

ROBERTO CHIARANDA

**USOS DA TERRA E AVALIAÇÃO DA CAPACIDADE POTENCIAL
DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA DA BACIA DO
RIO CUIABÁ - MT**

Tese apresentada como requisito à obtenção do título de Doutor, pelo Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal - Área Conservação da Natureza, Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi

CURITIBA

2002



Universidade Federal do Paraná
Setor de Ciências Agrárias – Centro de Ciências Florestais e da Madeira
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal
Av. Lothário Meissner, 3400 - Jardim Botânico – CAMPUS III
80210-170 - CURITIBA - Paraná
Tel. (41) 360.4212 - Fax. (41) 360.4211 - <http://www.floresta.ufpr.br/pos-graduacao>
e-mail: pinheiro@floresta.ufpr.br

PARECER

Defesa nº 492

A banca examinadora, instituída pelo colegiado do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, do Setor de Ciências Agrárias, da Universidade Federal do Paraná, após arguir o doutorando **ROBERTO CHIARANDA** em relação ao seu trabalho de tese intitulado "USOS DA TERRA E AVALIAÇÃO DA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DE ÁGUA DA BACIA DO RIO CUIABÁ - MT", é de parecer favorável à **APROVAÇÃO** do acadêmico, habilitando-o ao título de *Doutor em Ciências Florestais*, na área de concentração em *Conservação da Natureza*.

Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi

Departamento de Engenharia e Tecnologia Florestal da UFPR

Orientador e presidente da banca examinadora

Dr. Fernando Ximenes de Tavares Salomão

Departamento de Geologia (ICET) – Universidade Federal do Mato Grosso - UFMT

Primeiro examinador

Dr. Francisco de Assis Mendonça

Departamento de Geografia da UFPR

Segundo examinador

Dr. Carlos Mello Garcia

Instituto de Saneamento Ambiental da Pontifícia Universidade Católica – ISAM/PUC/Pr

Terceiro examinador

Dr. Adilson Pinheiro

Fundação Universidade Regional de Blumenau - FURB

Quarto examinador

Curitiba, 25 de outubro de 2002.

Nivaldo Eduardo Rizzi

Coordenador do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal

Franklin Galvão

Vice-coordenador

TERMO DE APROVAÇÃO

ROBERTO CHIARANDA

**USOS DA TERRA E AVALIAÇÃO DA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DE
ÁGUA DA BACIA DO RIO CUIABÁ - MT**

Tese aprovada como requisito para obtenção do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Ciências Florestais da Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:

Orientador: Prof. Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi
Departamento de - UFPR

Prof. Dr. Fernando Ximenes Tavares de Salomão
Departamento de Geologia Geral - UFMT

Prof. Dr. Carlos Mello Garcias
Departamento

Prof.^a Dr. Francisco Moraes
Departamento de Geografia - UFPR

Prof. Dr. Adilson Pinheiro
Departamento

Curitiba, 25 de outubro de 2002

A todos aqueles que, no anonimato de seus atos e na humildade de seus gestos, se dedicam a auxiliar o próximo.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por em algum tempo ter me inscrito no livro da vida e por sua presença e orientação constante em minha caminhada na busca da reforma interna.

Ao Prof. Dr. Nivaldo Eduardo Rizzi pela acolhida, orientação, compreensão e amizade.

A Universidade Federal do Mato Grosso, por intermédio da Faculdade de Engenharia Florestal, pela liberação e pelos meios proporcionados que permitiram a realização do Doutorado.

A Universidade Federal do Paraná, por intermédio do Curso de Pós – Graduação em Engenharia Florestal, pela oportunidade de capacitação.

A Agência Nacional de Energia Elétrica, Divisão de Estudos e Informações Hidrológicas, pela cessão da série temporal de dados climatológicos.

Ao Prof. Dr. Versides Sebastião de Moraes e Silva, Prof. Espec. Benedito Gomes, Eng. Florestal Especialista Paulo Lemos dos Santos Filho e ao Eng. Civil Espec. César Pizzato Quadros pela colaboração, sugestões, incentivo e amizade demonstrados no decorrer deste trabalho e ao Prof. Dr. Roberto Antônio Ticle de Melo e Sousa pelo apoio e auxílio na tradução do resumo.

Ao Projeto *Huaiá-Missu*, parceria UFMT/TECANORTE, financiado pelo IBAMA-PPG-7, pela disponibilização da infra-estrutura e meios no decorrer do desenvolvimento do trabalho.

A Fabiola Bordignon Quadros e Nedir de Miranda Gomes pela amizade, apoio e auxílio na editoração deste documento.

A Cristina Moreira Assis pela acolhida, amizade e apoio proporcionados no decorrer de minha permanência em Curitiba.

A Edmilson Torquato de Souza, Angela Nizzio, Rubens Rondon Marques Neto, Aninha e a Dorothea, irmãos e irmãs de jornada, pelo carinho e incentivo.

A todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para com a realização deste trabalho, meus sinceros agradecimentos.

BIOGRAFIA

Roberto Chiaranda, filho de José Chiaranda e de Maria Pereira Chiaranda, nasceu em 27 de outubro de 1958, na cidade de Piracicaba, Estado de São Paulo.

Em 1980, ingressou na Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, onde cursou Engenharia Florestal, graduando-se em dezembro de 1983.

Em 1984 ingressou no Curso de Pós-Graduação em Ciências Florestais da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, obtendo o título de Mestre em Ciências, área de concentração Ciências Florestais, em setembro de 1989.

Foi contratado para o quadro regular da Universidade Federal de Mato Grosso em abril de 1986, onde desenvolve a função de professor na área de manejo florestal e é responsável pela disciplina Manejo de Bacias Hidrográficas.

Em 1989 ingressou no Curso de Capacitação *Latu Sensu* em Manejo Florestal da Escola de Florestas da Universidade Federal do Paraná, obtendo o título de Especialista em Manejo Florestal em dezembro de 1989.

Entre 1994 e 1996 foi Coordenador de Ensino de Graduação do Curso de Engenharia Florestal da Faculdade de Engenharia Florestal e Membro do Conselho de Ensino, Pesquisa e Extensão da Universidade Federal de Mato Grosso.

Ingressou, em 1997 no Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, em nível de doutorado, área de concentração Conservação da Natureza, na Universidade Federal do Paraná.

Exerce, desde maio de 2001, as funções de Pesquisador e de Coordenador Administrativo do Programa de Manejo Florestal Sustentado para Usos Múltiplos da Floresta Tropical: Modelo Demonstrativo Comercial de Manejo Florestal, no âmbito do Projeto Iniciativas Promissoras de Manejo Florestal, financiado pelo IBAMA – PPG-7.

Quando um rio corta, corta-se de vez
o discurso-rio de água que ele fazia;
cortado, a água quebra-se em pedaços,
em poços de água, em água parálitica.

Em situação de poço, a água se equivale
a uma palavra em situação dicionária:
isolada, estanque no poço dela mesma,
e porque assim estanque, estancada;
e mais: porque assim estancada, muda,
e muda porque com nenhuma se comunica,
porque se cortou a sintaxe desse rio,
o fio de água por que ele discorria.

O discurso de um rio, seu discurso-rio
chega raramente a reatar-se de vez;
um rio precisa de muito fio de água
para refazer o fio antigo que o fez.

Salvo a grandiloquência de uma cheia
lhe impondo interina outra linguagem,
um rio precisa de muita água em fios
para que todos os poços se enfrasem:
se reatando, de um para outro poço,
em frases curtas, então frase a frase,
até a sentença rio do discurso único
em que se tem voz a sede ele combate.

(João Cabral de Melo Neto)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xi
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xiv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 FUNDAMENTAÇÃO	5
2.1.1 Teoria dos Sistemas	5
2.1.2 Bacias Hidrográficas Enquanto Sistemas Naturais	15
2.1.3 Bacias Hidrográficas Sob Uso Sócio-Econômico	24
2.1.4 Praxis do Uso da Terra	28
2.2 EFEITOS DOS USOS DA TERRA	31
2.2.1 Métodos de Limpeza do Terreno	33
2.2.2 Uso Agrícola	35
2.2.3 Uso com Pastagens	57
2.2.4 Uso Florestal	69
2.2.5 Uso Urbano	99
2.2.6 No Regime Hidrológico	105
3 MATERIAL E MÉTODOS	120
3.1 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CUIABÁ	121
3.1.1 Localização e Características Climáticas	121
3.1.2 Histórico de Ocupação e Estrutura Fundiária	125
3.1.3 Parâmetros Físicos e Hidrografia	130
3.1.4 Geologia	134
3.1.5 Geomorfologia	145
3.1.6 Altimetria	155
3.1.7 Solos	157
3.1.8 Cobertura Vegetal Original	167
3.2 FONTE DE DADOS	174
3.3 MODELO METODOLÓGICO DE ANÁLISE	176
3.3.1 Análise da Capacidade Potencial de Armazenamento	178
3.3.1.1 Fase I – Constituição do Banco de Dados	187
3.3.1.2 Fase II – Processamento dos Dados	192
a – Permeabilidade das rochas	193
b – Fluxo preferencial em profundidade	197
c – Declividade	198
d – Potencial de infiltração do solo	199
e – Potencial da profundidade para armazenamento	201
f – Grau de proteção	202
3.3.1.3 Fase III – Modelagem para Integração	206
3.4 SIMULAÇÃO DA CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO DA BACIA PARA OS ANOS DE 2010 E 2020	210
3.5 ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO E DA VAZÃO	215
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	217
4.1 CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO	217
4.1.1 Expressão Hidrológica das Componentes	217
4.1.2 Potencial de Armazenamento do Meio Poroso	234

4.1.3	Capacidade Potencial Original de Armazenamento da Bacia	245
4.2	DINÂMICA HISTÓRICA DO USO DA TERRA.....	250
4.3	EFEITOS DO USO DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENA- MENTO.....	263
4.4	PROJEÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA PARA OS ANOS DE 2010 E 2020.....	280
4.5	ANÁLISE DA SÉRIE DE PRECIPITAÇÃO	302
4.6	ANÁLISE DA SÉRIE DE VAZÃO	305
5	CONCLUSÕES	310
6	RECOMENDAÇÕES	318
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	321
8	ANEXO	362

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO.....	123
FIGURA 2 – MAPA DA REDE DE DRENAGEM DO RIO CUIABÁ.....	132
FIGURA 3 – MAPA GEOLÓGICO.....	137
FIGURA 4 – MAPA GEOMORFOLÓGICO.....	146
FIGURA 5 – MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAS DE RELEVO.....	149
FIGURA 6 – MAPA ALTIMÉTRICO.....	156
FIGURA 7 – MAPA DE SOLOS.....	158
FIGURA 8 – MAPA DA COBERTURA VEGETAL ORIGINAL.....	169
FIGURA 9 – FLUXOGRAMA DE ANÁLISE DOS DADOS ESPACIAIS.....	182
FIGURA 10 – ORGANIZAÇÃO HIERÁRQUICA DAS COMPONENTES.....	185
FIGURA 11 – MAPA DE PERMEABILIDADE DAS ROCHAS.....	219
FIGURA 12 – MAPA DE DECLIVIDADE DO TERRENO.....	220
FIGURA 13 – MAPA DO FLUXO PREFERENCIAL EM PROFUNDIDADE.....	221
FIGURA 14 – MAPA DO POTENCIAL DE INFILTRAÇÃO DO SOLO.....	222
FIGURA 15 – MAPA DO POTENCIAL DA PROFUNDIDADE PARA ARMAZENAMEN- TO.....	223
FIGURA 16 – MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DA COBERTURA VEGETAL ORIGI- NAL.....	224
FIGURA 17 – MAPA DO POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO.....	237
FIGURA 18 – MAPA DO POTENCIAL HIDROLÓGICO DO SOLO.....	238
FIGURA 19 – MAPA DO POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DO MEIO POROSO.....	242
FIGURA 20 – MAPA DA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA.....	247
FIGURA 21 – MAPA DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1966.....	252
FIGURA 22 – MAPA DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1981.....	253
FIGURA 23 – MAPA DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1998.....	254
FIGURA 24 – MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1966.....	266
FIGURA 25 – MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1981.....	267
FIGURA 26 – MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1998.....	268
FIGURA 27 – MAPA DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO NO ANO DE 1966.....	272
FIGURA 28 – MAPA DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO NO ANO DE 1981.....	273
FIGURA 29 – MAPA DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO NO ANO DE 1998.....	274
FIGURA 30 – MAPA DA PROJEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2010.....	282
FIGURA 31 – MAPA DA PROJEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2020.....	283
FIGURA 32 – MAPA DA PROJEÇÃO DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2010.....	291
FIGURA 33 – MAPA DA PROJEÇÃO DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2020.....	292
FIGURA 34 – MAPA DA PROJEÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO PARA O ANO DE 2010.....	294
FIGURA 35 – MAPA DA PROJEÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO PARA O ANO DE 2020.....	295
FIGURA 36 – DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ANUAL NO PERÍODO DE 1913– 1998.....	303
FIGURA 37 – DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NO TRIMESTRE ÚMIDO NO PERÍODO DE 1913–1998.....	304

FIGURA 38 – DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NO TRIMESTRE SECO NO PERÍODO DE 1913–1998.....	304
FIGURA 39 – DISTRIBUIÇÃO DA VAZÃO MÉDIA NO PERÍODO DE 1962 A 1996.....	306
FIGURA 40 – DISTRIBUIÇÃO DA VAZÃO MÉDIA DO TRIMESTRE ÚMIDO NO PERÍODO DE 1962 A 1996.....	307
FIGURA 41 – DISTRIBUIÇÃO DA VAZÃO MÉDIA DO TIRMESTRE SECO NO PERÍODO DE 1962 A 1996.....	307

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – ESTRUTURA FUNDIÁRIA DAS MICRORREGIÕES DE CUIABÁ E DE ROSÁRIO OESTE – MT.....	127
TABELA 2 – CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA DAS SUB-BACIAS DO ALTO CUIABÁ E DO MÉDIO CUIABÁ.....	131
TABELA 3 – EXTENSÃO DA COBERTURA DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	135
TABELA 4 – EXTENSÃO DA COBERTURA DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.....	145
TABELA 5 – VALORES DE ORDEM DE GRANDEZA DAS FORMAS DE DISSECAÇÃO (PRIMEIRO ALGARISMO) E DO GRAU DE INTENSIDADE DE APROFUNDAMENTO DA DRENAGEM (SEGUNDO ALGARISMO).....	147
TABELA 6 – EXTENSÃO DA COBERTURA DAS FORMAS DE RELEVO.....	148
TABELA 7 – EXTENSÃO DO TERRENO CONTIDO ENTRE PARES DE CURVAS DE NÍVEL.....	155
TABELA 8 – EXTENSÃO DA COBERTURA DOS GRUPOS DE SOLOS.....	157
TABELA 9 – UNIDADES DE MAPEAMENTO DE SOLOS E CLASSES ASSOCIADAS.....	163
TABELA 10 – EXTENSÃO DO TERRENO OCUPADO PELAS FEIÇÕES VEGETACIONAIS.....	168
TABELA 11 – CONTRIBUIÇÃO DOS ESTRATOS NA COMPOSIÇÃO DA ESTRUTURA DA COBERTURA VEGETAL (%).....	170
TABELA 12 – RELAÇÃO DAS CARTAS TOPOGRÁFICAS, ESCALA 1:100.000.....	174
TABELA 13 – RELAÇÃO DAS IMAGENS DE SATÉLITE.....	175
TABELA 14 – ESCALA DE VALORES DO PROCESSO ANALÍTICO HIERÁRQUICO PARA COMPARAÇÃO PAREADA.....	186
TABELA 15 – CLASSES DE USO DA TERRA PARA OS ANOS DE 1966, 1981 E 1998.....	189
TABELA 16 – CHAVE DE CLASSIFICAÇÃO DOS USOS DA TERRA.....	191
TABELA 17 – RELAÇÕES UTILIZADAS PARA A CARACTERIZAÇÃO DOS TEMAS DERIVADOS E CRITÉRIOS PARA A DEFINIÇÃO DAS CLASSES.....	194
TABELA 18 – CLASSIFICAÇÃO E VALORAÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS QUANTO A PERMEABILIDADE.....	196
TABELA 19 – CLASSIFICAÇÃO DAS FORMAS DE RELEVO QUANTO AO FLUXO PREFERENCIAL EM PROFUNDIDADE.....	198
TABELA 20 – CLASSES DE DECLIVIDADE DOS TERRENOS DA BACIA.....	199
TABELA 21 – CLASSES DE POTENCIAL DE INFILTRAÇÃO.....	200
TABELA 22 – CLASSES DE POTENCIAL DA PROFUNDIDADE PARA ARMAZENAMENTO.....	201
TABELA 23 – GRAU DE PROTEÇÃO DAS CLASSES DE USOS DA TERRA.....	203
TABELA 24 – PESOS CONSISTIDOS ATRIBUÍDOS AOS TEMAS SÍNTESE INTERMEDIÁRIOS.....	207
TABELA 25 – FAIXAS DE VALORES DE FATIAMENTO PARA O POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO E PARA O POTENCIAL HIDROLÓGICO DO SOLO.....	207
TABELA 26 – PESOS CONSISTIDOS ATRIBUÍDOS AOS TEMAS DERIVADOS.....	208
TABELA 27 – FAIXAS DE VALORES DE FATIAMENTO DO POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DO MEIO POROSO.....	209
TABELA 28 – FAIXAS DE VALORES DE FATIAMENTO DA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA.....	209
TABELA 29 – QUANTIFICAÇÃO DA EXPRESSÃO HIDROLÓGICA DAS COMPONENTES.....	217
TABELA 30 – QUANTIFICAÇÃO DAS CLASSES DE POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO E DOS SOLOS.....	235
TABELA 31 – POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DO MEIO POROSO.....	241
TABELA 32 – CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA.....	246
TABELA 33 – USOS DA TERRA COM A COBERTURA VEGETAL ORIGINAL (TESTEMUNHA) E NOS ANOS DE 1966, 1981 E 1998.....	251

TABELA 34 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) DAS CLASSES DE USOS DA TERRA NOS PERÍODOS DE 1966-1981 E 1981-1998.....	259
TABELA 35 – CRUZAMENTO DAS CLASSES DE USOS DA TERRA - ANO DE 1966.....	261
TABELA 36 – CRUZAMENTO DAS CLASSES DE USOS DA TERRA - ANO DE 1981.....	262
TABELA 37 – CRUZAMENTO DAS CLASSES DE USOS DA TERRA - ANO DE 1998.....	262
TABELA 38 – ABRANGÊNCIA DAS CLASSES DE GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA COM A COBERTURA VEGETAL ORIGINAL - NOS ANOS DE 1966, 1981 E 1998	265
TABELA 39 – EFEITO DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO	270
TABELA 40 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) DAS CLASSES DE CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO EM DECORRÊNCIA DOS USOS DA TERRA NOS PERÍODOS : SEM USO ANTRÓPICO - 1966, 1966-1981 E 1981-1998.....	275
TABELA 41 – PROJEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA OS ANOS DE 2010 E 2020.....	281
TABELA 42 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) PROJETADAS DAS CLASSES DE USO DA TERRA NOS PERÍODOS DE 1998-2010 E 2010-2020	288
TABELA 43 – ABRANGÊNCIA DAS CLASSES DE GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA OS ANOS DE 2010 E 2020	290
TABELA 44 – PROJEÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO PARA OS ANOS DE 2010 E 2020	293
TABELA 45 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) DAS CLASSES DE CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO EM DECORRÊNCIA DOS USOS DA TERRA NOS PERÍODOS DE 1998-2010 E 2010-2020.....	297
TABELA 46 – CONSOLIDAÇÃO DOS USOS DA TERRA NA SÉRIE TEMPORAL	313
TABELA 47 – CONSOLIDAÇÃO DA ABRANGÊNCIA DAS CLASSES DE GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA.....	314
TABELA 48 – CONSOLIDAÇÃO DA DINÂMICA DE EXPANSÃO DAS CLASSES DE CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO	314

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo estudar os efeitos dos usos da terra nos processos de armazenamento de água da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá, localizada no quadrilátero formado pelas coordenadas geográficas de 54° 30' e 57° 00' WGr e 14° 10' e 15° 30' S, no Estado de Mato Grosso, no período de 1966 a 1998. A abordagem utilizada foi a sistêmica, pautada nos princípios de funcionamento das bacias hidrográficas, em conceitos da estrutura hidrológica da paisagem e das unidades ecodinâmicas de Tricart. Para a elaboração das cartas temáticas da capacidade potencial de armazenamento de água da bacia hidrográfica foram utilizados três métodos: de visualização para seleção de dados e informações referentes as componentes rochas, geomorfologia, solos, cobertura vegetal original e usos da terra, nos anos de 1966, 1981 e 1998; exploratório para a explicitação das expressões hidrológicas das componentes; e de modelagem para a construção da representação da capacidade potencial original de armazenamento e dos efeitos dos usos da terra sobre a mesma. Foi efetuada a simulação dos efeitos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento para os anos de 2010 e 2020 visando gerar subsídios para o gerenciamento das intervenções na bacia. Para balizar as respostas dos processos hidrológicos foram analisadas série de vazão com 34 anos de observações oriunda da Estação DNAEE 6626001 e série de precipitação com 87 anos de observações oriunda da Estação Meteorológica 83361. Como resultado da integração das expressões hidrológicas das componentes, a bacia apresentou capacidade potencial de armazenamento enquadrada nas classes muito alta, alta, média, baixa e muito baixa, que abrangeram 11,92%, 11,89%, 40,49%, 33,55% e 2,15%, respectivamente. As classes de uso da terra da categoria natural abrangeram 22.775,68 km², 21.047,53 km², 14.732,86 km², 11.157,57 km² e 7.811,62 km² da área da bacia nos anos de 1966, 1981, 1998, 2010 e 2020, respectivamente, enquanto que as classes de uso da categoria antrópica abrangeram 75,42 km², 1.803,57 km², 8.118,24 km², 11.693,53 km² e 15.039,45 km² nos anos de 1966, 1981, 1998, 2010 e 2020, respectivamente. Devido a expansão das classes de uso da categoria antrópica, a capacidade potencial de armazenamento da bacia apresentou áreas com transição de classes no valor de 1.234,92 km², 2.244,30 km², 1.598,40 km² e 1.064,52 km² nos períodos de 1966-1981, 1981-1998, 1998-2010 e 2010-2020, respectivamente. As séries temporais de vazão e de precipitação apresentaram comportamentos semelhantes, com tendência de diminuição de valores no período de 1962 a 1975 e de aumento no período subsequente. Concluiu-se que os usos da terra modificaram as características da capacidade potencial de armazenamento e seus processos hidrológicos.

ABSTRACT

The objective of this work was to study the effects of land use on storage process of the watershed of Cuiabá river located on the geographic coordinates 54° 30' to 57° 00' WGR and 14° 10' to 15° 30' S in the Mato Grosso state in the period of 1966 to 1998. The utilized approach was the systemic related to the principles of watershed functioning and related to the concepts of hydrological landscape structure and to the model of Tricart's ecodynamics units. For the elaboration of the watershed potential storage capacity chart was utilized three methods: visualization used for selection of data and information referring to rocks, geomorphology, soils, original vegetation and land use for 1966, 1981 and 1998; exploratory for explicitation of hydrological expression of the watershed components; and modelling to construct the representation of the watershed potential storage capacity and the land use effects over this capacity. It was simulated for the years 2010 and 2020, the effects of the land use in the watershed storage capacity, looking for to generate knowledgments to subsidy the management of watershed interventions. To determinate the magnitude of hydrological process responses, was analyzed a time serie data of Cuiabá river discharge from DNAEE 6626001 station with 34 year of records, and other time serie data precipitation from 83361 meteorological station with 87 year records. As a result of the hydrological expressions integration's, the watershed presented original potential storage capacity defined in very high, high, median, low and very low classes with respectively 11.92%, 11.89%, 40.49% 33.55% and 2.15% of your area. The category of natural land use comprised 22,775.68 km² in 1966, 21,047.53 km² in 1981, 14,732.86 km² in 1998, 11,157.57 km² in 2010 and 7,811.62 km² in 2020 of the watershed area. The antropic land use category comprised 75.42 km² in 1966, 1,803.57 km² in 1981, 8,118.24 km² in 1998, 11,693.53 km² in 2010 and 15,039.45 km² in 2020. As a result of the expansion of antropic use category, the potential storage watershed capacity presented areas in transition classes in order of 1,234.92 km², 2,244.30 km², 1,598.40 km² and 1,064.52 km² for the periods of 1966-1981, 1981-1998, 1998-2010 and 2010-2020 respectively. The time series data of discharge and precipitation, presented similar behavior with tendency of decrease values in the period of 1962 to 1975 and incremental values in the subsequent period. The main conclusion is that the land use modify the potential storage capacity characteristics and the hydrological process.

1 INTRODUÇÃO

A Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá a montante do bairro do Porto, secção fluviométrica DNAEE 6626001, em Cuiabá, Estado de Mato Grosso, constitui-se em um importante manancial tanto para a população nela residente como para o Pantanal Mato-grossense, no qual contribui com os processos da dinâmica das águas superficiais desse sistema hídrico de compensação e vazão, auxiliando na manutenção de sua estabilidade.

Apresenta um conjunto de paisagens heterogêneas distribuídas em quatro compartimentos geomorfológicos distintos caracterizados predominantemente por formas de dissecação, sobre os quais assentam-se oito grupos de solos e respectivas associações oriundos de rochas de origem sedimentar, onde medram tipologias vegetacionais da Savana e da Floresta Estacional.

Seus recursos hídricos, abundantes e de qualidade sempre supriram as demandas da população estabelecida desde o início do século XVIII até meados da década de sessenta do século XX, período este caracterizado pela baixa intensidade de uso dos recursos naturais.

Devido ao processo de desenvolvimento implantado no Estado a partir de 1966, ocorreram modificações no padrão de ocupação das terras da bacia e intensificação do uso de seus recursos em função das oportunidades e expectativas geradas pelos modelos de desenvolvimento econômico. As classes de uso da terra da categoria natural passaram a ser substituídas pelas da categoria antrópica, a demanda pelos recursos hídricos diversificou e aumentou, assim como advieram impactos devido a modificação das componentes e processos do sistema bacia hidrográfica, criando um quadro de incertezas quanto ao atendimento das demandas atual e futura e quanto aos aspectos de proteção ambiental, que por sua vez gerou demanda social pela gestão do recurso água¹.

¹ O termo gestão do recurso água refere-se a gestão do elemento natural e não de parcela deste elemento que pode ser considerada como recurso, e visa a não estabelecer uma conotação utilitária, econômica,

A gestão do recurso água na Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá encontra-se em processo de estruturação sob a égide da Política Nacional dos Recursos Hídricos, Lei nº 9433 de 08 de janeiro de 1997 (BRASIL, 2002) e da Lei n.º 6945 de 05 de novembro de 1997 que estabelece a Política Estadual dos Recursos Hídricos (MATO GROSSO, 2001). Encontram-se estabelecidos, na atual fase, os instrumentos de gerenciamento referentes ao enquadramento dos corpos d'água, outorga, e em discussão a cobrança pelo uso e poluição das águas, mas não encontram-se implantadas ainda as entidades responsáveis pelo gerenciamento das intervenções, ou seja, o Comitê da Bacia e a Agência das Águas, assim como não encontram-se elaborados os planos setoriais, o que se constitui em problema para o exercício da função gerencial.

Um outro problema é a integração do gerenciamento da água, um único recurso e seus usos setoriais, com o gerenciamento da bacia hidrográfica, neste caso de todos os recursos ambientais naturais, econômicos e sócio-culturais. Tal integração faz-se necessária devido ao fato de que as respostas hidrológicas da bacia serem o resultado da interação das suas componentes e processos com a precipitação, que é sistêmico, o que evidencia, por si, a importância dos demais recursos e seus respectivos usos. Para que essa integração ocorra, é imprescindível a existência do Zoneamento Ecológico-Econômico, um instrumento disciplinador da vocação potencial das terras por meio do ordenamento territorial, devido as suas interfaces com a gestão das águas (SCHUBART, 2000); no entanto, tal instrumento ainda encontra-se em fase de elaboração no âmbito do Estado de Mato Grosso, o que dificulta o gerenciamento das intervenções na bacia e afeta a eficácia dos instrumentos gerenciais em função de prevalecer o direito individual de uso e não o comum.

Há também a necessidade de mais conhecimentos científicos e tecnológicos que levem à geração de instrumentais pautados na abordagem

que ignore os aspectos de proteção ambiental que podem levar a decisão de não-uso e preservação da água no estado natural (LANNA, 2000).

sistêmica e na interação dos sistemas naturais com os sócio-econômicos que permitam compreender e visualizar essas interações e suas respostas de forma a sustentar o processo de negociação social no âmbito da bacia.

Nesse sentido, tem-se observado no decorrer da implementação dos instrumentos gerenciais, tanto por parte dos indivíduos, como das comunidades e do corpo técnico regional, dificuldades em compreender a dinâmica dos processos que ocorrem no ambiente e as respostas advindas, o que tem gerado conflitos devido a não aceitação desses instrumentos, e a elaboração de normatização não adequada, que desconsidera as peculiaridades de cada região, distanciando todos dos valores reais de conservação ambiental.

Exemplificando, existe uma grande dificuldade por parte dos proprietários de terras em aceitar a manutenção das Áreas de Preservação Permanente e daquelas referentes a Reserva Legal, posto não conseguirem visualizar o seu papel em termos de serviços ambientais referentes a água, fauna, flora, dentre outros. A manutenção da área de reserva legal dá-se por força da lei, e dentro da propriedade são localizadas nas porções do terreno onde as condições não permitem a execução da atividade econômica ou a torna muito dificultosa, e não em porções estratégicas que permitam uma melhor recarga do lençol freático. Também, a execução da atividade sócio-econômica não leva em conta as possíveis alterações que possam afetar as componentes e aos processos do sistema em que se encontra inserida, pois considera que as mesmas não são suficientes para modificar de forma deletéria o patrimônio comum.

Prevalece o comportamento social individual, e a falta de conhecimentos técnico-científicos que permitam a compreensão dos processos e das respostas decorrentes dificulta a transição para os valores comuns, diminuindo a eficácia das iniciativas de conservação dos recursos naturais.

Nesse contexto da heterogeneidade de paisagens, substituição das classes de uso natural pelas de uso antrópico, incertezas de atendimento de demandas, estruturação da gestão do recurso água, geração de conhecimentos e da

abordagem sistêmica é que se insere o presente trabalho ao tratar do processo de armazenamento da água no âmbito da dinâmica de atenuação dos eventos de precipitação e do uso dos recursos naturais da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá com atividades sócio-econômicas. A premissa é a de que os usos da terra, ao modificarem as componentes e processos da função hidrológica de armazenagem de água da bacia, podem modificar também suas respostas.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral estudar os efeitos dos usos da terra na capacidade de armazenamento de água da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá, visando detectar modificações nas suas respostas hidrológicas.

Tem por objetivos específicos:

- explicitar a expressão hidrológica das componentes estruturais da bacia hidrográfica;
- determinar o potencial de armazenamento do seu meio poroso;
- determinar a sua capacidade potencial de armazenamento sob condições de cobertura vegetal original;
- estudar a dinâmica histórica dos usos da terra no decorrer de 1966 a 1998;
- determinar os efeitos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento nos anos de 1966, 1981 e 1998;
- efetuar a prognose dos efeitos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento nos anos de 2010 e 2020 por meio de simulação;
- gerar subsídios que auxiliem na sustentação do processo de negociação das intervenções na bacia hidrográfica.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 FUNDAMENTAÇÃO

2.1.1 Teoria dos Sistemas

O estudo da dinâmica de bacias hidrográficas tem por fundamento a teoria de sistemas a qual, segundo LOUCKS (1975) e SIMÕES (1997), contribui para definir limites, identificar componentes e variáveis mais importantes, os tipos de relações estabelecidas, além de propiciar suporte para a elaboração de tratamento de dados integrados.

Um sistema pode ser conceituado como sendo um conjunto de componentes que se interrelacionam, gerando relações de dependência, formando um todo unificado, funcionando como uma estrutura organizada, cujas ações estão condicionadas por processos circulares, e que podem ser caracterizadas quantitativamente e qualitativamente, conforme se depreende de LAZLO e MORGENAU (1972), TRICART (1977), CHRISTOFOLETTI (1980), ODUM (1983), FERREIRA (1996) e WOODS JR. (1994). Esse conceito permite que cada um dos fenômenos incorporado possa ser analisado como um sistema específico ou subsistema, pois não há limite para tal.

Sua estrutura é constituída pelos elementos, a unidade básica, e suas relações, e se expressa através do arranjo das suas componentes. De acordo com CHRISTOFOLETTI (1980), apresenta por características principais: tamanho, determinado pelo número de variáveis que o compõe, expresso através do espaço-fase ou número de variáveis; correlação, que expressa o modo pelo qual as variáveis se relacionam, cuja análise pode ser feita por intermédio de correlação simples quando se correlacionam variáveis, e da correlação canônica quando se relacionam conjunto de variáveis; e, causalidade, cuja direção mostra qual é a

variável independente que controla, e a dependente que é controlada, de modo que a última só sofre modificação se a primeira se alterar.

Os sistemas são classificados de acordo com critérios funcionais, através de mecanismos de retroalimentação e do tempo de espera que resulta em diferentes velocidades de fluxo de informações, e critérios de complexidade estrutural através de seus elementos ou componentes que podem ser ordenados dentro de um “reservatório” (CHRISTOFOLETTI, 1980; SIMÕES, 1996, 1997). De acordo com o critério funcional, existem dois tipos de sistemas: os isolados que, dadas as condições iniciais, não mais efetuam trocas de matéria e energia com o ambiente que os circundam; e os não isolados que mantêm relações com os demais sistemas. Os sistemas não isolados podem ser subdivididos em fechados quando efetuam trocas somente de energia, e abertos, nos quais ocorrem trocas constantes de matéria e energia.

No contexto dessa classificação, de acordo com ODUM (1983), um sistema não isolado e aberto é constituído pelo sistema propriamente dito, onde suas componentes podem ser ordenadas segundo uma hierarquia (SIMÕES, 1997), ao qual encontra-se acoplado um ambiente de entrada e um de saída de fluxos de energia e de matéria que são essenciais para o seu funcionamento. As entradas são necessárias para a manutenção dos processos e as saídas um meio de exportar energia e materiais resultantes do processo de transformação

Pelo critério da complexidade estrutural e frente a finalidade deste trabalho, os sistemas são classificados em três tipos: sistemas em seqüência, sistemas de processo-resposta e sistemas controlados.

Os sistemas em seqüência são compostos por uma cadeia de subsistemas, que possuem tanto magnitude espacial quanto localização geográfica, dinamicamente relacionada por um fluxo de energia e matéria em forma de cascata, de maneira que os fluxos de saída de um subsistema constituem-se em fluxo de entrada para o subsistema subjacente. Dentro de cada subsistema há um regulador

que particiona o fluxo recebido, armazenando uma parte e fazendo a outra atravessá-lo, tornando-a fluxo de saída.

Os sistemas de processo-resposta são formados pela combinação de sistemas específicos e sistemas em seqüência. Os sistemas em seqüência indicam o processo, enquanto que os específicos representam a forma, a resposta a determinado estímulo. Ao definir os sistemas de processo-resposta, a ênfase maior está focalizada na identificação das relações entre o processo e as formas que dele resultam (CHRISTOFOLETTI, 1980). Qualquer alteração que ocorra no sistema em seqüência será refletida por alteração na estrutura do sistema específico, assim como a alteração deste pode alterar a maneira pela qual o processo se realiza, produzindo modificações nos fluxos de entrada, voltando a atuar sobre a variável ou elemento inicial, produzindo uma circularidade de ação denominada de mecanismo de retroalimentação (CHRISTOFOLETTI, 1980; ODUM, 1983; REYNOLDS, 1985).

Os mecanismos mais comuns de retroalimentação são: retroalimentação direta, quando há relacionamento direto de ida e volta da ação entre as variáveis; retroalimentação em circuito, que envolve mais de duas variáveis, e na qual retorna-se ao ponto inicial; retroalimentação negativa, ou entrada supridora de desvios (ODUM, 1983), que ocorre quando uma variação extrema produzida leva ao estabelecimento de um circuito fechado de alterações que tem a função de arrefecer ou estabilizar o efeito da mudança original em função das novas condições de fluxo, conduzindo à manutenção do equilíbrio; e, retroalimentação positiva, que acelera os desvios que ocorrem quando os circuitos entre as variáveis reforçam o efeito da ação produzida externamente, ocasionando uma ação contínua e crescente de alterações sempre no sentido da influência original, afastando-se da condição primeira, promovendo, segundo CHRISTOFOLETTI (1980), a destruição do sistema, a não ser que ocorram, simultaneamente, mecanismos de retroalimentação negativa (ODUM, 1983).

No entanto, modelos processo-resposta devido ao seu caráter atualista, invariável no tempo, no qual as relações possuem o mesmo padrão de configuração

em qualquer época, e causal, linearidade, implicando que determinadas entradas no sistema produzem sempre as mesmas saídas, possibilitando sua previsibilidade, são difíceis de serem aplicados em sistemas abertos e complexos com forte componente de variância em relação ao tempo e com comportamento não linear (SIMÕES, 1996, 1997), pois o princípio da causalidade simples, livre de interações, constitui-se em exceção e não em regra no mundo real (WOODS JR, 1994).

Os sistemas controlados são aqueles que apresentam a atuação humana sobre os sistemas de processos-respostas, o que lhes confere maior complexidade (CHRISTOFOLETTI, 1980). A atuação ocorre em determinadas variáveis chaves ou válvulas, sobre as quais o homem pode intervir para produzir modificações na distribuição de energia e de matéria dentro do sistema, influenciando os elementos a elas relacionados.

A estabilidade, propriedade geral dos sistemas pelo qual retornam ao estado de equilíbrio após sofrerem uma perturbação temporária (FERREIRA, 1996), é uma busca constante frente as flutuações dos fluxos de energia e de matéria no ambiente de entrada. Quanto mais rápido for o retorno ao estado de equilíbrio e menores forem as flutuações, mais estável o sistema será (NAVEH e LIEBERMAN, 1993).

Para que a estabilidade seja alcançada e mantida, há a necessidade do ajustamento completo das variáveis internas às condições externas, de forma que o sistema deve ser autoregulável, conservando seu fluxo através de um processo de retroalimentação (CHRISTOFOLETTI, 1980; ODUM 1983; ACOT, 1991; SIMÕES, 1997), no qual os fluxos de entrada conduzam a manutenção do equilíbrio via retroalimentação negativa ou funcionem no sentido de acelerar as transformações e se afastar das condições originais via retroalimentação positiva.

O ajustamento interno e difuso, caracterizado pela homeostase autocorretiva, é gerado pelo conjunto de inter-relações existentes entre os fluxos de energia e de matéria e os circuitos de retroalimentação (ODUM, 1983; ACOT, 1991; SIMÕES, 1996), onde as forças atuantes e provindas do ambiente são absorvidas

pela flexibilidade existente na estrutura do sistema, sem a necessidade de controle e de pontos de ajustes externos; dessa forma, o estado de equilíbrio não é modificado, o que não significa que, de acordo com CHRISTOFOLETTI (1980), o mesmo seja imutável, mas sim que representa o comportamento em torno da amplitude de variação.

