alta suscetibilidade e 3289,82 ha (24,6%) eram áreas de altíssima suscetibilidade a inundações. Ao se inserir o fator de uso do solo nesta análise e obter-se o mapa de vulnerabilidade, comprova-se o caráter protetivo do uso do solo adequado como limitante das inundações. A porcentagem de áreas de elevada vulnerabilidade a inundações, ou seja, as áreas de vulnerabilidade alta e altíssima, que eram apenas 2149,54 ha (16,08%) do total da bacia em 1953, manteve-se praticamente estável em 1980, quando estas áreas correspondiam a 2178,96 (16,30%); porém, as áreas de altíssima vulnerabilidade, que eram inexistentes em 1953, perfazem 2,25% (300,78 ha) da área total da bacia em 1980. De 1980 para 1996 houve um aumento da ordem de 32,94% das áreas altamente propensas a inundações, já que em 1996, a bacia possuía 2896,8 ha (21,67%) de áreas consideradas de vulnerabilidade alta e altíssima a inundações. As áreas de altíssima vulnerabilidade a inundações já perfaziam 751,27 ha em 1996, fato este relacionado à urbanização em áreas não apropriadas.

8.2 RECOMENDAÇÕES

Como sugestões para a elaboração de um possível plano de gestão da bacia hidrográfica do rio Pequeno seguem abaixo algumas recomendações :

- É importante que seja elaborado primeiramente um diagnóstico mais abrangente da bacia, no que concerne aos aspectos ambientais, sociais e econômicos da região. Dessa forma será possível identificar as regiões com maior nível de instabilidade, e os principais fatores de desequilíbrio hidrológico.
- Deve-se elaborar um mapeamento mais detalhado das áreas inundáveis da bacia, com indicação das cotas de inundação para diferentes tempos de retorno. Um trabalho similar foi elaborado por CEHPAR (1990); porém, tendo em vista o acelerado processo de urbanização da região, e as grandes enchentes ocorridas na década de 1990, seria necessário atualizar este mapeamento.
- A partir do diagnóstico e do mapeamento acima citados é possível definir um zoneamento que se baseie em todos os aspectos acima citados, determinando o uso mais adequado para cada porção da bacia, do ponto de vista ecológico e econômico. O zoneamento deverá conter regras de construção e ocupação para as áreas de alto risco e deverá ser implementado num futuro Plano Diretor e/ou Código de Obras do Município de São José dos Pinhais. Este tipo de ação é bem menos oneroso que a aplicação de medidas estruturais, porém demanda tempo, organização da sociedade e vontade política das instituições responsáveis.
- Devem ser criados projetos para promover a recuperação ambiental das áreas estratégicas para a manutenção da quantidade e qualidade da água, que porventura estejam degradadas. Também devem ser incrementados os investimentos em microdrenagem das áreas urbanizadas e em processo de urbanização na bacia, de forma que as consequências das vazões extremas possam ser minimizadas.

- A Área de Proteção Ambiental (APA) do rio Pequeno deve ter sua implementação realmente efetivada através de normas de uso e ocupação para a mesma e um eficiente sistema de divulgação e fiscalização das mesmas, para que a essa unidade de conservação possa cumprir com os objetivos que justificaram a criação da mesma.

É importante frisar que a bacia estudada está passando ainda por um processo inicial de degradação ambiental, e que outras bacias hidrográficas da Região Metropolitana de Curitiba, fundamentais para o fornecimento de recursos hídricos para a população de Curitiba e região, estão tão ou mais ameaçadas que a bacia do rio Pequeno, sendo portanto urgentes os estudos e ações necessários a conservação ou recuperação dessas zonas produtoras de água.

Faz-se aqui também um apelo para que as estações de monitoramento de variáveis hidrológicas e climáticas do estado do Paraná sejam mantidas, conservadas em boas condições e que as informações provenientes dessas estações sejam regular e corretamente coletadas. Só assim poderão ser realizadas análises confiáveis e esclarecedoras do comportamento hidrológico dos nossos rios e das tendências do regime pluviométrico de cada região. Dados consistentes poderão gerar análises seguras que poderão por sua vez balizar a tomada de decisões que podem afetar não só nosso ambiente mas também as pessoas que nele vivem.

É interessante também buscar a associação entre as ferramentas de Geoprocessamento e a modelagem hidrológica, com vistas ao estudo das mudanças nos processos hidrológicos decorrentes da ação antrópica sobre os meios naturais. A integração desses dois recursos possibilita a investigação dos processos hidrológicos, levando em consideração a heterogeneidade espacial da bacia hidrográfica, obtendo-se assim uma caracterização mais detalhada dos fenômenos hidrológicos associados a ela. Esta associação estimula a investigação dos processos hidrológicos através de modelos hidrológicos distribuídos, que demandam uma maior capacidade de processamento, necessária a um correto ajuste dos parâmetros hidrológicos.

ANEXOS

ANEXO I – Resultados e Análise de erro da Classificação Supervisionada da imagem de satélite (1996) da B.H. do rio Pequeno

Classification Area Statistics Report

Mon Nov 08 18:12:02 1999

Training Set: e:\guimaraes\joao2.trn

Image: class001.lfp

Number of Classes: 12

Class	Count	%	Sq. m	Hectares	Acres
flor1	39941	28.115	37533480.875	3753.348	9274.501
ref	502	0.353	471741.003	47.174	116.567
urb	12201	8.588	11465561.708	1146.556	2833.133
agua	18	0.013	16915.016	1.692	4.180
camp2	12570	8.848	11812319.536	1181.232	2918.817
camp	31634	22.267	29727200.972	2972.720	7345.574
brej	5122	3.605	4813261.787	481.326	1189.354
aluv	5301	3.731	4981472.225	498.147	1230.919
somb	889	0.626	835413.848	83.541	206.430
cavas	644	0.453	605181.685	60.518	149.540
capo	26389	18.575	24798353.242	2479.835	6127.658
agri	6853	4.824	6439922.497	643.992	1591.301
Total	142064	100.000	133500824.393	13350.082	32987.974

Note: Area values are valid only if image has been properly registered to design file.

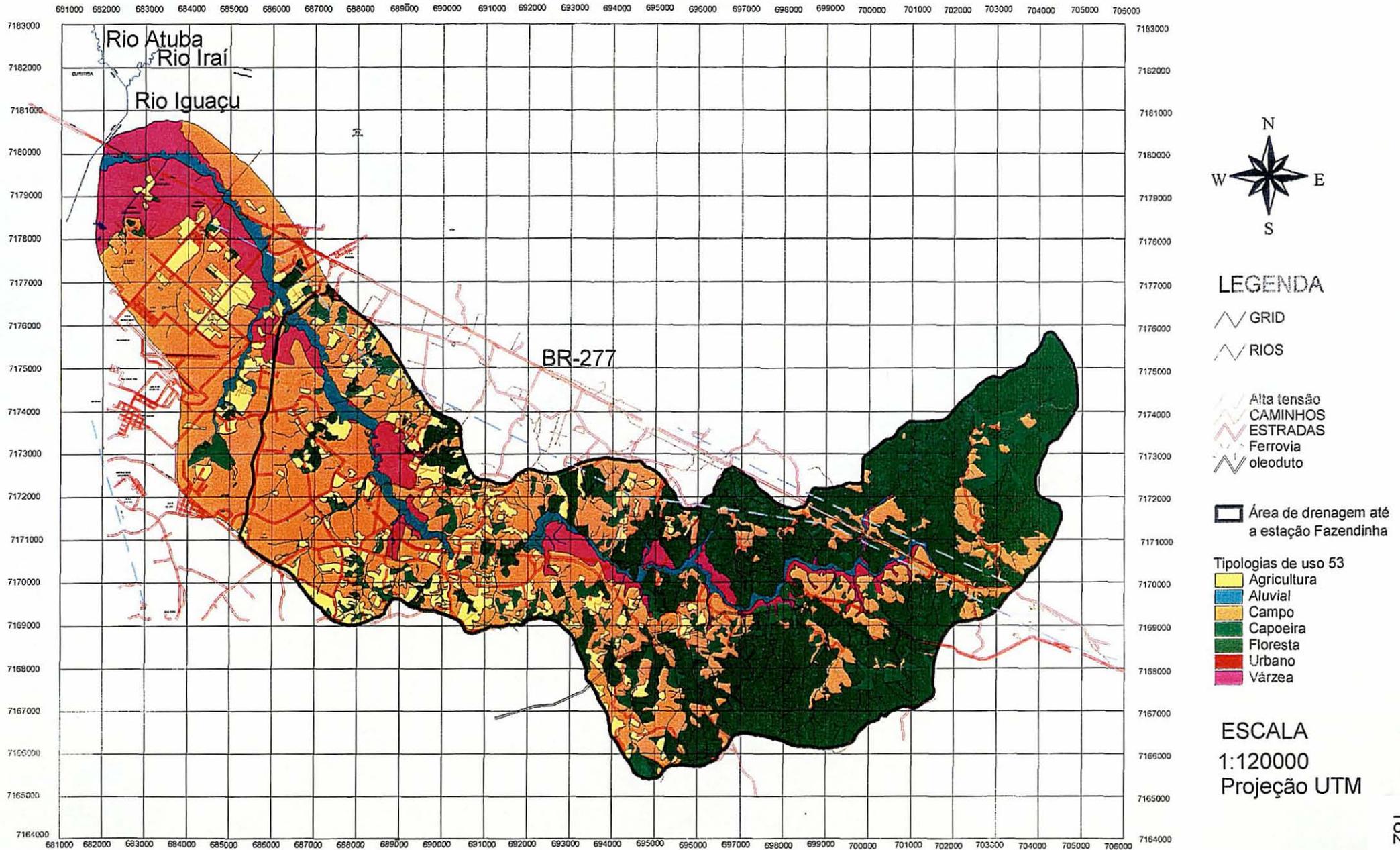
	agua	cavas	somb	NULL	Total
flor1	%00.00	%00.00	%01.28	%00.00	%100.00
	0	0	153	0	11974
capo	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	2038
aluv	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	307
ref	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	153
camp	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	1655
camp2	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	879
brej	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	307
agri	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	584
urb	%00.00	%00.00	%00.00	%00.00	%100.00
	0	0	0	0	2416
agua	%99.50	%00.50	%00.00	%00.00	%100.00
	602	3	0	0	605
cavas	%00.00	%99.62	%00.00	%00.00	%100.00
	0	523	0	0	525
somb	%00.00	%00.00	%99.67	%00.00	%100.00
	0	0	306	0	307