Considerando-se essa amplitude de variação, a escala temporal constitui-se em critério para se verificar a estabilidade ou instabilidade do sistema, apresentando-se o tempo como a quarta dimensão do conjunto. Se o comportamento do sistema é observado durante um determinado período de tempo, as flutuações que ocorrem na saída podem ser irrelevantes, pois a média e a variância das variáveis que descrevem as saídas permanecem constantes ou estatisticamente estáveis (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Apresentam ainda como “tamponamento” às perturbações a propriedade de resiliência, definida como sendo a capacidade de absorver mudanças das variáveis de estado ou parâmetros e persistir num regime de estabilidade dinâmica além do equilíbrio (NAVEH e LIEBERMAN, 1993). O balanço entre a estabilidade e a resiliência é um produto da história evolucionária dos sistemas naturais e das flutuações que tenham experimentado ao longo do tempo.

Na realidade, os sistemas possuem mais de um estado de equilíbrio e voltam freqüentemente a um estado diferente depois da ocorrência de uma perturbação (ODUM, 1983). Isso dá-se quando a introdução de novas forças geram estímulos de magnitude suficiente à ultrapassar a capacidade de absorção dos sistemas, fazendo com que os mesmos se modifiquem a fim de atingir um novo estado de equilíbrio, em outro nível de evolução do processo (OLDFIELD, 1983).

A fase de transição entre esses dois estados de equilíbrio corresponde ao tempo de readaptação do sistema (CHRISTOFOLETTI, 1980) ou de auto-organização (SIMÕES, 1996, 1997), enquanto que os demais estados transitórios seguidos nesse período constituem a trajetória de readaptação (CHRISTOFOLETTI,

1980, OLDFIELD, 1983) que levará o sistema a conseguir novamente um controle homeostático eficaz (ODUM, 1983).

O tempo necessário para a readaptação varia de um sistema para o outro, e será mais longo se houver elementos de maior resistência à mudanças no seu interior, posto os diversos sistemas e/ou subsistemas possuírem escalas diferentes de reajuste frente a modificações provocadas externamente (CHRISTOFOLETTI, 1980), o que implica em um tempo de reação para cada componente (SIMÕES 1996), podendo a escala de tempo oscilar de anos até milhões de anos. Os elementos de restauração rápida são os primeiros a se readaptarem às novas condições, mas devido aos outros de maior inércia continuarem a se transformar paulatinamente, os pioneiros também continuam a se adaptarem às características novas que vão sendo proporcionadas por aqueles de ajuste mais lento.

Dentro da premissa da escala temporal e sob a influência da física quântica, os acontecimentos ou eventos dentro dos sistemas podem ser considerados um espaço-tempo contínuo onde, em um determinado instante, uma estrutura ou um processo pode ser identificado e quantificado (SIMÕES, 1996).

Relativo a dimensão temporal, SCHUMM e LICHTY (1973), considerando o tempo uma variável importante no estudo de grandes áreas e visando adequar tempo e abordagem sistêmica, determinaram três dimensões temporais. A primeira, a Dimensão Tempo Geológico, considerada a partir do Pleistoceno, que se presta ao estudo de áreas extensas, para as quais as grandes variáveis do sistema, inclusive o tempo, são variáveis independentes. A segunda dimensão, denominada de “Tempo Moderno”, tem por base os últimos mil anos e pode ser aplicada em áreas de porte médio; e, a terceira, denominada de “Tempo Presente”, definida como não superior a algumas dezenas de anos, pode ser aplicada para pequenas áreas. O tempo geológico pode ser considerado como irrelevante e os grandes elementos independentes, de forma que neste caso, a análise é voltada para os processos da atualidade (SIMÕES, 1996).

Em função dessa dinâmica, há uma propensão, segundo RUELLE (1993) e WOODS JR (1994), de se efetuar o estudo dos sistemas sob o ponto de vista da instabilidade dinâmica e mudanças descontínuas por intermédio da teoria do caos, que por sua vez encontra-se ligada a descoberta de que padrões razoavelmente simples governam fenômenos complexos.

Uma característica dos sistemas caóticos é a de que qualquer alteração mínima em uma das condições iniciais pode provocar mudanças profundas de trajetória, ou seja, forcem respostas não lineares de tamanho desproporcional (MAY, 1991), advindo daí a imprevisibilidade, fato este que limita o uso do princípio da causalidade simples, livre de interações. Dessa forma, pondera WOODS JR (1994), nos sistemas não lineares, pequenos fluxos de entrada podem gerar grandes perturbações, assim como grandes fluxos de entrada, ocorridos num momento de determinada configuração externa, podem ser absolutamente absorvidos e passarem despercebidos. Por outro lado, ressalta SIMÕES (1996), a maneira como a intervenção é efetuada é muito indefinida não podendo ser, na maioria dos casos, considerada como uma intervenção pontual.

Em sistemas não lineares afastados do equilíbrio, a instabilidade e a desordem levam a novos padrões de interação, de estruturas e formas de comportamento, alternando períodos de comportamento previsível com períodos de flutuações randômicas, e sofrem perturbações internas e externas que amplificam as interações não lineares, levando esses sistemas a patamares mais elevados de organização, tornando-os mais complexos e aptos a interagir com o ambiente (WOODS JR, 1994).

Em relação a complexidade, segundo ODUM (1983), a funcional parece aumentar a estabilidade pelo maior número de circuitos potenciais de retroalimentação do que a estrutural. Nesse contexto, as relações de causa e efeito entre a complexidade e a estabilidade são pouco compreendidas.

Outro aspecto a ser considerado é a entropia dos sistemas abertos afastados do equilíbrio. A segunda lei da termodinâmica ou lei da entropia

estabelece que nenhum processo que implique em transformação de energia ocorrerá espontaneamente a menos que haja uma transformação de energia de uma forma concentrada para uma forma dispersa (ODUM, 1983), princípio este que estabelece a irreversibilidade do fenômeno no tempo (ABRAGNANO, 1970). É uma medida da energia não disponível que resulta da transformação, que é também utilizada como um índice geral de desordem associado a degradação da energia.

A característica termodinâmica essencial dos ecossistemas, segundo ODUM (1983), é a de conseguir criar e manter um alto grau de ordem interna ou uma condição de baixa entropia, a qual é alcançada através de uma eficiente e contínua dissipação de energia frente ao fluxo energético do ambiente de entrada, de tal forma que a manutenção antitérmica é a primeira prioridade, e o trabalho contínuo de eliminar a desordem constitui-se numa necessidade para manter a ordem interna. Essa função dissipativa nos ecossistemas é suprida pela respiração da biomassa altamente organizada.

No entanto, a lei dos sistemas abertos perde validade quando estes se encontram afastados para além de certos limites do seu estado estacionário, considerando-se, então, situações muito distantes do equilíbrio devido a aumento do ingresso de energia em curtos períodos de tempo ou mudanças súbitas que permitam o surgimento de inovações, mesmo quando a entropia as impede, levando os sistemas a seguirem um dos vários desvios possíveis do caminho original (SIMÕES, 1996). Isto os levaria à condições de limiar, ou seja, a mudança imposta torna-se irreversível passando-se ao estabelecimento de um novo equilíbrio (DREW, 1983), de forma que o regresso ao estado anterior somente poderá ser alcançado se forem eliminados os esforços em suas fases iniciais (SIMÕES, 1996).

Dessa forma, o sistema pode adquirir um novo regime de maneira brusca (HUGGETT, 1985). O limite a partir do qual ocorre o novo regime é um ponto de bifurcação onde duas situações distintas são possíveis (HUGGETT, 1985; SIMÕES, 1996, 1997).

Nesse contexto de sistemas, as bacias hidrográficas, sistemas não isolados, são termodinamicamente abertas, fora do ponto de equilíbrio, que trocam continuamente energia e matéria com o ambiente para diminuir a entropia interna, obedecendo a segunda lei da termodinâmica. De acordo com NICOLIS e PRIGOGINI², citados por ODUM (1983), a ordem funcional não se opõe a segunda lei da termodinâmica devido ao fato de que a auto-organização e a criação de estruturas podem ocorrer e ocorrem em sistemas termodinamicamente afastados do equilíbrio e que tenham estruturas dissipativas bem desenvolvidas que expulsam a desordem. A distribuição de energia no sistema, na concepção probabilística, passa a ser vista de forma mais importante que a sua quantidade (MARQUES, 1998).

Uma outra característica importante na estruturação dos sistemas é a sua organização hierárquica (ODUM, 1983; SIMÕES, 1996). Hierarquia significa um arranjo em uma série graduada, ou série contínua de graus ou escalões, em ordem crescente ou decrescente (FERREIRA, 1996). Em cada nível da série, a interação do elemento ou componente com o ambiente físico produz sistemas funcionais característicos. É um pressuposto filosófico basilar da Teoria Geral dos Sistemas (NAVEH e LIEBERMAN, 1993).

Os sistemas referentes ao meio natural, em uma escala considerada, não atuam de forma isolada, mas fazem parte de um conjunto maior, o que significa dizer que podem ser ordenados, de acordo com CHRISTOFOLETTI (1980), ODUM (1983) e NAVEH e LIEBERMAN (1993), em uma hierarquia tripla composta por um conjunto maior no qual encontra-se inserido um dado sistema, denominado de suprasistema ou sistema antecedente, que compreende o conjunto de todos os fenômenos e eventos que, através de suas mudanças e dinamismo, apresentam repercussões no sistema focalizado; pelo sistema propriamente dito com seus elementos, relações e fluxos de matéria e de energia; e por todos os fenômenos e eventos que sofrem alterações e mudanças por causa do comportamento do sistema propriamente dito,

² NICOLIS, G. e PRIGOGINI, I. *Self – Organization in Non – Equilibrium Systems*. New York, John Wiley & Sons, 1977.

denominado de subsistema ou sistema subsequencial. Dentro dessa hierarquia não existe um encadeamento linear seqüencial, pois através de mecanismos de retroalimentação os sistemas exercem influências entre si, numa perfeita interação (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Dessa forma, o ordenamento ou hierarquização das componentes do sistema fornece, segundo ODUM (1980) e SIMÕES (1996), arcabouço para subdividir ou tratar situações complexas ou gradientes extensos, e pode basear-se em descontinuidades naturais desde que não ocorram, no sentido funcional, linhas divisórias abruptas e rupturas.

Uma conseqüência importante da organização hierárquica é que, a medida que as componentes interagem para produzirem sistemas funcionais maiores, emergem novas propriedades que não estavam presentes no nível inferior ou que não podiam ser previstas a partir do estudo desse nível ou das suas componentes, e que são denominadas de propriedades emergentes (TRICART, 1977; ODUM, 1983; NAVEH e LIEBERMAN, 1993); diferem das propriedades coletivas, que são a soma dos comportamentos das componentes, as quais não abrangem características novas que resultam do funcionamento da unidade integrada, mas que são previsíveis a partir das partes. Ambas são propriedades do todo. Dentro desse caráter integrador, os sistemas hierárquicos evoluem mais rapidamente a partir das suas componentes do que aqueles não hierárquicos com o mesmo número de elementos, como também são mais resilientes na resposta à perturbações (ODUM, 1983).

Ainda, segundo ODUM (1983), alguns atributos tornam-se mais complexos e variáveis a medida que se percorre a hierarquia, assim como outros muitas vezes tornam-se menos complexos em função dos mecanismos homeostáticos que tendem a reduzir a amplitude das oscilações quando unidades menores funcionam dentro de unidades maiores.

Considerando-se as propriedades emergentes e a ação dos mecanismos homeostáticos que se desenvolvem em cada nível, não é necessário que se

conheçam todas as partes componentes antes que o todo possa ser compreendido, podendo o estudo começar em qualquer ponto da hierarquia desde que sejam considerados, além do nível em questão, os níveis adjacentes, pois alguns atributos são previsíveis a partir das partes, enquanto outros não o são.

A organização hierárquica ajuda a estabelecer, segundo SIMÕES (1996, 1997), um número limitado de interações em meio a um grande número de elementos, o que é de fundamental importância, pois um sistema se torna rapidamente instável se a complexidade aumenta adquirindo um número muito grande de interações, assim como caso torne-se muito complexo não pode gerar de maneira coerente uma informação interna, a não ser que esteja organizado hierarquicamente. Os níveis hierárquicos podem ser considerados autônomos e podem, sob certas condições, serem estudados independentemente, mas quando analisados simultaneamente, contribuem para reduzir o “ruído” das informações, ou seja, àquelas menos importantes aos objetivos propostos (BUREL et al, 1992; SIMÕES, 1996).

Também, a existência de vários fatores influenciando a realização de um ou mais processos, pondera MARQUES (1998), tende a gerar multiplicidade de resultados, sendo uns mais previsíveis do que outros quando da presença de indicadores, o que trás em si um sentido inerente ao conceito de incerteza embutido nas relações, pois as variáveis consideradas individualmente tornam possível prever, de modo mais determinista, o resultado da ação de cada uma, não ocorrendo o mesmo com os resultados advindos do seu comportamento conjunto posto que a aleatoriedade diminui a precisão das prognoses, principalmente quando há a predominância de processos exógenos (SCHEIDEGGER, 1987), e quando o sistema apresenta forte componente de variância em relação ao tempo e comportamento não linear (WOODS JR, 1994; SIMÕES, 1997).

2.1.2 Bacias Hidrográficas Enquanto Sistemas Naturais

No contexto da teoria dos sistemas, as bacias hidrográficas são, estruturalmente, sistemas em seqüência em função por serem compostas por uma cadeia de subsistemas dinamicamente interrelacionados por fluxos de energia e de matéria, no qual o fluxo de saída de um constitui-se no fluxo de entrada do outro. Funcionalmente são sistemas não isolados e abertos por manterem relações com outros sistemas e efetuarem trocas constantes de matéria e energia, por meio de seus respectivos ambientes de entrada e de saída.

Apresentam como principais componentes estruturais rochas, relevo, solos, rede de drenagem, flora e fauna, e que per sí podem constituírem-se em sistemas específicos ou subsistemas.

Seu caráter funcional, a semelhança dos sistemas biológicos (STRAHLER, 1950, 1964; LOTSPEICH, 1980; LIKENS, 1985), advêm de seus mecanismos de retroalimentação, da sua característica termodinâmica denominada entropia, e de seus mecanismos homeostáticos, que se expressam através da sensibilidade das bacias à níveis de estímulos (PASSOS, 1993), da sua busca constante da manutenção do equilíbrio para estabilização (WOODS JR., 1994) e da velocidade dos fenômenos de transformação seguindo a escala de tempo natural (SIMÕES, 1997) em consonância com os fluxos de energia e de matéria.

Dessa forma, as bacias hidrográficas constituem-se na estrutura e na dinâmica do campo de representação dos fenômenos físicos, onde os recursos são concebidos e percebidos em três dimensões, e a sucessão dos eventos, o tempo, a quarta dimensão, caracterizando, de acordo com ABRAGNANO (1970), uma porção do espaço denominada de espaço relativo que permite estabelecer, segundo LALANDE (1996), as relações intrínsecas entre este e os agentes intervenientes.

Também, a organização interna das bacias hidrográficas influencia as relações de entrada e de saída, de maneira que mudanças externas no suprimento de energia e de massa conduzem a um autoajuste das componentes e dos processos de modo a ajustar essas mudanças, pois um membro do sistema pode influenciar todos os demais, assim como cada um é influenciado por todos os outros,

o que caracteriza uma interdependência por meio do próprio sistema (COELHO NETTO, 1998). Como consequência dessa interdependência, as bacias apresentam, então, propriedades que lhes são inerentes e que diferem da soma das propriedades de seus componentes, sendo uma delas a de ter dinâmica específica, assim como permite a análise das suas componentes ou subsistemas tanto de maneira isolada como conjunta, capaz de ensejar uma atuação eficaz sobre o ambiente (TRICART, 1975).

Em termos hidrológicos, as bacias hidrográficas são áreas topograficamente definidas no terreno, que proporcionam fluxos de água para suas respectivas redes de drenagem, de forma que a vazão efluente é descarregada através de uma única saída (VILLELA e MATTOS, 1975; LIMA, 1986; GARCEZ e ALVAREZ, 1988; COELHO NETTO, 1998; SILVEIRA, 2000), cujo comportamento é uma função das suas características geológicas, geomorfológicas, pedológicas e de vegetação, assim como das características do clima incidente. Dependem em alto grau da existência de componentes de armazenagem e de escoamento, assim como da existência de um sistema de drenagem definido (BLACK, 1997).

Apresentam, de acordo com BLACK (1997), cinco funções claramente identificáveis: captação, armazenagem, descarga, meio para ocorrência de reações químicas, e habitat; destas, as três primeiras são funções hidrológicas, enquanto que as duas últimas são funções ecológicas.

A função de captação refere-se a dinâmica de captação da água pela bacia hidrográfica no decorrer de um dado período de tempo ou evento de precipitação. A quantidade de água captada depende do posicionamento da chuva e de sua abrangência em relação a área da bacia hidrográfica, sua duração e intensidade, do tamanho da bacia e das proximidades das áreas variáveis de influência (LIMA, 1986; BLACK, 1997; COELHO NETTO, 1998), dependências estas que se constituem em problemas críticos em relação a escala das bacias e aos eventos de precipitação que causam deflúvio.

Dois problemas mostram-se particularmente relevantes (BLACK, 1997): o primeiro deles é se o evento de precipitação cobre a área da bacia hidrográfica em sua totalidade, o que proporcionaria o fluxo máximo no decorrer do período; e o segundo, refere-se a localização dos eventos quando estes não cobrem a área toda, assim como suas características, pois neste caso as respostas são variáveis em termos de pico de vazão em razão de diferentes intensidades de precipitação e dos tempos de concentração em função, segundo SILVEIRA (2000), do escalonamento de chegada dos volumes à seção de saída, que reproduz, em parte, o efeito de distribuição das vazões no tempo.

Esses dois problemas, conjuntamente com a distância de percurso, declividade média, gradiente dos cursos d'água, padrão de drenagem e área variável de influência contribuem para a determinação do comportamento da vazão no que diz respeito as suas variáveis pico de vazão, velocidade de escoamento e tempo de concentração. Cabe ressaltar que, de acordo com BLACK (1970), o padrão de drenagem torna-se importante nesse contexto desde que o efeito dos outros fatores no comportamento do escoamento possam ser mascarados ou absorvidos pela distribuição dos mesmos na rede de drenagem.

A área variável de influência ou área variável de contribuição, uma componente da rede de drenagem, tanto na função de captação como na função de descarga, desempenha papel importante na determinação do comportamento da vazão. É conceituada como sendo aquelas porções do terreno limítrofes aos canais de drenagem que, devido ao seu posicionamento e características físicas do meio poroso, contribuem com volumes de água na composição da vazão no decorrer de eventos de precipitação por intermédio do escoamento subsuperficial e do escoamento superficial, que são dois componentes do escoamento direto; apresenta caráter dinâmico (HEWLETT, 1982; LIMA, 1986; BLACK, 1997), devido ao fato de sofrer expansões e contrações em decorrência da continuidade ou não dos eventos de precipitação e da umidade antecedente do solo.

Em sua rota de expansão, pode englobar, também, áreas com solos rasos, afloramentos rochosos e áreas encharcadas que passam a participar da geração do escoamento direto. O seu caráter dinâmico torna seu limite, por definição, errático e normalmente não definível no terreno (BLACK, 1997); todavia, O'LOUGHLIN (1981) contrariando esse princípio, propõe uma metodologia de mapeamento pautada na condutividade hidráulica dos solos, profundidade do lençol freático, escoamento subsuperficial e declividade.

Conforme as características topográficas e de solos, e em especial em locais com solos rasos, o escoamento superficial pode tornar-se o fluxo preferencial que escorre em canais escavados pela fauna e pelo sistema radicular, nos poros e na interface solo/rocha. Quando ocorre a substituição da cobertura vegetal original por outro tipo de uso da terra na área variável de influência, sua capacidade de captação e conseqüentemente o comportamento do escoamento superficial são afetados, conforme o observado por diversos autores ao analisarem o comportamento de hidrogramas nessas condições, quando passou a predominar, muitas vezes, o escoamento superficial como fluxo preferencial, diminuindo o tempo de concentração.

A função de armazenagem refere-se a dinâmica de atenuação dos eventos de precipitação captados pela bacia hidrográfica, por meio de sua retenção temporária nas componentes da armazenagem. Essas componentes são classificadas por HEWLETT (1982) em: interceptação pela vegetação que se transforma em perda devido ao processo físico da evaporação; armazenagem por retenção subsuperficial de um filme d'água na superfície do solo antes do início do escoamento superficial; armazenagem por detenção superficial quando as águas das chuvas são retidas pela resistência imposta pelas irregularidades da superfície; armazenagem por retenção na manta orgânica, através do processo de interceptação por esta; armazenagem por detenção na manta orgânica através de processo similar àquele que ocorre na detenção superficial; armazenagem nas depressões do terreno que ocorre quando a água é coletada rapidamente nesses

locais; armazenagem no solo, que pode ser dividida em armazenagem de detenção quando a água permanece nos poros capilares por um longo período de tempo, e em armazenagem de retenção que ocorre quando a água fica retida por um curto espaço de tempo nos poros não capilares. Em relação a este último, CHOW (1964) afirma que, por definição, a água retida neles flui para fora do local de armazenagem durante as 24 horas após o evento de precipitação que causou escoamento. Ainda, HEWLETT (1982) classifica mais duas componentes: a armazenagem no lençol freático, cujo volume armazenado pode permanecer na bacia durante anos; e, a armazenagem nos canais de drenagem no decorrer de um dado período de tempo.

O desempenho dessa função depende das componentes de armazenagem que se encontram presentes na bacia e de sua distribuição, assim como das respectivas capacidades intrínsecas de armazenagem (BLACK, 1997), da resistência inicial a armazenagem, e das condições antecedentes de umidade (VILLELA e MATTOS, 1975; LIMA, 1986; MATHAN, 1996), com esta última condicionando a movimentação da água no meio poroso por intermédio dos processos de infiltração, percolação, escoamento superficial e escoamento subsuperficial, e por consequência o comportamento hidrológico. Se a camada superficial do solo encontra-se saturada ou próximo da saturação, a entrada de novo volume de água faz com que o escoamento superficial torne-se o fluxo preferencial, enquanto que em condições contrárias, a água tenderá, vencida a resistência inicial, a infiltrar e percolar até que seja atingida uma condição tal de umidade na qual o escoamento subsuperficial passa a ser o fluxo preferencial.

Dessa forma, o balanço de umidade representado pela quantidade de água mantida nos poros capilares e não capilares produzem forte influência na função de descarga por meio do escoamento subsuperficial e do escoamento superficial (BLACK, 1997).

Em decorrência da função de captação, normalmente as bacias hidrográficas com cobertura vegetal original podem não se tornar uniformemente saturadas durante eventos de precipitação que causam escoamento, mas apenas

em locais específicos, como aqueles com solos rasos, declives íngremes, vegetação esparsa, ou nos quais a precipitação é intensa, podendo causar modificações no comportamento da hidrógrafa referentes apenas a parte da rede de drenagem que se encontra sob sua influência direta.

Quando uniformemente saturadas, tal estado pode ser identificado na hidrógrafa, de acordo com BLACK (1997), através do pico do hidrograma, que pode atingir altos valores e ser mantido por um longo período de tempo enquanto o evento de precipitação diminui, numa clara indicação de que a saída da água é apenas uma função de sua entrada.

Dependendo da distribuição espacial da precipitação sobre as bacias hidrográficas e da proximidade dos sítios de armazenagem em relação a rede de drenagem, o escoamento pode começar antes da saturação, assim como em bacias com a cobertura vegetal original substituída por outros tipos de uso da terra a redução da capacidade de armazenagem e de infiltração fazem com que a saturação ocorra prematuramente, com conseqüentes reflexos sobre a hidrógrafa.

A resistência à liberação da água, segundo BLACK (1997) é afetada pelas características da armazenagem em termos do balanço existente entre a detenção e a retenção, que determina a quantidade que ficará armazenada e aquela que será liberada para a rede de drenagem. Também o é pela retenção do fluxo de saída em termos de obstruções físicas à sua passagem para fora dos meios de armazenagem, e pelas condições temporais que afetam a ambos.

A função de descarga refere-se a dinâmica de liberação da água para a rede de drenagem. Como função resultante das funções de captação e de armazenagem, igualmente encontra-se submetida aos fatores que as afetam, e cujos efeitos são representados nas hidrógrafas.

O principal fator que a afeta, segundo BLACK (1997), é a resistência da armazenagem em liberar água. Essa resistência é inerente aos meios de armazenagem e envolve as características da rede de drenagem, a proximidade dos sítios de armazenagem e as interações que ocorrem entre ambos.

A eficiência da drenagem é determinada pelas características topográficas das bacias hidrográficas, tais como a densidade, o padrão e a orientação da drenagem, assim como pela forma da bacia (LIMA, 1986). Primariamente, de acordo com BLACK (1997), a eficiência é determinada pela densidade de drenagem, mas o efeito da mesma no comportamento da vazão pode ser sobrepujado pelo padrão de drenagem, conforme o comentado na função de captação, pela forma da bacia caso ela esteja relacionada com os sítios de armazenagem, e pela orientação da drenagem em relação a direção de caminamento das chuvas. Concomitantemente a quantidade e a distribuição da água armazenada na zona riparia igualmente podem sobrepujar a forma e a orientação no comportamento da hidrógrafa.

A resposta física integrada das três funções hidrológicas direciona-se no sentido de atenuar os picos de vazão assim que ocorre um pulso de escoamento oriundo de um evento de precipitação; é um resultado embutido no processo de armazenamento e seu concomitante tempo de concentração. O grau de atenuação, informa BLACK (1997), pode ser impactado por modificações nas características das bacias, alterando o armazenamento e os parâmetros temporais, tal como o tempo de concentração.

A função meio para ocorrência de reações químicas refere-se a dinâmica das reações químicas que ocorrem nos diversos meios aquosos das bacias hidrográficas; tais reações proporcionam as interrelações fundamentais que dão suporte ao conceito de homeostase, que por sua vez desempenha papel de grande importância como mecanismo de estabilidade dos ecossistemas (ODUM, 1983; BLACK, 1997).

Ao movimentar-se nas bacias hidrográficas, a água desempenha papel de transportadora de materiais em consonância com as características físicas, químicas e biológicas das componentes destas, com as três funções hidrológicas e com as interações decorrentes. Os sítios e caminhos para tal são diversos como o são as interações e os reagentes, assim como suas combinações. O resultado final é o suporte para os diversos nichos ecológicos.

A função habitat refere-se a dinâmica de fornecimento de meios adequados para o suporte da vida aquática. As bacias hidrográficas, por meio de suas funções hidrológicas, definem as características da água doce do habitat aquático (BLACK, 1997). Enquanto sistemas não isolados e abertos, eles são influenciados por entradas de materiais advindos de outros sistemas, como deposição de poeiras, cinzas, solapamentos e resíduos biológicos, mas a quantidade destes que os adentram depende do tamanho das bacias hidrográficas (ALLAN et al, 1997), proximidades dos oceanos, de elevação e das feições fisionômicas relacionadas. Estas dão forma a freqüência dos fluxos e respectivas curvas de duração e a sua distribuição sazonal. As características dos outros parâmetros hidrológicos, em adição, tipificam a qualidade da água. Assim, a qualidade do habitat e a integridade biótica variam amplamente entre as áreas produtoras de fluxos de acordo com os padrões de uso da terra e de cobertura vegetal original que apresentam (ALLAN, ERICKSON e FAY, 1997).

A resposta integrada, oriunda da combinação das cinco funções é o fluxo característico da rede de drenagem através do qual os sólidos em suspensão e os solutos movem-se e são depositados nos sítios de armazenagem devido as flutuações que ocorrem no deflúvio e em sua velocidade, assim como das propriedades da substância que está fluindo (BLACK, 1997). Essa resposta pode ser detectada por intermédio do monitoramento da qualidade físico-química-biológica da água no decorrer do tempo. Através da movimentação nos meios de armazenagem, materiais e substâncias são transportados para fora da bacia hidrográfica, com contínua modificação das concentrações dos solutos e dos sólidos em suspensão, refletindo flutuações nos locais de acumulação controladas pelo comportamento hidrológico normal.

As respostas integradas das cinco funções são importantes para todos os ambientes aquáticos, pois as componentes físicas das bacias hidrográficas atenuam os eventos de precipitação, assim como o movimento da água para fora dos sítios de armazenagem regula a movimentação dos elementos químicos mobilizados,

posto o seu papel, segundo SILVEIRA (2000), ser o de transformar uma dada entrada de volume de precipitação concentrado no tempo em uma saída de água distribuída no tempo.

As funções e suas respostas refletem a organização do sistema, mas a intrincada relação destas com os fatores que caracterizam as bacias propicia um alto grau de sobreposição, o que dificulta a discussão isolada de cada uma delas (BLACK, 1997).

Assim, as três funções hidrológicas, as duas funções ecológicas e a duas respostas integradas constituem-se na essência da hidrologia das bacias hidrográficas e da qualidade da água.

2.1.3 Bacias Hidrográficas Sob Uso Sócio-Econômico

Ainda, sob a égide do conceito de sistemas, quando sob uso sócio-econômico, as bacias hidrográficas constituem-se, estruturalmente, em Sistemas Controlados. Sistemas Controlados são aqueles que apresentam atuação humana sobre os sistemas de processo-resposta, de maneira que a complexidade dos mesmos pode ser aumentada por essa intervenção (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Na estrutura dos sistemas processo-resposta há determinadas variáveis chaves ou “válvulas” sobre as quais o homem pode intervir, por meio da inserção de circuitos de trabalho auxiliar derivados de fontes ricas em energia (ODUM, 1983), para produzir modificações na distribuição de matéria e energia dentro dos sistemas em seqüência, e conseqüentemente influenciar as formas que a ele estão relacionadas; por exemplo, modificando a capacidade de infiltração de determinada área, o ser humano pode produzir, consciente ou inconscientemente, modificações consideráveis no fluxo d’água. Com a inserção de circuitos de trabalho auxiliar, a manutenção do sistema passa a ser efetuada através de novos caminhos, controlados e dirigidos a partir de fontes de energia auxiliar.

Em termos funcionais, são adicionados aos seus ambientes de entrada fluxos de energia auxiliar e de materiais, tais como insumos, energia, água, e de instrumentais como tecnologias e conhecimentos (REYNOLDS, 1985), por vezes em quantidades além do necessário para a sustentação da vida (ODUM, 1983); as necessidades, expectativas e esperanças humanas constituem-se em sentimentos determinantes do comportamento humano na projeção e gerenciamentos desses sistemas.

Os fluxos de energia auxiliar modificam, segundo SANTOS FILHO (2000), a estrutura interna dos sistemas e seus processos funcionais, levando os processos de transformação a gerarem novos produtos, bens e serviços. Esses fluxos de energia auxiliar constituem-se em subsídios de energia e reduzem os custos da automanutenção interna do sistema, aumentando assim a quantidade de energia de outras fontes que podem ser convertidas em produção (ODUM, 1983).

Por conseqüência, os ambientes de saída são também modificados, passando a apresentar como variáveis adicionais novos produtos, bens e serviços; em função das maiores entradas de energia e materiais, há uma saída maior, e por vezes prejudicial, de energia e resíduos oriundos dos processos de transformação, pois como ocorre com todo o uso intensivo e especializado da terra e de seus recursos, além dos benefícios existem custos (ODUM, 1983).

Dessa forma, pondera ODUM (1983), os ambientes de entrada e de saída são relativamente mais importantes para os sistemas controlados do que para os não controlados. As entradas aumentam as dependências energéticas (ASSMUS e ASSMUS, 1991) e de materiais de regiões distantes, e as saídas causam modificações, que por vezes se caracterizam em impactos sobre extensos ambientes devido a alterações nos processos funcionais e estruturais do sistema, dentro do escopo da interdependência, alterando sua dinâmica específica por meio da modificação de suas propriedades coletivas e emergentes.

Devido a inserção dos novos circuito de trabalho, seu caráter funcional modifica-se, expressando-se através de novos níveis de estímulo e da modificação

da escala de tempo da velocidade dos fenômenos de transformação, que passa a ser mais curta em relação a escala natural (SIMÕES, 1997). A busca constante da manutenção do equilíbrio para a estabilização continua sendo a meta (WOODS JR, 1994), e dá-se por meio dos processos de retroalimentação (CHRISTOFOLETTI, 1980; ODUM, 1983; SIMÕES, 1997), tanto negativa quanto positiva.

Nesse cenário, as funções fundamentais das bacias hidrográficas sofrem alterações. Os efeitos sobre a função de captação são similares àqueles relacionados à distribuição dos eventos de precipitação e ao tamanho das bacias hidrográficas (BLACK, 1997), ou seja, em pequenas extensões de área ou em pequenas bacias hidrográficas a modificação do uso da terra altera o comportamento do escoamento que é registrado de forma aparente na hidrógrafa. Isto indica que essa função é dominada pelas características locais, pois a interação predominante dá-se entre a escala dos eventos de precipitação e a hidrógrafa do mesmo. Quando a modificação do uso da terra dá-se em grandes extensões de área nas bacias hidrográficas, os impactos no comportamento do escoamento podem ser observados na hidrógrafa anual, pois as interações predominantes dão-se entre a escala dos eventos e a hidrógrafa anual, e o tamanho da bacia interage com a extensão superficial que teve o uso modificado.

Relativo a função de armazenagem, ocorre decréscimo do tempo necessário para o meio poroso atingir a saturação devido a diminuição da capacidade de armazenagem e de infiltração, de forma que o escoamento superficial e subsuperficial passam a ocorrer mais cedo, com maiores possibilidades do primeiro tornar-se o fluxo preferencial, causando modificações no comportamento da hidrógrafa dos eventos e no comportamento do escoamento anual (BLACK, 1997).

A função de descarga tem seu comportamento alterado devido, dentre outras, as modificações que as funções de captação e de armazenagem sofrem, como também das possíveis práticas de manejo que venham a ser utilizadas para a restauração destas últimas (POTTER, 1991; KRUG, 1996; MATHAN, 1996).

Em conseqüência, altera-se a função química e a de habitat devido a alteração do comportamento do escoamento no tempo e a maior quantidade de materiais por ele carreados, causando impactos na flora e fauna aquática e na rede de drenagem, impactando dessa forma a saúde do ecossistema.

Em relação ao tamanho das bacias hidrográficas e suas respostas frente as modificações dos usos da terra, BLACK (1997) recomenda que estas respostas sejam organizadas em termos de atenuação e fluxo posto serem integradas. Segundo o autor, conforme o tamanho das bacias, esta interage com diferentes fatores: para grandes bacias hidrográficas, o tamanho interage com a sua extensão superficial que teve o uso modificado, enquanto que em pequenas bacias predomina a escala dos eventos que causam escoamento.

Tem-se verificado na literatura que bacias hidrográficas consideradas de pequeno tamanho, denominadas freqüentemente de microbacias hidrográficas, apresentam maior sensibilidade de respostas em decorrência da pouca capacidade de amortecimento de sua rede de drenagem, e conseqüente menor tempo de concentração, assim como da menor heterogeneidade de ambientes, conforme pode ser verificado nas revisões de HEWLETT, LULL e REINHART (1969), BOSCH e HEWLETT (1982), BRUIJNZEEEL (1989) e WHITEHEAD e ROBINSON (1993), e nos trabalhos de SWANK e DOUGLAS (1975), PREBBLE e STIRK (1988), OLIVEIRA (1989), SMITH e BOSCH (1989), RANZINI (1990), SCARDUA (1994), AZEVEDO (1995), dentre outros. Mesmo entre as microbacias hidrográficas, sua posição no terreno e a sazonalidade climática podem apresentar efeitos marcantes sobre a sensibilidade de resposta, conforme ponderam GUTIERREZ – HERNANDES (1988) e BROOKS et al. (1991).

Já para as de grande porte, comentam PILGRIN, COVERY e BARON (1982) e BRUIJNZEL (1990), dado a sua heterogeneidade de ambientes e a sua rede de drenagem, ocorre a tendência de amortecimento das respostas localizadas em diversos graus, de tal forma que o deflúvio pode não apresentar sensibilidade suficiente para a detecção de tais efeitos, o que pode ser verificado nos trabalhos de

RICHEY, NOBRE e DESSER (1989), ROCHA, NOBRE e BARROS (1989), MARENGO et al (1994), KNAPP (1994), dentre outros. No entanto, pautados na relação estabelecida entre o desmatamento das vertentes dos Andes Peruano e a altura da lâmina d'água do rio Solimões em Iquitos, no Peru, GENTRY e LOPES – PARODI (1980, 1982) obtiveram respostas dos efeitos da substituição da cobertura vegetal para o período de tempo compreendido entre 1962 e 1978, resultados estes contestados ao nível de procedimentos analíticos por diversos outros autores.

No entanto, no que concerne a classificação das bacias hidrográficas por classe de tamanho, não existe ainda consenso quanto aos parâmetros a serem utilizados e suas respectivas classes de amplitude, pondera SCARDUA (1994); até o presente, têm-se sugerido sua classificação com base em seu tamanho (CHOW et al, 1988), procedimentos operacionais para coleta de dados (ROCHA, 1997), referencial hidrográfico e hierarquia (NAIMAN et al, 1992; CONCEIÇÃO, 1996, 1997), e variabilidade espaço – temporal das chuvas (PONCE, 1989).

2.1.4 Praxis do Uso da Terra

Seguindo o conceito de autoajuste, pode-se considerar que alterações significativas em uma bacia hidrográfica, como um todo ou em parte de sua área, poderão afetar áreas a jusante, pois seu reflexo num dado local considerado como saída poderá propagar-se por meio de bacias adjacentes (COELHO NETTO, 1998), o que obrigatoriamente deve ser levado em consideração quando do planejamento da intervenção humana.

Nesse aspecto, as bacias hidrográficas podem ser conceituadas como sendo um espaço físico definido, apropriado para o planejamento do uso dos recursos naturais, no qual consideram-se, além dos aspectos físicos, os tecnológicos, econômicos e sociais (REYES – RODRIGUES, 1988; BRAGA, 1998; COELHO NETTO, 1998).

Quando da ocupação da terra e do uso dos recursos, deve-se considerar nas premissas do planejamento e do gerenciamento a variável comportamento humano em relação ao sistema e suas componentes.

Em função da organização sócio—econômico—cultural apontada por ANDRADE (1977), e na busca da satisfação de suas necessidades, expectativas e esperanças, os indivíduos agrupados em comunidade, veículo através do qual os valores humanos são criados, estabelecidos e compartilhados (KAUFMAN e KAUFMAN, 1990), fixam atitudes e definem os recursos para seu uso, procurando apropriar-se deles, determinando, assim, a ocupação de porções do ambiente necessário para tal. Dessa forma, a comunidade passa a ser composta não somente por pessoas, mas também pelas posses e pelos recursos definidos para o seu uso (KAUFMAN e KAUFMAN, 1990). Os recursos naturais são percebidos não somente como atributos do meio físico, mas também como de ordem sócio-cultural (BARROS, 1994), o que faz com que a comunidade determine o ambiente físico que necessita, e por conseqüência determine a porção do mesmo que deverá permanecer intacto (FIREY, 1990), apropriando-se daqueles que seu padrão sócio-cultural é hábil em utilizar.