Average Accuracy = %93.54

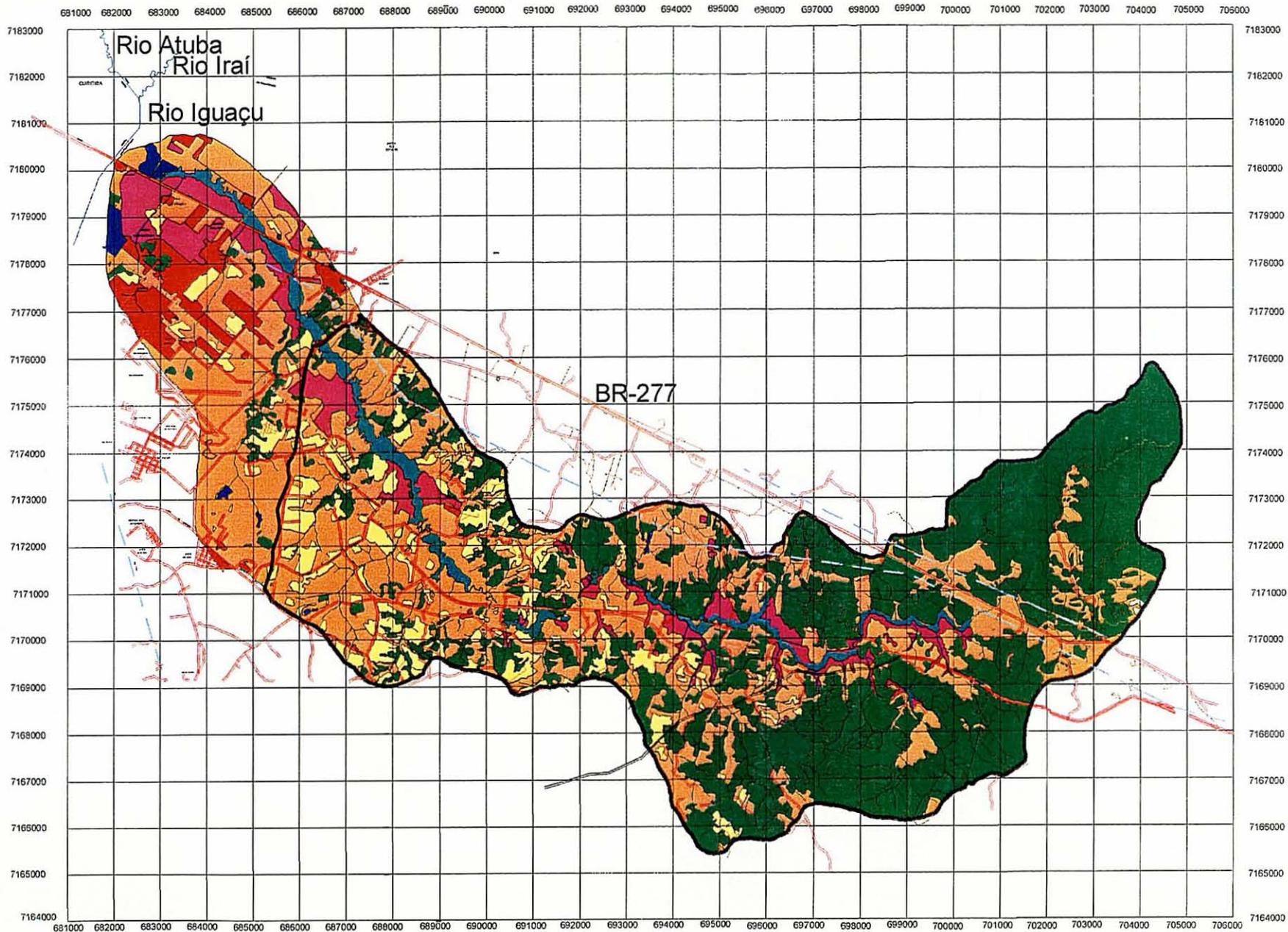
Overall Accuracy = %90.23

ANEXO II – Cartas de classificação de uso do solo em 1953, 1980 e 1996

USO DO SOLO NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1953



USO DO SOLO NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1980

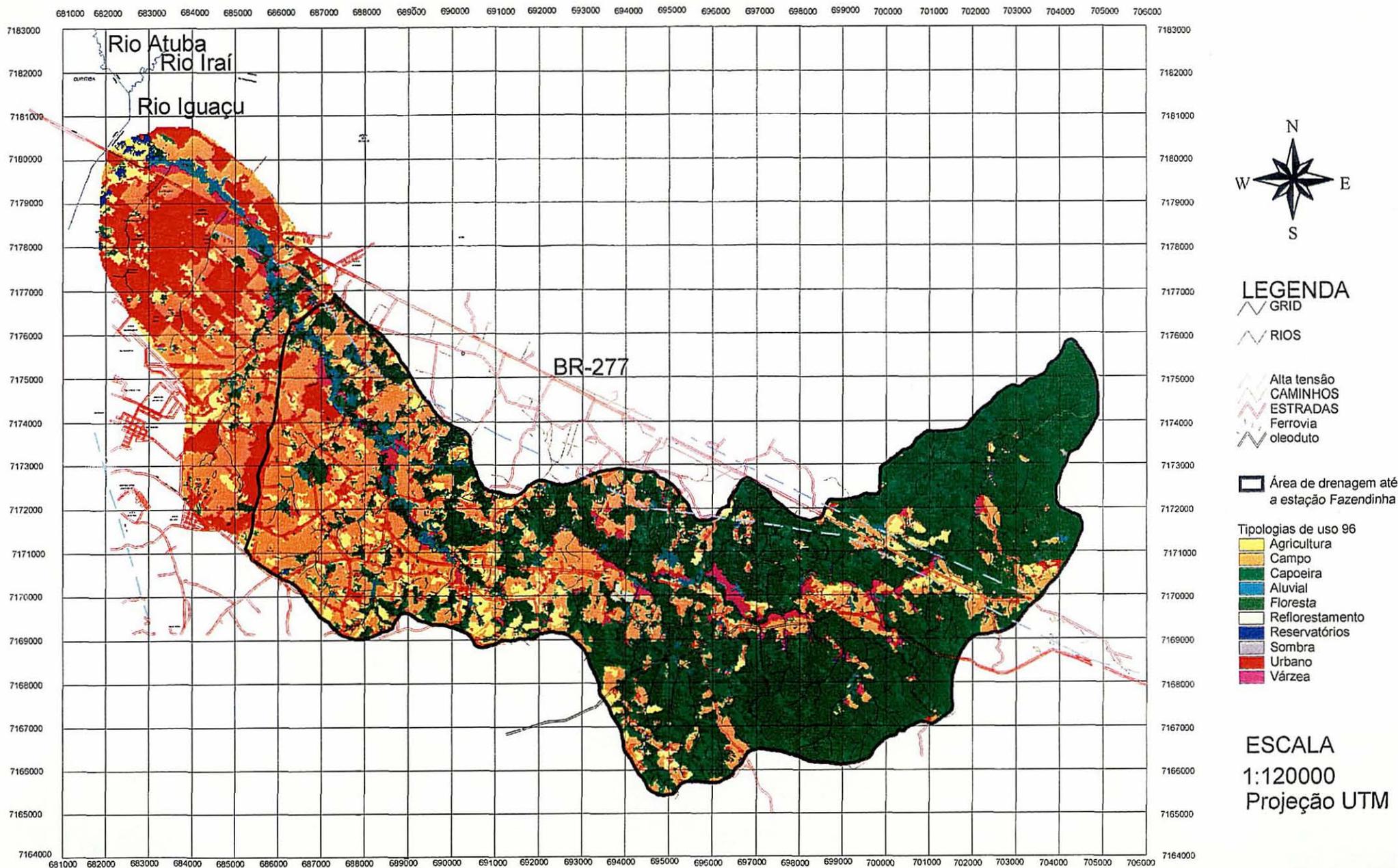


LEGENDA

- GRID
- RIOS
- Alta tensão
- CAMINHOS
- ESTRADAS
- Ferrovía
- oleoduto
- Área de drenagem até a estação Fazendinha
- Tipologias de uso 80**
- Agricultura
- Urbano
- Campo
- Capoeira
- Aluvial
- Floresta
- Reflorestamento
- Reservatórios
- Solo nu
- Várzea

ESCALA
1:120000
Projeção UTM

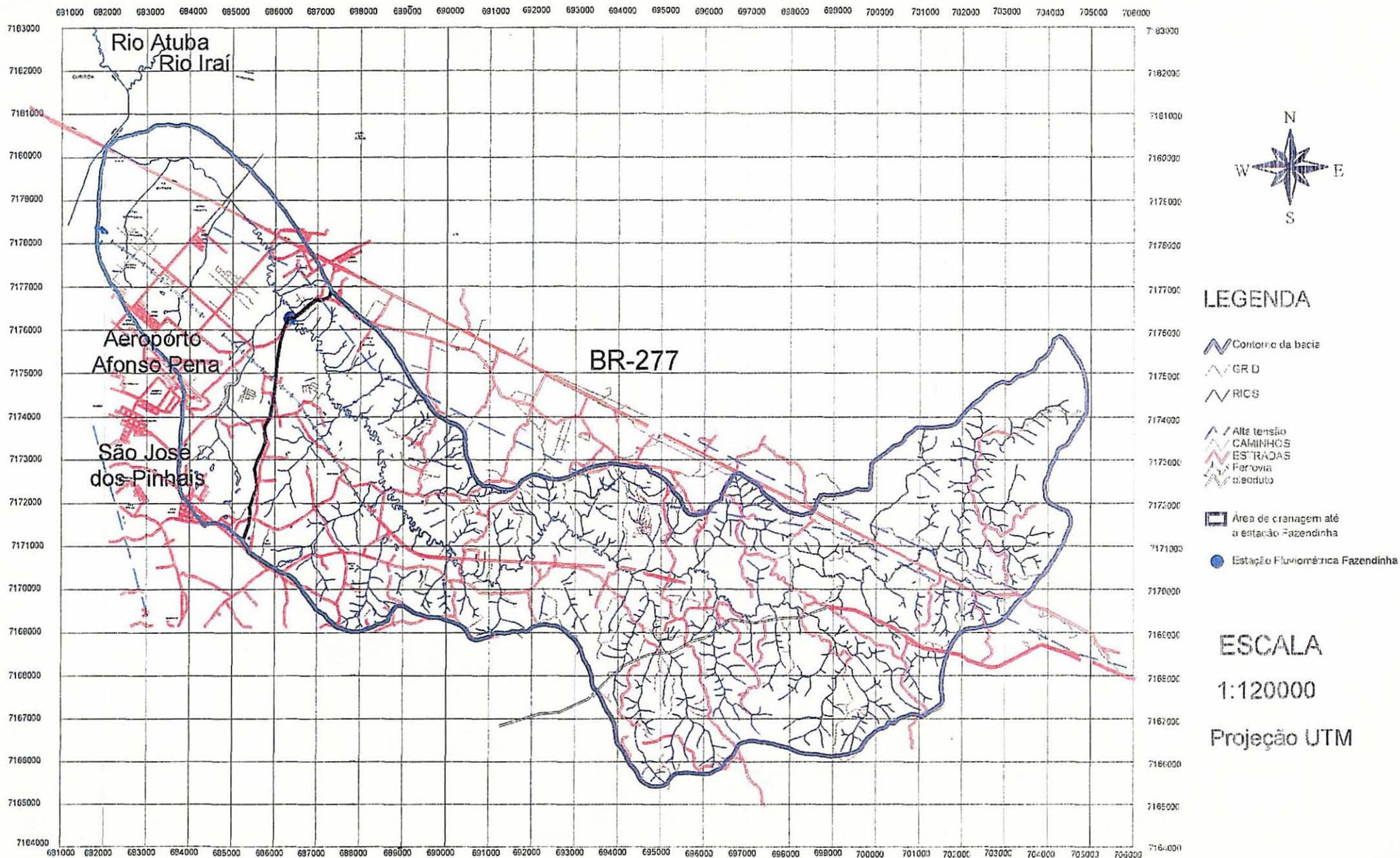
USO DO SOLO NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1996



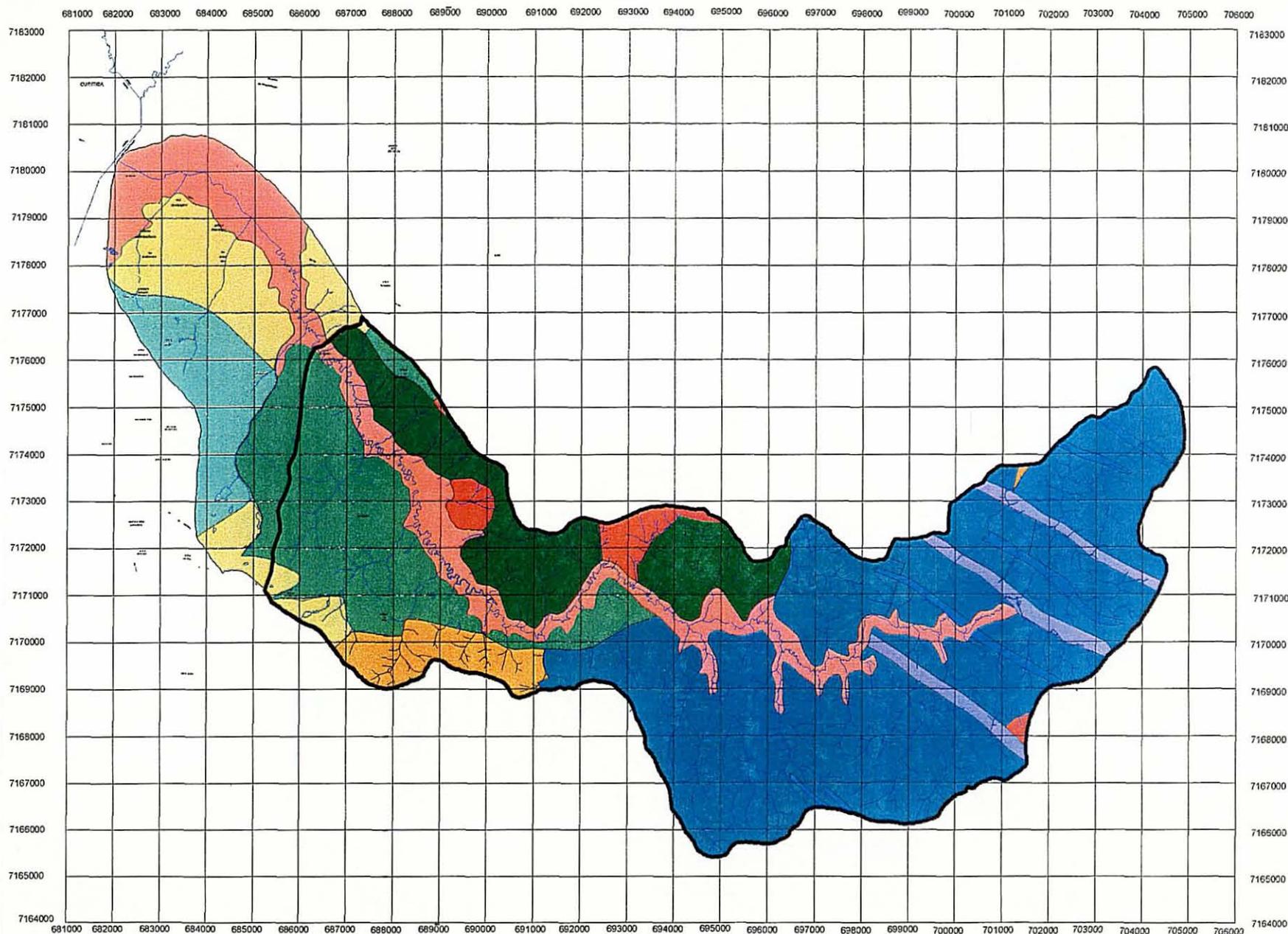
ANEXO III – Cartas Temáticas

- Hidrografia e rede viária
- Geoambiental
- Zona Ripária
- Hipsometria
- Declividade

HIDROGRAFIA E REDE VIÁRIA NA REGIÃO DA B.H. DO RIO PEQUENO



CARTA GEOAMBIENTAL DA B.H. DO RIO PEQUENO

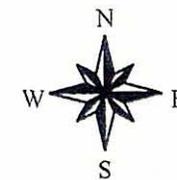
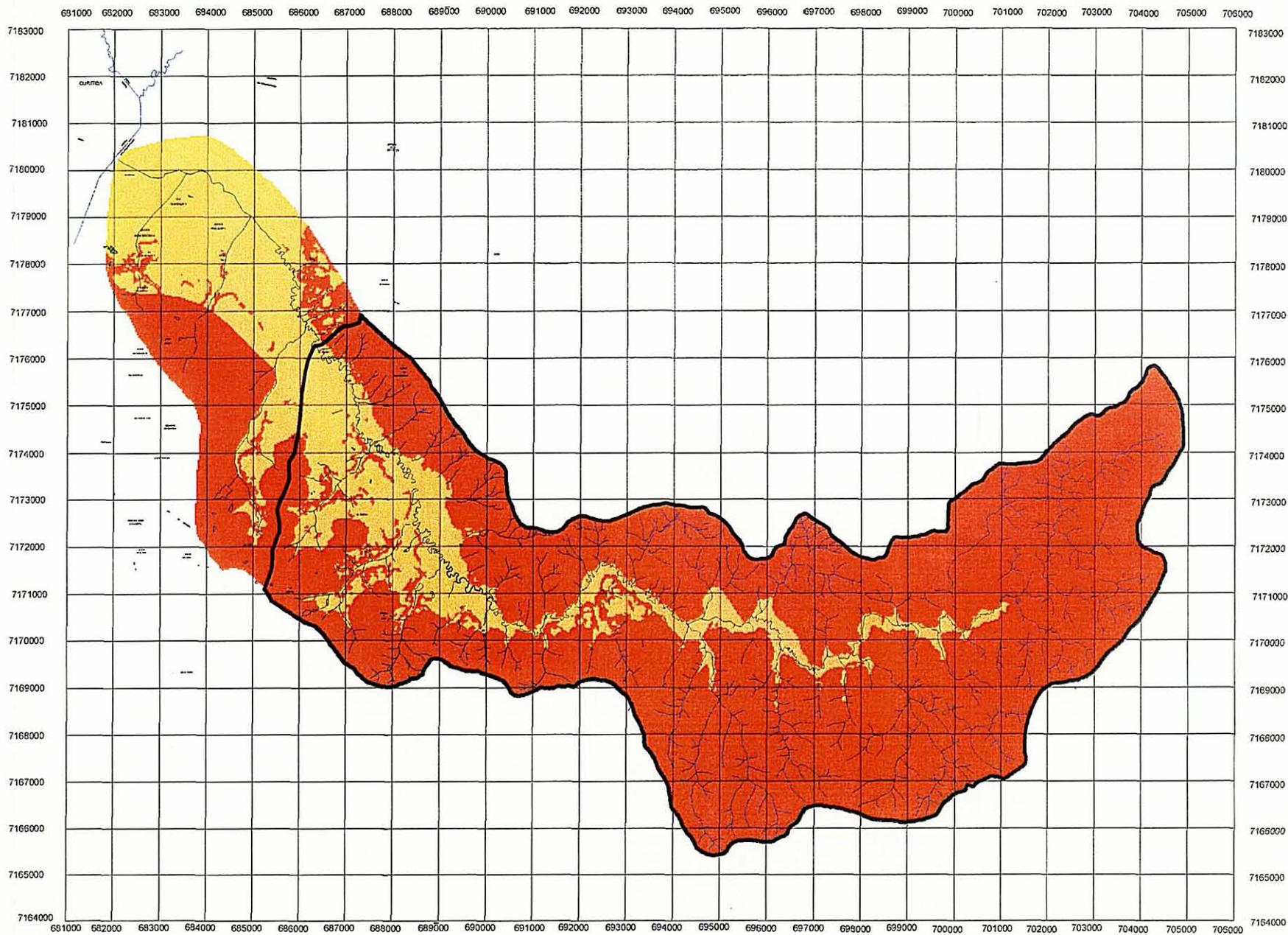


LEGENDA

- Text UTM
 \ GRID
 \ RIOS
- ▭ Área de drenagem até a estação Fazendinha
- Unidades Geoambientais
- 1
 - 2a
 - 2b
 - 2c
 - 3a
 - 3b
 - 4
 - 5a
 - 5b
 - 5c
 - 5d