Esse processo é do tipo indutivo, dentro do qual a ocupação é dinâmica e ocorre em resposta a preferências e a necessidades humanas, conforme se depreende de ABRAGNANO (1970), BARROS (1994) e LALANDE (1996), e que sofre expansões e contrações que são o reflexo externo de cada pessoa, e no seu conjunto, do grupo, de forma que a paisagem e os recursos naturais evoluem às custas dos processos externos.

Dentro desse processo de ocupação, posse e transformações, ponderam BARRETO (1981) e BARROS (1994), a paisagem tende a declinar em resposta a uma obsolescência funcional, devido a desníveis de tecnologia e de gerenciamento, cada um apresentando influência independentemente do outro, o que faz com que indivíduos ou grupo de indivíduos atuem através de gerações de pessoas e de tecnologias, de maneira sucessiva e sobreposta. Nesse processo, as iniciativas

individuais conferem a terra certas atividades e bens, e as pressões coletivas da população mais ainda, tudo em função da satisfação das necessidades.

Partindo desse pressuposto, considera BARRETO (1981), pode-se definir a ocupação da terra e o uso dos recursos naturais como sendo uma estrutura tridimensional composta por atividades em relação as necessidades, infra-estrutura necessária às atividades, e o papel que os valores sociais representam para as instituições, comunidades ou indivíduos que regulamentam as atividades em relação ao espaço considerado e aos padrões de uso da terra.

Os valores sociais fazem com que comunidades diferentes apresentem diferentes organizações de vida ou personalidade, de forma que as características de cada uma poderão determinar as respostas com as quais a comunidade criará circunstâncias externas ou transientes (FIREY, 1990; BARROS, 1994). Dentro desse cenário, a improdutividade ou o uso consuntivo dos recursos não pode ser considerado como um atributo inerente a um dado meio físico e sim, mais propriamente, uma evidência da má combinação entre o uso atual e o uso potencial dos mesmos (BARRETO, 1981; PANTULU, 1985).

Considera-se como uso atual dos recursos naturais, conforme conceituação efetuada por SANTOS FILHO (2000), a apropriação e o uso dado aos mesmos no momento de sua descrição e caracterização, emprego este pautado nos valores sociais de uso advindos da matriz comportamental, e como uso potencial o emprego que poderá ser dado a eles, igualmente pautado em valores sociais, levando em consideração os processos estruturais e funcionais em que se inserem, e na lei do mínimo, que neste caso deve ser interpretada conforme o proposto GONÇALVES (1997), ou seja, não como o mínimo fator limitante da produtividade, mas sim como a relação adequada entre fatores que pode fazer com que o mínimo atinja a máxima potencialidade.

No âmbito da matriz de interações, a má combinação entre o uso atual e o uso potencial dos recursos caracteriza o conflito de uso dos mesmos, muitas vezes degradando-os, e por conseqüência, causando impactos negativos ao ambiente

(SANTOS FILHO, 2000), o que pode ser percebido nas bacias hidrográficas, de forma integrada, por meio do escoamento, tanto em termos quantitativos quanto qualitativos devido a modificação de suas cinco funções fundamentais.

É o que se verifica em relação ao crescente aumento da população e conseqüente necessidade de satisfação das demandas, que fazem com que os espaços físicos sejam ocupados, paulatinamente, de maneira desordenada, com visível conflito de uso, acelerando o ritmo de declínio da paisagem, gerando situações de excesso, carência e poluição que tendem a se agravar com o decorrer do tempo, prejudicando o bem estar da população.

Este é o processo que se verifica na Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá onde, segundo MATO GROSSO (1996^b), o estrangulamento da oferta de água iniciou-se em 1980, causando transtornos que são sentidos pela população e que colocam as atividades sócio-econômicas sob risco de solução de continuidade.

2.2 EFEITOS DOS USOS DA TERRA

Os ecossistemas do tipo agrícola, pecuário e florestal são sistemas projetados e gerenciados para canalizar uma conversão máxima de energia solar e de outros tipos de energia em produtos através de um duplo processo (ODUM, 1983): o primeiro, empregando energia auxiliar para executar o trabalho de manutenção que, em outros sistemas naturais, seria realizado pela energia solar, permitindo maior conversão desta em produtos; e, o segundo, efetuando a seleção genética de plantas e animais para otimizar a produção nesse ambiente especializado e subsidiado com energia. Dessa forma, o sucesso da adaptação desses sistemas controlados resultou da inserção de circuitos de trabalho auxiliar derivados de fontes ricas em energia (ODUM, 1964).

Nesse contexto, considera-se como fonte rica de energia auxiliar ou subsídio de energia, de acordo com ODUM (1983), qualquer fonte que reduza o

custo da automanutenção interna do ecossistema, aumentando, assim, as quantidades que podem ser convertidas em produtos.

Em termos de ambientes de entrada e de saída, ocorre um considerável aumento nos fluxos de entrada, caracterizando uma dependência energética em relação a outros sistemas ou regiões (ODUM, 1983; ASSMUS e ASSMUS, 1991), assim como modificações decorrentes nos fluxos de saída, que exercem impactos sobre as entradas de outros sistemas.

Como esses processos produtivos têm como pressuposto o uso intensivo da terra, além dos benefícios existem custos (ODUM, 1983; LUNDQVIST et al, 1985), que incluem a erosão dos solos, assoreamento, poluição pelo escoamento de pesticidas e fertilizantes, alto custo dos subsídios de energia e aumento da vulnerabilidade às mudanças meteorológicas e as pragas e doenças, dentre outros, conforme se verifica na literatura pertinente.

Os papéis que os diversos tipos de uso da terra desempenham em relação as componentes das bacias hidrográficas e a sedimentação podem ser agrupados por meio da descrição dos impactos causados pelas atividades específicas de cada sistema de produção e tipos de conversão, os quais podem ser caracterizados em um nível particular de distúrbio, mais propriamente pelo agrupamento deles (JORDAN, 1985; BRUINJZEEL, 1986, 1996) em baixa, intermediária e alta intensidade. Esses graus de intensidade são caracterizados pela escala espaço-temporal de ocorrência e duração dos distúrbios, assim como pelas possibilidades de recuperação.

Exemplificando, florestas submetidas a incêndios ocasionais ou induzidos no contexto da agricultura de derrubada e queima, , ciclones ou exploração seletiva podem se recuperar caso sejam deixadas em pousio (SALDARRIAGA, 1987; HORNE e HICKEY, 1991); por essa razão, esses distúrbios podem ser classificados como de intensidade intermediária (BRUINJZEEL, 1996).

2.2.1 Métodos de Limpeza do Terreno

A limpeza do terreno para substituição da sua cobertura pode ser efetuada por diversos métodos, classificados em manuais e mecânicos, cada um deles caracterizado por um grau específico de impacto de acordo com o nível de alteração que causa.

LAL (1981) estudou os efeitos de diversos métodos de limpeza do terreno, na Nigéria, em termos de taxa de erosão e de escoamento superficial em relação as chuvas incidentes durante o primeiro ano após a limpeza. Obteve valores de taxa de erosão de $0,4 \text{ t.ha}^{-1}$, $4,0 \text{ t.ha}^{-1}$ e 15 t.ha^{-1} para limpeza manual, limpeza com trator com lâmina frontal e limpeza com trator de esteira e destocador, respectivamente; os valores correspondentes de escoamento superficial foram 1%, 6,5% e 12% da precipitação incidente, respectivamente.

Os resultados obtidos por DIAS E NORTCLIFF (1985^a) na Amazônia Central corroboram com os obtidos por LAL (1981), que verificaram a ocorrência de modificações pouco significativas nas propriedades físicas da camada superficial de um latossolo para limpeza manual do terreno em relação a limpeza mecanizada com bulldozer.

Trabalhando com limpeza do terreno em um latossolo amarelo com vegetação de capoeira de 12 anos de idade, HERNANI et al (1987) verificaram que dos métodos testados (enleiramento, queima e destoca), o enleiramento provocou menores perdas de solo por erosão, $0,13 \text{ t.ha}^{-1}$ e menor escoamento superficial, 139 mm.a^{-1} , enquanto que o destocamento provocou perda de $1,8 \text{ t.ha}^{-1}$ e maior volume de escoamento, 307 mm.a^{-1} . Em relação a vegetação de capoeira, o enleiramento provocou aumento de 150% e -38% para taxa de erosão e volume de escoamento, respectivamente, enquanto que o destocamento provocou aumento de 3.527% e 37%, respectivamente.

A movimentação de máquinas e equipamentos no decorrer da retirada da vegetação, ao compactar o solo, causa alterações na capacidade de infiltração, cuja

magnitude depende do método e da intensidade aplicada. HULUGALLE et al (1984) obtiveram valores maiores de capacidade de infiltração para limpeza manual de um solo do tipo alfissolo ($3,8 \text{ mm.s}^{-1}$) em relação a mesma operação realizada mecanicamente com o uso de empurrador de árvores ($2,6 \text{ mm.s}^{-1}$) e com empurrador de árvores – arrancador de raízes ($2,8 \text{ mm.s}^{-1}$). TROUSE JR (1979) relata queda de 99% na taxa de infiltração quando um solo sob floresta recebeu as operações de limpeza e de preparo para o plantio. Outros exemplos podem ser vistos em SANCHEZ (1981).

Esses trabalhos foram executados em solos de textura média e textura argilosa, nos quais o tamanho e a forma das partículas permitem que estas se acomodem quando da aplicação de forças, modificando a proporção de macro/microporos, resultando no aumento da densidade do solo, efeito este evidenciado nos trabalhos de HULUGALLE et al (1984) e de OLSSON (1986), dentre outros. Porém, para solos de textura arenosa pode-se esperar respostas diferenciadas devido a acomodação de suas partículas (BODMAN e CONSTANTIN, 1965; WARKENTIN, 1971; SANCHEZ, 1981). Em solos podzólicos em Sabah, MALMER e GRIPS (1990) não encontraram diferenças significativas de aumento de densidade aparente em suas camadas superficiais quando da limpeza mecanizada do terreno para retirada da floresta; porém, verificaram que houve diminuição da capacidade de infiltração.

Para solos de textura arenosa, ressalta BRUINJZEEL (1996), as propriedades do solo, tais como densidade aparente, porosidade e condutividade hidráulica saturada podem proporcionar uma falsa impressão a respeito das modificações que ocorrem quando do uso de máquinas, havendo a necessidade de se examinar tais efeitos em um amplo espectro de tensão de sucção representada pela capacidade de retenção do solo e por curvas de condutividade hidráulica saturada.

A modificação das propriedades físicas está fortemente relacionada com o número de passadas que os veículos e equipamentos dão em um determinado

ponto do terreno, resultando em diferentes graus de compactação (MOEHRING e RAWLS, 1970; WRONSKI, 1984; BRUINJZEEL, 1996); em qualquer caso, o incremento da densidade aparente depende da umidade do solo (SIDLE e DRLICA, 1981). Também os impactos causados são maiores quando são utilizados equipamentos com rodas em relação aqueles com esteira (DIAS e NORTCLIFF, 1985^a) devido a distribuição de forças.

Em relação a distribuição de forças no solo, os efeitos do trânsito de veículos e equipamentos nas suas propriedades físicas ocorrem na camada superficial de 15 a 20 cm de espessura. No caso dos sulcos formados pelo material rodante e pelo arraste da madeira no solo, ocorre pouca melhora das propriedades físicas deste ao longo do tempo, mesmos após muitos anos de pousio (WERT e THOMAS, 1981; MALMER e GRIPS, 1990).

Considerando-se a diminuição do valor da capacidade de infiltração e dos valores de condutividade, verifica-se que, para chuvas de determinada intensidade, pode haver a formação de escoamento superficial e conseqüente erosão, além de problemas de encharcamento e aeração (GREACEN e SANDS, 1980).

Embora os métodos manuais de limpeza do terreno causem menos danos que os mecanizados, sua utilização restringe-se a pequenas áreas devido ao fato de requerer quantidade significativa de força de trabalho humano, e sua adoção depender da predisposição em empregá-lo e do grau tecnológico das comunidades e/ou indivíduos.

2.2.2 Uso Agrícola

Quando da substituição da cobertura vegetal original por culturas agrícolas, considerando-se a teoria dos sistemas (ver 2.1.1), inicia-se o processo de ajustamento das variáveis em função da nova cobertura e dos circuitos de trabalho auxiliar inseridos via processo de produção, cujo resultado vai depender dos tipos de circuitos e da interação destes com os demais componentes do sistema.

Sob o ponto de vista hidrológico, essa substituição e inserção acarreta, de acordo com BLACK (1997), alterações na função hidrológica de armazenagem e por consequência na de descarga, o que significa dizer que o balanço hídrico do local referência vai se estabelecer em um novo patamar próprio, muitas vezes diferente daquele que a cobertura vegetal original apresentava.

Essa mudança de patamar é resultante das condições climáticas e do contraste gerado pela evapotranspiração devido à diferenças estruturais, morfológicas e fisiológicas existentes entre os tipos de vegetação, representadas pela maior estatura, estrutura mais complexa, maior rugosidade aerodinâmica e maior profundidade de alcance dos sistemas radiculares de tipos de vegetação com coeficientes de reflexão relativamente baixos e grande quantidade de biomassa foliar de um lado, e a menor estatura, estrutura relativamente mais simples, menor rugosidade aerodinâmica e menor alcance de sistemas radiculares de tipos de vegetação com coeficientes de reflexão relativamente mais altos e com menor quantidade de biomassa foliar do outro (BRUINJZEEL, 1990).

Nesse contexto, considerando-se o regime sazonal da precipitação, no período chuvoso a diferença de volume de água é resultante da diminuição da quantidade interceptada pela biomassa acima do solo e que é evaporada, enquanto que na estação seca a diferença é oriunda do menor volume de solo explorado pelo sistema radicular das culturas (LIMA, 1986).

O volume extra de água produzido, assim como o regime do fluxo, vão depender da quantidade e dos tipos de circuitos de trabalho auxiliar utilizados no processo de produção, assim como da sua intensidade de uso; alguns circuitos, como os referentes a ocupação fundiária e unidades de trabalho, escoamento da produção e acesso, e de preparo do solo, tanto em termos de causa e efeito como de interação, podem apresentar efeitos deletérios ou não, enquanto outros, como as práticas de conservação dos solos e preservação da zona riparia podem ser utilizados para mitigar esses efeitos. A escolha dos circuitos de trabalho auxiliar para formar o conjunto adequado à cada sistema de produção agrícola tem por finalidade

dotá-los de coerência por meio de mecanismos de retroalimentação, quer positiva enquanto aceleradora de desvios, quer negativa enquanto supridora de desvios.

O Sistema de Produção Agrícola de Subsistência, também denominado por ODUM (1983) de Pré-Industrial, efetuado por meio da derrubada e queima, caracteriza-se pela utilização de áreas pouco extensas, em caráter migratório, e uso de poucos circuitos de trabalho auxiliar, geralmente compostos pela força de trabalho humano e animal.

Quando da derrubada e do plantio, segundo TUCCI (1998), ocorre aumento da vazão média e redução da evapotranspiração, com retorno aos níveis originais no decorrer do período de pousio devido ao restabelecimento da cobertura por meio do processo da sucessão secundária.

Atualmente, informa BRUINJZEEL (1990), esse sistema tende a ser aceito, genericamente, como sustentável para as condições de solos e de clima dos trópicos, contanto que utilizado dentro dos limites da capacidade de regeneração do ecossistema.

Os Sistemas de Produção Agrícola de Excedentes ou de Escala Comercial caracterizam-se pela utilização de áreas extensas e contíguas, por seu caráter permanente, uso de quantidades relativamente grandes de circuitos de trabalho auxiliar, e forte dependência energética de outras regiões, conforme se depreende de ODUM (1983) e ASSMUS e ASSMUS (1991).

Esses sistemas podem ser classificados, com base no tipo de cultura agrícola em permanentes ou perenes, e em anuais/sazonais. Em comum, apresentam a necessidade do uso dos circuitos de trabalho para o preparo do solo, plantio, condução e colheita, assim como a falta de proteção ao solo nas fases iniciais de crescimento (BERTONI e LOMBARDI NETO, 1993). Diferem quanto a continuidade do uso desses circuitos posto as culturas perenes requererem os circuitos necessários ao preparo e plantio uma única vez no decorrer de sua vida útil, enquanto que as anuais/sazonais os requerem a cada ciclo, cuja duração varia de meses.

Após a maturidade das culturas agrícolas, a vazão média pode aumentar ou permanecer estável, neste último caso próximo aos valores originais. Aumentos permanentes foram observados no caso da conversão da cobertura vegetal original para: culturas anuais em 300 a 400 mm.a⁻¹ (LAWSON et al, 1991; LAL 1983); chá 200 a 400 mm.a⁻¹ (BLACKIE, 1979); coco em 200 a 700 mm.a⁻¹ (ABDUL RAHIM, 1988; IMBACH et al, 1989); e dendê em 822 mm.a⁻¹ no quarto ano após o plantio (ABDUL RAHIM, 1988). Produção próxima aos valores apresentados pela cobertura vegetal original foram observados para culturas anuais por JANSON e ANDERSON (1988) e para dendê por FONG et al³ citados por BRUINJZEEL, 1996.

Em bacias hidrográficas de grandes dimensões, o efeito pode ser marcante. CALDER et al (1995) estudando os efeitos da substituição em larga escala da cobertura de florestas para culturas agrícolas na Bacia Hidrográfica do Lago Malawi, por meio de modelagem matemática, estimaram a produção de água para duas situações de percentual de cobertura vegetal original: a primeira com 64% e a segunda com 13%. Os valores estimados indicaram que o nível do lago encontrava-se um metro acima daquele que ocorreria durante a grande seca de 1992 caso a cobertura vegetal original tivesse continuado a recobrir 64% da área da bacia.

Por outro lado, o abandono das áreas de cultivo seguido da implementação da sucessão secundária faz com que ocorram decréscimos paulatinos na produção de água, como o observado por DEBUSSCHE, RAMBAL e LEPART (1987) em uma bacia hidrográfica karstica na região do Languedoc, França, no período de 1949 a 1979. O avanço da cobertura vegetal nativa sobre áreas abandonadas de vinhedos e pastagens acarretou diminuição de 77 mm na produção de água no decorrer do período, com prognose de decréscimo de mais 23 mm até o ano 2000.

³ FONG, S.F.; SYED SOFI, S.O; TAN, P.Y. A lysymetric simulation of leaching losses from a oil palm fields. In: PROCEEDINGS OF THE SEMINAR IN FERTILIZER IN MALASYAN AGRICULTURE. Malasyan Society of Soil Science. Kuala Lumpur, 45 – 68, 1983.

O maior volume de água produzido e as alterações no regime do fluxo são indicadores das alterações que ocorrem nas funções hidrológicas. No caso dos cultivos perenes, comenta GUIMARÃES (2000), o maior impacto advém da substituição da cobertura vegetal posto que após o crescimento da nova cultura não ocorrerá alteração freqüente na sua estrutura.

Nos cultivos anuais/sazonais, além dos impactos iniciais oriundos da substituição da cobertura, ocorrem aqueles relacionados ao preparo periódico do solo, plantio, condução e colheita, os quais alteram as propriedades dos solos, privilegiando o escoamento superficial como fluxo preferencial na composição do escoamento direto, conforme se depreende de BLACK (1997). Além dos danos provocados pelos equipamentos, informam BERTONI e LOMBARDI NETO (1993) e BRAGAGNOLO e PAN (2000), o preparo do solo se caracteriza pela realização de um exagerado número de operações, muitas vezes desnecessárias.

Ocorrem também efeitos indiretos nas propriedades dos solos quando da substituição da cobertura vegetal original, particularmente por culturas agrícolas e pastagens; por exemplo, a exposição do solo mineral aos elementos do clima freqüentemente resulta na deterioração da capacidade de absorção de água, diminuição da quantidade de matéria orgânica e do conteúdo de nutrientes (GREACEN e SANDS, 1980; BARUQUI e FERNANDES, 1985), alterações quantitativas e qualitativas na fauna do solo, erosão por impacto das gotas de chuva e selamento do solo (COELHO NETTO, 1998), de endurecimento da superfície do solo (RUARK et al, 1982; BERTONI e LOMBARDI NETO, 1993).

Com a diminuição da quantidade de matéria orgânica e com os ácidos orgânicos liberados, ocorre uma destruição parcial do complexo argila-humus, que por seu turno faz com que ocorra uma grande dispersão e migração de partículas que tendem a obstruir os macroporos e a reduzir a condutividade hidráulica (MARTINS et al, 1991).

Concomitantemente com as modificações quantitativas, ocorrem modificações qualitativas nos fluxos d'água devido ao carreamento de material via

processo erosivo e via inserção de grandes quantidades de insumos nos ambientes de entrada e conseqüente maior liberação nos ambientes de saída, afetando as funções ecológicas de meio para a ocorrência de reações químicas e de habitat, caracterizando, muitas vezes, situação de poluição dos recursos hídricos. Segundo ANJOS e VON SPERLING (1993) e PUCKETT (1995) as práticas agrícolas constituem-se em importante causa de modificação da qualidade da água dos rios e dos lagos.

As principais fontes de poluentes são os sedimentos oriundos do processo erosivo, fertilizantes como fonte de nutrientes, calcário como corretivo da acidez do solo e biocidas para controle de pragas, doenças e dissecação das culturas como trato pré-colheita, todas tipificadas como não pontuais ou difusas (PUCKETT, 1995).

De acordo com BARROSO e SILVA (1992), existe uma nítida relação entre poluição e erosão e que pode ser observada quando se constata como efeitos poluidores da erosão a produção de sedimentos e o arraste de fertilizantes, pesticidas e herbicidas. Os principais mecanismos que afetam o processo são os climáticos, como as precipitação e o vento, topográficos, edáficos e vegetacionais. A forma como essa influência ocorre pode ser vista nos trabalhos de HUDSON (1982), BARUQUI e FERNANDES (1985), BERTONI e LOMBARDI NETO (1985), MESQUITA, OLIVEIRA e PEREIRA (1992), MARTINS e BAHIA (1998), SALOMÃO (1999), dentre outros.

Atuam no processo de desgaste da superfície do solo os mecanismos de desagregação das partículas pelo efeito integrado da energia do impacto das gotas de chuva e da turbulência do escoamento superficial, o de transporte pela concentração e escoamento de água na superfície, cujo volume vai depender da razão de infiltração/precipitação, das características da chuva, das condições antecedentes de umidade do solo, da posição do solo no terreno e do comprimento e da declividade da rampa (JOHNSON e MOLDENHAUER, 1970; BAHIA et al, 1992; SOUZA, 1996), e o de deposição (BERTONI e LOMBARDI NETO, 1985; RESENDE, 1985; RESENDE e ALMEIDA, 1985).

Em função da deposição seletiva das partículas, as de menor diâmetro, representadas pelo silte, argila e pela matéria orgânica, são transportadas para a rede de drenagem modificando a qualidade da água em termos de sólidos em suspensão, condutividade elétrica, turbidez e concentração de elementos químicos inorgânicos, enquanto que as de maior diâmetro são transportadas e depositadas nas partes mais baixas e planas do terreno (BAHIA et al, 1992; RESENDE, 1985; FERREIRA, 1994). Como reflexo dessa seletividade, a água nos canais de drenagem tende a apresentar como fração predominante dos sólidos as partículas de menor classe de diâmetro.

Como exemplo dessa deposição seletiva, pode-se citar o trabalho de TARDY et al (1993) a respeito dos efeitos da erosão na qualidade da água do rio Amazonas, no qual estimou-se que 87,4% da concentração dos sólidos totais na água, mensurado na localidade de Óbidos-AM, era constituída por partículas finas e 12,6% por partículas grossas. JOHNSON e MOLDENHAUER (1970), por meio de revisão da literatura, relatam que a análise de uma série temporal de dados de qualidade da água referente a 10 anos de coleta mostrou que 85% dos sólidos em suspensão eram compostos por silte e argila.

A quantidade e o tipo de materiais que chegam aos canais de drenagem via escoamento superficial também dependem do tipo e da intensidade de uso que é dado ao solo e das práticas de conservação adotadas. Também, segundo AZEVEDO (1995), dependem das características físicas dos solo. Quanto melhor forem as condições protetivas proporcionadas ao solo em termos de cobertura, movimentação, adição de insumos químicos e retenção de água, maiores serão as possibilidades de redução do escoamento superficial e, portanto, menores serão as quantidades de materiais liberados para os cursos d'água.

Nesse sentido, SOUZA (1996), estudando as alterações físico-químicas decorrentes de atividade agrícolas caracterizadas predominantemente pela cultura da batata e de atividades florestais caracterizadas pela cultura do *Eucalyptus grandis* no deflúvio de três microbacias hidrográficas em Conselheiro Lafaiete e

Itaverava, estado de Minas Gerais, observou valores de concentração de sólidos totais em suspensão de 104,37, 32,2 e 118,55 mg.l^{-1} e 79,5, 13,52 e 27,37 UNT para as parcelas sob uso agrícola, valores estes superiores em até 50 vezes aqueles observados nas parcelas sob uso florestal (2,37, 3,34 e 2,4 mg.l^{-1} para sólidos totais em suspensão e 1,90, 2,44 e 2,74 UNT para turbidez), creditando os mesmos ao revolvimento intensivo do solo, relevo acidentado e ao longo comprimento de rampa, o que predispõe os solos cultivados das vertentes à aceleração do processo de erosão hídrica.

MATHAN (1996), estudando a natureza dos solos em relação ao fluxo superficial e a perda de sedimentos durante eventos de precipitação em uma bacia hidrográfica sob uso agrícola com cultivo de banana e em outra florestada, no estado hindu de Tamil Nadu, verificou que a perda de sedimentos para a rede de drenagem foi de 541,3 kg.ha^{-1} e 416,3 kg.ha^{-1} , respectivamente. Os resultados mostraram que, em ambas as bacias hidrográficas, o fluxo superficial era dependente da quantidade de precipitação, das práticas de conservação de solos adotadas e da cobertura vegetal.

Devido ao processo erosivo oriundo da modificação da dinâmica dos fluxos da água, os fertilizantes utilizados para alicerçar a produção agrícola passam a constituir fonte primária difusiva de poluição para os corpos d'água.

Os fertilizantes, segundo BARROSO e SILVA (1992), são substâncias químicas, geralmente de baixa toxicidade, que não acarretam problemas de poluição ao solo quando empregados corretamente, mas que podem ser depositados na rede de drenagem e nas partes baixas do terreno através da erosão dos solos. No entanto, alertam RYDING e RAST (1989), o uso de fertilizantes com altos teores de nitrogênio e fósforo pode afetar drasticamente a carga de nutrientes em áreas de drenagem na zona rural.

O meio de transporte utilizado é a água por intermédio dos fluxos ordenados hierarquicamente em um sistema (VAN BUUREN e KERKESTA, 1993), o que torna sua dinâmica dependente, direta e indiretamente da dinâmica hidrológica.

A influência direta está associada com o papel que a água desempenha como agente de fluxo de massa, enquanto que a indireta encontra-se associada aos aspectos qualitativos e quantitativos do regime da água, ou seja, com a química da água e a umidade do solo em termos de ciclagem de nutrientes (VERHOVEN et al, 1993).

Quanto aos meios de transporte, os nutrientes solúveis como o nitrato e o potássio são lixiviados no perfil do solo por meio da percolação em direção ao lençol freático, do escoamento subsuperficial em direção a rede de drenagem e carreados na superfície pelo escoamento superficial quando da saturação da camada superficial. Os nutrientes pouco solúveis como os fosfatos são transportados conjuntamente com os minerais de argila e com a matéria orgânica, aos quais ficam adsorvidos. No decorrer desse processo, as diversas componentes do meio de armazenagem desempenham seu papel de atenuação dos fluxos (HEWLETT, 1982; BLACK, 1997) retendo temporariamente não somente os fluxos d'água oriundos dos eventos de precipitação como também os nutrientes por meio dos mecanismos de retenção e de detenção.

As componentes do sistema de fluxo que são utilizadas na movimentação dos nutrientes em resposta a um dado evento de precipitação dependem das características dos solos, das características da precipitação em termos de duração, intensidade e qualidade, das condições antecedentes de umidade do solo, da topografia (VERHOVEN et al, 1993; SOUZA, 1996), e do tipo de uso e respectiva intensidade. De acordo com GRESSER, KILLHAM e EDWARDS (1993) e BLACK (1997), as componentes do fluxo que são utilizadas, por sua vez, determinam com que zona ou zonas do solo a água interage em sua rota em direção aos canais de drenagem. Nesse âmbito, ponderam GRESSER, KILLHAM e EDWARDS (1993), a expectativa é a de que o solo consiga reter não somente os fertilizantes como também o calcário, os pesticidas e os herbicidas.

No que concerne aos adubos nitrogenados, ocorre uma forte correlação entre a concentração de nitratos no deflúvio e a intensidade da atividade agrícola

(NIELSEN, CULLEY e CAMERON, 1982; PUCKETT, 1995), o que necessariamente não reflete a taxa de uso de fertilizantes nitrogenados (GRESSER, KILLHAM e EDWARDS, 1993). A correção da acidez do solo e as condições de colheita favorecem a mineralização do nitrogênio orgânico e a nitrificação.

Além disso, há que se considerar, também, que a adubação não se constitui em entrada única de nutrientes nesse tipo de sistema controlado. Dentro dos princípios da ciclagem de nutrientes, ocorrem entradas espontâneas ou naturais via ciclagem geoquímica por intermédio da precipitação, fixação, e da deposição de poeira (BERENDSE, AERTS e BOBBINK, 1993), cujo transporte e dinâmica nos meios de armazenagem são os mesmos que aqueles utilizados pelos fertilizantes. Dessa forma, a precipitação afeta a quantidade de nitrogênio que chega ao solo, sendo maiores as quantidades que adentram o sistema no decorrer do período seco, época em que sua concentração tende a aumentar no deflúvio. Quando em equilíbrio, de acordo com a teoria geral dos sistemas, o fluxo de entrada deve ser semelhante ao de saída, respeitada a flutuação em torno da amplitude de variação da estabilidade. Esse comportamento foi verificado por SMOLEN (1981) através do balanço de massa em bacias hidrográficas testemunhas no estado da Virgínia, EUA, que indicou que a quantidade de nitrogênio exportado foi aproximadamente igual a quantidade de nitrogênio orgânico que adentrou através da precipitação.

Relatam GRESSER, KILLHAM e EDWARDS (1993) que tem sido apontado que o teor de nitrogênio orgânico nos solos sob uso agrícola pode atingir valores em até cento e cinquenta vezes maior que o dos adubos nitrogenados que são anualmente adicionados. Nesse sentido, os dados observados por GLENDING (1989) no campo agrícola experimental de Broadbulk na Escócia são pertinentes: o solo que recebeu $144 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ de fertilizante todos os anos, desde 1852, continha um teor de nitrogênio orgânico 20% superior que aquele que não foi fertilizado desde essa data, e teor de nitrato maior ainda, o que pode significar risco maior de lixiviação. Na região dos cerrados, informam SUHET, PERES e VARGAS (1985), os solos virgens podem conter grande quantidade de nitrogênio mineralizado,

chegando a atingir 42 kg.ha^{-1} trinta dias após o início das chuvas, o que evidencia a sua capacidade de suprir as plantas sem a necessidade de adição de fertilizantes nitrogenados.

Dado a alta taxa de lixiviação que o nitrato apresenta devido a sua alta mobilidade (ASHLEY, JACKSON e VOLK, 1975), a incidência freqüente de eventos de precipitação de alta intensidade logo após a aplicação de nitrato pode acarretar a poluição dos recursos hídricos, especialmente se o solo apresentar textura arenosa ou fração argilosa composta por argila do tipo 1:1, onde pouco ou nenhum nitrogênio é fixado (STEVENSON e WAGNER, 1970; SUHET, PERES e VARGAS, 1985), ficando o papel de fixação restrito à matéria orgânica.

Dessa forma, quantidades excedentes de nitrato àquelas que as culturas podem absorver e o solo fixar são lixiviadas através das componentes de armazenagem em direção a rede de drenagem, modificando a qualidade da água. Estudando a qualidade da água em bacias hidrográficas sob uso agrícola e com cobertura vegetal original, nos EUA, por meio do método de bacias hidrográficas pareadas, SMOLEN (1981) observou uma concentração de $0,052 \text{ mg de N.l}^{-1}$, fração inorgânica solúvel, na vazão da bacia sob uso agrícola, um valor duas vezes superior ao da bacia testemunha.

NIELSEN, CULLEY e CAMERON (1982) verificaram que, em onze bacias hidrográficas sob uso agrícola no Canadá, no decorrer de um período de dois anos, por meio de 3.000 amostras que, destas, 90 apresentaram teor de nitrogênio que excedeu ao valor determinado pelo padrão local ($10 \text{ mg de N.l}^{-1}$) e 360 apresentaram teores abaixo de $0,3 \text{ mg de N.l}^{-1}$; verificaram ainda que a exportação de nitrogênio via deflúvio variou de 3,5 a $29,2 \text{ Kg de N.ha}^{-1}$, e que o nitrato correspondeu a 75% das perdas totais nas onze bacias. SHARPLEY, SMITH e WILLIAMS (1988), utilizando as relações que descrevem os processos físicos e químicos envolvidos no processo de transporte do nitrogênio, constataram impacto das fontes não pontuais de transporte desse nutriente através do aumento da perda

média de 5,1 kg de N.ha⁻¹.ano⁻¹ em seis bacias hidrográficas que apresentaram como uso preponderante o cultivo de trigo, nos estados Oklahoma e Texas, EUA.

Para três microbacias hidrográficas na região de Conselheiro Lafaiete e uma em Itaverava, MG, SOUZA (1996) não observou aumento significativo do teor de nitrogênio total nas águas do deflúvio das áreas sob produção agrícola em relação aquelas sob produção florestal. Para microbacias sob uso com pastagens, floresta plantada e mata nativa, em Teixeira de Freitas, BA, AZEVEDO (1995) encontrou variações nas concentrações de elementos químicos entre bacias devido as características dos solos e não devido ao tipo de uso.

Já os fertilizantes fosfatados quando aplicados aumentam seu teor na solução do solo, mas a maior parte é adsorvida pela fase sólida do solo ou se precipita com óxido de ferro e alumínio, formando complexos menos solúveis (GOERDET, SOUZA e LOBATO, 1985), tornando-o de pouca mobilidade no solo, de forma que a poluição do deflúvio via processo de lixiviação é muito baixa (GRESSER, KILLHAM e EDWARDS, 1993). Ainda, a quantidade de adubo fosfatado que é adicionado raramente é grande o suficiente para produzir alta concentração do elemento na solução do solo, mesmo considerando a sua distribuição como uniforme, o que não ocorre na prática (BLACK, 1970).

No decorrer do processo de erosão, no entanto, o fósforo complexado e adsorvido na fase sólida é carregado pelo escoamento superficial proporcionado pelos eventos de precipitação e pela irrigação. De acordo com MARTIN, FENSTER e HANSON (1970), a perda de fertilizante fosfatado por essa via é pequena. No entanto, informam que mais de 22% do fosfato aplicado em solo nu foi removido pelas chuvas quando estas ocorreram logo após a aplicação do fertilizante.

HILL (1981), quantificando a exportação de fósforo por 22 bacias hidrográficas sob uso agrícola na região sul de Ontário, Canadá, no decorrer de 25 meses, obteve valor médio anual variando de 0,027 a 2,11 kg. de P.ha⁻¹ entre as mesmas, sendo que aquelas que apresentavam estruturas de tratamento de efluentes contribuíram com 68% das entradas anuais. Para as bacias estudadas por

SMOLEN (1981) foi observado uma concentração média de $0,15 \text{ mg.l}^{-1}$ no deflúvio, excedendo em 32% do período o valor máximo recomendado pelo padrão local. MILLER et al (1982), ao determinar a contribuição das perdas de fósforo para com a qualidade da água em dez bacias representativas da região dos grandes lagos canadenses, informa que 70% das perdas desse nutriente tiveram por origem as culturas agrícolas.

Para as bacias estudadas por SOUZA (1996), observou-se que ocorreram diferenças significativas na concentração de fósforo entre as amostras do deflúvio oriundas das áreas sob uso agrícola e aquelas sob uso florestal devido a adubação freqüente e ao carreamento pelo escoamento e pela irrigação; os valores observados de $0,092 \text{ mg.l}^{-1}$, $0,027 \text{ mg.l}^{-1}$ e $0,053 \text{ mg.l}^{-1}$ superaram o limite máximo permitido de $0,025 \text{ mg.l}^{-1}$ para as classes I, II e III de enquadramento.

Em termos de calagem, informam GRESSER, KILLHAN e EDWARDS (1993), a mesma não apresenta conseqüências para a qualidade da água, exceto na medida em que proporciona condições ótimas para a amonificação e nitrificação do nitrogênio orgânico, favorecendo a atividade biológica do solo (SOUZA, CARVALHO e MIRANDA, 1985). Em bacias hidrográficas que apresentam por componente solo com acidez, a calagem pode apresentar efeitos benéficos ao reduzir a acidez da água e aumentar seu teor de cálcio.

Nas bacias hidrográficas estudadas por SOUZA (1996) em Conselheiro Lafaiete e Itaverava, o teor de cálcio no deflúvio foi maior nas amostras coletadas nas áreas com uso agrícola ($2,29 \text{ mg de Ca.l}^{-1}$) em relação aquelas coletadas nas áreas sob uso florestal ($1,87 \text{ mg de Ca.l}^{-1}$), perfazendo uma diferença de 18,34%.

Ocorrem, ainda, diferenças regionais e espaciais em relação a quantidade de nutrientes exportados pelas bacias hidrográficas no deflúvio devido a intensidade das práticas agrícolas, tipo de cultura, regime pluviométrico e características físico-químicas dos solos (PUCKETT, 1995; ALLAN, ERICKSON e FAY, 1997), e dentro de uma mesma bacia, a quantidade exportada apresenta forte correlação positiva

com o tamanho da área cultivada (HILL, 1981; NIELSEN, CULLEY e CAMERON, 1982).

Há incertezas consideráveis sobre a importância relativa das maiores fontes não pontuais de poluição por fertilizantes com respeito a sua efetiva contribuição na quantidade liberada para o deflúvio e conseqüente modificação da qualidade da água deste (PUCKETT, 1995), posto que a relação causal das correlações que ocorrem são difíceis de serem explicadas devido a considerável colinearidade que existe entre os usos da terra, as componentes da bacia e o clima incidente (HILL, 1981), o que dificulta a sua discussão isolada (BLACK, 1997).

Para bacias de grande dimensão é preciso avaliar padrões regionais de qualidade físico-química da água devido a necessidade de se compreender as influências dos usos da terra no seu conjunto, e devido a inexecutabilidade de se amostrar todos os córregos e rios, levando, freqüente, a extrapolação de resultados de sítios monitorados para sítios não monitorados (PHILLIPS e BACHMAN, 1995). Muito da aparente utilidade das bacias hidrográficas como unidades de estudo resulta do entendimento geral de que a quantidade e a qualidade num ponto da rede de drenagem reflete a agregação das características da área a montante. Uma abordagem para esse problema de multiescala é a adoção do conceito de ecorregiões, conjuntamente com o de bacia hidrográfica (OMERNICK e BAILEY, 1997).

Ecorregiões, segundo OMERNICK e BAILEY (1997) podem ser consideradas como regiões de múltiplos propósitos, e designada como sendo aquelas áreas nas quais o agregado de todas as componentes dos sistemas terrestres e aquáticos é diferente ou menos variável que aqueles em outras áreas. Esse conceito proporciona uma estrutura espacial comum para os vários agentes responsáveis pelo gerenciamento dos recursos naturais, podendo ser aplicado em escala internacional, nacional e regional. A ecorregião delimita grandes áreas dentro das quais os ecossistemas locais ocorrem mais ou menos distribuídos por toda a parte, num padrão previsível. Pela observação do comportamento dos diferentes

grupos dos ecossistemas dentro da região é possível prognosticar o comportamento daqueles em que não foram efetuadas observações.

O uso dessa estrutura regional resolveria, conforme a análise de OMERNICK e BAILEY (1997), o problema de falta de similaridade existente entre o agregado das características geográficas relacionadas com a quantidade e a qualidade dos recursos e o padrão topográfico correspondente das bacias hidrográficas, assim como o problema das áreas áridas e semi-áridas onde a rede de drenagem abastece o lençol freático, e o de áreas em que é praticamente impossível definir os limites das bacias hidrográficas.

No entanto, ponderam MAXWELL et al (1995) e OMERNICK e BAILEY (1997), bacias hidrográficas e ecorregiões podem ser instrumentos complementares mesmo em se considerando que elas têm diferentes propósitos. Bacias hidrográficas que estão localizadas dentro de ecorregiões similares tendem a serem similares umas as outras e diferentes daquelas de ecorregiões diferentes (OMERNICK e GRIFFITH, 1991). Embora duas bacias hidrográficas não sejam semelhantes, a variação das características entre elas dentro da mesma ecorregião tende ser menor, ou de natureza similar quando comparada com as de outras ecorregiões. Também, as características das porções de grandes bacias hidrográficas que abrangem mais que uma ecorregião podem ser diferentes em cada uma delas.

Uma outra fonte não pontual de poluição que vem sendo apontada como responsável pela degradação da qualidade da água são os pesticidas, mesmo com o advento da obrigatoriedade do Receituário Agrônomo e com as especificações e recomendações de cuidados de uso que acompanham os produtos. O fundamento do seu uso é o da diminuição da competição com vistas a produção máxima possível da cultura.

As principais causas da poluição do deflúvio pelos pesticidas segundo RÜEGG et al (1986), AZEVEDO (1991), PARANÁ (1992) e SOUZA (1996) são: lançamentos de restos de formulação nas águas, lavagem de equipamentos de pulverização na beira dos corpos d'água, respingos acidentais de formulações,

aplicação de pesticidas na água para controle de pragas e vetores de doenças, e lixiviação e carreamento.

Como o meio de transporte é a água oriunda dos eventos de precipitação e da irrigação, as vias são aquelas proporcionadas pelos fluxos hierarquicamente ordenados, e os mecanismos são os de absorção, dispersão e de carregamento.

Das vias de transporte, mencionam NICHOLSON (1970) e TRIEGEL e GWO (1994), a determinada pelo escoamento superficial é a mais significativa, principalmente quando se considera a contaminação superficial a baixas concentrações de pesticidas. No entanto, pondera SOUZA (1996), a importância relativa dessas duas formas de transporte depende, em grande parte, do tipo de solo e do relevo de cada região. Nos solos planos e muito permeáveis as perdas por lixiviação são mais importantes, ao passo que em solos pouco permeáveis e em relevos movimentados as perdas por escoamento superficial assumem maior relevância. Os fatores que controlam esses mecanismos são discutidos em detalhes por TRIEGEL e GWO (1994).

A distribuição dos pesticidas no solo é determinada pela natureza adsorptiva dos coloides do solo que, segundo HOLT, DOWDY e TIMMONS (1970), está relacionada com a superfície dos minerais de argila e suas respectivas cargas elétricas, com as reações de troca, com as características físico-químicas dos pesticidas e pelos fatores físicos, químicos e biológicos que são determinados pelo ambiente do solo (GRESSER, KILLHAM e EDWARDS, 1993), assim como pela meia vida dos pesticidas (SOUZA, 1996).

O movimento dos pesticidas para os cursos d'água ainda não foi adequadamente estudado devido a dificuldades analíticas em decorrência das baixas concentrações envolvidas (GRESSER, KILLHAM e EDWARDS, 1993). Estudos efetuados por TIMMONS, FRANK e DEMINT (1970) no decorrer de dez anos de monitoramento nos EUA, mostraram que os valores de concentração raramente ultrapassaram a casa de 10ppm. MA e SPALDING (1997) observaram teores de 36 e 17 $\mu\text{g.l}^{-1}$ de herbicida no deflúvio de uma bacia hidrográfica com área

de 3.327 ha, vazão média de $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{S}^{-1}$ e precipitação média de $635 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$, entre os anos de 1993 e 1994.

Para a bacia hidrográfica do rio Verde, MG, AZEVEDO (1991) relata que as análises das amostras de água coletadas em 23 pontos da rede de drenagem pela Superintendência do Meio Ambiente no decorrer dos anos de 1988, 1989 e 1990 apontaram, para o primeiro ano do período, que treze dos vinte e três pontos amostrais apresentaram concentrações de pesticidas acima dos padrões estabelecidos pela Resolução 020 do CONAMA, com o HCH e seus isômeros presente em quinze pontos; em 1989 o número de pontos de amostragem caiu para nove e em 1990 para um, tendo sido creditado essa queda à proibição da comercialização e uso de organoclorados desde 1985.

No estado do Paraná, PARANÁ (1992) informa que das 1.825 amostras de água que foram coletadas e analisadas no decorrer do período de 1976 a 1984 visando detectar a ocorrência de resíduos de BHC, Lindare, DDE, Aldrin, DDT, TDE, Heptacloro, Trifluralin, Chlordane, Endosulfan, Malation, Duldrin, Campheclor, Metil-Paration, Etion e Endrin, 84% apresentaram resíduos de pelo menos um desses pesticidas. Mesmo após o tratamento para consumo humano, 78% das amostras ainda apresentavam concentrações superiores aos padrões estabelecidos, das quais 47% com resíduos de mais de um pesticida e 12% com mais de quatro produtos diferentes, o que, segundo MOTTA (1988), demonstra o pouco efeito do tratamento convencional sobre os pesticidas, justificando o rigor dos padrões de potabilidade em relação a esses produtos.

A concentração dos pesticidas no material sólido que acumula no fundo das bacias de captação e no fundo dos tanques de sedimentação das estações de tratamento de água tendem a ser maior que aquela detectada na água. PARANÁ (1992) detectou valores até 49.300 vezes superiores de concentração em sedimentos em relação aquela detectada na água em Araucária, e concentração de TDE de até 109.395 vezes superiores no município de São Miguel do Iguçu. Os maiores valores detectados nos sedimentos de fundo fazem com que estes

funcionem como reservatório de elementos químicos para alteração periódica da qualidade da água da rede de drenagem e determinem a presença dos pesticidas de forma contínua, o que leva a inferir que a taxa de degradação destes é menor que aquela das suas concentrações no sistema.

Há que se ressaltar que os pesticidas clorados são mais persistentes na água e no solo devido ao fato de não serem biodegradáveis, levando anos para desaparecerem, enquanto que os fosforados orgânicos, embora mais tóxicos, são pouco persistentes, permanecendo no solo e na água no máximo durante algumas semanas (MOTTA, 1988; BARROSO e SILVA, 1992).

Em função do grau de persistência dos pesticidas, conforme o evidenciado no trabalho de PARANÁ (1992), e no âmbito das funções ecológicas de meio para as reações químicas e de habitat das bacias hidrográficas (BLACK, 1997), ocorre o processo de concentração dos pesticidas na flora e na fauna aquática.

Visando a diminuição dos impactos causados pela maior entrada de energia e matéria, assim como da inserção dos circuitos de trabalho auxiliar, via de regra são adotadas práticas de conservação de caráter vegetativo, edáfico ou mecânico, ou um conjunto delas (BARUQUI e FERNANDES, 1985; BERTONI e LOMBARDI NETO, 1985; RESENDE e ALMEIDA, 1985; MESQUITA, OLIVEIRA e PEREIRA, 1992; BERTONI e LOMBARDI NETO, 1993; MARTINS e BAHIA, 1998; SALOMÃO, 1999, dentre outros) para controle dos processos erosivos, assim como cultivares mais resistentes a pragas e doenças e a acidez do solo. A motivação para a adoção dessas práticas advém da redução da produção e da diminuição do valor patrimonial da propriedade (BERTONI e LOMBARDI NETO, 1993; NAPIER, 2000).

PEREIRA (1973), através de revisão de literatura, constatou a efetividade das práticas de caráter edáfico, do tipo rotação de culturas, para diversas regiões dos Estados Unidos. A análise dos dados publicados aponta que houve diminuição dos valores do escoamento superficial (Rs) e da produção de sedimentos nas seguintes rotações: 20,5% e 9,9% da precipitação incidente para Rs e 212 e 66 t.ha⁻¹.ano⁻¹ de sedimentos em plantio contínuo de milho *versus* milho em rotação;

3% e 2,3% da precipitação incidente para Rs e 42 e 20 t.ha⁻¹.ano⁻¹ de sedimentos em plantio contínuo de algodão *versus* algodão em rotação.

Reduções expressivas no volume do escoamento superficial e na quantidade de sedimentos foram encontradas por WÜNSCHE e DENARDIN (1978) ao compararem o uso do plantio direto com o plantio por meio do preparo convencional do solo sem incorporação de palha, com queima de palha e com incorporação de palha; verificaram que o uso do plantio direto diminuiu o escoamento superficial em 58%, 39% e 22% e a produção de sedimentos em 99%, 90% e 60% em relação ao solo preparado sem incorporação, com queima e com incorporação, respectivamente. Segundo CHAVES (1998), o uso do plantio direto nas culturas agrícolas reduz em poucos anos as perdas de solo em até 90%.

PARANA (1997^a) apresenta valores de redução da descarga máxima em função da adoção de medidas de tratamento dos solos para chuvas de tempo de recorrência de 10 anos e duração de 24 horas para diferentes culturas em áreas de drenagem de tamanhos crescentes: cultivo em fileira (0,103 m³.s⁻¹ em 40,47 ha; 0,044 m³.s⁻¹ em 809,40 ha); cereais (0,052 m³.s⁻¹ em 40,47 ha; 0,024 m³.s⁻¹ em 809,40 ha); café (0,075 m³.s⁻¹ em 40,47 ha; 0,033 m³.s⁻¹ em 809,40 ha). Verifica-se que o aumento da área de drenagem em 20 vezes diminui os valores de descarga máxima por hectare em 57%, 54% e 56% para o cultivo em fileiras, cereais e café, respectivamente.

No entanto, deve-se considerar que a vazão específica decrescente com a área pode ser influenciada pelos aspectos hidrodinâmicos do escoamento, e não necessária e exclusivamente pelas práticas de conservação do solo.

Dessa forma, a adoção e utilização de práticas de conservação dos solos para desaceleração do processo erosivo reduz e retarda o escoamento superficial, reduzindo os picos do hidrograma e o volume do escoamento direto, aumentando o escoamento de base na composição do deflúvio. Isto foi constatado por POTTER (1991) para a Bacia Hidrográfica de East Branch, em Wisconsin, Estados Unidos, com área de 573 km², com uso predominantemente agrícola e pecuário, com adoção

progressiva de práticas de conservação no período de 1940 a 1986. Os picos do hidrograma diminuíram de valor nos últimos 25 anos, assim como não foram constatadas evidências de tendências no escoamento base, sugerindo modificações na dinâmica da resposta hidrológica da bacia; também não foram verificadas tendências nas séries temporais de precipitação. Em função disto, o autor creditou às práticas de conservação dos solos o efeito da diminuição dos valores do pico de fluxo.

KRUG (1996) constatou por meio de simulação a redução de 53% nos valores de vazão de 10 anos de recorrência e de 17% na capacidade de armazenamento, devido a utilização de práticas de conservação do solo na Microbacia Hidrográfica de Coon Creak, nos Estados Unidos, no decorrer de um período de 67 anos.

Os reflexos da adoção dessas práticas na quantidade e na qualidade da água advém do seu papel de retroalimentação negativa no âmbito da função hidrológica de armazenagem, que é o de auxiliar na atenuação dos eventos de precipitação, aumentando o tempo de permanência da água e interferindo no direcionamento dos fluxos, em especial a infiltração e percolação em detrimento do escoamento superficial. Isto permite que as perdas por carreamento via escoamento superficial diminuam, as por lixiviação aumentem, e que o material particulado que contém nutrientes e pesticidas adsorvidos na sua superfície permaneça no local. Adicionalmente, o uso de cultivares mais resistentes a pragas e doenças, assim como o uso do controle biológico, contribuem para com a entrada de menores quantidades de pesticidas no sistema.

A vegetação ripária ao longo da rede de drenagem das bacias hidrográficas exerce forte influência no tipo, taxa e qualidade de água, sedimentos e nutrientes que chegam aos canais de drenagem a partir das terras ao seu redor (COOPER et al, 1987), modificando a quantidade e a qualidade do deflúvio. Encontra-se relacionada com área variável de influência e desempenha, também, o

papel de retroalimentação negativa no âmbito das funções hidrológicas de captação e de descarga (ver 2.1.2).

Seu papel hidrológico de retroalimentação negativa dá-se em parte por meio de sua interferência no padrão de fluxo do deflúvio por meio da participação do escoamento superficial, e diretamente por modificar as inundações e o escoamento de base nos canais de drenagem (NAIMAN e DÉCHAMPS, 1997), o que torna esse tipo de vegetação particularmente importante em bacias hidrográficas sob uso agrícola onde as práticas de uso aumentam a magnitude e a frequência das enchentes e diminuem o escoamento de base; a deposição de galhos, troncos e árvores mortas nos canais diminuem a velocidade do fluxo.

No âmbito das funções ecológicas de meio para ocorrência de reações químicas, seu papel de retroalimentação negativa está relacionado com o efeito de filtragem dos materiais, que ocorre por meio de sua retenção via processo de filtragem (PETERJOHN et al, 1983; LOWRANCE et al, 1985; JACOBS e GILLIAM, 1985; NAIMAN e DÉCHAMPS, 1997; QIU e PRATO, 1998; SNYDER et al, 1998, dentre outros), e com o efeito de tamponamento através da absorção de nutrientes e de outras substâncias (LOWRANCE et al, 1985; LIMA, 1986, 1989, 1995; COOPER et al, 1987; WELSCH, 1991; OSBORNE e KOVACIC, 1993; DANIELS e GILLIAM, 1996; NAIMAN e DÉCHAMPS, 1997; LYONS, TRIMBLE e PAINE, 2000, dentre outros). Encontra-se relacionada, ainda, com a redução das flutuações da temperatura da água, que por sua vez exerce influência sobre a qualidade da água e sobre a biota (BROWN, 1976; SCHLOSSER e KARR, 1981; LYONS, TRIMBLE e PAINE, 2000).

Devido ao seu papel hidrológico e ecológico, conforme o supra exposto, a manutenção da vegetação ripária em boas condições estruturais e funcionais é considerada como medida de conservação do solo e da água (BOSCH et al, 1994; SNYDER et al, 1998).

SNYDER et al (1998) investigando os impactos da vegetação ripária sobre fontes agrícolas não pontuais de poluição na bacia hidrográfica de Nomini Creek,

estado da Virgínia, EUA, sob uso agrícola com cultura de soja em rotação, mensuraram uma concentração média de 4,47 mg de $\text{NO}_3 - \text{N.l}^{-1}$ no deflúvio e de 9,00 mg de $\text{NO}_3 - \text{N.l}^{-1}$ no lençol freático, valores estes que resultaram numa redução de 50% do teor de $\text{NO}_3 - \text{N}$ devido a absorção pela vegetação; no entanto, não foi detectada tendência para os teores de fósforo e amônia, devido, possivelmente aos valores da maioria das amostras coletadas estarem abaixo daquele do limite de detecção.

Nos estudos efetuados por SORANNO et al (1996) e GBUREK e SHARPLEY (1997), a diminuição dos teores de fósforo no deflúvio apresentou forte correlação com a proximidade das áreas sob cultivo em relação a rede de drenagem, formando corredores ao longo desta com largura variável, em consonância com a topografia e as condições do deflúvio, constituindo-se em sumidouros desse nutriente (COOPER et al, 1987). Dessa forma, concluem GBUREK e SHARPLEY (1997), áreas com solos que apresentam alta concentração de fósforo podem ser integradas com áreas de produção de deflúvio antes que diretrizes técnicas sejam desenvolvidas para a aplicação desse fertilizante. A quantidade de nutrientes removido do deflúvio depende de muitos fatores, incluindo as características do solo, profundidade do lençol freático, declividade, tipo de vegetação e seu estado de conservação e sazonalidade climática.

Há que se ressaltar que a capacidade de tamponamento e de filtro do sistema ripário é finito, e quando próxima a saturação tende a apresentar declínio nas taxas de absorção de nutrientes (DANIELS e GILLIAM, 1996).

Quanto a filtragem de toxinas pela vegetação ripária existem muito poucos estudos enfocando esse assunto, de maneira que não há dados suficientes para se determinar sua eficiência de remoção (STANLEY, TRIMBLE e PAINE, 2000).

Em diversos países, conjuntos de práticas integradas de conservação para mitigação dos efeitos deletérios oriundos do sistema de produção agrícola vem sendo adotados sob o nome de Melhores Práticas de Manejo (Best Management Practices), com relativo sucesso, conforme atestam os trabalhos de VOHRA (1985),

SHIYANG e JINGE (1985), BHARDWAJ e DHYANI (1994), EDWARDS et al (1997), ARTHUR et al (1998), dentre outros.

No entanto, em relação a qualidade da água, apesar da diminuição da concentração de nutrientes e de sedimentos, esta continua a exceder os limites dos padrões estabelecidos (CLAUSEN e MEALS, 1989), assim como ainda não são conhecidos adequadamente os mecanismos que permitem essa redução (ARTHUR et al, 1998).

Recomenda-se que, para uma dada bacia hidrográfica, a adoção de práticas de conservação do solo e da água pautem-se em critérios políticos (SCHUBART, 2000), econômicos (TEIXEIRA, 1998; SALOMÃO, 1999; NAPIER, 2000) e geográficos (NAPIER, 2000), e contar com a participação pública para que proporcionem os bens e serviços necessários às comunidades (DHAR, 1994), pois muitas decisões são tomadas em nível local de pequenas cidades e vilas (ALLAN, ERIKSON e FAY, 1997).

Também, as recomendações de práticas de conservação do solo e da água devem ser compatíveis com a realidade física e sócio-econômica de cada propriedade, serem adotadas dentro de planos regionais, tanto em nível de propriedade rural quanto de bacias hidrográficas, e terem a participação integrada de instituições públicas governamentais e não governamentais, dos municípios e da comunidade (BARUQUI e FERNANDES, 1985; BERTONI e LOMBARDI NETO, 1993; BRAGAGNOLO e PAN, 2000).

2.2.3 Uso com Pastagens

A semelhança do uso agrícola, quando do uso das pastagens nativas e da substituição da cobertura vegetal original por pastagens plantadas, ocorrem também os processos de ajustamento interno, cujos resultados igualmente dependerão dos tipos de circuitos inseridos no sistema e das respectivas intensidades de uso.

Em relação a cobertura antecedente, as respostas hidrológicas serão modificadas devido as alterações que ocorrerão no balanço de energia, de massa, e nas propriedades dos solos, que por sua vez ocasionam modificações nas funções de armazenamento e de descarga, assim como aceleração do processo erosivo (EDWARDS, LARSON e TIM, 2000). Com a implantação de pastagens, tem-se informado aumento na produção de água na ordem de 200 a 400 mm.a⁻¹ (MUMEKA, 1986) e de 1 para 9 m³.s⁻¹ (PEREIRA, 1973). Os valores são variáveis, e dependem das condições de cada bacia hidrográfica, do período decorrente desde a substituição da cobertura, da precipitação incidente, dentre outros.

As alterações que ocorrem no balanço de energia são oriundos do maior valor de albedo que as pastagens apresentam (LIMA, 1986,; ABRACOS, 1994; FISCH, MARENGO e NOBRE, 1998; ALVES, FISCH e VENDRAME, 1999), resultando em menor quantidade líquida de radiação e conseqüente menor taxa de evapotranspiração.

Verifica-se na literatura estimativa de valores de albedo para pastagens na Amazônia variando de 10 a 14%, e para a floresta tropical variando de 18 a 20% (NOBRE, SELLERS e SHUKLA, 1991; LEAN e ROWNTREE, 1993; ABRACOS, 1994; POLCHER e LAVAL, 1994^a, 1994^b; DIAS e REGNER, 1996; LEAN et al, 1996).

Para radiação líquida de 11,5 MJ.m⁻².dia⁻¹ disponível para a floresta tropical e 9,3 MJ.m⁻².dia⁻¹ para pastagem na Amazônia, ALVES, FISCH e VENDRAME (1998) obtiveram valores correspondentes de evapotranspiração de 4,1 e 3,1 mm.dia⁻¹, respectivamente. A diferença existente entre as taxas de evapotranspiração é explicada pelas diferenças existentes entre os tipos de vegetação elencadas por LIMA (1986) e BRUINJZEEL (1990), conforme o explicitado no uso agrícola.

Quanto a variação da quantidade de água armazenada no solo, HODNETT et al (1995) verificaram, em latossolo com textura argilosa próxima a Manaus – AM, que a quantidade armazenada até 2 m de profundidade foi semelhante para

cobertura de floresta tropical (154 mm) e para pastagem (131 mm) no decorrer da estação seca; verificaram também que o sistema radicular das gramíneas explorava o solo até 1,5 m de profundidade, enquanto que o da floresta o fazia até 2 m. A variação espacial da armazenagem foi maior no solo sob pastagem, particularmente após eventos de precipitação no decorrer da estação seca, devido a redistribuição das chuvas como escoamento superficial, evento este que não ocorreu no solo sob floresta. Comportamento semelhante da umidade do solo para cobertura de pastagem e de floresta tropical foi observado por ALVES, FISCH e VENDRAME (1999).

Para vegetação de savana, PREBBLE e STIRK (1988) verificaram a ocorrência de aumento da quantidade de água armazenada, na ordem de 26 mm, devido a retirada dos indivíduos de porte arbóreo da Savana Gramíneo-Lenhosa na Austrália.

A conversão de vegetação da Savana Estépica para pastagem, por meio da retirada dos elementos arbustivos seguida de adubação com nitrogênio, permitiu um aumento médio de 8 mm no volume de água armazenada no solo em condições de baixo valor de precipitação média anual, e de 150 mm em condições opostas de precipitação (DAVIS, 1984).

Ainda, dentro dos aspectos do balanço de energia e do balanço hídrico, a interceptação das chuvas pelas gramíneas pode desempenhar papel importante na dinâmica dos fluxos d'água. DUNNE e LEOPOLD⁴, citados por COELHO NETTO (1998), apontam que o armazenamento de parte das chuvas tende a aumentar no período de crescimento das gramíneas. Antes de gerar fluxos pelo colmo, as gramíneas retêm umidade até atingir o limite da sua capacidade de retenção, a qual foi estimada por DEUS (1991) em 500% do valor de seu peso seco no decorrer da estação seca, quando essa vegetação encontrava-se ressecada, no Vale do Paraíba

⁴ DUNNE, T.; LEOPOLD, L.B. **Water Environmental Planning**. San Francisco, W. H. Freeman & Company, 1978. 818 p.

do Sul – SP. WATERLOO⁵, citado por BRUINJZEEL (1996), em trabalho experimental desenvolvido nas Ilhas Fiji com *Pennisetum polystachyon*, com 1,5 m de altura, estimou uma taxa de interceptação de 4% da precipitação incidente pela massa foliar da gramínea e de 7% pela manta orgânica. Uma vez atendida a demanda, ocorre a geração de fluxos pelo colmo em direção a base de enraizamento, implicando em sensíveis variações espaciais em termos de distribuição de umidade no solo (COELHO NETTO, 1998).

Evidentemente, essa dinâmica depende do hábito de crescimento das gramíneas. Gramíneas com hábito de crescimento horizontal tendem a distribuir a água no solo de maneira mais uniforme, assim como os rizomas atuam como barreira atenuadora do escoamento superficial, diminuindo a taxa de erosão; aquelas com hábito vertical proporcionam distribuição pontual, no local em que encontram-se situadas suas touças, deixando parte da superfície do solo a descoberto, favorecendo o escoamento superficial e conseqüente aceleração do processo erosivo, conforme constatou REDE/CEMAT (2001, não publicado) na Bacia Hidrográfica do rio Poxoréo, em Mato Grosso.

As alterações que ocorrem nas propriedades dos solos após a implantação da cobertura de gramíneas são decorrentes das estratégias e práticas de manejo utilizadas no que concerne a densidade de apascentamento, rotação de pastagem, densidade e vigor da cobertura de gramíneas, pisoteio e queima (PEREIRA, 1973; BERTONI e LOMBARDI NETO, 1993).

Comparativamente, SCHUBART (1977) verificou que a taxa de infiltração de água no solo sob pastagem foi seis vezes menor que aquela sob floresta tropical cinco anos após a implantação da mesma, nas proximidades de Manaus – AM.

Dentre as práticas de manejo das pastagens, o uso do fogo, um trato cultural utilizado para limpeza e renovação, pode alterar ou não as propriedades

⁵ WATERLOO, M. J. *Water and Nutrient Dynamics of Pinus caribaea Plantation Forest on Former Grassland Soil in Southwest Viti Levu*. PhD Thesis, Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam.

físicas dos solos como a permeabilidade e a densidade aparente. Solos argilosos e com elevado teor de material amórfico na fração argila foram beneficiados com a ação do fogo devido ao aumento da permeabilidade, enquanto que em solos arenosos foi verificado o surgimento de encrostamento (DEMATTE, 1988).

Estudo efetuado por MALLIK et al (1984) em solo do tipo podzólico apontou uma redução da capacidade de infiltração na ordem de 74% após a queima devido ao entupimento dos poros da camada superficial pelas cinzas.

A capacidade de apascentamento está relacionada com a capacidade suporte da pastagem em alimentar um dado número de animais; a suplantação da capacidade causa danos a cobertura de gramíneas, diminuindo o grau de proteção que esta proporciona ao solo, aumentando o tempo necessário para a sua recuperação.

HOFMANN e RIES (1991), explorando as interrelações existentes entre apascentamento, escoamento e erosão em pastagens, verificaram que o apascentamento era o fator que mais influenciava nas perdas de solos e nas variáveis hidrológicas. McIVOR et al (1995) relatam resultados experimentais similares na Austrália, sugerindo que o apascentamento é importante em termos de influenciar a cobertura do solo, recomendando um mínimo de 40% de cobertura em locais com características semelhantes ao estudado. Quando a pastagem é utilizada para o apascentamento de ovinos, COSTIN (1980) recomenda um mínimo de 70% de cobertura.

O uso da queima para a limpeza e renovação das pastagens pode contribuir para a diminuição da cobertura do solo pelas gramíneas. CORREA e ARONOVICH (1979) verificaram que a cobertura do solo com capim Jaraguá e Kudzu tropical apresentaram redução de cerca de 30% em um período de trinta meses após a queima, enquanto que FONTANELLI e JAQUES (1988) verificaram que a cobertura diminuiu em 73%, necessitando de cinco meses para a rebrota completa.

Dessa forma, além da alteração de suas propriedades, a queima deixa o solo a descoberto por um período de tempo que pode se tornar crítico caso abranja parte da estação úmida. SANTOS et al (1992) observaram perdas de solo por erosão hídrica em um Cambissolo na monta de $151,2 \text{ t.ha}^{-1}$ em parcelas experimentais de pastagens nas quais esse trato cultural foi utilizado, e de $22,4 \text{ t.ha}^{-1}$ nas parcelas testemunha, representando um aumento de 85%, o que evidencia o potencial de perda de solo no período compreendido entre a queimada e o fechamento da cobertura.

Também, o uso das queimadas pode ocasionar o secamento excessivo da superfície do solo, causando repelência a água, especialmente quando a queimada é efetuada no decorrer da estação seca, devido a formação de compostos apolares durante a decomposição do material orgânico (COSTA, 1990), o que reduz o contato entre a água e as superfícies que a adsorvem, ficando a mesma sujeita a evaporação ou a infiltração, chegando até mesmo a impedir esta última, favorecendo o escoamento superficial e o processo erosivo (SANTOS, BAHIA e TEIXEIRA, 1992).

Dentro do contexto do apascentamento, o pisoteio de um maior número de animais tende a aumentar a densidade aparente do solo e o número de trilhas de caminhamento, modificando a função hidrológica de armazenagem, privilegiando o fluxo superficial em detrimento do fluxo subsuperficial e da infiltração.

Conjuntamente com a perda de sedimentos, ocorrem exportações de nutrientes para o deflúvio, alterando a sua qualidade. As fontes podem ser pontuais e não pontuais conforme a estratégia operacional adotada pelos pecuaristas e finalidade do rebanho. As fontes pontuais, ressalta PUCKETT (1995), constituem-se no maior problema para a qualidade da água.

PUCKETT (1995) estima que nos EUA o rebanho de 7,5 bilhões de animais produzem 5,9 milhões de toneladas de nitrogênio e 1,8 milhões de toneladas de fósforo.

Diferentes tipos de rebanhos exportam quantidades diferentes de nutrientes para o deflúvio. É o que NELSON, COTSARIS e OADES (1996) observaram nas bacias hidrográficas de Retreat Valley e de Dawless, no sul da Austrália, com área de 1,3 e 3,0 km², respectivamente, e precipitação e deflúvio similar. A bacia utilizada com apascentamento de ovinos exportou para o deflúvio 9 kg.ha⁻¹ de nitrogênio, 1 kg.ha⁻¹ de fósforo e 55 kg.ha⁻¹ de carbono orgânico, dos quais 33%, 36% e 65% adsorvidos nos sedimentos. A bacia utilizada para apascentamento de gado bovino para produção de leite exportou menos nitrogênio, 6,6 kg.ha⁻¹, sendo que 82% adsorvido nos sedimentos, e maior quantidade de fósforo (1,1 kg.ha⁻¹) e de carbono orgânico (66 kg.ha⁻¹), dos quais 76% e 92% adsorvidos. As concentrações de fósforo e de carbono orgânico excederam os limites permitidos.

O apascentamento pode elevar as concentrações de elementos químicos no deflúvio, mas os resultados dos estudos efetuados são, por vezes, contraditórios. Por meio de análise de amostras de água de um córrego que fluía através de uma pastagem no Colorado – EUA, GARY, JOHSON e PONCE (1983) constataram que a concentração de amônia variou de 0,14 a 0,42 mg.l⁻¹ e que aumentou significativamente durante o período em que a pastagem ficou em pousio; constataram também a tendência de elevação da concentração de nitrogênio (NO₃⁻ N) quando o gado estava presente. No decorrer do período de apascentamento em uma pastagem no estado de Nebraska, EUA, DORAN, SCHEPERS e SWANSON (1981) constataram que, quando o gado encontrava-se presente, a concentração de amônia, nitrogênio (NO₃ – N), fósforo solúvel, fósforo total, carbono orgânico, cloro e demanda química de oxigênio era de 10 a 80% maior em relação ao período em que o gado não estava presente; no entanto, informam ainda que a concentração de nitrogênio total Kjeldahl na pastagem testemunha foi de 200 a 800% maior do que naquela que recebeu o apascentamento.

OWENS, VAN KEUREN e EDWARDS (1983^a) relatam que as concentrações de nitrogênio no deflúvio oriundo de pastagem sob apascentamento

tende a ser mais elevadas do que naquelas sob pousio, e que não degradam significativamente a qualidade da água. MILNE (1976) ao analisar amostras do fluxo de cinco estações adjacentes a pastagens sob operações de invernada ao longo do córrego Montana, concluiu que a invernada do gado apresentava impacto muito baixo na qualidade química da água. DIXON et al (1983) pesquisando a exportação de nutrientes de uma pastagem sob operação de invernada em Idaho, EUA, chegaram a conclusões semelhantes. O mesmo ocorreu com OWENS, VAN KEUREN e EDWARDS (1983^b) após analisarem o deflúvio de uma bacia hidrográfica de 26 ha com cobertura de pastagem e sob apascentamento e o de outra sob cobertura florestal, de maneira que concluíram que a presença do gado tinha pouco ou nenhum efeito na qualidade do deflúvio. Em parcelas amostrais com *Festuca arundinacea* que receberam aplicação de dosagens crescentes de estrume sob precipitação simulada num período de 4, 8 e 12 semanas, EDWARDS, LARSON e TIM (2000) verificaram que as concentrações de nitrogênio ($0,45 \text{ mg. N}_{\text{O}_3} - \text{N.l}^{-1}$), amônia ($0,43 \text{ mg. NH}_3 - \text{N.l}^{-1}$), nitrogênio total ($2,04 \text{ mg.l}^{-1}$) e de fósforo ($0,68 \text{ mg.l}^{-1}$) foram muito baixas e não diferiram significativamente da parcela controle ($0,37 \text{ mg. N}_{\text{O}_3} - \text{N.l}^{-1}$, $0,39 \text{ mg. NH}_3 - \text{N.l}^{-1}$, $1,7 \text{ mg.N total.l}^{-1}$, e o $0,56 \text{ mg. P}_{\text{O}_4} - \text{P.l}^{-1}$); os valores da concentração desses elementos químicos diminuiu exponencialmente em resposta ao aumento do tempo de coleta das amostras de água.

Estudos de balanço de massa efetuados em bacias individuais sugerem que, embora o estrume possa representar uma entrada potencialmente grande de nutrientes nestas, ele contribui apenas com uma pequena porção da quantidade que é liberada para o deflúvio (BEAULAC e RECKHOW, 1982; FISCHER e OPPENHEIMER, 1991). Isto ocorre por que a cobertura é contínua, o que reduz a energia cinética das gotas de chuva, incorpora na biomassa o nitrogênio e o fósforo dos produtos efluentes dos animais e mantém alta a capacidade de infiltração diminuindo o escoamento superficial (BEAULAC e RECKHOW, 1982). Porém, estudos estatísticos de tendências da qualidade da água sugerem que o incremento

da quantidade total de nitrogênio e de fósforo estão associados com o incremento da densidade de apascentamento e com a fertilização dos solos (PUCKETT, 1995).

Comparativamente as bacias sob uso agrícola, as que se encontram sob uso de pastagens tendem a exportar menores quantidades de nutrientes para o deflúvio, causando menor impacto na qualidade da água. Nas bacias hidrográficas estudadas por SHARPLEY, SMITH e MENZEL (1989), foi observado uma concentração média de $0,133 \text{ mg.l}^{-1}$ de fósforo solúvel e de $0,343 \text{ mg.l}^{-1}$ de fósforo total no deflúvio oriundo de pastagens nativas no decorrer de dois anos, valores estes menores que aqueles observados em bacias hidrográficas sob uso agrícola na mesma região ($0,215 \text{ mg.l}^{-1}$ de fósforo solúvel e $2,423 \text{ mg.l}^{-1}$ de fósforo total).

Em relação a concentração dos elementos químicos no deflúvio de bacias hidrográficas sob uso florestal, as bacias sob uso com pastagens apresentam valores semelhantes, e por vezes inferior (BEAULAC e RECKHOW, 1982; OWENS, EDWARDS e VAN KEUREN, 1991; EDWARDS, LARSON e TIM, 2000).

Com relação a qualidade microbiológica da água, diversos estudos tem demonstrado que a atividade de criação de gado eleva a concentração de microorganismos na água, posto o estrume animal conter numerosos patógenos que são potencialmente perigosos à saúde humana. A qualidade microbiológica da água é estudada por meio de análise de coliformes fecais (CF) e menos comumente por meio do *Streptococcus fecal* (SF). Os coliformes fecais são organismos entéricos de animais de sangue quente e sua presença nos corpos d'água é geralmente considerada como um indicador de poluição fecal (EDWARDS et al, 1997). O *Streptococcus fecal* é predominantemente um organismo entérico, mas não é um bom indicador de poluição fecal tal qual são os coliformes fecais, por que há espécies de *Streptococcus* que não são entéricos (HUNT et al, 1979; BOYER e PESQUARELL, 1999).

Por meio da análise de amostras de água oriundas do escoamento causado por eventos de precipitação simulados em parcelas amostrais, THELIN e GIFFORD (1983) mensuraram uma concentração de $4.10^4 \text{ ucf.100ml}^{-1}$ 30 dias após o

início do experimento, e $4,2 \times 10^3$ ucf.100ml⁻¹ 100 dias após (KRESS e GIFFORD, 1984). Nas bacias hidrográficas estudadas por DORAN, SCHEPERS e SWANSON (1981), verificou-se que a concentração média de coliformes foi cinco a dez vezes maior no deflúvio oriundo das pastagens sob apascentamento (média de $1,1 \cdot 10^5$ ucf.100 ml⁻¹ em relação as pastagens que não sofreram apascentamento (média de $1,3 \cdot 10^4$ ucf.100ml⁻¹); a concentração foi menor no período de inverno, e consideravelmente alta no decorrer do período de coleta.

Em estudo semelhante, JANSON et al (1982) verificaram que as diferenças na concentração de coliformes fecais no deflúvio oriundo de pastagens sob apascentamento e não pascentadas aumentou com o tempo no decorrer da execução do experimento, ou seja, de $2,6 \cdot 10^2$ para $1,5 \cdot 10^3$ ucf.100 ml⁻¹ na primeira, e de $4,0 \cdot 10^0$ para $4,7 \cdot 10^2$ ucf.100 ml⁻¹ para a segunda; o aumento da concentração foi relacionado ao início do apascentamento.

Resultados semelhantes foram relatados por BOYER e PERRY (1987) em duas microbacias hidrográficas na Virginia, EUA, e por HOWELL, COYNE e CORNELLIUS (1995) em duas microbacias no Kentucky, EUA; em ambos os trabalhos, a concentração de coliformes fecais aumentou quando da presença do gado nas pastagens. Segundo MILNE (1976) e IRVINE e PETTIBONE (1996) ocorre um *marcante* incremento na concentração de bactérias no deflúvio a jusante das pastagens sob uso, muitas vezes com magnitude superior a 300% que a encontrada a montante.

A interrelação que existe entre o apascentamento e a qualidade microbiológica da água no âmbito do sistema do fluxo hídrico ainda não foi totalmente esclarecida (EDWARDS et al , 1997; EDWARDS, LARSON e TIM, 2000), pois muitos estudos não consideram os eventos de escoamento superficial causados pela precipitação ao utilizar como estratégia de amostragem a coleta espaçada no tempo.

STEPHENSON e STREET (1978) verificaram que os valores de concentração de coliformes fecais em amostras coletadas a períodos uniformes de

tempo em locais ao longo do córrego Idaho estavam diretamente relacionadas com o apascentamento, aumentando em resposta aos eventos de escoamento superficial, e acima dos padrões locais de qualidade. IRVINE e PETTIBONE (1996), verificaram que a concentração de bactérias no baixo curso do rio Buffalo, estado de Nova York, EUA, nos doze sítios estudados, era maior no decorrer dos eventos de precipitação, sugerindo que o escoamento superficial é um vetor. TIEDEMANN et al (1988) demonstraram que a concentração de coliformes fecais na rede de drenagem do Oregon, EUA, encontrava-se relacionada com a estratégia de apascentamento, e que apresentava valores médios acima $1,0 \cdot 10^3 \text{ ucf} \cdot 100 \text{ ml}^{-1}$ em alguns locais. EDWARDS et al (1997) não detectaram relações consistentes entre a presença de gado e a concentração de coliformes fecais e de *Streptococcus fecalis* no deflúvio; nesse trabalho, o volume do deflúvio não apresentou efeito sobre a concentração das bactérias. GARY, JOHNSON e PONCE (1983) verificaram que as concentrações de coliformes fecais no córrego Colorado encontravam-se relacionadas apenas com o gado apascentado em alta densidade (150 cabeças em 160 ha ou $0,94 \text{ cabeças} \cdot \text{ha}^{-1}$).