ESCALA
 1:120000
 Projeção UTM

LOCALIZAÇÃO DA ZONA RIPÁRIA NA B.H. DO RIO PEQUENO



Legenda

Text UTM

GRID

RIOS

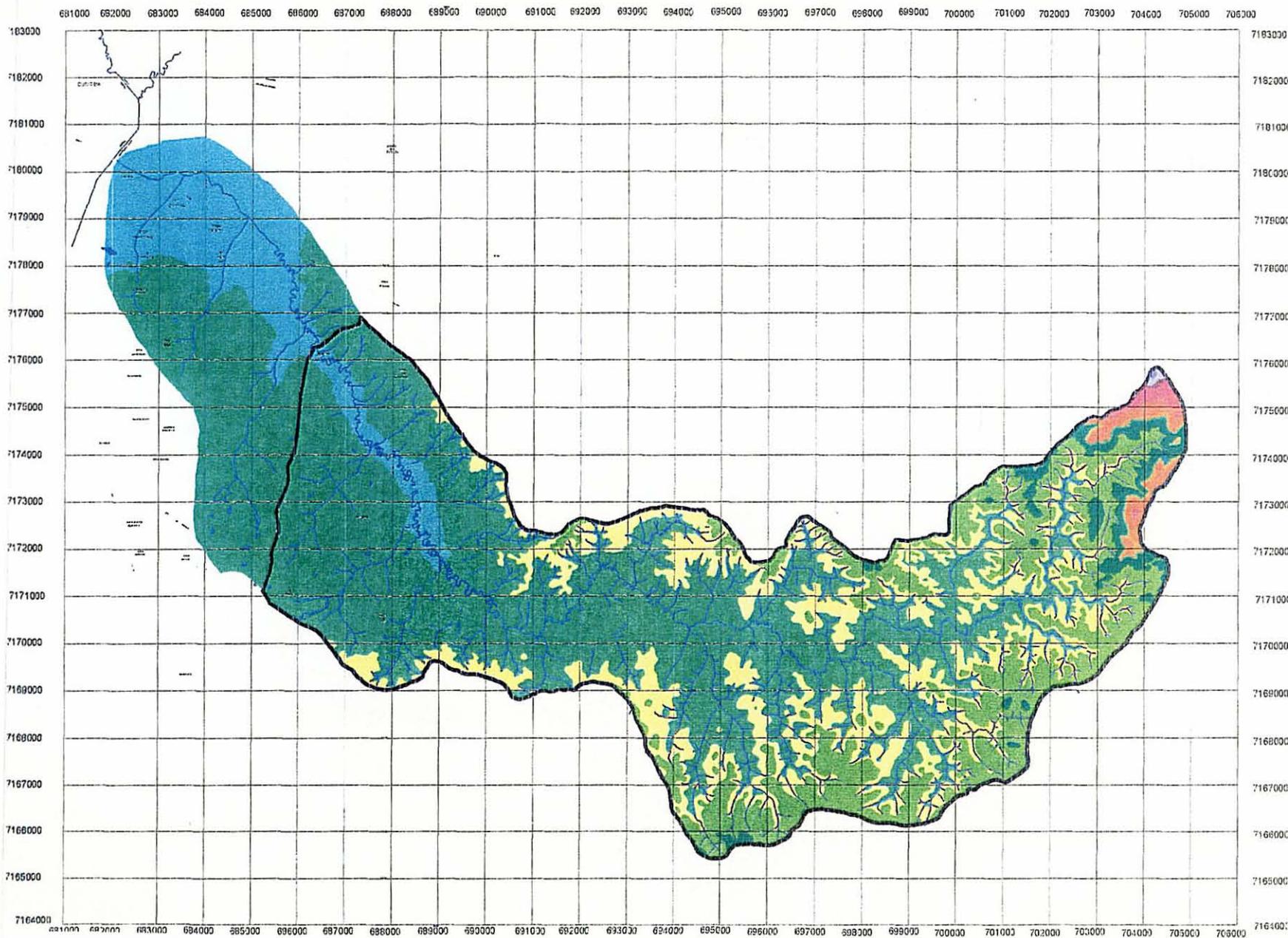
Área de drenagem até a estação Fazendinha

Zona Ripária
Resto da Bacia

Escala
1:120000

Projeção UTM

CARTA HIPSOMÉTRICA DA B.H. DO RIO PEQUENO



LEGENDA

-  GRID
-  RIOS
-  Área de drenagem até a estação Fazendinha

Intervalos altimétricos (m)

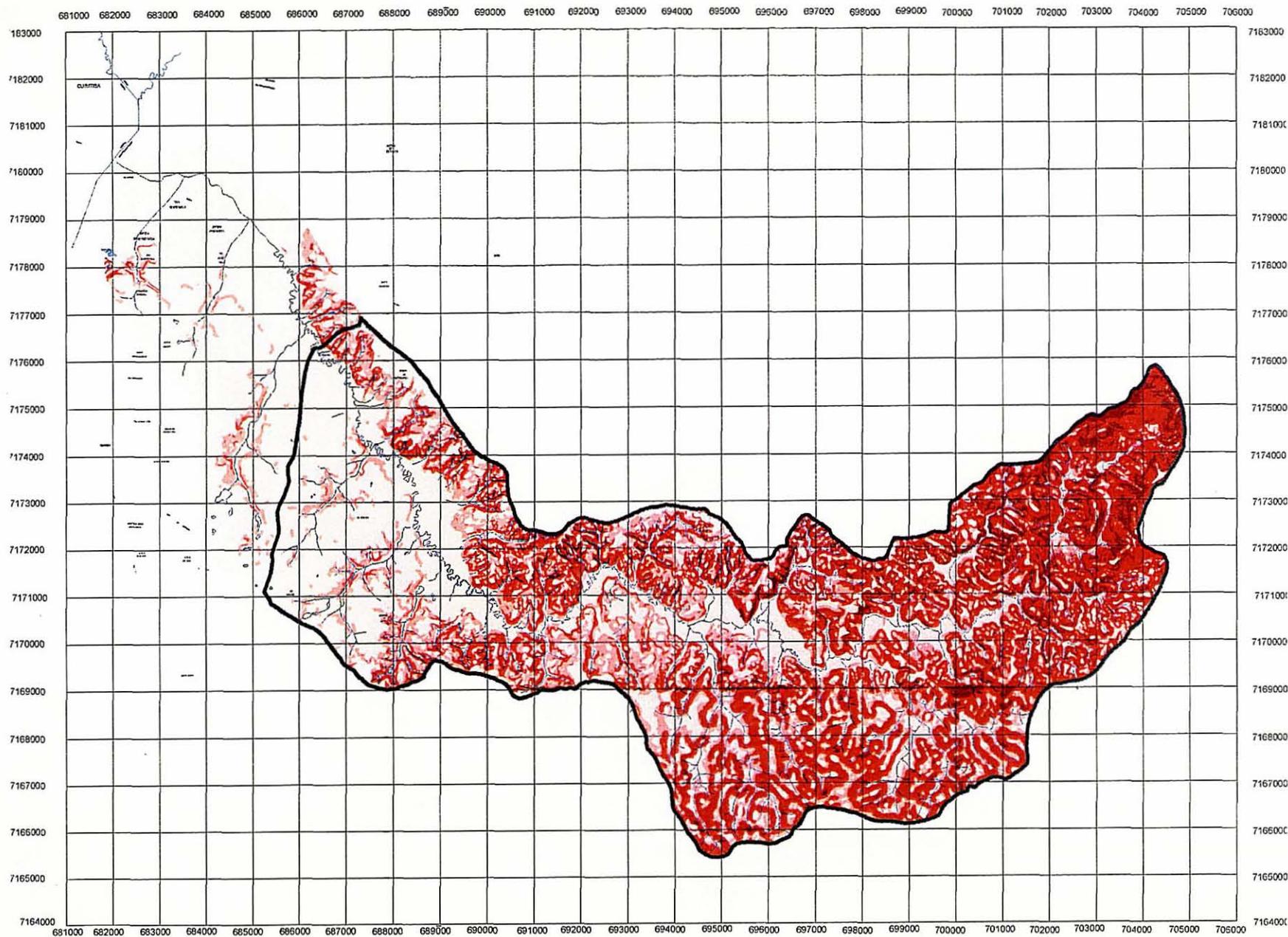
862 - 902
902 - 922
922 - 942
942 - 962
962 - 982
982 - 1001
1001 - 1021
1021 - 1041
1041 - 1061
1061 - 1081
1081 - 1101
1101 - 1121
1121 - 1141
1141 - 1161
1161 - 1180
1180 - 1200
1200 - 1220
1220 - 1240
1240 - 1260

ESCALA

1:120000

Projeção UTM

CARTA DE DECLIVIDADES DA B.H. DO RIO PEQUENO



LEGENDA

- Text UTM
- GRID
- RIOS
- Área de drenagem até a estação Fazendinha
- Classes de declividade
 - 0 - 5%
 - 5-10%
 - 10-15%
 - 15-20%
 - 20-30%
 - >30%
 - No Data