As dificuldades existentes para a identificação clara dessas relações, ponderam EDWARDS, LARSON e TIM (2000), devem-se aos fatores escala de estudo, protocolos de amostragem, parâmetros de apascentamento, e/ou outras características do estudo. Exemplificando, existem muitos desafios na identificação de áreas hidrologicamente similares para comparação de resultados de tratamentos entre pastagens sob apascentamento e sem apascentamento. As diferenças observadas no campo podem ser interpretadas como diferenças de qualidade química e bacteriológica, conforme o sugerido por DORAN, SCHEPERS e SWANSON (1981), mas o controle efetivo da origem dos fatores que causam as alterações de qualidade fica muito difícil em função das diferenças que ocorrem entre as áreas estudadas. Pode ser que as amostras coletadas em intervalos fixos de tempo reflitam muito mais as condições de escoamento base do que do escoamento direto, de forma que os aumentos nos valores de concentração de

bactérias apresentam grande probabilidade de serem resultantes do acesso direto do gado à rede de drenagem via dejeção de fezes e urina (EDWARDS, LARSON e TIM, 2000).

Devido as modificações causadas na qualidade da água pela movimentação do solo no decorrer do preparo do terreno para implantação e reforma das pastagens, pela cobertura parcial que as diferentes espécies de gramíneas proporcionam, e pelo apascentamento, vem sendo recomendadas a adoção de práticas de conservação do solo e da água, assim como aquelas referentes ao manejo das pastagens (PERSON e PETTERSON, 1983; TIEDEMAN et al, 1988; MEAL, 1989; BOYER e PASQUARELL, 1999, dentre outros).

Em relação a produção de sedimentos e ao escoamento superficial, PARANÁ (1997^a) informa que a adoção de práticas de conservação de pastagens podem reduzir a descarga máxima por hectare em $0,125 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $0,024 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ em área de 40,47 ha e de 809,40 ha, respectivamente, em relação a precipitação incidente com tempo de recorrência de dez anos e com vinte e quatro horas de duração.

A rotação, prática que tem sido utilizada para intensificar a produção de gado, vem sendo sugerida como uma possível medida para melhorar a qualidade da água do escoamento advindo de pastagens (EDWARDS, LARSON e TIM, 2000). De acordo com TIEDMANN et al (1988), os estudos efetuados sugerem que a rotação de pastagens pode apresentar efeito oposto ao desejado em relação a concentração de coliformes fecais na água do deflúvio.

Quanto a fonte pontual de contaminação, BOYER e PASQUARELL (1999) verificaram na região cárstica dos Montes Apallaches que a adoção de práticas integradas de manejo em plantas de processamento de laticínios diminuiu, de forma significativa, a concentração de coliformes fecais na água do aquífero ($4.000 \text{ ucf} \cdot 100 \text{ ml}^{-1}$ sem as práticas e $164 \text{ ucf} \cdot 100 \text{ ml}^{-1}$ com as práticas) e de *Streptococcus fecal* ($2.700 \text{ ucf} \cdot 100 \text{ ml}^{-1}$ sem as práticas e $100 \text{ ucf} \cdot 100 \text{ ml}^{-1}$ com as práticas).

No entanto, as práticas integradas de conservação, também denominadas de melhores práticas de manejo, embora venham demonstrando eficiência no controle da exportação de nutrientes, ainda apresentam problemas no controle da concentração de bactérias no deflúvio pois, mesmo com a sua adoção, os valores de concentração continuam a exceder aqueles estabelecidos como limite aceitável, havendo a necessidade do desenvolvimento de novas estratégias e de práticas (PERSSON, PETERSON e MADISON, 1983; MEAL, 1989; BOYER e PASQUARELL, 1999; EDWARDS, LARSON e TIM, 2000).

2.2.4 Uso Florestal

O sistema de produção florestal tem por característica a inserção menos concentrada de circuitos de trabalho auxiliar ao longo do período de rotação da floresta quando comparado com o sistema agrícola e pecuário. Conforme o tipo de floresta, plantada ou nativa, os circuitos podem ser agrupados por fase operacional em preparo do terreno (limpeza, talhamento e rede viária), implantação (preparo do solo e plantio), condução (limpeza, desrama e desbaste), e colheita (trilhas de arraste, colheita e transporte). Quando a espécie utilizada permite a rebrota, há a necessidade de se adicionar os circuitos pertinentes a sua condução. O tempo decorrido entre cada fase depende das características fisiológicas das espécies, do sítio e da finalidade de uso da matéria prima.

O principal efeito hidrológico das florestas é a diminuição do volume de água produzido devido ao processo transpiratório, enquanto que os efeitos dos circuitos de trabalho auxiliar estão relacionados as modificações que causam nas funções da bacia hidrográfica, e por conseqüência no tempo de concentração da água e nas características do fluxo.

De acordo com BOSCH e HEWLETT (1982), modificações na cobertura florestal afetam a produção de água de forma idêntica, em duas direções: a redução da cobertura aumenta a vazão média enquanto que o aumento da cobertura diminui

a produção. Conforme concluiu SHUTTLEWORTH⁶ citado por LIMA (1996), num estudo comparativo das interações que existem entre a atmosfera e as florestas, todas estas, embora dissimilares em algumas particularidades, compartilham quatro propriedades que são altamente significativas nessa interação: elas são extensas, densas, altas e perenes; captam uma maior quantidade de radiação solar em relação a vegetação de menor porte, solo nu e água livre, o que se constitui em aspecto importante para a avaliação comparativa do consumo de água entre elas.

Após a implantação da cultura florestal, tem-se verificado diminuição na produção de água para as seguintes culturas: *Hevea brasiliensis* em 200 a 300 mm.a⁻¹ (IMBACH et al, 1989); *Pinus strobus* em 200 mm.a⁻¹ aos cinco anos de idade, em substituição a floresta mista (SWANK e DOUGLAS, 1975); floresta de coníferas em 30 a 100 mm.a⁻¹ aos quarenta e três anos de idade, em substituição a culturas agrícolas e pastagens (TRIMBLE et al, 1987); *Pinus caribaea* em 106 mm.a⁻¹ aos cinco anos de idade, em substituição a vegetação de Cerrado (LIMA et al, 1990); *Eucalyptus grandis* em 171 mm.a⁻¹ aos cinco anos de idade, em substituição a vegetação de Savana (VAN LIL et al, 1980); *Eucalyptus grandis* em 200 mm.a⁻¹ aos 13 anos de idade, em substituição a Savana Gramíneo-Lenhosa (BOSCH e SMITH, 1989); *Eucalyptus grandis* em 230 mm.a⁻¹ aos cinco anos de idade, em substituição a vegetação de Cerrados (LIMA et al, 1990); *Eucalyptus globulus* em 87 mm.a⁻¹ aos 10 anos de idade (SAMRAJ et al, 1998); e, *Eucalyptus saligna* em 200 mm.a⁻¹ aos sete anos de idade (VITAL, 1996). DONS (1986) verificou diminuição de 10,9 m³.s⁻¹, 11,4 m³.s⁻¹ e 9,9 m³.s⁻¹ para vazão anual, vazão no verão e vazão no inverno, respectivamente, na bacia hidrográfica do rio Tawarera, com área de 906 km², dezoito anos após o reflorestamento de 28% de sua superfície.

Por outro lado, aumento na produção de água no valor de 350 mm.a⁻¹ foi verificado por BREN e PAPWORTH (1991), na Austrália, 5 anos após um plantio de *Pinus radiata* ter substituído a Floresta Esclerófila de *Eucalyptus*. BRUINJZEEL

⁶ SHUTTLEWORTH, W. J. 1988. Evaporation from Amazonian Forest. *Proceedings of Royal Society of London*, B233: 321–346.

(1990), através de revisão de literatura referente aos efeitos do desmatamento nos trópicos relata os seguintes valores de diminuição de produção de água em função da substituição da cobertura vegetal: 210 mm.a⁻¹ quando da substituição da Floresta Montana por Floresta Madura de eucalipto em Perinet – Madagascar; em 15 mm.a⁻¹ quando da substituição da vegetação arbustiva por eucalipto em Dhera Dun – Índia; 580 mm.a⁻¹ quando da substituição de cultivo agrícola por floresta mista plantada em Pidekso - Indonésia; 120 mm.a⁻¹ no período de 4 a 10 anos após a substituição da gramínea nativa por *Eucalyptus globulus* em Ootacamund - Índia; 10 mm.a⁻¹ para gramínea nativa por *Pinus patula* em Manakazo – Madagascar (média dos três anos iniciais).

O aumento ou diminuição da quantidade de água produzida depende, fortemente, da precipitação no que concerne a ciclicidade de períodos úmidos e períodos secos na série temporal, conforme o observado por PILGRIM, CORDERY e BARON (1982), LEICHT e FLINN (1986), TRIMBLE et al (1987) e BOSCH e SMITH (1989), assim como do seu regime anual de incidência; neste caso, tem-se verificado que 60 a 80% da redução da produção ocorre durante a estação chuvosa (VAN LIL et al, 1980; SAMRAJ et al, 1988), evento este que possivelmente está relacionado com a maior disponibilidade de água no solo para consumo pelas culturas florestais.

Genericamente, a diminuição ou aumento da produção de água advêm do seu consumo pelas plantações florestais, especialmente daquelas de rápido crescimento em relação a vegetação de menor porte e florestas nativas (SWANK e DOUGLAS, 1975), conforme atestam diversos trabalhos experimentais efetuados em microbacias hidrográficas.

Sob o ponto de vista do balanço hídrico, a cobertura florestal retarda temporariamente a chegada da chuva na superfície mineral do solo por meio do mecanismo de interceptação e armazenagem temporária na superfície da biomassa, conforme o descrito por LEE (1980) e HEWLETT (1982), permitindo a evaporação da água interceptada no decorrer das chuvas (CALDER, 1986; LIMA, 1996). A proporção com que cada um desses dois componentes contribui no processo

depende do regime pluviométrico, com ambos contribuindo em proporções semelhantes quando da ocorrência de chuvas leves e prolongadas (GASH, 1979), ou com o armazenamento na superfície da biomassa contribuindo em maior proporção quando da ocorrência de chuvas intensas; neste último caso, a perda total de água está relacionada com a capacidade de armazenamento das copas, que por sua vez depende da área foliar de cada espécie.

Resultados experimentais fornecem como valor de capacidade de armazenagem: 0,2 a 2,0 mm para *Eucalyptus sp.* (ASTON, 1979; PREBBLE e STIRK, 1980); 0,6 mm para *Acacia sp.* (ASTON, 1979; GASH, 1979); 0,2 a 8,3 mm para espécies da Floresta Tropical (HERWITZ, 1985; LLOYD et al, 1988).

Os valores de interceptação das chuvas por plantações florestais são de caráter experimental e não permitem uma avaliação criteriosa e definitiva do processo (LIMA, 1996), devido a escala de mensuração, condições climáticas, idade dos plantios e dificuldades metodológicas. Estudos de interceptação indicam os seguintes valores em relação a precipitação anual: 12% para *Pinus caribaea* e *Pinus oocarpa* (LIMA e NICOLIELO, 1983); 13 a 36% para *Tectona grandis* (DOLEY, 1981; BRUINJZEEL, 1988); 18% para *Acacia auriculiformis* (BRUINJZEEL e WIERSUN, 1987); 35% para *Shorea robusta* (DOLEY, 1981); 11,5% para *Eucalyptus camaldulensis* (GOSH e SUBBA RAO, 1979); 12,2% para *Eucalyptus saligna* (LIMA, 1976); 11% para *Eucalyptus melanophloia* (PREBBLE e STIRK, 1988), 15% para *Eucalyptus obliqua* e 18,5% para *Eucalyptus regnans* (FELLER, 1981).

Para formações naturais, a análise de dados experimentais apontam os seguintes valores: 27% da precipitação anual incidente para a Savana Arbórea Densa (LIMA e NICOLIELO, 1983); 8,9 a 19,8% para a Floresta Amazônica de Terra Firme (FRANKEN et al, 1982; LLOYD et al, 1988; ABRACOS, 1994); 12,4 a 18,2% para a Mata Atlântica (CASTRO et al, 1983; CICCO et al, 1986-1988); 10,6% para Floresta Aberta de *Eucalyptus* (SMITH, 1974).

Comparando os valores de interceptação das plantações de diferentes espécies arbóreas entre si e com as formações naturais, verifica-se que as

plantações de *Pinus* e de *Eucalyptus* interceptam menor quantidade de água. Por outro lado, a *Tectona grandis*, espécie cuja área de plantio tende a aumentar no estado de Mato Grosso, intercepta maior quantidade de água em relação as demais espécies, fato este que, frente as condições climáticas regionais, pode contribuir para uma maior diminuição da produção de água. No entanto, há a necessidade de estudos para a avaliação da sua efetiva contribuição.

A quantidade de precipitação interceptada depende, além da superfície foliar da vegetação e de suas características morfológicas, da quantidade de energia disponível e da precipitação incidente. Em relação a esta última, a quantidade e a intensidade dos eventos incidentes é de fundamental importância, pois quanto menor for a quantidade e a intensidade, maior será a quantidade interceptada (LIMA, 1986) que ficará disponível para a evaporação direta, a qual é dependente, em uma primeira aproximação, mais da demanda atmosférica e do estado de molhamento do que de diferentes tipos de vegetação (SHUTTLEWORTH et al, 1984). Essas chuvas de baixa intensidade, frente a interceptação e na dependência da densidade da cobertura vegetal, desfavorecem a infiltração de água nos solos não permitindo a recarga de sua capacidade de armazenagem, havendo a necessidade da incidência de eventos com quantidade suficiente de precipitação para sobrepujar as perdas por interceptação (RIBEIRO et al, 1995).

Um outro componente do balanço hídrico referente ao consumo de água pelas espécies florestais é a transpiração, que é influenciada, segundo LIMA (1986), pelo clima, solo, idade do plantio, disponibilidade de água no solo, e pelas características das espécies em termos de área foliar e de resistência estomatal. Devido a esse conjunto de fatores que influencia, pondera LIMA (1983, 1996), deve-se esperar a ocorrência de diferentes taxas de transpiração entre as diferentes espécies, bem como diferenças na taxa de transpiração de uma dada espécie em função das condições de clima e de umidade disponível.

Em termos de taxa de transpiração de espécies florestais, LIMA (1996), por meio de revisão bibliográfica, relata os seguintes valores: 60 l.dia^{-1} para *Pinus*

caribaea var. *caribaea* aos 10 anos de idade; 22 a 39 l.dia⁻¹ para *Eucalyptus saligna* com idade entre 2 e 3 anos; 37 l.dia⁻¹ para *Eucalyptus globulus* com idade entre 2 e 3 anos; 29 l.dia⁻¹ para *Eucalyptus camaldulensis* aos 2 anos de idade; 27 l.dia⁻¹ para *Picea abies*; 32 l.dia⁻¹ para *Fagus silvática*; 1.0 e 5.0 mm.dia⁻¹ para floresta adulta de *Eucalyptus marginata* no decorrer da estação seca e da estação úmida, respectivamente.

Para espécies da sucessão secundária da Floresta Amazônica de Terra Firme, em San Carlos, Venezuela, LUVALL e UHL (1990), por meio do método de água tritiada estimaram os seguintes valores de transpiração: 1,1, 5,1, 1,8, 8,2, 2,3, 2,5, 6,7 e 6,9 l.dia⁻¹ para *Clidemia sericia*, *Psychotria poeppigiana*, *Solanum subinerme*, *Cecropia ficifolia*, *Vismia lauriformis*, *Ormosia sp*, *Bellucia grossularoide* e para *Goupia glabra*, respectivamente. Os valores apresentados por LIMA (1996) demonstram que existem semelhanças entre a transpiração de diferentes espécies florestais. Evidentemente que em diferentes condições de estruturas, de sistemas radiculares e condições externas, o consumo de água por diferentes coberturas deve ser diferente, conforme indicam os resultados obtidos por FLINN et al (1979), BREN e TURNER (1980), LEOPOLD et al (1982), HOPMANN et al (1987), BRUINJZEEL (1988), SAMRAJ et al (1988), LUVALL e UHL (1990), LIMA et al (1990), LESACK (1993), dentre outros. Em sua síntese, o resultado final é o produto da interação que existe entre a interceptação e a transpiração na composição da evapotranspiração.

Nesse processo de evapotranspiração o sistema radicular exerce papel fundamental no que diz respeito a absorção de água, conforme o comentado nas sub-seções 2.2.2 e 2.2.3. O volume explorado do solo vai depender do padrão do sistema radicular em termos de distribuição das raízes de absorção e de sustentação.

A profundidade de crescimento das raízes das espécies florestais é altamente variável, dependendo do potencial genético de cada uma para tal e das condições ambientais prevalecentes no decorrer do seu desenvolvimento (BORGES

et al, 1982; CHIARANDA, 1989), assim como das condições de compactação, à qual podem ou não apresentar habilidade em suplantar (RUSSEL, 1977; SANDS, GREACEN e GERARD, 1979; GOSS e RUSSEL, 1980; KREJCI et al, 1986; CHIARANDA, 1989).

A concentração das raízes absortivas nas camadas superficiais do solo faz com que estas tenham um papel hidrológico ativo em termos de recarga pelas chuvas e depleção via transpiração, caracterizando, segundo LIMA (1986, 1996), um padrão de alta variabilidade de conteúdo de umidade, tanto para plantações florestais como para florestas naturais, conforme mostram os trabalhos de LIMA e REICHARDT (1977), LIMA (1983), SAMRAJ et al (1988), RIEKERK (1989), LIMA et al (1990), HODNETT et al (1995), dentre outros, e que não diferem substancialmente entre si (LIMA et al, 1990). Comparativamente a outras coberturas vegetais, pelos motivos já elencados, as florestas plantadas e nativas tendem a apresentar maior déficit anual de água no solo.

Quanto ao efeito das raízes no lençol freático, há que se considerar que este sofre depleção devido a liberação de água para a rede de drenagem, e recarga devido ao recebimento de excedentes hídricos, que alteram a altura de sua lâmina d'água, assim como a sua proximidade ou não em relação as camadas superficiais do solo depende da espessura deste e da modelagem do terreno ou feição geomorfológica, de tal forma que, segundo LIMA (1996), a extração de água pelas plantas é igualmente variável. Devido a maior concentração das raízes de grande parte das espécies ocorrer nas camadas superficiais do solo, mais especificamente na camada de aeração, uma extração significativa ocorrerá em locais onde o lençol freático se encontra muito próximo a superfície.

Como a recarga do lençol freático depende do fluxo gravitacional de água no perfil do solo e somente ocorre quando o déficit hídrico é satisfeito, passando a caracterizar excedentes hídricos, verifica-se que existem diferenças de recarga entre diferentes espécies sob um mesmo regime de precipitação, assim como para mesmas espécies sob diferentes regimes. Para um mesmo regime de precipitação

em Minas Gerais, LIMA et al (1990) obtiveram como volume de recarga do lençol freático os valores de 556 mm, 450 mm e 326 mm para vegetação de Cerrado, *Pinus caribaea* e *Eucalyptus grandis*, respectivamente, valores estes proporcionais aos déficits hídricos observados. Em regiões onde o clima é seco, a precipitação anual pode não ser suficiente para proporcionar excedentes hídricos significativos para recarregar o lençol freático.

As respostas hidrológicas referentes a recarga do freático, pico de vazão, predominância de diferentes tipos de escoamento na composição do escoamento direto, comportamento sazonal, dentre outros, depende do quanto as funções hidrológicas de captação, armazenagem e de descarga são afetadas pelos circuitos de trabalho auxiliar requeridos na execução das atividades de produção. Naturalmente a importância de cada uma é relativa e varia conforme o sítio (BRUINJZEEL, 1990), tipo de cobertura e intensidade das operações.

O preparo do solo e o plantio são considerados, em termos hidrológicos, uma das fases mais críticas da constituição dos povoamentos florestais, devido ao revolvimento e ao do período de tempo em que permanece parcialmente descoberto até o fechamento das copas e formação da manta orgânica, dois anteparos à incidência direta das gotas de chuva na sua superfície.

RIEKERK (1989), estudando os efeitos de diferentes graus de alteração proporcionados por dois conjuntos de operações referentes a limpeza do terreno por corte raso, preparo do solo e plantio de *Pinus elliottii*, na Flórida, verificou que aquele caracterizado pelo seu baixo grau causou aumento de 30 mm na produção de água no primeiro ano após a realização das operações, enquanto que o caracterizado por seu alto grau causou aumento de 150 mm no mesmo período.

Quanto a recarga do aquífero, o aumento foi significativo nas duas situações, mas menor em condições de alto grau de alteração, possivelmente devido a menor infiltração que ocorreu em algumas porções do terreno que estavam úmidas e que foram compactadas posto a evapotranspiração ter diminuído em ambas as

microbacias. Conclui, ainda, que as práticas silviculturais afetam de forma significativa as respostas hidrológicas.

Para *Eucalyptus grandis* em condições experimentais de preparo do solo, tratos silviculturais e de espaçamento, em solo arenoso no estado de São Paulo, LIMA (1988) verificou que os valores de escoamento superficial (1,7 a 3,2% da precipitação incidente) foram altos para todos os tratamentos utilizados no decorrer do primeiro ano; a medida em que as árvores cresceram no decorrer do segundo ao quarto ano, o escoamento superficial diminuiu sensivelmente nas parcelas reflorestadas em relação a testemunha (0,5% da precipitação incidente).

BRUINJZEEL (1990) relata a ocorrência de aumento médio de 125 mm.a⁻¹, num período de três anos, referentes a limpeza do terreno e plantio de *Pinus patula* em substituição a floresta de bambu em Kimakia, Quênia.

A rede viária, as esplanadas e as trilhas de arraste fazem parte da infraestrutura necessária à execução das atividades de plantio, condução e colheita. Enquanto circuitos de trabalho auxiliar inseridos no sistema natural, causam alterações nas respostas dos processos hidrológicos, conforme apontam HARR et al (1975), HATTINGER (1976), HARR (1977), LYONS e BESCHTA (1983), KING e TENNYSON (1984), REID e DUNNE (1984), WRIGHT et al (1990), JONES e GRANT (1996), THOMAS e MEGAHAN (1998), JONES (2000), dentre outros, devido a compactação do solo em diferentes graus, interceptação do escoamento subsuperficial e sua conversão em escoamento superficial, e redirecionamento deste.

As respostas hidrológicas referentes a vazão máxima, produção de água e tempo de ocorrência, conforme se verifica nos diversos trabalhos existentes a respeito do assunto, são controversas. Para bacias isoladas, HAAR et al (1975) no oeste do Oregon, LYONS e BESCHTA (1983) na região Noroeste do Pacífico - EUA, KING e TENNYSON (1984) na região Centro - Norte do Idaho e, ZIEGLER e GIAMBELLUCA (1997) na Tailândia, verificaram aumento dos valores da vazão máxima para área ocupada da bacia em 12%, 8%, 5% e 5%, respectivamente, com

rede viária. Diminuição de valores de vazão máxima foram observados por KING e TENNYSON (1984) também na região Centro - Norte do Idaho – EUA, e efeitos não significativos foram observados por ZIEMER (1981), KING e TENNYSON (1984), KEPPLER e ZIEMER (1990) e WRIGHT et al (1990). As respostas são dependentes das características físicas das bacias hidrográficas, especialmente daquelas relativas a feição geomorfológica e a precipitação nos quesitos quantidade e sazonalidade, área ocupada pela infraestrutura, posicionamento no terreno, proximidades dos cursos d'água e tipo de solo.

Dois mecanismos são os responsáveis pela alteração das respostas da vazão máxima (ZIEMER, 1981; KING e TENNYSON, 1984; WRIGHT et al, 1990; JONES e GRANT, 1996; JONES, 2000): a compactação do leito que reduz a infiltração e que pode auxiliar na geração de escoamento superficial, assim como as valas de drenagem, travessões e outras estruturas que concentram o escoamento e alteram os caminhos naturais do fluxo superficial; e a interceptação do escoamento subsuperficial através dos cortes no terreno, assim como o escoamento de áreas adjacentes. Um terceiro mecanismo, aponta ZIEMER (1981), é a orientação das trilhas de arraste em relação ao declive, que permite ou não acelerar os fluxos superficiais em relação ao posicionamento paralelo ou perpendicular a estes.

Quanto ao redirecionamento das rotas do fluxo, o mesmo encontra-se relacionado com a disposição da rede viária, esplanada e trilhas de arraste no terreno e suas respectivas atuações no sentido de diminuir a capacidade de infiltração do solo devido a compactação deste (JOHNSON e BESCHTA, 1982; FRITSCH, 1992; OLIVEIRA, BAHIA e PAULA, 1998), com conseqüente diminuição da capacidade de retenção; e, de interceptar, nos cortes do terreno, o fluxo subsuperficial convertendo-o em superficial (MEGAHAN e CLAYTON, 1983; KING e TENNYSON, 1984; FRITSCH, 1992; WEMPLE et al, 1996).

A compactação, observa WRIGHT et al (1990), efetivamente contribui com o incremento da vazão máxima e da produção de água para eventos de pequena monta, promovendo o escoamento superficial, mas esses efeitos tornam-se menos

aparentes na hidrógrafa assim que uma considerável porção da bacia torna-se saturada, de forma a não produzir mais efeitos significativos (ZIEMER, 1981).

As trilhas de arraste podem modificar os picos de vazão máxima por meio de diversos mecanismos. De acordo com ZIEMER (1981), o principal é a compactação do solo, mas sua influência na formação do escoamento superficial é diferente daquela efetuada pelas estradas devido ao menor grau de compactação imposto ao leito.

A rede viária e as trilhas de arraste apresentam efeitos que podem variar sazonalmente e, dependendo da sua configuração em relação as rotas de fluxo, podem persistir o quanto as estradas permanecerem na floresta (JONES, 2000). O tempo de permanência refere-se aquele necessário à recuperação das propriedades físicas dos solos compactados, o qual foi estimado por KAMARUZAN (1996), para florestal tropical, em 22, 17 e 14 anos para densidade aparente em trilha de arraste, esplanada e estrada secundária, respectivamente, e em 24, 17 e 15 anos para porosidade total.

Devido a interceptação do fluxo subsuperficial, sua conversão em fluxo superficial e redirecionamento no terreno, a infra-estrutura viária pode ser considerada como aceleradora da velocidade deste em direção a rede de drenagem, posto que de alguma forma a nova rota é conectada a esta (JONES, 2000), sincronizando potencialmente, deste modo, o fluxo e o incremento do pico de descarga sem afetar o volume de água (JONES e GRANT, 1996), não causando maiores alterações (WRIGHT et al, 1990).

Os incrementos relativos nas respostas tendem a ser grande para eventos de precipitação de pequena monta, geralmente com tempo de recorrência menor que um ano, e pouco pronunciados para eventos de grande monta (HEWLETT e DOSS, 1982; FRITSCH, 1992). Embora esses incrementos possam apresentar expectativas de diminuir a medida que a nova cobertura se estabelece no decorrer do tempo pós-colheita (HSIA, 1987; THOMAS, 1990; FRITSCH, 1992), os mesmos podem tornarem-se estruturais devido a contribuição da rede viária e de

áreas residuais com manchas de solo que permanecem úmidas (BRUINJZEEL, 1996).

Os problemas potenciais oriundos da construção e do uso das estradas, esplanadas e trilhas de arraste podem ser eliminados na fase de planejamento das mesmas, conforme afirmam BROWN (1976) e HATTINGER (1976). Uma das premissas a ser utilizada, ressalta HATTINGER (1976), é a de que o desenvolvimento sistemático da rede viária requer baixa densidade em relação a sua locação randômica, visando minimizar a área superficial impermeabilizada e de solo mineral exposto, assim como o possível movimento de massa, minimizando investimentos e custos de manutenção.

Verifica-se na literatura que a colheita florestal, tanto em florestas plantadas como em florestas nativas, aumenta a produção de água e os picos de descarga, quer em microbacias hidrográficas, quer em grandes bacias; via de regra, as respostas são consistentes em relação aos conceitos fundamentais do balanço hídrico.

Para a produção anual de água em condições de ambientes tropicais, BRUINJZEEL (1990) relata que a remoção de 33% da cobertura florestal resulta em um incremento significativo na produção anual de água durante os primeiros anos após o corte raso em toda área da bacia ou em parte dela. Relata também que o corte seletivo em relação ao corte raso tende a produzir menores incrementos volumétricos, por vezes não significativos, como o observado para Florestas de *Shorea* em Taiwan e para Floresta Tropical em Queensland, na Austrália.

Em florestas de clima temperado, tanto o corte raso como o seletivo aumentam a produção de água. Para o uso do corte raso total foi verificado aumento na produção de 380 mm.a⁻¹ para *Pseudotsuga menziesii* (ROTACHER, 1970; HARR et al, 1979; HARR, LEVNO e MERSEREAU, 1982), 100 a 147 mm.a⁻¹ para *Pinus contorta* (CHENG, 1989; BURTON, 1997). Aumento de 82 mm.a⁻¹ para o uso de corte raso em faixas ao longo de 28 anos para Floresta Subalpina (TRONDLE e KING, 1985), e de 66 e 147 mm no primeiro ano após o corte para remoção de 74%

e 51% da cobertura de *Pinus ponderosa* (BAKER JR, 1986). Para corte seletivo, foi observado aumento de 95 a 220 mm.a⁻¹ para *Pseudotsuga menziesii* (ROTACHER, 1973; HARR, LEVNO e MERSEREAU, 1982; KEPPLER e ZIEMER, 1990).

Os valores de produção de água oriundos da colheita das florestas refletem, principalmente, as diferentes características evaporativas destas, tanto das nativas quanto das plantadas (LIMA, 1986; BRUINJZEEL, 1990), assim como o status da umidade dos solos (HARR, LEVNO e MERSEREAU, 1982); este último fator, por sua vez, produz forte influência na função de descarga por meio do escoamento superficial e subsuperficial (BLACK, 1997).

Há que se considerar, ainda, que a dinâmica da produção é complexa, envolvendo as três funções hidrológicas das bacias hidrográficas (BLACK, 1997), e é afetada pelos seguintes fatores: precipitação anual e seu regime, distribuição da precipitação sobre a área, evapotranspiração potencial anual, altitude, profundidade do solo, grau de distúrbio causado ao solo pelo tráfego de veículos, máquinas e equipamentos, fertilidade do solo e percentagem da cobertura vegetal (JAKOBSEN e MOORE, 1981; BOSCH e HEWLETT, 1982; HARR, LEVNO e MERSEREAU, 1982; SWINDEL et al, 1982; GENT JR et al, 1983; JAKOBSEN, 1983; GENT JR et al 1984; RILEY, 1984; WRONSKY, 1984; TRONDLE e KING, 1985; LIMA, 1986; BRUINJZEEL, 1990, dentre outros). Como a precipitação, a umidade do solo, a temperatura do ar e a transpiração variam sazonalmente, diferentes processos hidrológicos dominam o fluxo em cada estação (JONES, 2000).

Em relação aos picos do hidrograma, as respostas da colheita florestal são variáveis, pois há informações de aumento ou nenhum efeito, conforme as características climáticas imperantes.

Em condições de ambientes tropicais, BRUINJZEEL (1990) relata que o corte seletivo em florestas tropicais não aumentou o pico de vazão em Babinda, Austrália e em 9% no primeiro ano após o corte e valores não detectáveis nos anos posteriores em Rajpur, Índia; no entanto, para o uso de corte raso ocorreu um

pequeno incremento para a Floresta Tropical em Babinda e 48% para Floresta Tropical em Lien – Hua – Chi, Taiwan.

Para florestas de clima temperado, tem-se verificado aumentos variando de 9 a 200% nos eventos de pico de vazão (ROTACHER, 1973; ZIEMER, 1981; TRONDLE e KING, 1985; CHENG, 1989; WRIGHT et al, 1990; JONES e GRANT, 1996; BURTON, 1997; THOMAS e MEGAHAN, 1998; BESCHTA et al, 2000; JONES, 2000, dentre outros). Incrementos não significativos foram verificados por HARR et al (1979), ZIEMER (1981), HARR, LEVNO e MERSEREAU (1982), dentre outros.

A alteração das características da vazão máxima após a colheita florestal depende de que parte do sistema hidrológico foi afetado e o quanto foi afetado (HARR, LEVNO e MERSEREAU, 1982), e o quanto essas alterações são duradouras (THOMAS e MEGAHAN, 1998).

A detecção das alterações, assim como a determinação de suas respectivas dimensões depende dos modelos hidrológicos utilizados, os quais, segundo JONES (2000), embora propiciem uma aproximação baseada no sistema processo-resposta para prognosticar a produção de água, apresentam problemas devido a sobreposição de respostas referentes aos instrumentos de intervenção. Esses problemas devem-se, possivelmente, as características das relações que esse tipo de sistema apresenta, atualística e causalística, conforme ponderam WOODS JR (1994) e SIMÕES (1997), e que são difíceis de serem aplicados em sistemas abertos e com forte componente de variância.

Múltiplos mecanismos operam simultaneamente na bacia hidrográfica, interagindo, e podem reforçar, suprimir ou compensar uns aos outros (MARQUES, 1998; JONES, 2000) dentro dos princípios das propriedades coletivas e das propriedades emergentes do sistema, de acordo com o preconizado por ODUM (1983). A importância relativa de cada mecanismo hidrológico na geração do deflúvio depende da localização geográfica e das características físicas das bacias hidrográficas, variações sazonais e padrões de precipitação (HEWLETT e DOSS,

1984; THOMAS, 1990; FRITSCH, 1992; BESCHTA, 1998; BESCHTA et al, 2000; JONES, 2000).

Também, um grande número de diferentes processo hidrológicos respondem ao corte das árvores, ao crescimento posterior da floresta e a infraestrutura viária, como aqueles relacionados aos efeitos da evapotranspiração, da interceptação da neblina (precipitação oculta) e do redirecionamento das rotas dos fluxos subsuperficial e superficial (TRONDLE e KING, 1985; WRIGHT et al, 1990; JONES e GRANT, 1996; JONES, 2000).

Relativo aos efeitos da evapotranspiração, estes são aceitos como válidos e interagentes nas respostas dos picos de vazão no que se refere a redução das taxas de transpiração, da capacidade de armazenagem das copas e da evaporação destas, ao aumento da precipitação interna, fazendo com que uma maior quantidade de água chegue a superfície do solo mineral, assim como uma maior quantidade também fique armazenada de forma a aumentar a produção (ZIEMER, 1981; TRONDLE e KING, 1985; WRIGHT et al, 1990; JONES e GRANT, 1996; JONES, 2000).

O efeito da interceptação da neblina dá-se em via contrária ao da evapotranspiração, pois ocorre diminuição da precipitação interna e concomitante quantidade de água cedida ao solo e armazenada neste, com conseqüente diminuição da produção (JONES, 2000).

Quanto a escala do terreno, esses efeitos são detectáveis em microbacias hidrográficas e envolvem alterações unidirecionais (BRUINJZEEL, 1996); já as bacias hidrográficas de grande extensão apresentam uma grande variedade de usos da terra, de coberturas vegetais (BRUINJZEEL, 1996) e de distribuição espaço-temporal da precipitação (QIAN, 1983), tornando as funções hidrológicas e as interações mais complexas (BLACK, 1997), tendendo a obscurecer alguns efeitos associados a modificação da cobertura (QIAN, 1983), pois os fluxos adicionais gerados podem ser mascarados pelo fluxo normal gerado nas demais áreas. Também , a maior complexidade funcional dessas bacias tende a aumentar a sua

estabilidade pelo maior número de circuitos potenciais de retroalimentação (ODUM, 1983). Dessa forma, pondera BESCHTA et al (2000), atribuir qualquer diferença observada na produção de água ou a vazão máxima em bacias de grande dimensão aos efeitos das práticas de manejo sem reconhecer outros condicionantes é o maior desafio no desenvolvimento de conclusões significativas.

Além da modificação no balanço hídrico, a inserção dos circuitos de trabalho auxiliar nos ecossistemas de florestas plantadas e nativas alteram a qualidade da água do deflúvio (ARTHUR, COLTHARP e BROWN, 1998), assim como a substituição da cobertura vegetal original por florestas plantadas o faz. A exportação de maiores quantidades de sedimentos e de nutrientes advém das modificações que ocorrem nos fluxos de água hierarquizados, de forma que, segundo WALLING (1980), a qualidade da água do deflúvio é o reflexo da interação desta com as componentes do ecossistema, tanto no plano espacial quanto temporal.

As quantidades de nutrientes exportadas são avaliadas ao longo do período pós-intervenção por meio do balanço geoquímico de nutrientes (BORMAN e LIKENS, 1967), pois o mesmo permite a comparação entre as quantidades que adentram a bacia hidrográfica e aquelas que a deixam. Os nutrientes minerais constituem-se em materiais que adentram o sistema natural e interagem com as componentes por intermédio dos processos de transformação; como resultado dos processos de transformação e devido a entropia, parte desse material deixa o sistema via ambiente de saída, ou seja, atmosfera e deflúvio.

A combinação dos fluxos de entrada, dos internos e dos de saída proporciona um sistema de fluxo de nutrientes hierarquizado, denominado de ciclo ou ciclagem de nutrientes, com a mesma forma que o ciclo hidrológico (BROWN, 1976). A razão para isto, é que a água é o seu principal veículo de transporte através do sistema.

A compreensão do processo de ciclagem de nutrientes nos ecossistemas florestais é, portanto, um pré-requisito para se compreender o quanto o deflúvio ai

originado pode responder as modificações na população de indivíduos de porte arbóreo ou a adição de fertilizantes e pesticidas (BROWN, 1976; LIMA, 1984).

Dessa forma, há muitos impactos potenciais relacionados com o uso dos recursos florestais (ARTHUR, COLTHARP e BROWN, 1998), referente a implantação de povoamentos, condução da floresta e colheita, incluindo aqueles relacionados a regeneração da vegetação (MULLER, 1984), exportação de nutriente por lixiviação e por escoamento superficial (PIERCE et al, 1972; BROWN, 1976; LIMA, 1986, 1988; KRASKE e FERNANDEZ, 1993; ARTHUR, COLTHARP e BROWN, 1998, dentre outros), e perdas de sedimentos (DOUGLAS e SWANK, 1975; HATTINGER et al, 1976; ANDERSON, 1976; DUNNE, 1979; MULLER, 1984; REIDE e DUNNE, 1984; LIMA, 1988; IORUME, 1990; LIMA et al, 1996; ARTHUR, COLTHARP e BROWN, 1998; RICE, 2000, dentre outros).

Esses impactos potenciais encontram-se interrelacionados e podem constituírem-se em problemas relativos a qualidade da água (ARTHUR, COLTHARP e BROWN, 1998). As operações de implantação de povoamentos e de colheita podem constituírem-se em importantes fontes não pontuais de poluição no ecossistema florestal (KOSCHENDERFER e EDWARDS, 1990), e as perdas de sedimentos e de nutrientes podem ter graves implicações para a futura sustentação da floresta (HORNBECK e KROPELIN, 1982; LIMA, 1997; ARTHUR, COLTHARP e BROWN, 1998).

Têm-se verificado na literatura que a modificação na qualidade da água do deflúvio no decorrer da implantação de povoamentos florestais é maior no primeiro ano após o plantio devido as operações de limpeza do terreno e preparo do solo, assim como a exposição do solo nu à precipitação no decorrer do fechamento das copas.

Nas condições experimentais estudadas por LIMA (1988), foram constatados valores decrescentes de perdas de solos nos quatro tratamentos considerados (1,3 a 6,52 t.ha⁻¹ no primeiro ano e 0,01 a 0,18 t.ha⁻¹ no terceiro ano) em relação a testemunha (10,5 t.ha⁻¹ no primeiro ano e 11,32 t.ha⁻¹ no terceiro ano).

Ocorreram aumentos nos valores médios da turbidez, cor, condutividade, pH e da alcalinidade comparativamente aqueles detectados na precipitação; os valores médios de concentração iônica dos tratamentos foram devido a solubilização dos nutrientes e de outros elementos no escoamento superficial. Quanto aos parâmetros químicos NO_3^- , Ca^{++} , K^+ e Mg^{++} , as entradas pelas chuvas foram maiores que as perdas ocorridas pelo escoamento superficial. As perdas de NO_3^- entre os tratamentos variaram de 19,5 a 0,06 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, as de Ca^{++} variaram de 4,14 a 0,21 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, as de K^+ variaram de 1,96 a 0,2 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, e as de magnésio variaram de 0,45 a 0,03 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, apresentando a seguinte ordem: $\text{Ca}^{++} > \text{K}^+ > \text{NO}_3^- > \text{Mg}^{++}$. As entradas via precipitação variaram de 12,76 a 0,61 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ para o NO_3^- , 8,14 a 1,78 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ para o Ca^{++} , 20,51 a 1,45 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ para o K^+ e de 2,81 a 0,44 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ para o magnésio. As perdas de Ca^{++} e Mg^{++} foram altamente correlacionadas com o escoamento superficial em todas as parcelas, enquanto que o K^+ e o Mg^{++} apresentaram boa correlação em algumas delas. Os solos do local são quimicamente pobres e acentuadamente drenados, o que explica os valores extremamente baixos encontrados no escoamento superficial em relação as chuvas. Nessas condições, o escoamento subsuperficial tende a ser a componente de maior contribuição para com o escoamento direto, sendo a contribuição do escoamento superficial decorrente de locais onde a permeabilidade do solo é menor devido a condições inerentes ao perfil e a saturação.

RANZINI (1990) mensurou a ciclagem geoquímica de nutrientes e perdas de solo em Santa Branca, SP, em duas bacias hidrográficas recém florestadas com *Eucalyptus saligna*, no decorrer de 1987 e 1988. A bacia A, com área de 7,2 ha e declividade média de 19,6%, havia recebido como operações de preparo a roçada, queima e aração até 20cm de profundidade, enquanto que a bacia B, com área de 5,5 ha e 28,9% de declividade, havia recebido as operações de roçada, queima e coveamento manual. A análise das amostras coletadas mostrou que ocorreu maior perda anual de sedimentos na bacia B (76,47 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$) em relação a bacia A (30,70 $\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$) devido a maior contribuição das chuvas para tal (40,56%); segundo

MULLER, 1984, as chuvas intensas podem ser responsáveis por até 50% da perda de solos de uma bacia hidrográfica. Os parâmetros físicos de alcalinidade (13,83 e 10,62 mg.l⁻¹ de CaCO₃), cor (64,68 e 33,04 UPC), turbidez (5,89 e 3,87 UNT) e de sedimentos (11,90 e 8,50 mg.l⁻¹) para as bacias A e B, respectivamente, difeririam significativamente entre si, enquanto que a condutividade (43,48 e 35,89 umho.cm⁻¹) não diferiu. Em relação aos parâmetros químicos, a bacia A apresentou concentração média no deflúvio de 0,06 mg.l⁻¹ de amônia, 0,51 mg.l⁻¹ de nitrato, 0,02 mg.l⁻¹ de fósforo, 1,80 mg.l⁻¹ de potássio, 1,86 mg.l⁻¹ de cálcio, 0,54 mg.l⁻¹ de magnésio, 1,69 mg.l⁻¹ de ferro e 2,23 mg.l⁻¹ de sódio, superiores aos da bacia B, que apresentou concentração média de 0,04 mg.l⁻¹ de amônia, 0,28 mg.l⁻¹ de nitrato, 0,02 mg.l⁻¹ de fósforo, 1,35 mg.l⁻¹ de potássio, 0,88 mg.l⁻¹ de cálcio, 0,40 mg.l⁻¹ de magnésio, 0,61 mg.l⁻¹ de ferro e 2,10 mg.l⁻¹ de sódio. As diferenças foram atribuídas ao processo de lixiviação que ocorre na bacia A em função dos seus solos serem altamente permeáveis e proporcionarem maior contribuição do escoamento subsuperficial no escoamento direto. A precipitação apresentou valores de concentração de 0,80 mg.l⁻¹ de amônia, 1,30 mg.l⁻¹ de nitrato, 0,07 mg.l⁻¹ de fósforo, 0,49 mg.l⁻¹ de potássio, 0,35 mg.l⁻¹ de cálcio, 0,12 mg.l⁻¹ de magnésio, 0,11 mg.l⁻¹ de ferro e 0,51 mg.l⁻¹ de sódio. Em termos de balanço de nutrientes, os fluxos mensais mostraram que ocorreu um ganho de nitrato, amônia e fósforo para ambas as bacias, enquanto que o cálcio, magnésio, ferro e o sódio apresentaram balanço negativo.

Quanto a produção de sedimentos, DUNNE (1979) avaliando produção destes em bacias hidrográficas submetidas a vários tipos de usos concluiu que para um mesmo tipo de uso ocorre um aumento na produção via escoamento superficial devido aos diferentes regimes de chuvas que, aliados a presença de declives, transportam os sedimentos erodidos dos solos.

Os resultados obtidos nesses tipo de experimento indicam a ação do crescimento da vegetação após o plantio, dos tipos de solo quanto as suas propriedades físico-químicas e do comportamento da precipitação ao longo do

período, de forma que a maior contribuição do escoamento superficial ou do escoamento subsuperficial na composição do escoamento direto e por consequência a quantidade de materiais carreados é uma resultante. Isto possibilita que, conforme a localidade e o tipo de cobertura, o balanço de nutrientes apresente diferentes valores para cada componente, conforme pode ser verificado nos trabalhos de LIKENS et al (1977); GUTHRIE et al (1978); BREN e TURNER (1980); FELLER (1981); McCLURKIN et al (1985); HOPMANNNS, FLINN e FARRELL (1987); LIMA (1988); SWANK e WAIDE (1988); OLIVEIRA (1989); RANZINI (1990); SCARDUA (1994); LIMA et al (1996), dentre outros.

Quando do estabelecimento pleno dos povoamentos homogêneos, as exportações de nutrientes tendem a se estabilizar e a água do deflúvio a apresentar alta qualidade. É o que relata LIMA et al (1996) para uma bacia hidrográfica de 68,2 ha reflorestada com *Eucalyptus saligna*, em Itatinga, SP, com cinquenta e dois anos de idade. Os resultados dos parâmetros físicos de qualidade da água situaram-se dentro dos valores normais para águas de boa qualidade; a concentração de sedimentos equivaleu a uma perda média anual de solo de 0,28 t.ha⁻¹, as entradas via precipitação foram de 4,1, 1,3, 3,7 e 1,2 kg. ha⁻¹.ano⁻¹ de cálcio, magnésio, potássio e sódio, respectivamente, e as saídas via deflúvio de 4,9, 2,4, 1,4 e 1,4 kg. ha⁻¹.ano⁻¹ de cálcio, magnésio, potássio e sódio, respectivamente, com ambas situadas dentro da faixa de amplitude de variação esperada.

A substituição da floresta nativa de eucalipto por floresta plantada de *Pinus radiata*, na Austrália, segundo HOPMANNNS, FLINN e FARRELL (1987) não causou alterações significativas na qualidade da água do deflúvio; verificaram ainda que os elementos químicos apresentaram por ordem de mobilidade Cl⁻ > Na⁺ > Mg⁺⁺ > k⁺ > Ca⁺⁺.

Em florestas nativas de eucalipto na Austrália, LIMA (1984) por meio de revisão a respeito das informações disponíveis sobre florestas de eucalipto, informa que as mesmas são consideradas como o melhor tipo de cobertura vegetal para a produção de água, citando como exemplo várias cidades que mantêm bacias

hidrográficas com esse tipo de cobertura para produção de água, a qual é servida à população sem tratamento dado a sua qualidade. Os vários trabalhos consultados apontam existir diferenças de qualidade em função das características das espécies de *Eucalyptus*, as quais causam alterações na qualidade da água da precipitação por lixiviação quando da interação via interceptação, embora esse processo possa ser significativo apenas na camada superior do solo e na sua superfície. Outros fatores que foram elencados como integrantes no processo foram: características geológicas, propriedades dos solos e localização geográfica.

Em estudo comparativo, LIMA e BARBIN (1975) estudando os efeitos das plantações de *Eucalyptus* e de *Pinus* na qualidade da água da chuva concluíram que, de modo geral, os povoamentos de *Eucalyptus* apresentaram alteração qualitativa superior a verificada nos povoamentos de *Pinus* para os parâmetros pH, turbidez, condutividade elétrica, cor, sólidos totais dissolvidos e alcalinidade; as alterações foram mais acentuadas para os processos de escoamento pelo tronco e precipitação interna.

Para BRUIJNZEEL (1990), o balanço de nutrientes nos ecossistemas florestais deve ser analisado sob o ponto de vista da fertilidade do solo visto que, após as condições climáticas, o tipo de solo condiciona a distribuição da vegetação por meio de suas propriedades físico-químicas. Para a floresta ombrófila de terra baixa sobre solo de baixíssima fertilidade, em San Carlos, Venezuela, sob condições de precipitação média anual de 3565 mm e deflúvio de 1869 mm, o balanço de nutrientes foi positivo em 2,4 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de cálcio, 0,1 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de magnésio, 3,4 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de potássio, 0,7 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de fósforo e negativo para o nitrogênio em 5,9 kg.ha⁻¹.ano⁻¹.

Essa mesma tipologia sobre solos moderadamente férteis apresentou balanço negativo em todos os locais estudados (Watubelah, Indonésia; Kinta Valley e Gua Anak Takun, Malásia; La Selva, Costa Rica; Darien, Panamá; Ei Creek, Papua; e, Lien-Hua-Chi, Taiwan). Genericamente, os nutrientes apresentaram os seguintes valores de entradas: 0,0 a 36,1 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de cálcio, 0,3 a

5,0 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de magnésio, 0,8 a 13,5 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de potássio, 0,2 a 1,7 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de fósforo e 1,7 a 15 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de nitrogênio, e saídas de 9,2 a 764 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de cálcio, 5,1 a 78,0 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de magnésio, 3,4 a 49 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de potássio, traço a 5,9 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de fósforo e 7,4 a 38,0 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ de nitrogênio. Para a tipologia sobre solos de fertilidade baixa a moderadamente baixa o balanço apresentou diferentes tendências conforme a região.

Mediante os valores supra apresentados, analisa BRUIJNZEEL (1990), verifica-se que a medida que aumenta o grau de fertilidade do solo aumenta, também, as perdas de nutrientes pelo ecossistema, exceto o fósforo posto ser pouco móvel, apresentar baixas concentrações no solo e por vezes encontrar-se na forma não disponível. No entanto, alerta que, para a interpretação dos dados, ressalvas devem ser efetuadas quanto aos diferentes regimes hídricos, tipos de rocha mãe e respectivos tipos de solos, contaminação das amostras, subestimativa dos valores do deflúvio, dentre outras.

A rede viária florestal, conjuntamente com as esplanadas e as trilhas de arraste constituem-se na mais importante e persistente fonte de sedimentos e nutrientes para o deflúvio (ANDERSON, 1976; HATTINGER, 1976; YOHO, 1980; VERSFELD, 1981; ASKEN e WILLIAMS, 1984; LUCE e CUNDY, 1984; LIMA, 1996; RICE, 2000, dentre outros), devido a alteração das respostas de fluxo.

As maiores fontes de sedimentos que são carregados pelo leito das vias, valas laterais de escoamento e bueiros estão relacionadas com os cortes no terreno que deixam superfícies declivosas sem cobertura vegetal, com os aterros nas depressões que deixam taludes desprotegidos (RICE, 2000) e com o leito carroçável (RIDE e DUNNE, 1984). Também encontram-se relacionados com o processo: o tipo de leito carroçável, a intensidade de tráfego e o tipo de veículo que trafega (REID e DUNNE, 1984).

Em termos de produção de sedimentos, a implantação do talhonamento e da rede viária sem planejamento em uma microbacia hidrográfica causou aumento no valor de turbidez da água do deflúvio 10 a 20 vezes superiores aquele observado

na microbacia em que a rede de transporte e o talhamento foi planejado (DOUGLAS e SWANK, 1975). ANDERSON (1976) informa que 90% dos sedimentos produzidos pela erosão em áreas florestais sob exploração são resultantes da abertura e utilização de estradas e carreadores. McCASHION e RICE (1983) estimaram que as estradas foram responsáveis por mais de 50% da erosão associada ao manejo das florestas em terrenos com declividade de até 43%.

Monitorando a produção de sedimentos em dez segmentos de estradas com diferentes tipo de leito e níveis de uso em bacias hidrográficas sob uso florestal na Costa Noroeste do Pacífico – EUA, REID e DUNNE (1984) observaram que, para a estrada com leito de terra batida, a intensidade de uso influenciava a taxa de produção de sedimentos. Para as estradas sob tráfego intenso, foi estimada uma taxa de $500 \text{ t.km}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, valor este 1200% maior que aquele estimado para tráfego moderado ($42 \text{ t.km}^{-1}.\text{ano}^{-1}$) e 13.200% que aquele estimado para tráfego leve ($3,8 \text{ t.km}^{-1}.\text{ano}^{-1}$). As estradas com leito pavimentado apresentaram taxa estimada de $2,0 \text{ t.km}^{-1}.\text{ano}^{-1}$. Verificaram ainda que, nas condições do estudo, a produção de sedimentos nos cortes e aterros foi relativamente menor que a produzida pelo leito carroçável.

Na bacia hidrográfica de Redwood Creek, com área de 752 km^2 e rede viária de 180 km, localizada na região noroeste da Califórnia – EUA, RICE (2000), por meio de amostragem efetuada ao acaso, estimou uma taxa de erosão acumulada de $177 \text{ m}^3.\text{km}^{-1}$ no período de 1980 a 1997; as taxas anuais não foram uniformes, e os três últimos anos da série corresponderam a 56% do total acumulado devido a maior quantidade e intensidade das chuvas que incidiram nesse período. As maiores fontes de sedimentos foram o corte e o aterro das estradas.

As taxas de produção de sedimentos pelas estradas florestais, carreadores e trilhas de arraste dependem do seu posicionamento no terreno, densidade (HORNBECK e REINHART, 1964), arquitetura da rede viária (HATTINGER, 1976), intensidade da precipitação (BROWN e KRIEGGER, 1971; BROWN, 1976; RICE, 2000), tipo de leito e densidade de tráfego (RICE, 2000), quantidade e posição dos

cortes e aterros ao longo do leito carroçável e declividade (REID e DUNNE, 1984; RICE, 2000).

De acordo com VERSFELD (1981), não são as operações silviculturais de colheita que ocasionam maior escoamento superficial e erosão, mas sim que esses processos são, na realidade, de ocorrência localizada, e originados principalmente nas estradas e carreadores.

No âmbito da ciclagem geoquímica de nutrientes, o aumento da produção de sedimentos representa uma exportação adicional de nutrientes para o deflúvio; no entanto, há pouca informação disponível a respeito de nutrientes associados aos sedimentos. Um estudo efetuado sobre material particulado pré e pós o corte da floresta em Hubbard Brook indicou que o tamanho das partículas aumenta as perdas de alguns elementos químicos associados aos solos, como o alumínio e a sílica, mas aumenta muito pouco o cálcio, o nitrogênio e o fósforo (BORMAN et al, 1974). DUFFY et al (1978) relatam que mais de 70% do total de fósforo exportado durante eventos de precipitação em talhões não explorados de *Pinus* foi efetuada na forma de sedimentos. Isto indica que há um grande potencial para aumento das exportações de fósforo quando as taxas de erosão tendem a aumentar.

As operações de colheita florestal como o corte raso, corte em faixas e corte seletivo, ao aumentarem a produção de água das bacias hidrográficas e alterarem as características dos picos de vazão, aumentam concomitante a exportação de nutrientes pelas bacias hidrográficas. O que se questiona, segundo HEWLETT, POST e DOSS (1984), é se essas exportações são suficientes para elevar a concentração dos nutrientes na água do deflúvio a valores acima dos padrões permissíveis de forma a causar eutroficação; o *espelho* é o experimento conduzido em Hubbard Brook, em New Hampshire, onde toda a vegetação da bacia foi cortada e a regeneração foi impedida por um período de dois anos com o uso de herbicidas, o que resultou em altas taxas de exportação de nutrientes. Chamam a atenção para o fato de que as condições experimentais utilizadas em Hubbard Brooks não representam as operações rotineiras de colheita florestal, e a primeira

vista proporcionam a impressão que essas operações são altamente impactantes. VITOUSEK et al (1979) concluem, após a análise de diversos estudos, que o corte raso, o corte em faixas e a queima de resíduos proporcionam aumentos não expressivos na concentração do nitrato e de outros nutrientes no deflúvio.

Em estudos efetuados por HORNBECK et al (1975) na bacia hidrográfica de New Hampshire, onde operações normais de corte raso foram efetuadas, detectou-se incrementos de pequena monta e temporários na exportação de nutrientes. As concentrações de nitrato, cálcio e potássio no deflúvio aumentaram nitidamente após o corte raso; a concentração de nitrato aumentou em 23 mg.l^{-1} acima do valor observado na bacia testemunha no decorrer de um curto período de tempo.

Esses estudos foram efetuados com o uso do corte raso parcial, em faixa, em 33% da área de uma bacia, e corte raso total em outra bacia; o corte raso parcial em faixas resultou em um aumento de 2/3 da quantidade dos nutrientes em relação ao aumento observado na bacia sob corte raso total. Tal comportamento foi creditado a absorção de nutrientes pela vegetação ciliar e pelas faixas de floresta que não foram cortadas. A conclusão foi a de que o corte em faixas não deve ser contínuo e ocupar somente uma pequena porção da área da bacia, o que corrobora com o trabalho de AUBERTIN e PATRIC (1974), cuja conclusão é a de que a exploração da floresta deve ser efetuada por corte em clareiras, cujo tamanho não provoque danos significativos à qualidade da água.

SWANK e DOUGLAS (1975) relatam que a concentração de nitrato no deflúvio de bacias hidrográficas sob uso florestal que sofreram corte raso onze a treze anos antes das mensurações apresentou-se levemente alta (média de $0,08 \text{ mg.l}^{-1}$) em relação as bacias testemunhas, enquanto que aquelas exploradas a mais de 20 anos apresentaram valores similares aos das testemunhas.

Para os tratamentos de corte raso e corte raso seguido de queima dos resíduos oriundos da colheita, efetuados em duas bacias hidrográficas em Haney, na Columbia Britânica, Canadá, no decorrer de um período de nove anos, os

parâmetros químicos monitorados por FELLER e KIMMINS (1984) responderam diferentemente aos tratamentos, mas apresentaram um padrão geral de incremento de concentração e de fluxo nos três primeiros anos após o tratamento, seguido do declínio até alcançar aqueles semelhantes ao pré-tratamento. Para os dois primeiros anos após a aplicação dos tratamentos foram observados os seguintes valores de concentração de nutrientes no deflúvio: 0,34, 1,12, 0,32, 1,79, 0,93, 1,50, 1,87 e 5,24 mg.l⁻¹ de potássio, sódio, magnésio, cálcio, cloro, nitrato, sulfato e silício, respectivamente, para o tratamento de corte raso; 0,21, 0,93, 0,28, 1,83, 0,93, 0,53, 2,09 e 4,27 mg.l⁻¹ de potássio, sódio, magnésio, cálcio, cloro, nitrato, sulfato e silício, respectivamente, para o tratamento de corte e queima; e, 0,09, 0,87, 0,25, 1,84, 0,91, 0,11, 1,91 e 4,15 mg.l⁻¹ de potássio, sódio, magnésio, cálcio, cloro, nitrato, sulfato e silício, respectivamente na bacia testemunha. O corte raso seguido da queima dos resíduos apresentou menor efeito na qualidade química da água; as concentrações foram muito altas até cinco horas após o início do fogo, declinando lentamente até cinco dias após. No decorrer e após a chuva de 23mm que caiu seis dias depois da queima, a concentração dos nutrientes aumentou em função do aumento da descarga. A exportação de nutrientes foi menor que 10 kg.ha⁻¹.ano⁻¹ para o nitrato, fósforo, potássio e magnésio; menor que 20 kg. ha⁻¹.ano⁻¹ para o sódio e o cloro, e menor que 30 kg. ha⁻¹.ano⁻¹ para o cálcio, valores estes inferiores aqueles exportados pela biomassa dos troncos e que os exportados para a atmosfera no decorrer da queima.

HUDSON et al (1983) constataram que a perda de sedimentos pelo uso do fogo controlado em florestas de *Pinus oocarpa* em Honduras, devido a destruição da manta orgânica, acarretou perdas de 1732 kg.ha⁻¹ nas parcelas que receberam esse tipo de tratamento, enquanto que as que não passaram pela queima controlada perderam 87 kg.ha⁻¹; o aumento da perda de sedimentos foi acompanhado pelo aumento da exportação de nutrientes. O efeito do fogo também foi observado por IORUMÉ (1990) em uma bacia parcialmente florestada no Chile. A concentração média anual de sedimentos no deflúvio foi considerada alta, 71 mg.l⁻¹, devido a

presença de cobertura florestal e a ausência de uso intensivo, e foi creditada ao incêndio que ocorreu no ano anterior a instalação do experimento.

Na cobertura vegetal de savana existente em Kapanga Research Station, TOWNSEND e DOUGLAS (2000) examinando os efeitos do fogo de três regimes de incêndio (no início da estação seca, no final da estação seca, e sem queima) na qualidade da água, verificaram que os mesmos apresentaram efeitos não significativos na concentração de sólidos totais suspensos, sedimentos voláteis suspensos, nitrogênio, fósforo, ferro, manganês e sedimentos devido a baixa declividade do terreno (0,5%) e a baixa fertilidade do solo. Os eventos episódicos de escoamento superficial que ocorreram antes da estação úmida resultaram em alta concentração de sólidos totais suspensos, nitrogênio, fósforo, ferro e manganês, com magnitude dez vezes superior àquela verificada no decorrer da estação úmida. No decorrer dessa estação, a qualidade da água do fluxo nas três bacias foi similar.

É importante se efetuar a distinção entre a concentração de nutrientes na água, expressa em mg.l^{-1} e referente a sua carga que é dependente da vazão e a exportação de nutrientes, expressa em kg.ha^{-1} e referente ao balanço de nutrientes. A concentração de nutrientes depende da disponibilização de cada um no sítio frente as interações que ocorrem com a matéria orgânica e as partículas do solo num dado momento, assim como da quantidade aí existente. AUBERTIN e PATRICK (1974) concluíram que a concentração de nitrato no deflúvio em bacias hidrográficas na Virgínia apresentou um pequeno aumento, enquanto que a concentração de cálcio diminuiu depois do corte raso da floresta. No entanto, a exportação anual desses nutrientes aumentou em relação as bacias testemunhas, o que foi atribuído ao deflúvio.

Tanto a concentração de nutrientes quanto a carga exportadas estão relacionadas com a precipitação, uma variável externa ao sistema, no âmbito das três funções hidrológicas descritas por BLACK (1997). Assim, a concentração num dado momento depende das componentes da função de armazenagem com as quais interage e das componentes do fluxo hierarquizado da estrutura hidrológica da

bacia que são utilizadas como veículo (VAN BURREN e KERKESTA, 1993), conforme pode se depreender do trabalho de TOWNSEND e DOUGLAS, 2000). Também, apresenta amplitude de variação em função do comportamento do regime pluviométrico e da componente hidrológica que predomina na composição do deflúvio num dado período (PETERJOHN e CORRELL, 1984). O balanço de nutrientes, por outro lado, é mais dependente da quantidade de precipitação captada pela bacia, pois baixas concentrações de nutrientes na água do deflúvio podem ser compensadas por um maior volume de produção de água, conforme o constatado por AUBERTIN e PATRICK (1974). A relação concentração – balanço de nutrientes depende ainda, das características do solo (BRUIJNZEEL, 1990), altitude (SWANK e WAIDE, 1988), características geológicas, topográficas e usos da terra (ANDERSON, 1957), da regeneração pós-colheita (MULLER, 1984), deposição atmosférica e atividade biológica nos solos (CLARK, MUELLER e MAST, 2000)

Ainda, há que se considerar que a qualidade da água em ambientes sem a ocupação e uso humano também podem ser afetadas por fatores antropogênicos que cruzam a bacia e os limites regionais (CLARK, MUELLER e MAST, 2000). A via de entrada é a deposição atmosférica que introduz nessas áreas enxofre, nitrogênio, potássio, cálcio, metais pesados, causando, por vezes acidez, que por seu turno interfere com processo de intemperização das rochas e tampona a capacidade dos solos subjacentes (MURDOCH, BURNS e LAWRENCE, 1998; CLOW e MAST, 1999). Um outro agente desse processo, sugerem MURDOCH, BURNS e LAWRENCE (1998), seriam as mudanças climáticas relacionadas com o aumento da temperatura e o incremento da taxa de nitrificação que geraria excesso de nitrogênio em bacias não ocupadas. WILLIAMS et al (1996) sugerem que as entradas de nitrogênio em diversas bacias com florestas no leste dos EUA e nas montanhas rochosas do Colorado tem excedido a demanda biológica da vegetação. Estudos efetuados por SMITH, ALEXANDER e WOLMAN (1987) e PUCKET (1995) mostraram que a deposição atmosférica de nitrogênio no meio-oeste e nordeste dos EUA tem sido maior que a quantidade exportada por alguns rios dessas regiões.

A minimização dos custos de inserção dos circuitos de trabalho auxiliar em termos de produção de sedimentos, perdas de nutrientes, perdas genéticas, dentre outras, pode ser efetuada por meio do Manejo Florestal Sustentado (LIMA, 1997), com base em seus princípios, estratégias e práticas operacionais (ORGANIZAÇÃO INTERNACIONAL DE MADEIRAS TROPICAIS, 1990), possibilitando uma interação mútua e interativa entre todos os elementos do sistema. As práticas operacionais de manejo florestal que possibilitem o alcance destes componentes de integridade, segundo LIMA (1997) e ARTHUR, COLTHARP e BROWN (1998), devem ser consideradas no seu conjunto, abrangendo a condições de superfície do solo e o sistema de seu preparo, o plantio, medidas de conservação dos solos, água e vegetação, rede viária, rotação florestal, colheita, dentre outras. No seu conjunto, essas práticas são denominadas de melhores práticas de manejo.

Em relação a floresta de galeria como prática de manejo ressaltam ARTHUR, COLTHARP e BROWN (1998), há poucos estudos publicados a respeito do assunto que contribuam para a sua evolução. PETERJOHN e CORRELL (1984) avaliando a dinâmica de nutrientes em uma bacia hidrográfica nas Costa Atlântica dos EUA verificaram que a maior parte das mudanças na concentração do nitrogênio, fósforo e cálcio ocorreram nos primeiros 19m da floresta ripária. Verificaram, ainda, que as perdas de nitrogênio ocorreram através do fluxo subsuperficial e a de fósforo e sedimentos por meio do fluxo superficial. Concluíram que as perdas de fósforo e sedimentos foram reduzidas pela presença da floresta-de-galeria.

Em outro trabalho, ARTHUR, COLTHARP e BROWN (1998) examinaram as respostas de longo prazo da qualidade da água em três bacias hidrográficas no leste do Kentucky em que as florestas foram colhidas através do corte raso, uma com a incorporação das melhores práticas de manejo (bacia A) outra sem (bacia B) e a terceira permaneceu como testemunha (bacia C). As melhores práticas de manejo incluíram a manutenção de faixa de vegetação de 15,2m ao longo da rede de drenagem, minimização dos impactos advindos da construção da rede viária, uso

de estruturas para controle dos fluxos d'água nas estradas, e abandono das trilhas de arraste e da rede viária após a colheita. Constataram que o fluxo de sedimentos aumentou nas duas bacias tratadas em relação a bacia C, e que o aumento na que recebeu as práticas de manejo (A) foi 2,14 vezes menor que na que não as recebeu no período de tratamento e 1,59 vezes menor nos oito anos seguintes. A colheita com uso do corte raso aumentou a concentração do nitrato, potássio, cálcio, magnésio, sódio, alcalinidade e a condutividade de forma significativa até 17 meses pós-tratamento; não foram encontradas diferenças significativas no período de 1988 a 1992, exceto para o fósforo e o cálcio. No entanto, o aumento da concentração dos nutrientes não foi suficiente para exceder os valores estabelecidos pelos padrões para água de boa qualidade, embora a exportação de nutrientes tenha sido grande em relação a bacia testemunha e as entradas pela precipitação. Concluem que a menor produção de sedimentos na bacia foi devida a efetividade do tamponamento da faixa de vegetação que permaneceu ao longo da rede de drenagem da bacia B, assim como a menor concentração de nitrato a sua função biológica de filtro.

Entretanto, ponderam ARTHUR, COLTHARP e BROWN (1998), há muito pouco conhecimento a respeito da efetividade do uso dessas práticas no controle de fontes não pontuais de poluição. A principal crítica que é efetuada, segundo COLLINS e PESS (1997), é a de que essas práticas não protegem adequadamente os recursos naturais. Particularmente, existe a percepção de que a aplicação de parte dos critérios e normas prescritas para uma operação florestal individual pode não consignar a possibilidade de que esses efeitos ocorram de forma *cumulativa* [gripo meu] a partir da execução das mesmas em diversos locais na bacia.

Muitas prescrições, analisam COLLINS e PESS (1997), carecem de racionalidade científica e que não explicam no seu conjunto os objetivos declarados. Apesar da natureza experimental de muitas prescrições, geralmente estas carecem de uma componente de evolução. Também, algumas prescrições pautam-se em estudo único, apresentando, por conseqüência falta de flexibilidade frente de cada

local ou região, como o caso das faixas ciliares de tamponamento nos EUA, que foi estabelecida a partir do trabalho efetuado por TRIMBLE e SARTZ (1957) na floresta experimental de Hubbard Brooks. Muitas vezes, as restrições impostas pela adoção de parâmetros e procedimentos e homogeneizadas para toda uma região ou país pode não levar a consecução dos objetivos para os quais o instrumento legal foi proposto, a semelhança do que ocorre com a Resolução 020/86 – CONANA (FEPAM/ GTZ, 1997).

Em contrapartida, vem crescendo o interesse em desenvolver critérios e códigos que tenham implementação mais flexível em consonância com as condições de cada região. Há interesse também no desenvolvimento da regulamentação florestal baseada no princípio do manejo adaptativo (COLLINS e PESS, 1997), a premissa pela qual os códigos podem ser modificados em respostas aos avanços científicos e as experiências locais (HALBERT e LEE, 1990).

2.2.5 Uso Urbano

A conversão dos espaços naturais pela expansão urbana vem se constituindo em um processo irreversível, motivado pelas aspirações humanas que buscam nas cidades o local para suas realizações (SIMÕES, 1996).

A área urbana constitui-se, de acordo com ODUM (1983), em um ecossistema incompleto ou heterotrófico, dependente de grandes áreas externas a ela para obtenção de energia, alimentos, fibras, água e outros materiais; seu metabolismo é muito mais intenso por unidade de área, devido a grande quantidade de circuitos de trabalho auxiliar inseridos nos diversos subsistemas que a compõe, exigindo um fluxo maior de energia concentrada e de materiais. Dentro desse quadro, ressalta SIMÕES (1996), ocorre a aceleração dos processos naturais a taxas e amplitudes extremamente elevadas e rápida superação dos limites de estabilidade. Em função dessa maior amplitude do ambiente de entrada e do grande número de processos de transformação, o ambiente de saída é maior e os fluxos

residuais mais concentrados, o que se constitui em impactos para ambos os ambientes.

Dessa forma, pondera ODUM (1983), os ambientes de entrada e de saída são relativamente mais importantes para o sistema urbano do que para um sistema autotrófico como a floresta.

Em adição, a ocupação e o uso da terra com essa finalidade geralmente é efetuado em conflito com o uso potencial dos recursos (CUNHA, FIAUX e MENDONÇA, 1991; SANTOS FILHO, 2000), e é a que trás conseqüências negativas mais pronunciadas em termos de modificação da dinâmica hidrológica devido a intensificação das causas, efeitos e interações, assim como de sua permanência e expansão ao longo do tempo.

As conseqüências hidrológicas advindas da urbanização de uma dada área são: aumento do escoamento direto e modificação da participação relativa do escoamento superficial e do escoamento subsuperficial no escoamento direto, diminuição da capacidade de infiltração, diminuição do tempo de concentração, aumento da freqüência de enchentes, aumento do pico de descarga, modificação da rede de drenagem natural, inserção de rede de drenagem auxiliar, aumento da produção de sedimentos via processo erosivo, aumento da concentração de sedimentos nas águas pluviais, diminuição da recarga do lençol freático e aumento da poluição (ARNOLD, 1987; GUTIERREZ – HERNANDEZ, 1988; TONG, 1990; BUCCI et al, 1991; SALA e INBAR, 1992; MOTTA, 1993; FERRAZ, 1996; FIGUEIREDO e BAHIA, 1998; PORTO et al, 2000, dentre outros).

Exemplificando, ARNOLD et al (1987) estudando os efeitos da urbanização de 77% da área da bacia hidrográfica de White Rock, Texas, EUA, por meio de simulação por modelagem matemática, verificaram que caso a urbanização não tivesse ocorrido, o atual valor de deflúvio poderia passar de 151 para 135 mm e a produção anual de sedimentos de 4,1 para 4,4 t.ha⁻¹. Estudos conduzidos por SALA e INBAR (1992) sobre o regime de vazão de rios na Catalunha, Espanha, antes e depois dos processos de urbanização e industrialização que ocorreram entre 1950 a

1960 e 1980 a 1990, mostraram que ocorreram rupturas nas curvas acumulativas do deflúvio total, pico de descarga e tempo de retardamento do fluxo. A partir de 1990, as inundações passaram a ser um evento freqüente nas áreas urbanas, principalmente naquelas localizadas ao longo da costa, o que estaria relacionado com o aumento do pico de descarga e com a diminuição do tempo de retardamento.

Sob condições de urbanização, enfatiza GUTIERREZ – HERNANDEZ (1988), as perdas hidrológicas com a transpiração e interceptação pela vegetação, assim como a evaporação do solo, são bem menores em comparação com áreas sob uso agrícola ou florestal.

Devido ao aumento do escoamento direto, ressaltam PORTO et al (2000), o escoamento superficial por ter participação proporcionalmente maior na sua composição, e é o fator que interfere mais diretamente com a rede de drenagem. Apontam como as duas principais causas para tal: o aumento da densidade populacional, que numa relação de causa e efeito faz com que ocorra aumento na demanda de água e no volume de águas servidas, e o aumento da densidade de construções, que faz com que ocorram modificações no sistema de drenagem e aumento da área impermeabilizada. Esse processo, segundo os autores, gera três problemas principais referentes ao aproveitamento dos recursos hídricos para a satisfação da demanda crescente, controle de inundações e controle da poluição.

Um dos reflexos da maior dimensão do ambiente de saída e da concentração do fluxo, assim como da modificação da função de armazenagem, é a modificação da qualidade dos recursos hídricos superficiais, principalmente por fontes pontuais. As fontes pontuais referem-se ao esgoto sanitário, de composição praticamente uniforme, águas residuais industriais cuja composição e vazão é função do processo de produção, resíduos sólidos com composição dependente de fatores como o nível educacional, poder aquisitivo, hábitos e costumes da população, águas de drenagem urbana e fontes acidentais (BENETTI e BIDONE, 2000).

O esgotamento contínuo desses efluentes na rede de drenagem altera de forma negativa a qualidade da água tornando-a imprópria para consumo *in natura*, constituindo-se em risco para a saúde humana. A maior concentração de nutrientes como o nitrogênio e fósforo alteram a função habitat no trecho considerado da rede de drenagem proporcionando condições para a eutroficação (ISGARD, 1985).

KRUSCHE et al (1997) estudando a variabilidade espacial e temporal do oxigênio dissolvido, demanda bioquímica de oxigênio, concentração de nitrato e coliformes fecais em nove estações de amostragem na Bacia Hidrográfica do Rio Piracicaba, em São Paulo, observaram um empobrecimento das condições da qualidade da água em função da diminuição do primeiro componente químico e aumento dos demais ocasionado pelo acúmulo da descarga de efluentes domésticos e industriais. A avaliação temporal ao longo da série de dezoito anos mostrou que a concentração de oxigênio dissolvido diminuiu enquanto que a demanda bioquímica de oxigênio, a concentração de nitrato e os coliformes totais aumentaram. As amostras de água coletadas nas estações próximas aos centros urbanos como Campinas e Piracicaba, assim como aquelas coletadas em reservatórios próximos apresentaram maiores valores de concentração de demanda bioquímica de oxigênio, nitrato e coliformes fecais. Estimou-se para essa região desenvolvida e com população de dois milhões e oitocentos mil habitantes, dos quais 92% moram nas zonas urbanas, uma demanda bioquímica de oxigênio de $85\text{t}\cdot\text{dia}^{-1}$ para efluentes domésticos, $76\text{t}\cdot\text{dia}^{-1}$ para os efluentes industriais e $20\text{t}\cdot\text{dia}^{-1}$ para os efluentes oriundos da produção agrícola.

Para a Bacia Hidrográfica do rio Passaunas a montante do reservatório homônimo, localizada na região metropolitana de Curitiba, com área de 214 km^2 , da qual 6% encontrava-se ocupada com uso urbano em julho de 1993, e com população estimada de 24.334 habitantes, DIAS (1997) mensurou uma demanda bioquímica de oxigênio de $342\text{ kg}\cdot\text{dia}^{-1}$ e o lançamento médio diário de 61 kg de fósforo e de 195 kg de nitrogênio. A concentração dos elementos químicos e biológicos apresentaram variabilidade espacial, e as maiores concentrações de

elementos químicos foram verificadas no rio Invasão, um afluente do rio Passaunas em cuja área de drenagem ocorre concentração industrial. Verificou ainda que a modificação deletérea na qualidade da água aumentava próximo as zonas urbanas. SORANO et al (1996) simularam por meio de modelagem a expansão da área urbana em uma bacia hidrográfica nos EUA na qual 9% era utilizada com esse tipo de uso. Para o cenário de 16% da área ocupada com uso urbano estimaram que os efeitos seriam modestos em termos de qualidade, mas significativos em termos de quantidade de fósforo exportado; para o cenário de 100% da área ocupada os efeitos seriam severos na qualidade frente ao aumento de 100% na quantidade de fósforo exportado.