ESCALA

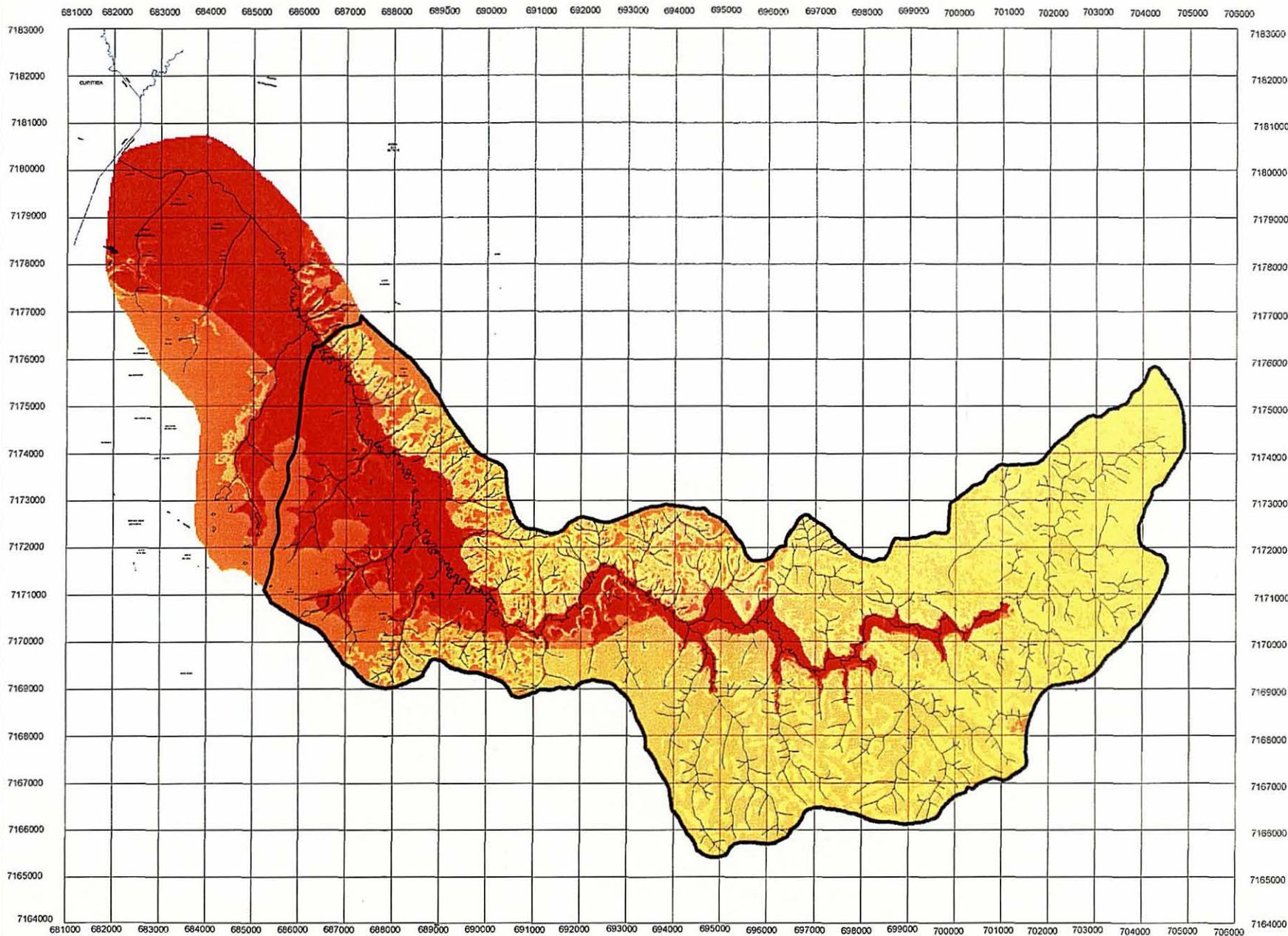
1:120000

Projeção UTM

ANEXOS IV – Cartas de Fragilidade Hidro-ambiental

- Suscetibilidade natural a Inundações
- Vulnerabilidade a Inundações em 1953
- Vulnerabilidade a Inundações em 1980
- Vulnerabilidade a Inundações em 1996

SUSCETIBILIDADE NATURAL A INUNDAÇÕES NA B.H. DO RIO PEQUENO

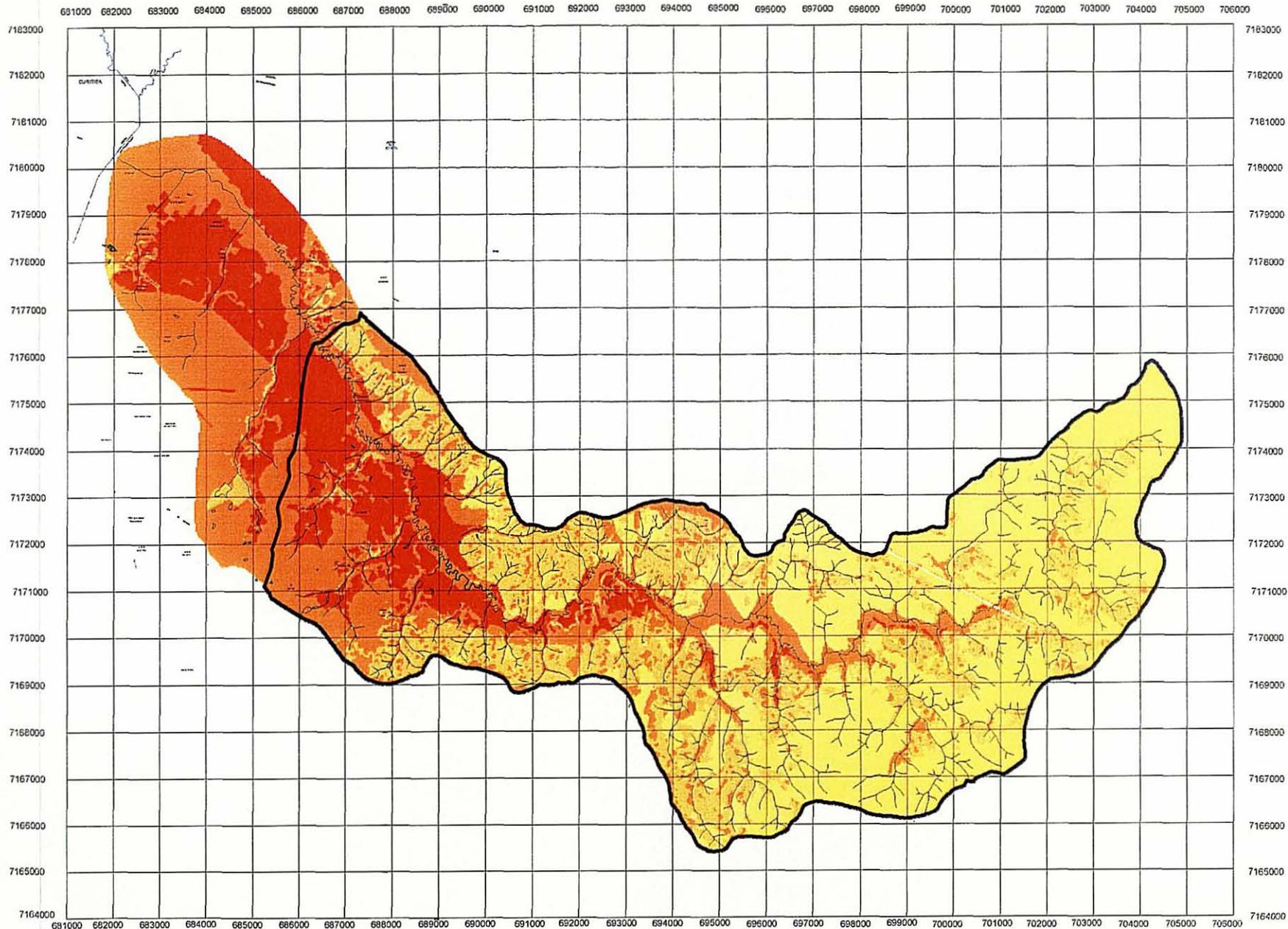


LEGENDA

- Text UTM
- GRID
- Área de drenagem e a estação Fazendini
- RIOS
- Suscetibilidade a inundaçõ:
 - Baixíssima
 - Baixa
 - Média
 - Alta
 - Altíssima

ESCALA
1:120000
Projeção UTM

VULNERABILIDADE A INUNDAÇÕES NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1953