Os efluentes domésticos, mesmo quando tratados, contém grande quantidade de nitratos e fosfatos, pois estes não são normalmente removidos pelos tratamentos preliminar, primário e secundário. Exemplificando, MOTA (1988) informa que em uma área urbana com tratamento de esgotos, o escoamento gerado apresentou uma contribuição de $13,70 \text{ kg.km}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ de nitrogênio, $0,80 \text{ kg.km}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ de fósforo e $2 \times 10^4 \text{ NMP.100ml}^{-1}$ de coliformes fecais, enquanto que em outra área urbana sem tratamento de esgotos a contribuição foi de 22,60, 4,90, 1,53 e 3×10^5 , respectivamente. CORDEIRO NETO e DUTRA FILHO (1981) relatam que os efluentes lançados por duas estações de tratamento de esgotos no Lago Paranoá, em Brasília-DF, foram as principais fontes de entrada de fosfato, contribuindo com 70% da carga total lançada ao ano, o que correspondeu a 82 toneladas. Para diminuir a quantidade desses elementos nos efluentes, há a necessidade de se efetuar o tratamento terciário ou avançado (BENETTI e BIDONE, 2000), de alto custo, o que é adotado quando há a necessidade de reutilização da água em situações de escassez.

As áreas sob uso urbano também possuem fontes não pontuais de poluição dos recursos hídricos, que podem ser significativas (HIRSCH, MILLER e HAMILTON, 2001). Essas fontes referem-se a herbicidas utilizados em jardins, inseticidas de uso doméstico, inseticidas utilizados no controle de térmitas,

componentes voláteis orgânicos utilizados em resinas, plásticos, produtos de limpeza, tintas, solventes, gasolina e em operações industriais, e ainda elementos traço oriundo de emissões industriais e de veículos.

Além das conseqüências diretas, o processo de urbanização apresenta conseqüências indiretas que interferem significativamente na dinâmica hidrológica dessas áreas, tais como: processo de ocupação do solo por meio de proliferação de loteamentos, ocupação de áreas impróprias como as várzeas e zonas ripárias, proliferação de favelas e invasões (GUIMARÃES, 2000; PORTO et al, 2000; SANTOS FILHO, 2000; SILVA, 2000), falta de manutenção das obras de infraestrutura existentes e ocupação de áreas de mananciais (PARANÁ, 1997^b), comportamento político e administrativo no que tange a adoção de medidas corretivas e não preventivas, gerenciamento de conflito de interesses (BATELD, 1985; LANNA, 1995; CEDRAZ, 2000), inobservância das leis existentes, ausência de políticas de médio e longo prazo (BUCCI et al, 1991; MOTTA, 1993; BARTH, 2000; PORTO et al, 2000).

A solução para o problema dos efeitos da urbanização nos recursos hídricos passa pela análise da competição pelos recursos hídricos dentro de sistemas políticos e sociais em termos da reivindicação, das demandas por água e do poder para acessá-las, da estrutura do conflito, do gerenciamento de conflitos ambientais, dos acordos, das instituições e das ferramentas legais disponíveis, de maneira que as medidas de proteção e os conflitos possam ser conectados e resolvidos por métodos não convencionais racionais e eficientes (BATELD, 1985), o que leva a necessidade de uso de enfoque sistêmico no gerenciamento dos recursos naturais (SILVA, 2000). Nesse âmbito, as estratégias de desenvolvimento selecionadas são fortemente dependentes dos processos sócio-econômicos, de mudanças nas condições de produção, renovação tecnológica, prioridade legal, e de vantagens políticas e econômicas (CASSTENSSON, 1985). Um outra conseqüência indireta é a pouca motivação que os agentes de desenvolvimento urbano e regional tem para adotar uma atitude cooperativa em relação ao uso sustentado dos recursos

hídricos devido à dificuldade de visualização dos possíveis benefícios tangíveis que essa atitude poderia trazer (CEDRAZ, 2000).

Nesse contexto, as soluções devem ser eficientes e sustentáveis, e são consideradas como tal, segundo PORTO et al (2000), aquelas que atuam sobre as causas e não sobre os efeitos, e abrangem todas as relações entre os diversos processos, tais como adoção de taxas de impermeabilização (MOTTA, 1993), zoneamento do uso do solo e Plano Diretor (BARTH, 2000), manutenção da infraestrutura (PARANÁ, 1997^b), fortalecimento institucional e observância dos instrumentos legais (BARTH, 2000), dentre outras.

2.2.6 No Regime Hidrológico

As prováveis modificações que a inserção dos circuitos de trabalho auxiliar causam no regime hidrológico têm sido objeto de estudos e de especulações a longa data, em especial a precipitação (LIMA, 1996), e ganhou ênfase nas três últimas décadas em função da discussão dos efeitos das mudanças climáticas, assim como da disponibilidade de instrumentais que permitem a manipulação de grande quantidade de dados e informações.

A primeira vista, há a necessidade de se considerar a formulação do atual cenário climático ambiental e as diferentes escalas de respostas que o regime hidrológico apresenta.

Em sua reflexão crítica sobre a formulação do cenário climático-ambiental, TARDY e MELFI (1992) comentam que tal cenário em escala global é simplístico e unânime, emergente da comunidade científica internacional, que admite que as atuais alterações do clima e do meio ambiente são efeitos diretos da desenvolvimento da sociedade, especialmente devido ao desmatamento, e que a regularização do ocorrido pode ser feito por meio do reflorestamento, dentre outros. A crítica que se faz a esse cenário unânime é a de que a dinâmica do CO₂ atmosférico não é controlada unicamente pela produção industrial, mas também pela

flutuação da biomassa fóssil e da biomassa viva, pela dissolução e precipitação de carbonatos marinhos, pela erosão química dos continentes e cadências da tectônica global. Um segundo ponto é que não é o CO₂ o principal gás do efeito estufa, mas sim o vapor d'água que se encontra presente na atmosfera em quantidade muito maior que o primeiro e que flutua naturalmente com o ciclo hidrológico. Ponderam que, provavelmente o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera seja devido a atividade humana, contudo, não é certo que as alterações climáticas observadas nos últimos anos tenham sido causadas pela mesma razão; é perfeitamente possível, mas ainda não comprovado, que o aumento significativo da concentração de CO₂ na atmosfera possa ocorrer paralelamente ao aquecimento do globo sem, contudo, ser a causa.

As flutuações do clima são fenômenos naturais (TARDY e MELFI, 1992), e recentemente foi demonstrado em todas as escalas do tempo, presente, histórico e geológico que as oscilações parecem muito mais associadas às variações cíclicas de distribuição das chuvas e temperatura sobre um balanço de energia global constante, do que as variações globais de energia recebida pela terra. Os trabalhos de RIEHL e MEITIN (1979) e HASSAN (1981) refletem essa associação entre oscilação e distribuição de chuvas e de temperatura. A análise da série de vazão do rio Nilo, com 1300 anos de coleta de dados, explicitou episódios de baixos valores de descarga nos períodos de 930 a 1070 e 1180 a 1350 e valores altos entre 1070 a 1180 e 1350 a 1470. Esses eventos estão correlacionados com o posicionamento da zona de convergência intertropical e com os períodos de clima mais ameno no Atlântico Norte e na Europa.

Em uma primeira aproximação, comentam TARDY e MELFI (1992), não é o clima global que se altera, mas a distribuição das flutuações climáticas que ocorrem de quatro modos principais: quente e úmido contra frio e seco em uma parte e quente e seco contra frio e úmido em outra. Segundo SNYDER et al (1996), o clima na terra não é constante visto que as glaciações estão separadas por períodos interglaciais, assim como períodos com valores altos de fluxo encontram-se

separados por períodos característicos de menores valores de precipitação, e variações irregulares podem ter ciclicidade menor que dez anos. Esses fatos foram também constatados por PROBST e TARDY (1987) ao estudar a variação da descarga dos cinquenta maiores rios continentais.

A evolução global constatada atualmente para o clima apresenta-se com aumento da temperatura e da umidade (PROBST e TARDY, 1987; TARDY e MELFI, 1992; TARDY et al, 1994). Entretanto, ponderam TARDY e MELFI (1992), enquanto a temperatura na superfície terrestre aumenta, na estratosfera ela diminuiu; enquanto que na costa oeste dos EUA ela aumenta, na costa leste ela diminuiu. Recentemente, estudos efetuados na Antártida revelaram que o aumento de temperatura na Península de Ross correspondeu a diminuição da mesma no lado oposto do continente. A pluviosidade e a umidade relativa do ar se comportam da mesma maneira. Concluem que seria errôneo afirmar que o aumento do efeito estufa provoca conseqüências negativas em toda a parte do globo e que o maior problema é talvez saber como se adaptar às flutuações climáticas, o que, no âmbito da teoria geral dos sistemas, significa a necessidade de se controlar o que entra e o que sai dos sistemas pois, de outra forma, a iniciativa se torna inviável.

Com o aumento da população e a possibilidade de modificações devido as atividades sócio-econômicas, refletem MARENGO et al (1994), faz-se necessário entender como os diferentes componentes do ciclo hidrológico podem ser modificados e em que cenário climático.

Evidências de alterações climáticas no regime hidrológico em escala regional vem sendo buscadas em registros de escoamento, pautadas na interação que existe entre as funções das bacias hidrográficas e a precipitação. Devido ao fato das descargas dos rios flutuarem anualmente, grandes bacias hidrográficas são excelentes coletoras de informações concernentes a periodicidade da sucessão climática de períodos secos e períodos úmidos (PROBST e TARDY, 1989; MARENGO, 1995). Esses estudos são importantes porque podem direcionar o manejo dos recursos naturais, em especial os recursos hídricos, e modificações na

intensidade e na distribuição do deflúvio podem afetar potencialmente o uso da terra pelo ser humano, o suprimento de água, os projetos de irrigação e o manejo dos rios (MARENGO, 1995).

Em termos espaciais e temporais, os trabalhos desenvolvidos por RIEHL e MEITIN (1979), FAURE e GAC (1981), HASSAN (1981), LIEBSCHER (1983), LINS (1985), PROBST e TARDY (1985), NKOUNKOU e PROBST (1987), PROBST e TARDY (1987), PROBST (1989), PROBST e TARDY (1989) para rios que drenam grandes bacias hidrográficas no mundo e que apresentam séries temporais de longo prazo de coleta de dados permitem efetuar as seguintes conclusões: para uma dada região de área relativamente pequena, a descarga dos diferentes rios flutuam de forma similar e geralmente sincronizada; em regiões extensas de um dado continente, como parte da África Central, por exemplo, as flutuações podem ser sincronizadas, mas reduzidas e atenuadas do norte (bacias tropicais) para o sul (bacias equatoriais). Também considerando um continente na totalidade de sua área, como a Eurásia ou América do norte, por exemplo, alterações e retardamentos de fase são observadas do sul para o norte e em larga extensão do leste para o oeste. Por alteração progressiva, a sucessão de períodos secos e períodos úmidos podem flutuar em sentido oposto de um lado do continente para o outro, ou de um lado do oceano para o outro (PROBST e TARDY, 1989^b), conferindo variabilidade ao regime hidrológico.

As tendências de longo prazo do deflúvio verificadas para os rios europeus e asiáticos foi negativa no decorrer de 1910 a 1975 devido ao regime climático ter sido mais úmido na primeira metade do século XX e menos úmido na segunda metade (PROBST e TARDY, 1987; PROBST, 1989), enquanto que para os rios da África, América do Norte e América do Sul a tendência foi positiva. De acordo com PROBST e TARDY (1987), o escoamento global no decorrer de 1910 a 1975 apresentou flutuações, mas na média o incremento foi de 3%.

As tendências de flutuação em escala secular que os diversos rios estudados apresentaram, segundo WIGLEY e JONES (1985), JONES, WIGLEY e

WRIGHT (1986), PROBST e TARDY (1987, 1989), BLOOMFIELD (1992) encontram-se relacionadas com o aumento da temperatura da terra visto que existe uma boa correspondência entre as curvas de flutuação da temperatura e as de flutuação do escoamento, o que contrapõem, em parte, o pensamento de TARDY e MELFI (1992).

Em relação aos mecanismos de circulação da atmosfera, como os centros de alta pressão e de baixa pressão que se movem sobre o Oceano Pacífico, esse fenômeno sugere que as flutuações no globo são dependentes da localização das células convectivas ao redor do planeta assim como da posição média anual dos campos de baixa pressão (úmidos) ou de alta pressão (seco) sobre os continentes (PROBST e TARDY, 1989), conforme o verificado por MOLION e MORAES (1987) para a América do Sul tropical. Também são dependentes das anomalias da pressão média zonal que parece mover-se das latitudes do polo sul para o polo norte no decorrer de uma década e no sentido inverso na década seguinte (PROBST e TARDY, 1987).

Nos Estados Unidos, em função da necessidade do atendimento da demanda futura de água, estudos de séries temporais com período de coleta de dados entre 33 e 114 anos tem mostrado tendências de aumento dos valores mensais do deflúvio no país como um todo (LETTENMAIER, WOODS e WALLIS, 1994), de 20 a 80% no estado de Illinois (SMITH e RICHMAN, 1993), no curso inferior do rio Missouri e do rio Mississippi (OLSEN et al, 1999), no período de inverno no norte da Sierra Nevada (PUPACKO, 1993), e na estação seca no estado de Ohio (DOUGLAS, VOGEL e KROLL, 2000). Esses resultados se coadunam, a primeira vista, com as prognoses de aumento da precipitação em quantidade e intensidade no Canadá e nos Estados Unidos (VINNIKOV, GROISMAN e LUGINA, 1990 e GROISMANN e EASTERLING, 1994). Das regiões geográficas dos Estados Unidos, a região meio-oeste vem sendo apontada como aquela de maior sensibilidade de resposta do deflúvio à precipitação (DOUGLAS, VOGEL e KROLL, 2000).

A modelagem matemática vem sendo utilizada para a prognose de tendência do deflúvio frente a cenários múltiplos de valores das variáveis climáticas, temperatura, precipitação, concentração de gás carbônico, umidade relativa e de radiação; o maior número de variáveis climáticas tem a finalidade de detectar, também, os efeitos do aumento da evapotranspiração no deflúvio. DUELL (1994) examinando a sensibilidade do deflúvio a diferentes amplitudes de variação da precipitação e da temperatura nas montanhas Sierra Nevada, EUA, verificaram que o incremento de 2 a 4°C da temperatura e decréscimo de 12,5 a 25% da precipitação diminui a produção de água das bacias estudadas, enquanto que o decréscimo da temperatura e incremento da precipitação nessa mesma faixa de valor aumenta a produção de água. Por meio de modelos hidrológicos conceituais, NASCH e GLEICK (1991) avaliaram as respostas do deflúvio a combinações de aumento de temperatura (2 a 7°C) e modificações na quantidade de precipitação (-20 a 30%) em quatro sub-bacias hidrográficas do rio Colorado, das quais três receberam maior quantidade de precipitação via deposição de neve. Seus resultados sugerem que o pico mensal de descarga pode passar a ocorrer na primavera ao invés de ocorrer no verão, e que as modificações na precipitação podem causar maior impacto no deflúvio que aquelas oriundas da temperatura.

A avaliação das modificações climáticas efetuada por STONEFELT, FONTAINE e HOTCHKISS (2000) na produção sazonal de água na bacia hidrográfica do rio Wind, em Wyoming – EUA, simulada com a utilização de onze cenários hipotéticos de futuras condições de concentração de gás carbônico, temperatura, precipitação, umidade relativa e radiação solar, as séries temporais com oito anos de dados indicou que o aumento de 10% na precipitação aumenta a produção de água em 16,3% ($1,77 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e a diminuição da precipitação em 10% diminuiu a produção de água em 15,5% ($1,71 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). O aumento da temperatura em 4°C apresenta maior impacto no ritmo da hidrógrafa e causa redução significativa no deflúvio; os impactos das modificações da concentração de gás carbônico, radiação solar e umidade foram muito pequenas e não significativas.

Os estudos efetuados nos Estados Unidos sugerem que a precipitação é a variável que mais afeta a produção de água pelas bacias hidrográficas, e que os resultados quantitativos variam amplamente em função da escala espacial considerada, da localização da área de estudos (DOUGLAS, VOGEL e KROLL, 2000), das características fisiográficas (LETTENMAIER et al, 1999), e das características do fluxo (BOORMAN e SEFTON, 1997). Sugerem também que, em função da maior correlação da precipitação com o deflúvio, os efeitos do aumento da produção tendem a ser temporalmente localizados em consonância com o regime sazonal (STONEFELT, FONTAINE e HOTCHKISS, 2000). Os mecanismos hidrológicos e os tempos de respostas das componentes da armazenagem ainda não são adequadamente conhecidos em função das dificuldades de se abranger, de alguma forma, a heterogeneidade das diferentes paisagens das bacias hidrográficas e seus detalhes; também, as séries temporais de longo prazo são escassas, assim como muitas regiões não são adequadamente cobertas por estações pluviométricas.

Análises de tendências também foram efetuadas na vazão de diversos rios da América do Sul visando detectar alterações devido a modificações climáticas e aos usos da terra. RICHEY, NOBRE e DESSER (1989) analisaram uma série de dados de valores de cota do rio Amazonas, referente ao período de 1903 a 1985, coletados em Manacapuru, AM, a qual, após a desazonalização e análise espectral, apresentou tendência para oscilações regulares com escala de tempo de 2 a 3 anos, enquanto que a hidrografia desazonalizada exibiu tendência linear não significativa nesse período. Concluíram que era muito difícil identificar os efeitos do desmatamento no regime de descarga do rio, e sim que havia maior probabilidade de se identificar a interação dos efeitos da circulação atmosférica com a Bacia Amazônica.

Outros estudos que tiveram por objetivo correlacionar as vazões dos rios como resposta integrada da precipitação em sub-bacias hidrográficas na Amazônia chegaram a resultados semelhantes aos obtidos por RICHEY, NOBRE e DESSER (1989) e por ROCHA, NOBRE e BARROS (1989). A análise de MOLION e MORAES

(1987) referente às sub-bacias dos rios Trombetas e Ji-Paraná mostrou que a primeira sub-bacia apresenta forte sensibilidade ao Índice de Oscilação Sul, ou seja, apresenta vazões com valores acima da média quando índice encontra-se na sua fase positiva e valores abaixo da média quando o mesmo encontra-se na sua fase negativa, e a segunda sub-bacia sensibilidade relativamente menor. Para a sub-bacia do rio Negro, MARENGO (1995) observou a ausência de tendências na série de oitenta e nove anos de dados coletados, a exceção do período de 1971 a 1981 que corresponde ao relatado por GENTRY e LOPEZ-PARODI (1981) e ROCHA, NOBRE e BARROS (1989); a lâmina d'água do rio refletiu modificações interanuais relacionadas a padrões de circulação de larga escala associado com os extremos do fenômeno da Oscilação Sul (El-Niño) e não aos efeitos dos desmatamentos que ocorreram no período.

A interação entre a circulação atmosférica e as vazões de rios da Amazônia foi comprovada por FURLAN (1997), ao correlacionar séries temporais de cotas de 25 rios da Amazônia, com pelo menos 15 anos de coleta de dados cada, com a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e valores do Índice de Oscilação Sul (IOS) para o período de 1971 a 1987. A análise dos dados apontou tendências positivas para as regiões compreendidas pela Venezuela, Suriname, Guiana, Roraima, Rondônia, sul do Pará, sul do Amazonas, norte do Mato Grosso, Bolívia e Peru, mostrando que no período estudado as cotas aumentaram de nível, o que sugere que a precipitação também aumentou nessas regiões. Para a região central da bacia, apontou tendência negativa, mostrando que as cotas estão diminuindo de valor, o que sugere mudança para um período mais seco. Foi observado ainda a existência de coerência na sobreposição das isolinhas de precipitação traçadas por PAIVA e CLARKE (1995) com as tendências das cotas dos rios estudados. A correlação entre as cotas (mínima e máxima) e a posição da ZCIT indicou que 3% das estações apresentaram correlação positiva, 51,5% correlação nula e 45,5% correlação negativa, e que o deslocamento e o comportamento da posição da Zona de Convergência são dinâmicos.

O rio Paraná, cuja bacia por ele drenada apresenta alta taxa de ocupação e uso, apresentou modificações de escala interanual no seu deflúvio, mas não apresentou tendências consistentes ao longo da série temporal composta por dados coletados em Corrientes, Argentina, e analisadas por MOLION e MORAES (1987) e MARENGO (1995). Os períodos compreendidos pelos anos de 1920 a 1925 e 1980 a 1983 foram caracterizadas por descargas muito altas, enquanto que os períodos de 1907 a 1918, 1935 a 1946, 1954 a 1958 e 1968 a 1974 foram caracterizados por valores muito baixos (MARENGO, 1995). A correlação da série com o Índice de oscilação Sul calculada por MOLION e MORAES (1987) foi negativa e significativa, e aparentemente encontra-se associado aos movimentos ascendentes e descendentes de ar na Amazônia no contexto das Células de Walker e ao ramo descendente da Célula de Hardley (circulação atmosférica no sentido polo-equador). Dado a grande área da bacia abrangida pela estação fluviométrica de Corrientes, e o contraste existente entre os seus principais tributários, o deflúvio do rio Paraná reflete um considerável filtro temporal e média espacial dos vários regimes de precipitação aí incidentes (MARENGO, 1995).

Em outras bacias hidrográficas da América do Sul, como a do rio Chira e do rio Chicana no Perú, Orenoco na Venezuela, São Francisco e Paraíba do Sul no Brasil (MARENGO, 1995), e Uruguai e Negro no Uruguai (MECHOSO e PEREZ IRIBARREN, 1992), seus respectivos deflúvios apresentaram tendências de variações em escala interanual correlacionadas em maior ou menor grau com a oscilação Sul; em relação a este, todas essas bacias correlacionaram-se com o Índice em sua fase negativa.

A conclusão comum a que os estudos efetuados na América do Sul chegaram é a de que a tendência de modificações no deflúvio existem e não são significativas, e que as flutuações de escala interanual encontram-se correlacionadas aos mecanismos de circulação da atmosfera e a anomalias atmosféricas como a Oscilação Sul; ainda, que é extremamente difícil identificar e separar os diferentes efeitos dos usos da terra dos induzidos pelo clima no deflúvio

dos rios considerados, mas isto não exclui a possibilidade dos mesmos estarem efetivos em níveis menores que a diferença mínima detectável.

Os estudos supra mencionados referem-se a bacias hidrográficas de porte médio e de grande porte, nas quais as modificações que ocorrem no regime hidrológico de cada uma é devido a causas naturais. Nas microbacias hidrográficas (ver sub-seções 2.1.3, 2.2.1, 2.2.2, 2.2.3, 2.2.4 e 2.2.5), dado as suas respectivas sensibilidades e menor heterogeneidade das paisagens, o regime hidrológico apresenta modificações quantitativas e qualitativas ligadas não somente a causas naturais como também àquelas oriundas da ocupação da terra e dos usos dos recursos aí existentes. Conforme o apresentado, as modificações são decorrentes das alterações e pressões que a inserção e uso contínuo de circuitos de trabalho auxiliar causam nas componentes de armazenagem da bacia. Essas alterações, por sua vez, causam mudanças quantitativas e qualitativas no sistema hierárquico de fluxo, cujas respostas em termos de produção de água, qualidade e comportamento da hidrografia são únicas e dependem do regime anual da precipitação, dos tipos de usos da terra, do fluxo de materiais e das interações que ocorrem dentro do sistema, que por sua vez dota cada bacia de uma identidade hidrológica própria.

Quanto a outra variável do regime hidrológico, a precipitação, muito vem sendo questionado em relação aos possíveis efeitos que a substituição da cobertura vegetal e o desenvolvimento das atividades sócio-econômicas exercem sobre ela. A determinação dessa relação num processo causa-efeito, segundo BRUIJNZEEL (1996) é muito difícil. A precipitação é variável no tempo e no espaço, e sofre influências de anomalias climáticas de curto, médio e longo prazo (KOUSKY, KAGANO e CAVALCANTI, 1984; MOLION e MORAES, 1987; MARENGO, 1992, 1995^a; MARENGO e HASTENRATH, 1993) deslocamento das zonas de convergência (NISHIZAWA e TANAKA, 1983; FIGUEIROA e MORAES, 1990; CAYAN, RIDDLE e AGUADO, 1993; MARENGO e HASTENRATH, 1993), das células de circulação geral de atmosfera (CHU, 1985; MOLION e MORAES, 1987; PROBST e TARDY, 1989); MARENGO, 1992, 1995^a; MARENGO e HASTENRATH,

1993), das células de circulação local (UVO e NOBRE, 1989), linhas de instabilidade (MOLION, 1987), da disponibilidade de energia (MARENGO, 1995; RIBEIRO et al, 1995), dentre outros.

Nesse escopo, pondera STROBEL (1983), a precipitação é muito mais decorrente de causas atmosféricas do que de causas terrenas, sendo que destas, as mais relevantes são a altitude e a topografia. Na região dos trópicos, as precipitações estão diretamente relacionadas com os movimentos verticais ascendentes que, por sua vez, estão associados com pressões atmosféricas mais baixas a superfície; por outro lado, os movimentos ascendentes são controlados pela circulação atmosférica de grande escala, a qual é resultante de interações complexas do sistema oceano – atmosfera (NISHIZAWA e TANAKA, 1993; MOLION e MORAES, 1987; RIBEIRO et al, 1995).

Um outro fator que dificulta tais estudos é a qualidade dos dados existentes, que devem ser confiáveis, o que se constitui em problema nas regiões tropicais devido: baixa densidade da rede de coleta de dados e distribuição não adequada dos postos; período de registro dos postos ainda recente; interrupção e/ou falhas na coleta de dados; problemas metodológicos, dentre outros.

Para a determinação dessa relação de causa e efeito há duas abordagens básicas: análises estatísticas de séries de longo prazo em combinação com informações sobre as modificações dos usos da terra e, simulação computacional ou modelagem do clima regional (BRUINJZEEL, 1996). Ambos os métodos apresentam limitações.

A análise de séries temporais, comenta BRUINJZEEL (1996), vem apresentando evidências circunstanciais de decréscimo na precipitação para grupos ou estações individuais, sem considerar os padrões climáticos de grande escala, flutuações cíclicas ou utilizar técnicas estatísticas adequadas.

Como exemplo, pode-se citar o trabalho de FLEMING (1986), efetuado na Costa Rica com séries anuais de precipitação de 10 estações pluviométricas e coleta de dados efetuada num período de 28 a 95 anos; o autor verificou que aquelas

situadas nas terras baixas apresentaram diminuição dos valores de precipitação no tempo, enquanto que as situadas nas terras altas apresentaram aumento, o que o levou a sugerir que essas tendências podiam ter sido causadas pela conversão da Floresta Estacional em pastagens e culturas agrícolas nas terras baixas.

OJO (1987) concluiu, a partir da análise de séries temporais de longo prazo de dados de precipitação de 60 estações pluviométricas no oeste da África referentes ao período de 1901 a 1985, que nenhum padrão pôde ser observado em termos de tendência, periodicidade e persistência para períodos de décadas, quinquênios e anos, e que condições de seca tornaram-se particularmente persistentes desde meados de 1960, sugerindo a necessidade de mais estudos para confirmar os resultados.

Apesar das dificuldades referentes aos dados disponíveis e ao instrumental estatístico, diversos trabalhos efetuados apontam tendências por vezes persistentes na precipitação anual, na intensificação da estação seca, ou em ambos.

Tendências de aumento da precipitação em séries temporais com valores mensais para a porção leste da Bacia Amazônica e negativos para a porção oeste foram verificadas por PAIVA e CLARKE (1995); quanto ao fato da tendência negativa ocorrer nos ramos superiores dos rios Negro, Solimões e Madeira, em cuja área de abrangência ocorreu colonização, ressaltam os autores, não é correto atribuir essa tendência a tal relação de causa e efeito.

Por outro lado, ALVES et al (1999), com base em dados meteorológicos coletados entre janeiro de 1992 e outubro de 1993, em uma área com cobertura de pastagens e outra com cobertura de Floresta Tropical, em Ji-Paraná – Rondônia, distantes 80 km entre si, em escala experimental, verificaram que a substituição da cobertura de floresta reduziu a precipitação em 10% (281,7 mm) devido a maior amplitude térmica registrada na pastagem. FERREIRA DA COSTA et al (1998), utilizando dados observacionais de precipitação de Ji-Paraná – Rondônia para os períodos chuvosos ocorridos entre 1993 e 1996, verificaram que a precipitação

sobre as pastagens foi 28% menor em relação àquela incidente na área sob cobertura de Floresta Tropical.

Há que se considerar, frente aos valores apresentados nesses dois trabalhos, que os mesmos abrangem um curto período de tempo, assim como não se recomenda a sua extrapolação para outras regiões posto que, segundo SHUKLA e MINTZ (1982) e EAGLESON (1986), a modificação da evapotranspiração local pode afetar a precipitação, mas a resistência a essas alterações no ciclo hidrológico pode variar de região para região, dependendo de que maneira a circulação atmosférica de larga escala é modificada.

No estado de São Paulo, SANT'ANNA NETO (1997) analisou séries temporais referentes ao período de 1888 a 1993, oriundas de 396 postos meteorológicos, e verificou a ocorrência de incremento significativo de 10% nos totais anuais de chuva no decorrer desse período, vinculando tal aumento a dinâmica atmosférica; observou ainda periodicidade mais ou menos regular de períodos chuvosos alternados em ciclos de 9 a 13 anos, ciclicidade menos regular para os períodos secos, e aumento da precipitação tanto no período seco como no chuvoso.

Na África, análises de tendências efetuadas por QUENCEZ (1989) indicaram forte possibilidade de ruptura nos padrões de precipitação no decorrer de 1960 e 1970; tendência semelhante foi observada por ADEJUWON et al (1980) na Nigéria. Essas análises não mostraram somente diminuição dos totais precipitados, como também um retardamento do início da estação chuvosa e retração na sua duração.

Em relação a modelagem do clima regional, de acordo com EAGLESON (1986), os modelos gerais de circulação são baseados em equações fundamentais que descrevem a dinâmica e a energia do movimento de fluidos por intermédio das equações de movimento ou conservação de *momentum*, conservação de energia ou primeira lei da termodinâmica, continuidade para massas de vapor e de ar, e, estado para gases ideais. Essas equações são aplicadas em uma estrutura

tridimensional formada por uma célula horizontal de 5° de resolução e 12 camadas verticais até o limite da atmosfera (10 mbar). Os resultados da simulação são dependentes das condições iniciais e daquelas limites de cada nó da rede

Com relação a associação floresta – clima, informam FISCH et al (1998), o desenvolvimento da informática facilitou a utilização de modelos numéricos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) para se estudar os efeitos das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, possibilitando o desenvolvimento de vários estudos de simulação do clima em situações de cobertura florestal e de desmatamento, como os de DICKSON e HENDERSON-SELLERS (1988), LEAN e WARRILOW (1989), NOBRE et al (1989), SHUKLA, NOBRE e SELLER (1990), HENDERSON-SELLERS et al (1993), LEAN e ROWNTREE (1993), POLCHER e LAVAL (1994^a; 1994^b), LEAN et al (1996), dentre outros.

As prognoses efetuadas pelos modelos variam consideravelmente, dependendo, dentre outros fatores, do esquema de parametrização utilizado. A magnitude das prognoses referentes a temperatura do ar (aumento de 0,6 a 3,8°C), evaporação (diminuição de 25,5 a 985 mm) e precipitação (de aumento de 394 a diminuição de 640mm) diferem entre os modelos utilizados, mas há consenso quanto ao aumento da temperatura e redução da precipitação e da evapotranspiração.

Um fato interessante de ser notado é o de que a magnitude das prognoses tende a tornar-se menor conforme os modelos tornam-se mais refinados e a parametrização da superfície vegetada vai ficando mais detalhada (MARENGO et al, 1994; BRUINJZEEL, 1996). Um aspecto evolucionário dos atuais modelos, informa EAGLESON (1986), é a incorporação de relações não lineares, mais realísticas, de fluxos de umidade em substituição aos fluxos lineares dos modelos iniciais.

Tais modelos apresentam deficiências de informações necessárias para validar satisfatoriamente todas as suas suposições (PAIVA e CLARKE, 1995). Quase todos os modelos supra mencionados comparam duas superfícies distintas, com 100% de cada tipo de cobertura, exceto o de LEAN et al (1996), que utilizou

somente substituição de 50% da cobertura de uma dada área, e prognosticou redução da precipitação média diária em 3%, percentual menor que os obtidos com o uso dos outros modelos.

A questão crucial continua sendo a espacialização dos dados dentro das escalas consideradas pois, ainda não se conseguiu representar adequadamente a heterogeneidade do ambiente na estrutura tridimensional, uma vez que esta é uma representação de mesoescala, enquanto que os dados utilizados para alimentar os modelos são extremamente variáveis, obtidos em microescala, e genericamente conhecidos (EAGLESON, 1986).

3 MATERIAL E MÉTODOS

Em função do modelo de análise dos dados espaciais, elaborado paulatinamente no decorrer do desenvolvimento da pesquisa, e frente as suas características estruturais e complexidade, esta seção apresenta por estrutura a caracterização da bacia hidrográfica do rio Cuiabá, a célula natural de planejamento cuja capacidade potencial de armazenamento é o objeto de estudo, seguida pela descrição das fontes de dados e informações utilizadas, pelo modelo metodológico de análise e pela análise da precipitação e da vazão.

Em termos estruturais, o modelo metodológico de análise foi dividido em três fases: constituição do banco de dados, processamento de dados e modelagem para integração. As fases são dependentes, a semelhança de uma cadeia de subsistemas em sequência, de forma que os fluxos de saída de dados de uma constitui-se em fluxo de entrada da fase seguinte, até o produto final.

O fluxo inicial de dados e informações que adentra o sistema de análise é oriundo de fontes de dados cartográficos, fotográficos e documentais, que após seleção e tratamento resultou no produto denominado de Mapas Temáticos de Base. Este constituiu-se no fluxo de entrada de dados da Segunda fase que, após processamento para explicitação das expressões hidrológicas das componentes da bacia, originou o produto denominado de Mapas Temáticos Derivados.

Os Mapas Temáticos Derivados, por sua vez, constituíram-se no fluxo de entrada de dados da terceira fase do modelo que, após integração com operador de lógica ponderada, resultou nos produtos sequências denominados de : Mapas de Síntese Intermediária I referentes ao potencial hidrológico do relevo e do solo; Mapa de Síntese Intermediária II referente ao potencial de armazenamento do solo; e, Mapas de Síntese Intermediária III referentes a capacidade potencial original de armazenamento da bacia e aos efeitos dos usos da terra sobre esta nos anos de 1966, 1981 e 1998.

Posteriormente, com o uso do mesmo modelo de análise, foi efetuada a

simulação da capacidade potencial de armazenamento para os anos de 2010 e 2020.

3.1 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CUIABÁ

3.1.1 Localização e Características Climáticas

Situada na porção centro sul do Estado de Mato Grosso, conforme figura 1, a Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá delimitada a montante do Bairro do Porto, Cuiabá, posiciona-se no quadrilátero formado pelas coordenadas geográficas de 54° 38' e 57° 00' de longitude WGr e 14° 10' e 15° 50' de latitude sul, com área de 22.851,10 km².

A delimitação da bacia no Bairro do Porto deveu-se a presença da estação flunométrica Cuiabá/Porto, Código DNAEE 66 26001, de evolução da sua ocupação, e ao seu conjunto de paisagens que constitui, em termos hidrológicos e hidrográficos, em patamar diferenciado daquele das planícies de inundação do Pantanal Matogrossense.

Em termos políticos administrativos, sua área abrange os municípios de Jangada, Acorizal, e parte dos municípios de Chapada dos Guimarães, Cuiabá, Várzea Grande, Nossa Senhora do Livramento, Rosário Oeste, Nobres, Alto Paraguai, Diamantino, Planalto da Serra, Nova Brasilândia e Campo Verde.

O acesso a área é efetuado por via terrestre através das Rodovias Federais BR 163, 070 e 364 que adentram a bacia pela cidade de Cuiabá, e a partir daí seguem em direção ao norte do Estado, com destino a Santarém e a Porto Velho. Em termos de acesso aéreo, a bacia é servida por vôos aéreos regulares que servem a cidade de Cuiabá, enquanto que a demais cidades são servidas por vôos fretados.

O clima incidente na Bacia Hidrográfica, de acordo com a classificação de köeppen, é do tipo AW – Tropical Chuvoso (BRASIL, 1997^b), ou Tropical de Savana

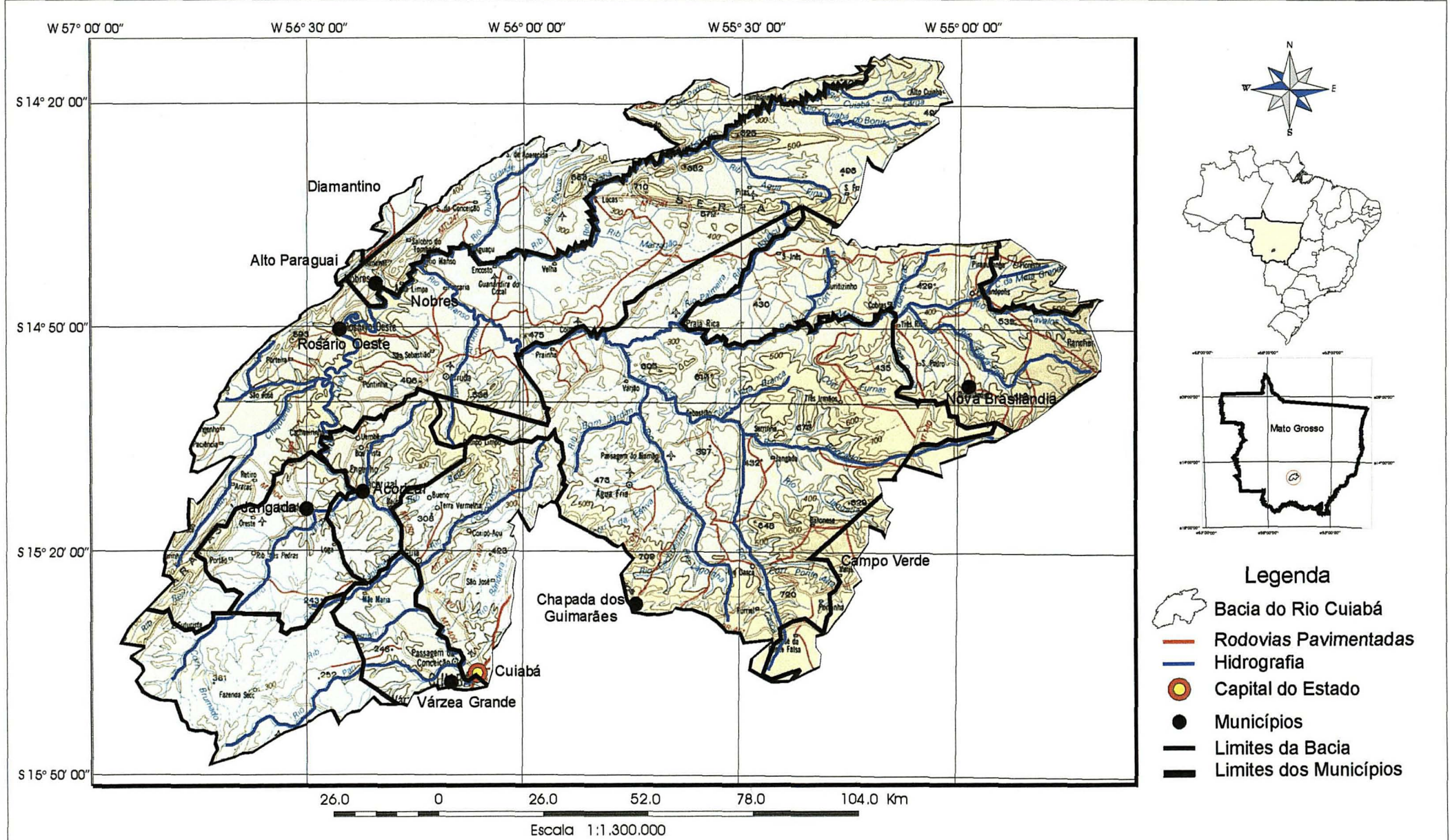
(BRASIL, 1982^a), cujo regime sazonal é controlado fundamentalmente por massas de ar originárias da zona tropical, sobretudo pelo Anticiclone do Atlântico Sul (NIMER, 1988).