LEGENDA

Text UTM

GRID

Área de drenagem até a estação Fazendinha

RIOS

Vulnerabilidade a inundações 53

Baixíssima

Baixa

Média

Alta

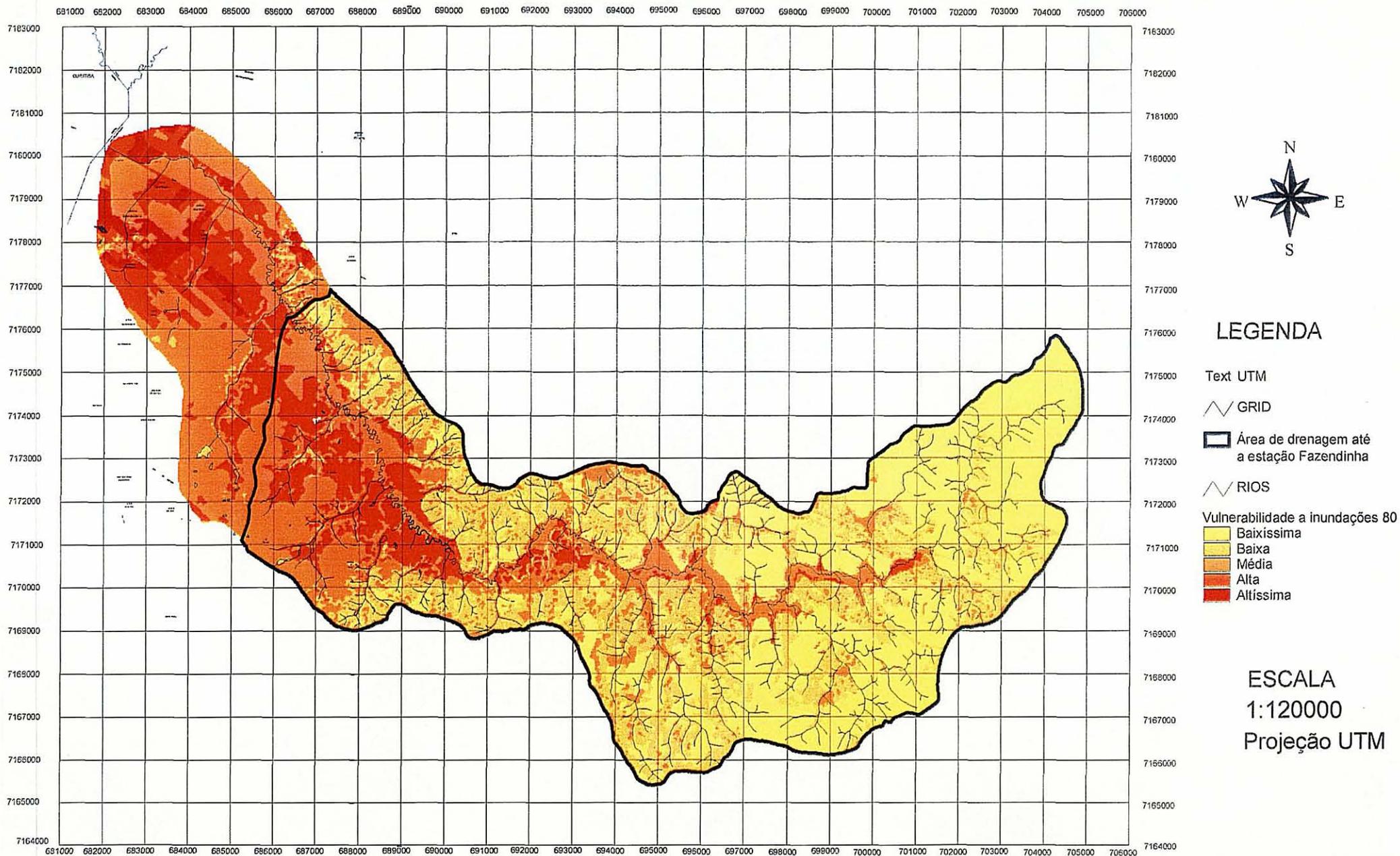
Altíssima

ESCALA

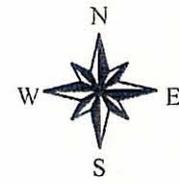
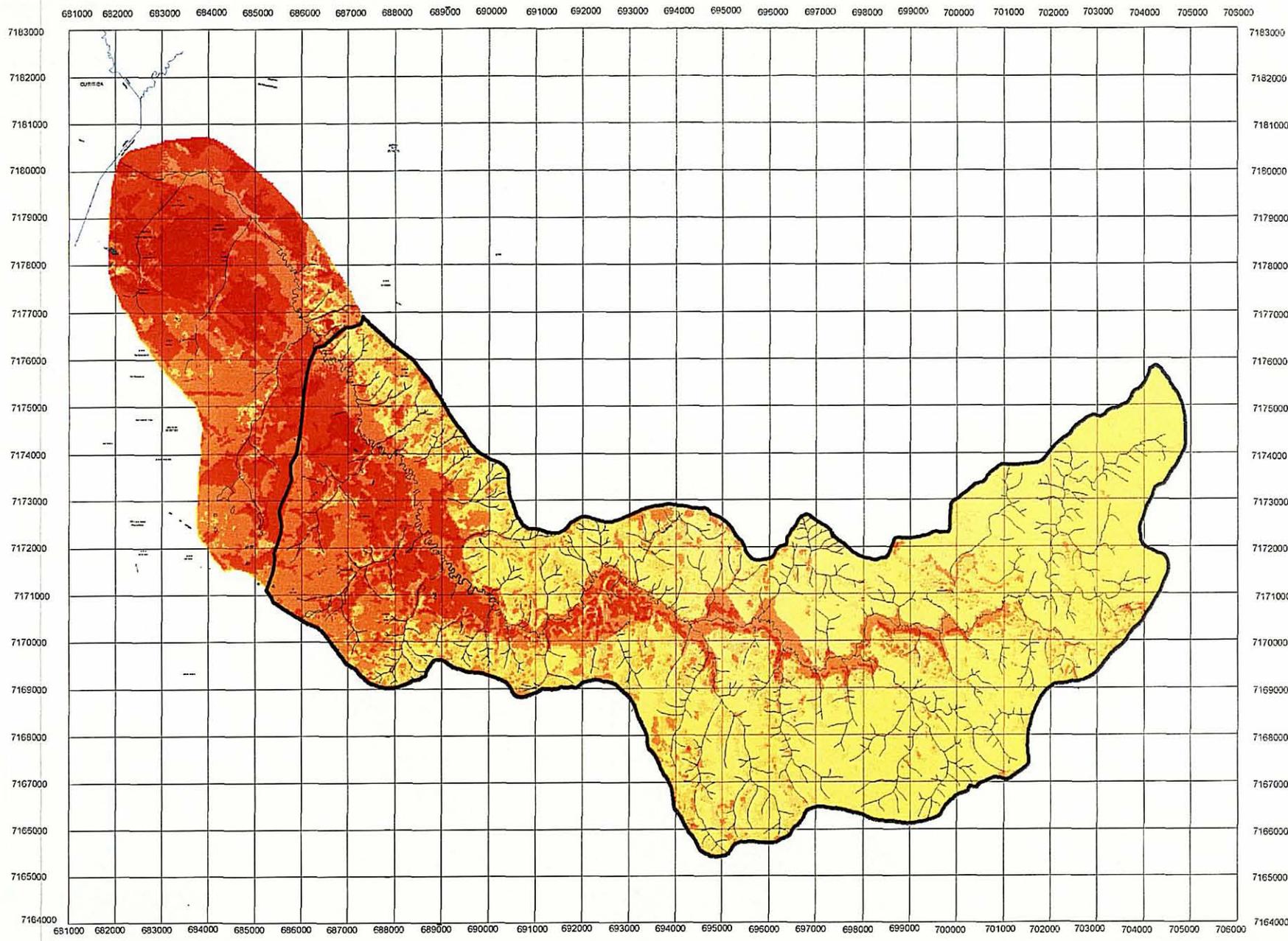
1:120000

Projeção UTM

VULNERABILIDADE A INUNDAÇÕES NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1980



VULNERABILIDADE A INUNDAÇÕES NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1996



LEGENDA

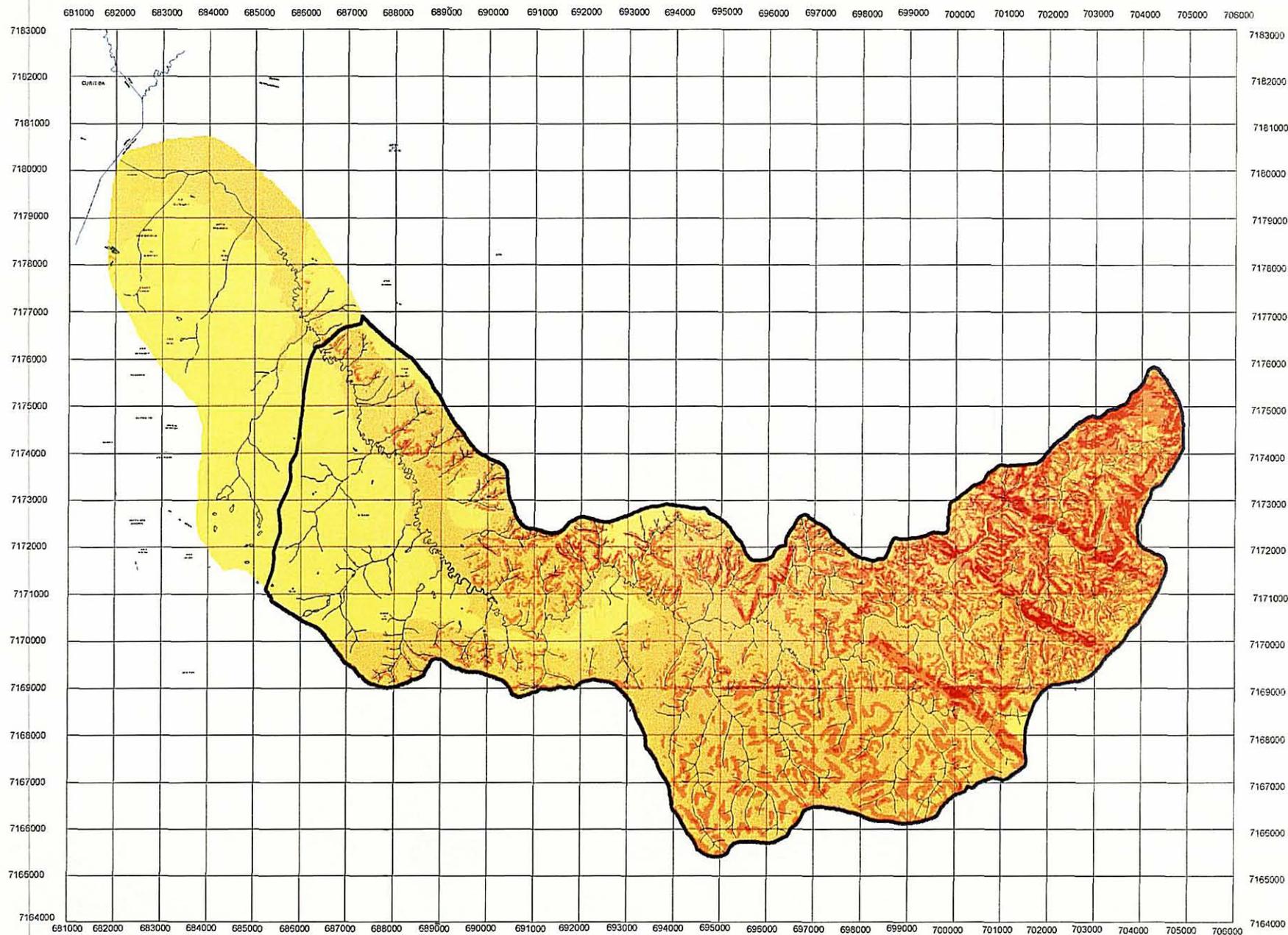
- Text UTM
- GRID
- Área de drenagem até a estação Fazendinha
- RIOS
- Vulnerabilidade a inundações 96
 - Baixíssima
 - Baixa
 - Média
 - Alta
 - Altíssima

ESCALA
1:120000
Projeção UTM

ANEXOS V – Cartas de Fragilidade Hidro-ambiental

- Suscetibilidade natural à Erosão
- Vulnerabilidade à Erosão em 1953
- Vulnerabilidade à Erosão em 1980
- Vulnerabilidade à Erosão em 1996

SUSCETIBILIDADE NATURAL À EROÇÃO NA B.H. DO RIO PEQUENO



LEGENDA

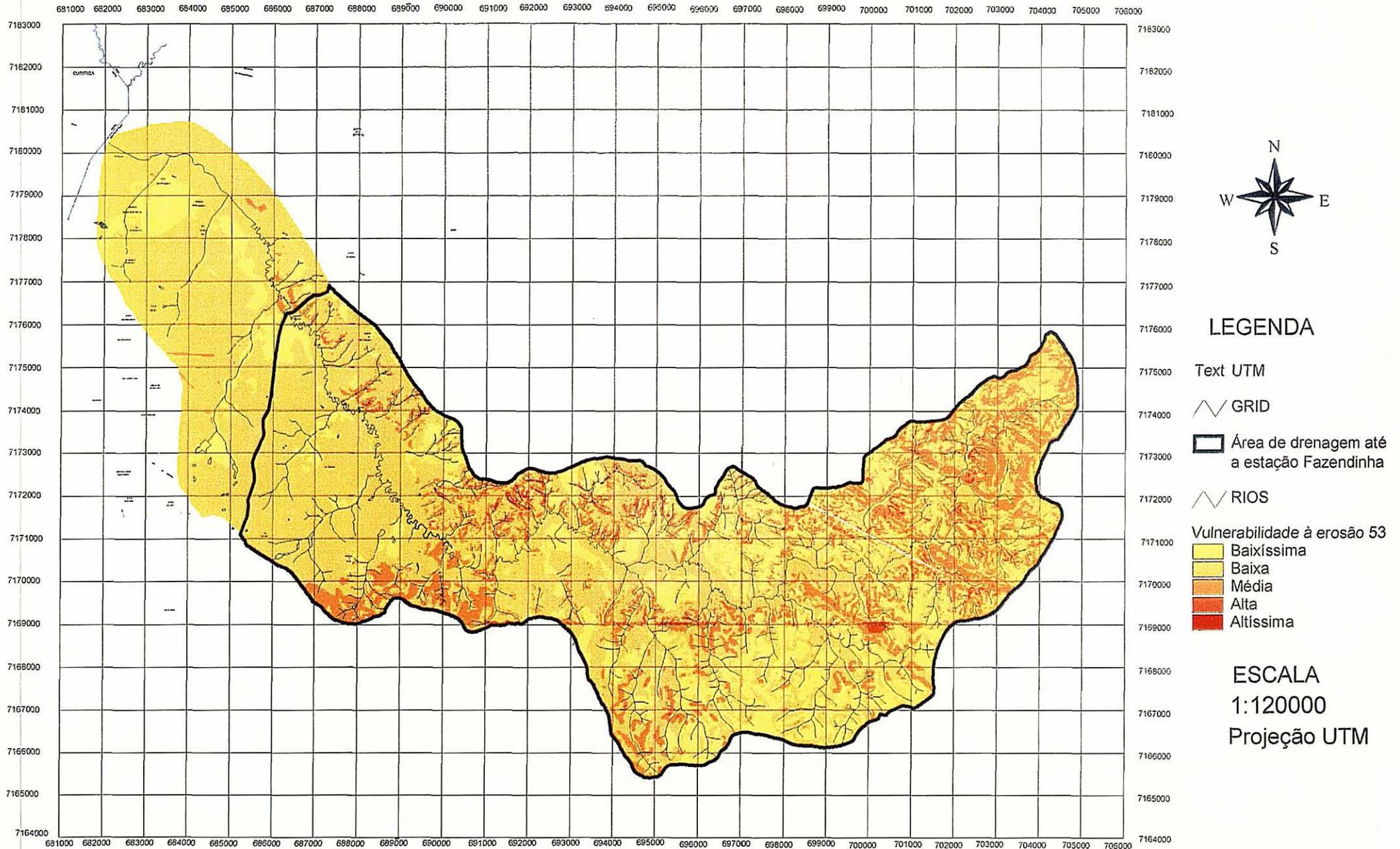
- GRID
- Área de drenagem até a estação Fazendinha
- RIOS
- Suscetibilidade à erosão
 - Baixíssima
 - Baixa
 - Média
 - Alta
 - Altíssima

ESCALA

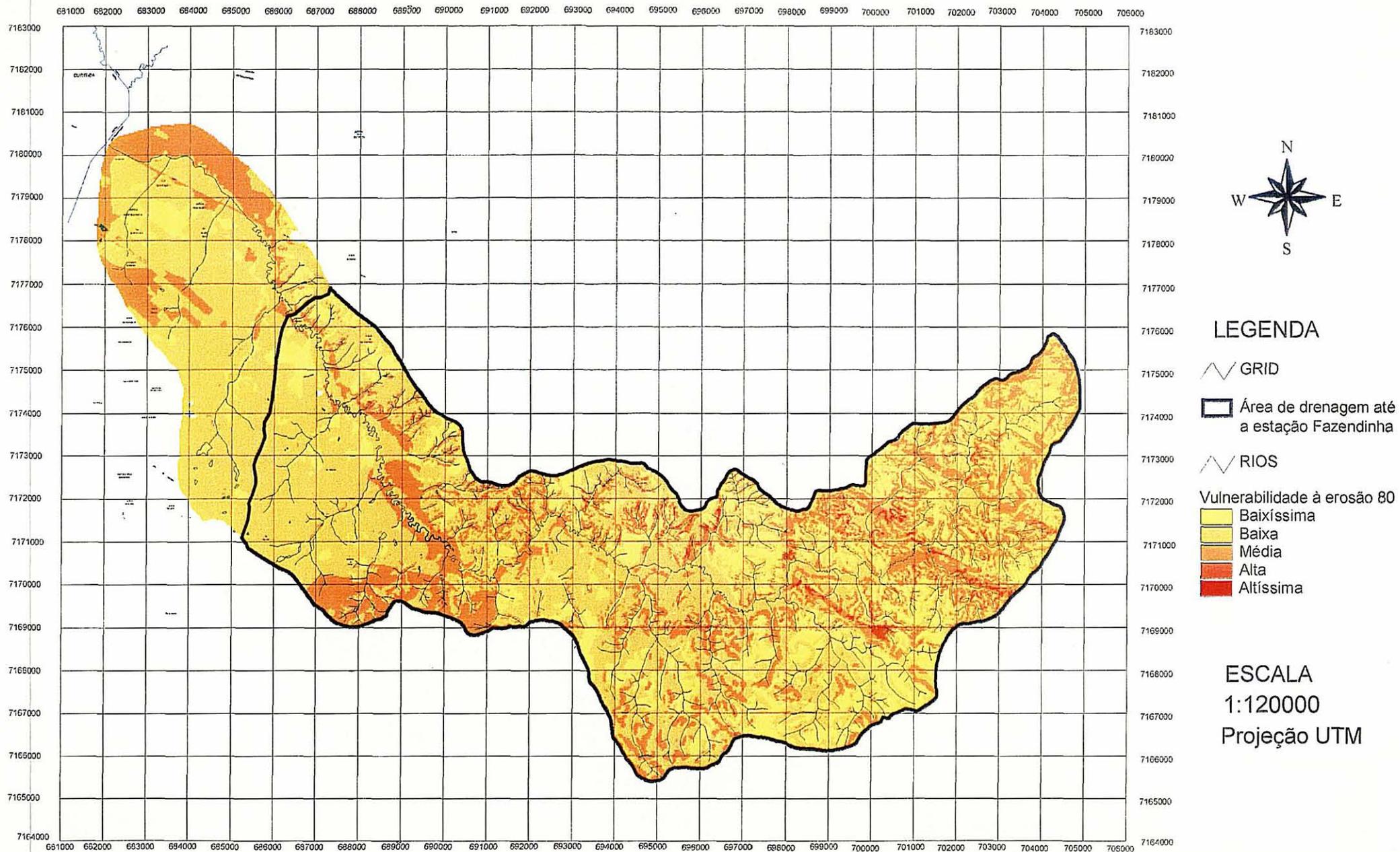
1:120000

Projeção UTM

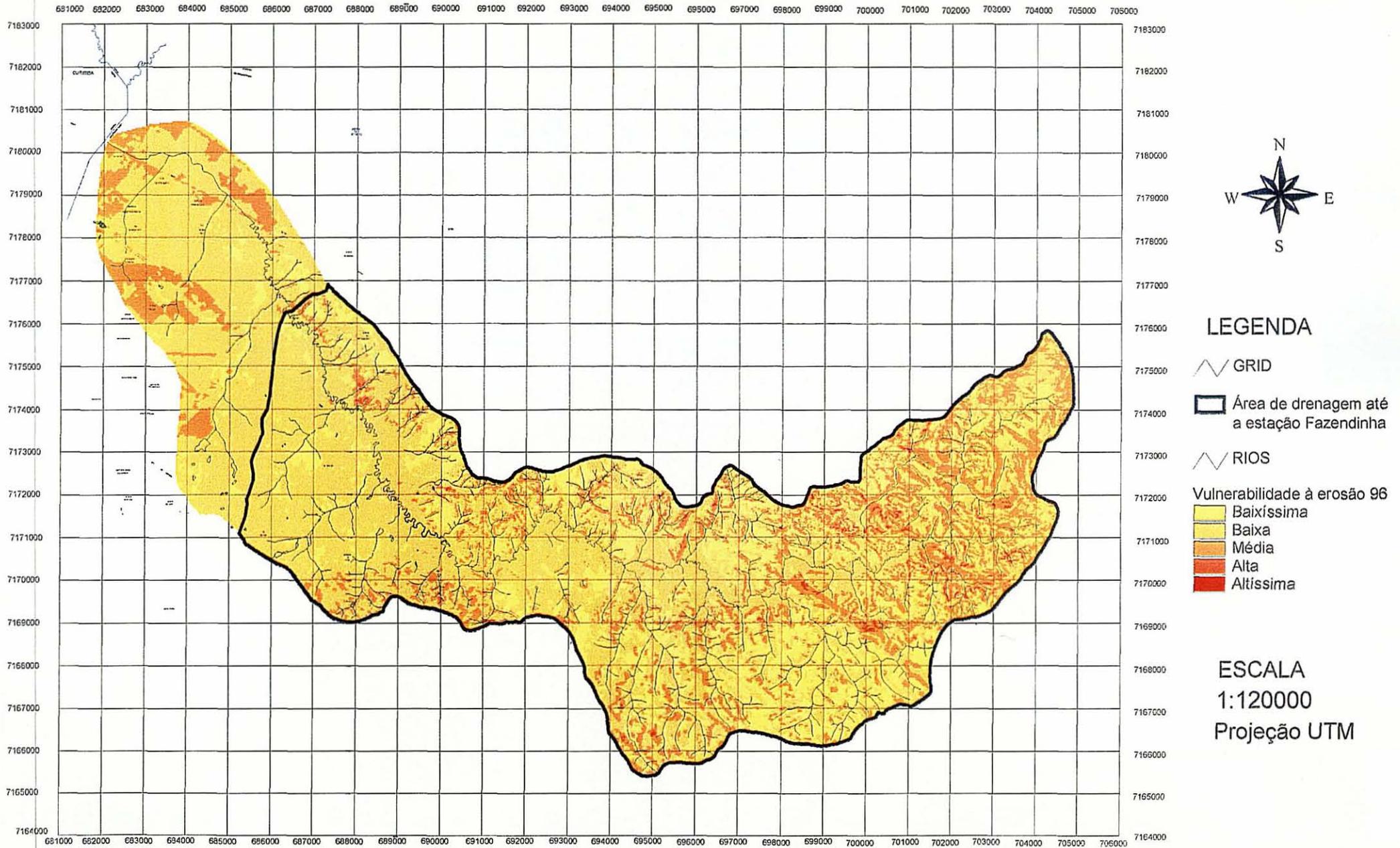
VULNERABILIDADE À EROSÃO NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1953



VULNERABILIDADE À EROSÃO NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1980



VULNERABILIDADE À EROSÃO NA B.H. DO RIO PEQUENO EM 1996



9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AZEVEDO GOMES, M. **Estudos efetuados no Parque da Pena**. Sintra. 1953.

BARI, MA.; SMITH, N.; RUPRECHT, J.K.; BOYD, B.W. **Changes in streamflow components following logging and regeneration in the southern forest of Western Australia**. *Hydrological Processes*. 1996, 10: 3, 447-461.

BECKER, B. K. ; EGLER, C. A. G. **Detalhamento da metodologia para execução do zoneamento ecológico-econômico pelos estados da Amazônia Legal**. Rio de Janeiro/Brasília, (SAE-MMA), 1997.

BEG, M. & SHAKIL, M. **Urban Flood Control by Non-Structural Strategies** *in* International Workshop on Non-Structural Flood Control in Urban Areas (Anais), São Paulo, 1998.

BIGARELLA et al. **Carta Geológica de São José dos Pinhais**, Curitiba, UFPR, 1953.

BLACK, P. **Watershed Hydrology** 1996

CEHPAR-CENTRO DE HIDRÁULICA E HIDROLOGIA PROF. PARIGOT DE SOUZA. **Projeto HG-57 - Estudos Hidrológicos do Alto Iguaçu - Relatório Final - Primeira Fase**. CEHPAR-UFPR, Curitiba, 101 p. 1988.

CEHPAR-CENTRO DE HIDRÁULICA E HIDROLOGIA PROF. PARIGOT DE SOUZA. **Projeto HG-57 - Estudos Hidrológicos do Alto Iguaçu - Relatório Final - Segunda Fase**. CEHPAR-UFPR, Curitiba, 53 p. 1990.

CEHPAR-CENTRO DE HIDRÁULICA E HIDROLOGIA PROF. PARIGOT DE SOUZA. **Projeto HG-94 - Análise das Séries Temporais Contribuintes à Usina Hidrelétrica de Itaipu. Etapa I - Relatório Final**, CEHPAR-UFPR, Curitiba, 1997.

CHORLEY, R.J. **The Hillslope Hydrological Cycle**, *in* Hillslope Hydrology, editado por KIRKBY, M.J., Ed. John Wiley & Sons, Norwich, 1979, 389 p.

COELHO NETTO, A.L. **A Abordagem Geo-Hidroecológica : um procedimento analítico-integrativo fundamentado na Geomorfologia, Hidrologia e Geoecologia** in Anais do I Fórum de Geo-Bio-Hidrologia, p.26-29, Curitiba, 1998.

CREPANI et al. **Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento Aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico e ao Ordenamento Territorial**. INPE, São José dos Campos, no prelo, 82 p.

DUNNE, T. **Field Studies of Hillslope Flow Processes**, in Hillslope Hydrology, editado por KIRKBY, M.J., Ed. John Wiley & Sons, Norwich, 1979, 389 p.

FALVO, G. **Zoneamento da Bacia Hidrográfica do Rio Miringuava Utilizando-se de Técnicas de Análise Multivariada**. Dissertação de Mestrado, UFPR, Curitiba, 68 p. 1996.

FILL, H. & MINE, M. **Hidrologia : Notas de Aula**. CEHPAR-UFPR, Curitiba, 224 p. 1989.

GRAYSON, R et al. **Physically Based Hydrologic Modeling 2. Is the Concept Realistic?** Water Resources Research, 1992, vol. 26 : 10, 2659-2666. 1992.

HEWLETT, J. **Some Ideas about Storm Runoff and Baseflow**. 1961, U.S.D.A., Forest Serv., Southeast. Forest Exp. Sta., Ann. Rep : 61-66

HEWLETT, J. & DOSS, R. **Forests, Floods, and Erosion : A Watershed Experiment in the Southeastern Piedmont** Forest Science, vol. 30 : 2, 424-434. 1984.

HEWLETT, J. & HELVEY, J. **Effects of Forest Clear-Felling on the Storm Hydrograph**. Water-Resources-Research. 1970, Vol. 6: 3, 768-782. 1970.

HIBBERT, A.R. **Forest Treatment Effects on Water Yield**. International Symposium on Forest Hydrology (Selected Reprints) - 1965 : 527-543. 1965.

IBGE, **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 92 p. 1992.

IPARDES **Caderno Estatístico - Município de São José dos Pinhais**. Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social – IPARDES, Curitiba, 43 p., 1998

JENSEN, J.R. **Introductory Digital Image Processing**, Ed. Prentice-Hall, New Jersey, 379 p. 1986.

KLEIN, R. M. & HATSCHBACH, G. **Fitofisionomia e Notas Sobre a Vegetação para Acompanhar a Planta Fitogeográfica do Município de Curitiba e Arredores (Paraná)**. Geografia Física, nº 4, UFPR, Curitiba, 1962, 30 p.

KNAPP, B.J. **Infiltration**, in Hillslope Hydrology, editado por KIRKBY, M.J., Ed. John Wiley & Sons, Norwich, 1979, 389 p.

KOBYIAMA, M., GENZ, F. & MENDIONDO, E.M. Geo-Bio-Hidrologia. In Anais do I Fórum de Geo-Bio-Hidrologia, p.1-25, Curitiba, 1998.

LIMA, W.P. **Princípios de Hidrologia Florestal para o Manejo de Bacias Hidrográficas**. Esalq/ds, Piracicaba, 250p. 1986.

LIMA, W. **O Papel Hidrológico da Floresta na Proteção dos Recursos Hídricos**. Anais do Congresso Florestal Brasileiro-1986 (OLINDA-PE) : sem paginação visível. 1986.

LIMA, W.P. **Função Hidrológica da Mata Ciliar** in: Barbosa, L.M., Simpósio sobre Mata Ciliar, Campinas,. Anais. p.25-42.1989.

MACHADO, P.A.L. Direito Ambiental. Ed. Revista dos Tribunais, São Paulo, 595 p., 1992

MADRUGA, P.R. **Sistema Integrado de Mapeamento para Manejo de Bacias Hidrográficas**. Tese de Doutorado, UFPR, Curitiba, 1992, 224 p.

MAKSIMOVIC, C. & TODOROVIC, Z. **Non-Structural Vs. Structural Alternatives in Sustainable Urban Runoff Management** in International Workshop on Non-Structural Flood Control in Urban Areas (Anais), São Paulo, 1998.

MOLCHANOV, A.A. **Hidrologia Florestal**. Ed. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 1963.

MOLION, L.C.B. **Influência da Floresta no Ciclo Hidrológico**. In IX SEMINÁRIO SOBRE ATUALIDADES E PERSPECTIVAS FLORESTAIS – A Influência das florestas no Manejo de Bacias Hidrográficas, Anais, EMBRAPA-CNPQ, Curitiba, 1984.

PEREIRA, H.C. **Land Use and Water Resources in Temperate and Tropical Climates**, Cambridge University Press, Cambridge, 1973, 246 p.

REFOSCO, J.C. & PINHEIRO, A. **Influência da Floresta no Regime Hidrológico de uma Sub-Bacia no Rio Itajaí-Açu.** Anais do 2º Congresso Nacional sobre Essências Nativas : 888-893. 1992.

ROCHA, A. **Caracterização Ambiental, Hidrogeológica e Geoquímica dos Depósitos Aluvionares da Bacia Hidrográfica do Rio Pequeno, Região Metropolitana de Curitiba.** Dissertação de Mestrado, UFPR, Curitiba, 157 p. 1996.

SÁ, J. de F. de **Integração de Modelo Distribuído e Geoprocessamento.** Dissertação de Mestrado, UFRGS-IPH, Porto Alegre, 102 p. 1995.

SANTOS, I. **Proposta de Mapeamento da Fragilidade Ambiental na Bacia Hidrográfica do Rio Palmital, Região Metropolitana de Curitiba.** Monografia de Bacharelado, UFPR, Curitiba, 67 p. 1997.

STRUMINSKI, E. **Parque Estadual Pico do Marumbi, Estudo de Vegetação e Análise de Áreas de Instabilidade Ambiental.** Revista Agrárias, v.16(1-2), p.107-119, Ed. da UFPR, Curitiba, 1997

SUDHERSA **Aplicação Do Modelo Hidrológico Iph2. Exemplo : Bacia do Rio Pequeno ,** Curitiba, 1996.

THEODOROVICZ, A., THEODOROVICZ, A.M.G., CANTARINO, S.C. **Projeto Curitiba : atlas geoambiental da região metropolitana de Curitiba – subsídios ao planejamento territorial.** São Paulo, CPRM, 48p.,1998.

TONETTI, J. **Mapa Integrado de Ambientes com Instabilidade Potencial na Bacia do rio Pequeno - São José dos Pinhais (PR) - Uma Aplicação do Geoprocessamento em Análise Ambiental.** Monografia de Especialização, UFPR, Curitiba, 57 p. 1993.

TRICART, J., **Ecodinâmica.** Rio de Janeiro, IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN, 91p. 1977

TRIMBLE, S.W. & WEIRICH, F.H. **Reforestation Reduces Streamflow in the Southeastern United States.** 1987. *Journal of Soil and Water Conservation*, n° 42(4) : 274-276

TUCCI, C. **Hidrologia : Ciência e Aplicação.** Porto Alegre, Ed. da Universidade : ABRH : EDUSP, 943 p. 1993.

TUCCI, C. PRA-01 Parque e Controle de Cheias do Alto Iguaçu : MP03 - Estudos Hidrológicos-Hidrodinâmicos do Rio Iguaçu na RMC. Vol.1, Curitiba, PROSAM, 159 p., 1996

TUCCI, C. & CLARKE, R. Impacto das Mudanças da Cobertura Vegetal no Escoamento : Revisão. RBRH-Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Volume 2, nº 1 Jan/Jun 1997 :135-152. 1997.

VILLELA, S.M. & MATOS, A. Hidrologia Aplicada. São Paulo, Ed. McGraw-Hill do Brasil, 245 p. 1975.

WHIPKEY, R.Z. & KIRKBY, M.J. Flow within the soil in Hillslope Hydrology, editado por KIRKBY, M.J., Ed. John Wiley & Sons, Norwich, 389 p. , 1979.