A precipitação média anual é de 1335 mm, com regime sazonal tipicamente tropical, cujo caráter deve-se aos sistemas regionais de circulação atmosférica (NIMER, 1988), com distribuição não homogênea e diretamente relacionada com o relevo (BRASIL, 1997^b). O regime de precipitação apresenta dois períodos distintos: um chuvoso que vai de outubro a abril, e outro seco que vai de maio a setembro. O trimestre mais chuvoso corresponde aos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, concentrando 60% da precipitação anual, com o mês de janeiro apresentando o maior índice pluviométrico, com valores superiores a 200 mm. O trimestre mais seco corresponde aos meses de junho, julho e agosto, quando verifica-se precipitação média de 26 mm, com o mês de agosto apresentando o menor índice pluviométrico, com valores inferiores a 10 mm.

Esse regime concentrado, segundo NIMER (1988) é decorrência das Linhas de Instabilidade Tropical que adentram a região com frequência quase que diária no decorrer do verão e ausência quase que absoluta no inverno, ficando a região nesse período dependente das chuvas frontais proporcionadas pelas frentes frias.

A temperatura média anual varia de 22° a 25° C em acentuada correlação inversa com a altitude (BRASIL, 1997^b, MUSIS, 1997); a maior média anual ocorre na Depressão Cuiabana e decresce a proporção que se afasta desta para o Planalto dos Guimarães. O regime térmico, segundo NIMER (1988), não apresenta grandes variações sazonais, uma vez que há predominância de médias diárias relativamente elevadas durante o ano todo, com sua amplitude apresentando valor de 4° C (BRASIL, 1997^b).

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO.



FONTE: IBGE (1981). Carta do Mundo ao Milionésimo.

O mês com maior valor médio de temperatura é o de Outubro, com 25°C na Depressão Cuiabana e 23°C no Planalto dos Guimarães, assim como também é aquele que apresenta maior valor de temperatura máxima diária, 30 a 34°C, não raras vezes 40°C (MUSIS, 1997), devido a ausência de inversão polar na região, época em que o sol passa pelos seus paralelos.

O mês de julho apresenta-se como aquele de menor valor médio, com 23° C na Depressão Cuiabana e 17°C no Planalto dos Guimarães, local este onde também ocorre a menor média mínima, 9°C. Ressalta-se que esses valores mínimos são resultantes da entrada ocasional de massas de ar polar pela região do Pantanal Matogrossense.

A evapotranspiração potencial média anual, segundo estudos efetuados por BRASIL (1997^b) e MUSIS (1997) para a Bacia Hidrográfica do Alto Paraguai, varia de 3,6 mm/dia para a Depressão Cuiabana a 4,3 mm/dia para o Planalto dos Guimarães. Para a cidade de Cuiabá, CAMPELLO JÚNIOR e CASEIRO (1989) estimaram para a evapotranspiração potencial média anual, pelo método de Penman, o valor de 4,20 mm/dia; segundo os citados autores, os valores máximos, em concordância com os de temperatura, ocorrem em outubro e em novembro, enquanto que os mínimos ocorrem em junho.

No período de novembro a março a precipitação excede a evapotranspiração em valores superiores a 20 mm no primeiro mês desse período e em 150 mm em janeiro. No período de abril a outubro os valores de evapotranspiração excedem os de precipitação, com déficit hídrico mais acentuado entre junho em agosto quando atinge 130 mm.

A velocidade dos ventos apresenta valores médios baixos, em torno de 1,66 m.s⁻¹. No entanto, segundo CAMPELLO JÚNIOR et al (1991), apesar da velocidade relativamente baixa do vento predominante, ocorrem rajadas que, independentemente de surgirem em todas as direções, podem apresentar valores estimados de 24,3 m.s⁻¹, 28,9 m.s⁻¹, 31,8 m.s⁻¹ e 35.8 m.s⁻¹ para períodos de retorno de 5, 10, 15, 20 e 25 anos, respectivamente.

A umidade relativa do ar apresenta valor médio anual de 74,3%, médio máximo nos quatro meses mais úmidos em torno de 81,3%, médio mínimo nos cinco meses mais secos em torno de 40% e médio mínimo absoluto em torno de 24,4%.

3.1.2 Histórico de Ocupação e Estrutura Fundiária

A ocupação das terras da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá iniciou-se em 1719 com a descoberta de ouro nas margens do rio Coxipó (VOLPATO, 1993), e expandiu-se ao longo do rio e de seus afluentes na Baixada Cuiabana, posteriormente, como um reflexo da expansão do circuito explorador das Minas Novas do Cuiabá devido ao grande contingente populacional que foi atraído para a região (BANDEIRA, et al 1989), necessidade de abastecimento das lavras com gêneros alimentícios (FIGUEIREDO, 1994), a legislação rigorosa e a medidas tributárias severas impostas pelo fisco português a partir de 1727 para evitar a evasão e o contrabando (ALENCASTRO, 1993; CORRÊA FILHO, 1994), o que fez com que parte desse contingente deixasse Cuiabá a procura de novas lavras de ouro fundando arraiais, como os de Nossa Senhora das Brotas, Nossa Senhora da Guia, Nossa Senhora do Livramento e Santana da Chapada dos Guimarães.

A expansão e o conseqüente aumento populacional, segundo BANDEIRA et al (1989), não somente intensificou o processo de ocupação como também diversificou as atividades econômicas, fato este comprovado pelos requerimentos de Sesmarias efetuados entre 1786 e 1820; do total de requerimentos, 51,3% solicitavam terras para o lavradio, 38% para a criação de animais e somente 10,7% para a mineração.

As sesmarias caracterizaram-se, segundo ALENCASTRO (1993), por serem amplas faixas de terra doadas pela coroa portuguesa aos colonos como forma de instrumentalização da política emergencial de ocupação territorial, condicionadas ao cumprimento de instruções quanto ao trato legal da ocupação e do uso inseridas no texto das cartas de doação ou nos forais que a elas se anexaram

com a finalidade de assegurar o direito tributário da coroa. Entre essas instruções, informam MOURA e MATRICARDI (1991), destacam-se as de promover a defesa e o povoamento do território e a de abastecer com alimentos os núcleos de povoamento surgidos com a prática da mineração. Com o término desse regime em 1822, iniciou-se o “Regime de Posse”, quando parte da população passou a ocupar as terras livres circunvizinhas.

Com o declínio do ciclo do ouro e devido as dificuldades de comunicação com a capital do império e posteriormente da república, assim como a Guerra do Paraguai, a população da região passou por períodos difíceis, de baixo crescimento econômico, com as atividades centradas na criação extensiva de gado, plantio de cana de açúcar, banana, mandioca e feijão.

Desse período aos dias atuais, as terras da bacia passaram por processos de legitimação e, conforme apontam SILVA (1994) para a comunidade Barra-do-Buriti e CONCEIÇÃO (1996, 1997) para a Bacia Hidrográfica do Rio Pari e para a Bacia Hidrográfica do Rio Coxipó–Açu, foram desmembradas devido ao processo sucessório de herança ou vendidas para terceiros, modificando constantemente o seu mosaico fundiário; a venda de terras para terceiros ocorreu não somente devido a diminuição do tamanho das propriedades como também devido a migração da população local para o núcleos urbanos próximos, e aos fluxos migratórios oriundos do centro–sul do país como um dos reflexos da Política Nacional de Ocupação da Amazônia e da Política de Integração Nacional, as quais aceleraram o crescimento da região.

Ainda dentro desse processo de ocupação, as terras situadas ao longo do rio Cuiabá desde sua confluência com o rio Manso , assim como partes daquelas situadas ao longo da jusante de seus afluentes e na região da Chapada dos Guimarães foram divididas e transformadas em pequenas chácaras e sítios de lazer dado a forte influência do núcleo urbano de Cuiabá.

A caracterização da bacia abaixo efetuada, baseia-se nos trabalhos de MATO GROSSO (1995^b), MATO GROSSO (1996^b), MATO GROSSO (1997^b) e BRASIL (1997^c).

A população da bacia, no ano de 1996 estimada em 704.580 habitantes por MATO GROSSO (1997^b), dos quais 88% concentram-se nos núcleos urbanos dos municípios de Nova Brasilândia, Chapada dos Guimarães, Nobres, Rosário Oeste, Acorizal, Jangada, Cuiabá e Várzea Grande, com maior concentração neste dois últimos por se tratarem de centros comerciais, industriais, de prestação de serviços e políticos de relevante importância para o estado de Mato Grosso.

Nesse contexto, a densidade demográfica atinge valores de 124 e 170 hab/km² nos municípios de Cuiabá e de Várzea Grande, respectivamente, e 14,2 hab/km² no restante da bacia. Apresenta altas taxas de crescimento demográfico, estimada em 5,35% no período de 1980 a 1990 (MATO GROSSO, 1995^b), resultantes da intensa migração e da acelerada expansão econômica comandada pelo setor agropecuário.

O mosaico fundiário, em função do abandono de assentamentos, da valorização e do comércio de terras seguido de especulação imobiliária, da migração interna, da expansão dos núcleos urbanos, do processo de divisão de terras por motivos sucessórios e da expansão econômica, apresenta por dinâmica a concentração de terras. MIRANDA e AMORIM (2000) apontam para as microrregiões de Cuiabá e de Rosário Oeste a estrutura fundiária apresentada na tabela 1.

TABELA 1 – ESTRUTURA FUNDIÁRIA DAS MICROREGIÕES DE CUIABÁ E DE ROSÁRIO OESTE – MT.

MICRO-REGIÃO	Nº PROPRIETADES	ÁREA TOTAL OCUPADA (km ²)	ESTRUTURA FUNDIÁRIA					
			PEQUENA		MÉDIA		GRANDE	
			Número %	Área %	Número %	Área %	Número %	Área %
Cuiabá	5.000	27.000	49,0	2,5	38,0	22,0	13,0	75,5
Rosário Oeste	1.500	10.000	49,0	3,0	37,5	22,5	13,5	74,5

FONTE: MIRANDA e AMORIM (2000).

Por outro lado, nas áreas próximo aos núcleos urbanos de Cuiabá, Várzea Grande e Chapada dos Guimarães, ao longo das Rodovias Estaduais MT 040 e 020, assim como ao longo do rio Cuiabá e do rio Coxipó-Açu, verifica-se o desmembramento das médias e grandes propriedades em sítios de recreação e lazer, conforme o constatado por CONCEIÇÃO (1996, 1997) e SILVA (1994).

As principais atividades econômicas desenvolvidas são aquelas referentes a pecuária extensiva, agricultura para a produção de excedentes e de subsistência, turismo, serviços comércio e prestação de serviços. As principais culturas agrícolas são a soja, milho, arroz de sequeiro, algodão e feijão, e são desenvolvidas principalmente nos terrenos planos do Planalto dos Guimarães, enquanto que a agricultura de subsistência é efetuada em toda a bacia, próxima as margens dos rios. A pecuária de corte é efetuada nas demais terras da bacia, com o rebanho com número de cabeças estável, mas com a área ocupada por pastagens em franca expansão.

No que concerne a atividade de mineração, são exploradas, em nível industrial, jazidas de calcário para produção de cimento e correção dos solos. Ocorre ainda a extração de areia ao longo do leito do rio Cuiabá, assim como ouro e diamantes, estas duas últimas em declínio devido ao exaurimento dos aluviões.

As atividades industriais estão concentradas nos núcleos urbanos de Cuiabá e de Várzea Grande, e referem-se principalmente a empreendimentos agroindustriais, processamento da madeira e metalurgia, empreendimentos estes de pequeno e médio porte.

O turismo é desenvolvido ao longo das escarpas da Chapada dos Guimarães em função de seus atrativos e da infraestrutura de serviços disponíveis em Cuiabá.

Todos os municípios são servidos por rede de transmissão e distribuição de energia elétrica, sistema de captação, tratamento e distribuição de água, principalmente os núcleos urbanos, por companhias de caráter público e privado.

No quesito saneamento básico, no que tange ao abastecimento de água, o rio Cuiabá é responsável pela satisfação de 42,6% da demanda, estimada em 1995 em $2.170,5 \text{ l.s}^{-1}$ (MATO GROSSO, 1995^b), enquanto que os demais rios e córregos o são por 23%, e os poços artesianos por 34,4%. A rede de esgotamento sanitário é precária e restrita aos núcleos urbanos de Cuiabá e Várzea Grande, e os efluentes domésticos e industriais são despejados nos corpos d'água sem tratamento prévio.

Ainda, 69,62% da população residente nos núcleos urbanos é atendida pela coleta domiciliar de lixo, o qual é depositado em lixões a céu aberto. A parcela da população que não é atendida por esse tipo de serviço utiliza-se de práticas como a queima, enterramento dos resíduos, deposição a céu aberto em terrenos baldios e despejo direto nos córregos e rios.

Em termos de zoneamento ambiental – sócio – econômico, segundo BRASIL (1997^c), a bacia hidrográfica é abrangida por sete unidades homogêneas.

- SÃO JOSÉ DO QUEBÓ/MARZAGÃO: área com baixa e decrescente densidade demográfica, pouco servida por infra-estrutura de transporte e de energia. Predomina a pecuária extensiva em pastagens nativas de baixa capacidade de suporte. A mecanização vem sendo introduzida nas lavouras de soja e de milho nos solos mais aptos. Predomina a agricultura de subsistência.
- ALTA BACIA DO RIO MANSO: acesso precário as áreas rurais, com população pequena e decrescente. Predomina a pecuária com pastagens plantadas no vale do Finca Faca e pastagens nativas nas demais áreas.
- NOBRES/ROSÁRIO OESTE: predomina a agricultura de subsistência e pecuária extensiva. O turismo é explorado na Estação Ecológica da Serra das Araras, e ocorre a extração de calcário nas Formações da

Província Serrana.

- CHAPADA DOS GUIMARÃES: apresenta por atividade sócio–econômica preponderante o turismo; 15% da vegetação natural cedeu lugar à atividade agropecuária, sobretudo à pecuária extensiva em pastagem plantada de baixa capacidade de suporte.
- JANGADA/ACORIZAL: 25% da vegetação original cedeu lugar a cultura de subsistência e pastagens. Predomina a pecuária extensiva e tentativas de implantação de pecuária semi – extensiva em pequenas propriedades.
- CUIABÁ/VÁRZEA GRANDE: alta taxa de urbanização e de industrialização, centro de comércio e de serviços, pecuária extensiva em pastagens plantadas, agricultura de subsistência, piscicultura e suporte para o turismo.
- CAMPO VERDE: 90% da área foi ocupada com o plantio de culturas agrícolas, e a atividade pecuária é efetuada com o uso de alto grau de tecnologia e com a adoção do regime de semiconfinamento.

3.1.3 Parâmetros Físicos e Hidrografia

O rio Cuiabá, segundo Mato Grosso (1996^a), nasce na Depressão Interplanáltica de Paranatinga, município de Rosário Oeste, a aproximadamente 500 m de altitude, e tem o seu curso considerado até o Bairro do Porto, na cidade de Cuiabá a aproximadamente 158 m de altitude. A área por ele drenada constitui-se em uma bacia hidrográfica quando se considera sua passagem pelo Bairro do Porto como referência, ou em uma sub-bacia hidrográfica quando se considera o leito do rio Cuiabá, até a sua confluência com o rio Paraguai.

A rede de drenagem é constituída pelo rio Cuiabá e seus formadores, o rio Cuiabá da Larga e o Cuiabá do Bonito, todos de águas perenes, assim como os seus principais tributários, que são, pela margem esquerda os rios: Marzagão,

Manso, Acorizal e Coxipó–Açu; e pela margem direita Chiqueirão, Jangada, Espinheiro e Pari, conforme o apresentado na figura 2.

O rio Manso, seu principal tributário é formado pelo rio dos Cavalos e pelo córrego Piçarrão no Planalto dos Guimarães, em cotas altitudinais variando de 600 a 800 m, e apresenta por tributários da margem direita: córrego da Laje, córrego das Cobras, córrego Manjubinha, rio Palmeiras e ribeirão Arraias. Apresenta por tributários da margem esquerda: córrego Piçarras, córrego Furnas, rio do Casca, ribeirão Mutum e Ribeirão Arrudas. Todos esses cursos d'água são do tipo perene.

MATO GROSSO (1995^b), pautado na compartimentalização segundo características hidrográficas regionais, subdividiu a bacia hidrográfica do Rio Cuiabá em duas sub-bacias, a do Alto Cuiabá e a do Médio Cuiabá, e as caracterizou hidrologicamente, conforme o apresentado na tabela 2.

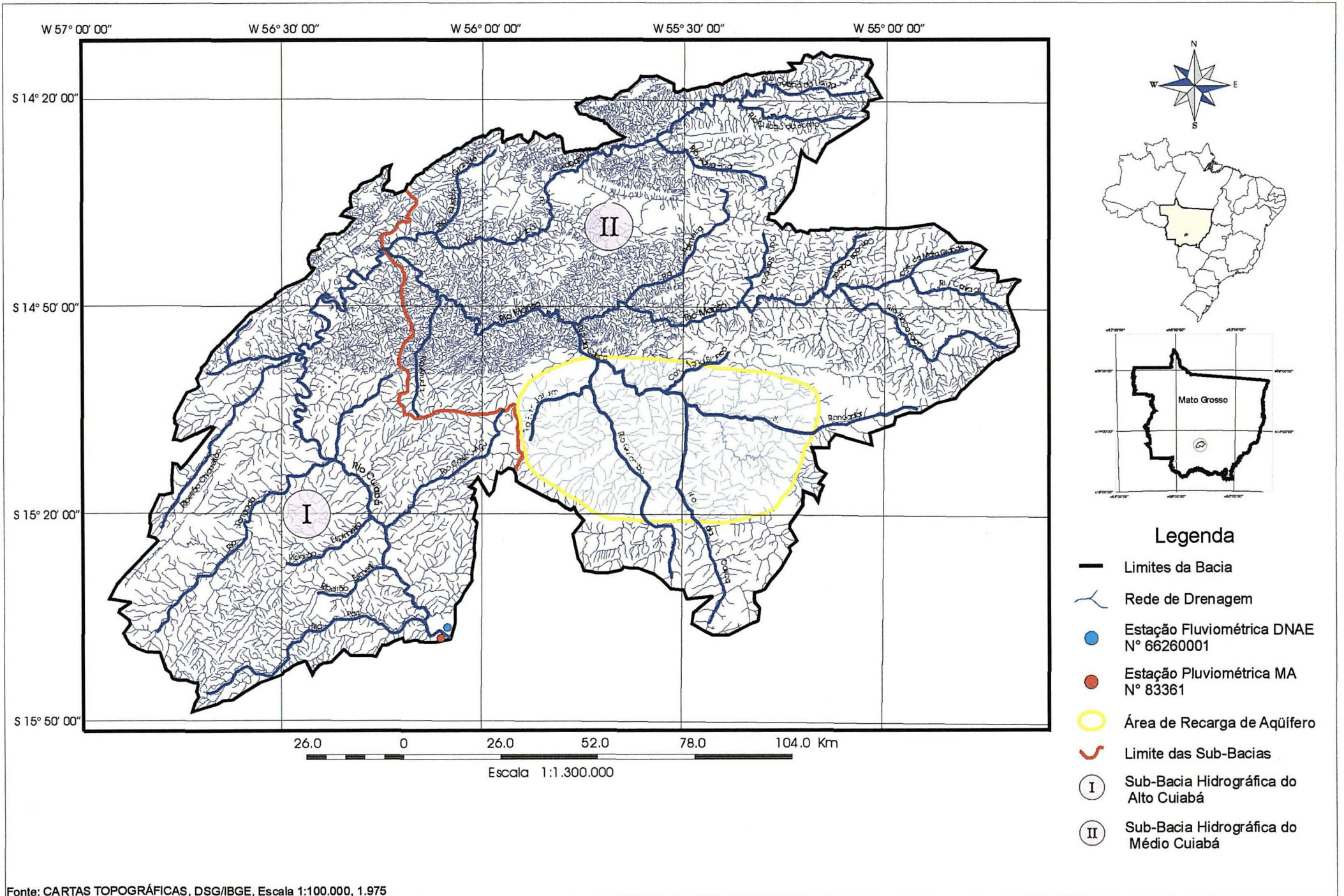
TABELA 2 - CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA DAS SUB-BACIAS DO ALTO CUIABÁ E DO MÉDIO CUIABÁ

PARÂMETRO	SUB – BACIA HIDROGRÁFICA	
	ALTO CUIABÁ	MÉDIO CUIABÁ
Área (Km ²)	14,636	14,096
Perímetro (Km)	595	585
Comprimento axial (km)	135	210
Coefficiente de compacidade	1,38	1,31
Tendência de picos de cheia	Média	Média
Comprimento total dos canais (km)	1,335	2,865
Densidade de drenagem (km/km ²)	2,73	2,99
Eficiência de drenagem	Alta	Alta
Declividade do curso principal (m/km)	1,575	1,149
Tempo de concentração (dias)	1,5	5,6
Vazão média específica de longo termo (l.s/km ²)	20,5	17,9
Vazão mínima específica de longo termo (l.s/km ²)	4,12	4,66
Vazão máxima específica de longo termo (l.s/km ²)	183,3	100,47

FONTE: MATO GROSSO (1995^b)

Os dados apresentados na tabela 2 indicam que as duas sub-bacias apresentam valores similares de área, perímetro, coeficiente de compacidade, de tendência de pico de cheia, densidade de drenagem, de eficiência de drenagem, vazão média específica de longo termo e de vazão de mínima específica de longo termo.

FIGURA 2 - MAPA DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA DO RIO CUIABÁ.



Segundo MATO GROSSO (1995^b), ambas as sub-bacias apresentam forma próxima a regular e por conseqüência tendência média de ocorrência de picos de cheias caso outros fatores não interfiram. A densidade de drenagem calculada é classificada como alta (VILLELA e MATTOS, 1975), o que indica que as sub-bacias apresentam rede de drenagem bem desenvolvida e alta eficiência de drenagem, características estas que auxiliam na análise das cheias pois quanto mais rapidamente a água afluir maior será a tendência de cheias.

Por outro lado, os valores de declividade do curso principal e o tempo de concentração das águas diferem entre as sub-bacias, com a sub-bacia do Alto Cuiabá apresentando maior valor para o primeiro índice e menor valor para o segundo índice, e com a sub-bacia do Médio Cuiabá os apresentando em relação inversa. A diferença entre os valores de declividade do curso principal deve-se ao fato de que a sub-bacia do Alto Cuiabá corresponde ao trecho das cabeceiras do rio, enquanto a sub-bacia do Médio Cuiabá abrange, em parte, área característica do Pantanal Mato-grossense onde a declividade é extremamente baixa, o que, por sua vez, aumenta o tempo de concentração.

A sub-bacia do Alto Cuiabá apresenta vazões específicas do tipo média e máxima com valores 13% e 45% maior, respectivamente, que as apresentadas pela sub-bacia do Médio Cuiabá, enquanto que esta apresenta valores de vazão mínima específica de longo termo 11% maior que a primeira. Tais valores refletem, a influência peculiar do Pantanal por meio da dinâmica das águas superficiais desse sistema hidráulico natural de compensação e vazão. Detalhes dessa dinâmica podem ser vistos em BRASIL (1982^a) e MATO GROSSO (1995^b).

A sub-bacia do Médio Cuiabá, no presente estudo é abrangida parcialmente posto considerar o seccionamento no Bairro do Porto – Cuiabá, enquanto que MATO GROSSO (1995^b) considerou como seccionamento o posto hidrométrico existente na cidade de Barão de Melgaço – MT, incluindo, dessa forma, as microbacias hidrográficas dos rios Coxipó–do–Ouro, Aricá Mirim e Aricá–Açu;

nestas duas últimas, inicia-se o ambiente alagável típico do Pantanal Mato-grossense.

Em termos do enquadramento dos principais corpos d'água da bacia em função de seus usos preponderantes, conforme Resolução número 20/86 do Conselho Nacional do Meio Ambiente, MATO GROSSO (1996^a e 1997^a) propôs para o rio Cuiabá e seus principais formadores: rio Cuiabá da Larga e Cuiabá do Bonito, classe especial; rio Cuiabá a partir da confluência dos dois anteriores até o seu km 406 – Passagem da Conceição, classe I; rio Cuiabá, a partir do km 406 até o Bairro do Porto na cidade de Cuiabá, classe II como proposta e classe III como efetiva devido a problemas com coliformes fecais; Rio Manso a partir da confluência com o rio do Casca até sua desembocadura no rio Cuiabá, classe I.

Pautado na distribuição de anomalias no comportamento dos padrões de drenagem superficial que se associam as diferenciações litológicas, produto de marcante controle geológico e estrutural que se reflete nas formas de relevo, sob enfoque de macrozoneamento, BRASIL (1997^a) identificou uma área de recarga de aquífero no Planalto dos Guimarães, conforme o apresentado na figura 2. Essa área engloba as Formações Furnas, a mais antiga, Botucatu e rochas do Grupo Bauru, caracterizadas no sub-seção 3.1.4.

3.1.4 Geologia

Na Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá ocorrem as Unidades Litoestratigráficas: Aluviões Atuais (Ha), Cobertura Detrito Laterítica (TQdl), Grupo ou Formação Bauru (Kb), Grupo São Bento, Grupo Paraná, Grupo Alto Paraguai e Grupo Cuiabá, conforme levantamento e caracterização efetuada por BRASIL (1982^a), WESKA (1996) e BRASIL (1997^a). O Grupo São Bento encontra-se representado pela sub-unidade Formação Botucatu (JKb), o Grupo Paraná pelas sub-unidades Formação Furnas (SDf) e Formação Ponta Grossa (Dpg), e o Grupo Alto Paraguai pelas sub-unidades Formação Bauxi (p€bx), Formação Moenda

(pEm), Formação Araras (pEar), Formação Raizama (pEr), Formação Sepotuba (pEs) e Formação Diamantino (pEdi). A área coberta pelas unidades e sub-unidades e sua respectiva distribuição na bacia são mostradas na tabela 3 e na figura 3, respectivamente.

TABELA 3 - EXTENSÃO DA COBERTURA DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

LITOESTRATIGRAFIA		SÍMBOLO	EXTENSÃO DA COBERTURA	
UNIDADE	SUB-UNIDADE		Área (km ²)	Relativa (%)
Aluviões Atuais	-	Ha	176,01	0,77
Cobertura Detrito Laterita	-	TQdl	791,66	3,46
Grupo Bauru	-	Kb	2.878,06	12,59
Grupo São Bento	Formação Botucatu	JKb	1.499,65	6,57
Grupo Paraná	Formação Furnas	SDf	8,49	0,04
	Formação Ponta Grossa	Dpg	442,07	1,93
	Formação Bauxi	pEbx	261,23	1,14
Grupo Alto Paraguai	Formação Moenda	pEm	75,46	0,33
	Formação Araras	pEar	997,56	4,37
	Formação Raizama	pEr	945,87	4,14
	Formação Sepotuba	pEs	54,17	0,24
	Formação Diamantino	pEdi	2.210,33	9,67
Grupo Cuiabá	-	PEcb	12.510,54	54,75
TOTAL GERAL			22.851,10	100

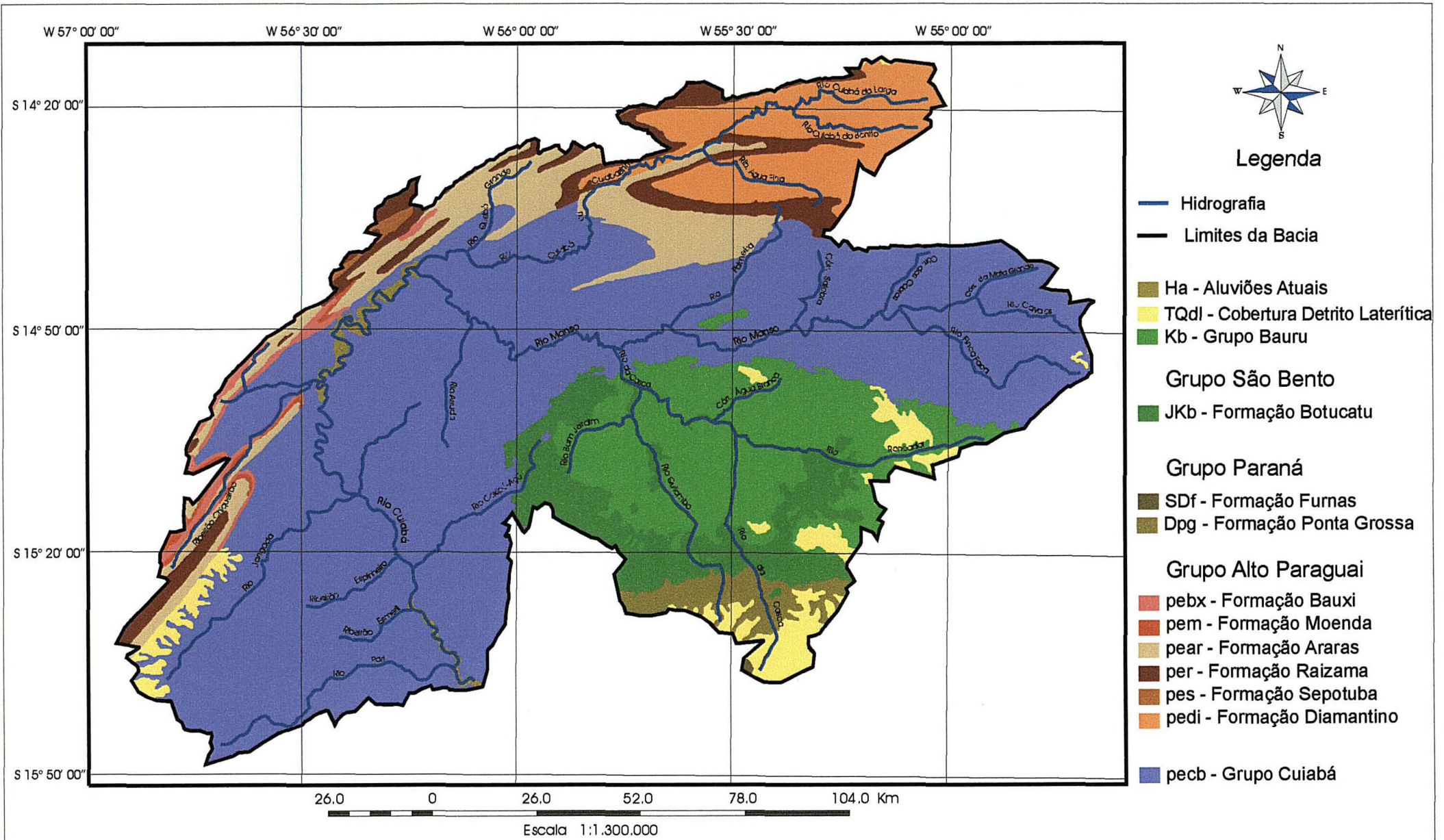
Aluviões Atuais (Ha): sedimentos em fase de deposição, compostos por areias, siltes, argilas e cascalhos não consolidados, não estratificados, com espessura média de 10 m, e contato inferior com as rochas do Grupo Cuiabá. Ocorrem ao longo do leito do rio Cuiabá em duas regiões: a primeira, que se estende da barra do rio Manso com o rio Cuiabá até a barra do ribeirão Chiqueirão, e a segunda, a partir do Distrito da Guia até a cidade de Cuiabá recobrando 0,77% da área da bacia (tabela 6). Enquadra-se na Província Hidrogeológica dos Depósitos Atuais e Sub-Atuais.

Cobertura Detrito-Laterítica (TQdl): identificada como Unidade Edafoestratigráfica composta por três horizontes constituídos por materiais não consolidados, sem estratificação: o inferior, constituído por areias, concreções limoníticas, produtos de alterações de rochas adjacentes e argilas; o médio, composto por lateritos ferruginosos, concrecionários, com seixos de quartzo; e, o superior constituído de solo argilo-arenoso com concreções ferruginosas. As

estruturas mais comuns são os bancos esparsos, e poucas fraturas e falhas. Seu contato inferior dá-se com as rochas do Grupo Cuiabá e do Grupo Bauru, não apresentando contato superior; sua espessura varia de 10 a 50 m. Ocorre na porção sudeste da bacia hidrográfica junto ao seu divisor topográfico, e no sudoeste junto a Província Serrana, recobrando 3,46% da sua área (tabela 3). Tem origem sedimentar via processo pedogenético a partir de superfície pediplanada em regime de sazonalidade climática. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Cenozóica, e sua potencialidade aquífera em termos de recarga para o subsolo e domínios hidrogeológicos adjacentes expressa-se quando apresenta espessura superior a 20 m.

Grupo Bauru (WESKA, 1996) ou *Formação Bauru* (BRASIL, 1982^a) (Kb): rochas constituídas por arenitos, as vezes calcíferos, com granulação média a grosseira, mal classificados, com grânulos e seixos esparsos, níveis de lentes de conglomerados de matriz argilosa, geralmente silicificados, com seixos arredondados, presença de conglomerado basal; a estratificação mais comum é a plano-paralela, bancos esparsos, poucas fraturas e falhamentos. Apresenta contato superior com a Cobertura Detrito-Laterítica e contato inferior com rochas da Formação Botucatu e da Formação Ponta Grossa; sua espessura na área da bacia é de 100m. Em termos de distribuição, ocorre na porção sudeste da bacia hidrográfica, recobrando 12,59% da sua área (tabela 3). Tem por origem a sedimentar e por ambiente de deposição o fluvial. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Devoniana-Cretácea, e tem por características apresentar boa permeabilidade e constituir área de recarga.

FIGURA 3 - MAPA GEOLÓGICO.



Grupo São Bento: grupo de rochas areníticas representadas na bacia hidrográfica pela Formação Botucatu, correspondendo a fase final da sedimentação Gondwanica que preencheu parte da sua área.

- *Formação Botucatu* (JKb): constituída predominantemente por arenitos friáveis, granulometria fina a média, pouco argilosos, regularmente classificados, grãos arredondados, boa esfericidade, má seleção no conjunto, portando estratificações cruzadas eólicas e plano-paralela. Seu contato superior dá-se com as rochas do Grupo Bauru e seu contato inferior com as do Grupo Cuiabá, Formação Ponta Grossa e Formação Furnas. Encontra-se distribuída em uma faixa contínua e irregular com a forma de “U”, com largura média de 10 km, extensão aproximada de 120 km, espessura de 150 m, e recobre 6,5% da área da bacia (tabela 3). Tem por origem a sedimentar e por ambiente de sedimentação o eólico em condições de clima árido. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Devoniana-Cretácea, apresentando como características permeabilidade intergranular muito grande, condições muito satisfatórias de recarga do aquífero, assim como de fornecimento de água.

Grupo Paraná: envolve a camadas silurodevonianas da Bacia do Paraná em seu flanco noroeste, compreendendo uma seqüência arenosa basal e uma argilo-arenosa superior, correspondendo a Formação Furnas (SDf) e a Formação Ponta Grossa (Dpg), respectivamente.

- *Formação Furnas* (SDf): rochas constituídas por sedimentos arenosos, formando pacotes de arenitos médios e grosseiros, mal selecionados, mal classificados, baixa esfericidade, lentes conglomeráticas, localmente com seixos de quartzo leitoso, conglomerado basal oligomítico, ocorrências petromíticas restritas, matriz arenosa grossa, feldspática e argilosa com intercalações para o topo da seqüência de siltitos e argilitos vermelhos; tem estratificação abundante do tipo

cruzada-acanalada. Seu contato superior dá-se com as rochas da Formação Ponta Grossa e com a unidade edafoestratigráfica da Cobertura Detrito Laterítica, e contato inferior discordante com as rochas do Grupo Cuiabá; apresenta espessura de 150 m e recobre 0,04% da área da bacia (tabela 3). Ocorre de forma pontual junto ao divisor topográfico na porção sudeste da bacia. Tem por origem a sedimentar e por ambiente de deposição o marinho na base da Formação, passando a continental na seqüência topológica. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Devoniana-Cretácea, apresentando como características permeabilidade intergranular grande, condições muito satisfatórias de recarga do aquífero assim como de fornecimento de água.

- *Formação Ponta Grossa* (Dpg): constituída por rochas com predominância de arenitos finos a muito finos, com intercalações de siltitos micáceos e folhelhos na porção basal, por vezes com capas lateríticas com 2 a 3 m de espessura; as intercalações de pelitos ocorrem mais freqüentemente a medida que se ascende na coluna, litificação moderada, passando a forte quando laterizados. No topo da coluna ocorrem siltitos, folhelhos silticos, e argilitos subordinadamente. A laminação plano-paralela é a sua estrutura mais freqüente, podendo apresentar localmente estrutura cruzada devido as deformações plásticas decorrentes de esforços de regime tectônico; as zonas fraturadas e de falhamentos são pouco desenvolvidas. Seu contato superior dá-se com a Formação Botucatu e com a Cobertura Detrito-Laterítica, e o inferior com as rochas do Grupo Cuiabá. Ocorre como faixa contínua e irregular no sentido leste – oeste, com largura média de 20 km e comprimento de 50 km devido a condições estruturais ou erosivas, e espessura inferior a 90 m, recobrando 1,93% da área da bacia (tabela 3). Apresenta por origem a

sedimentar, e por ambiente de deposição o marinho transgressivo em mar raso. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Devoniana-Cretácea, apresentando como características permeabilidade intergranular muito pequena, condições pouco satisfatórias de recarga do aquífero, assim como potencialidade de fornecimento de água muito limitada.

Grupo Alto Paraguai: composto pelo conjunto de rochas da Província Serrana, constituído da base para o topo pelas Formações: Bauxi (p€bx), Moenda (p€m), Araras (p€ar), Raizama (p€r), Sepotuba (p€s) e Diamantino (p€di). Esse conjunto de rochas distribui-se na Bacia Hidrográfica em um amplo arco com concavidade voltada para sudeste, mostrando-se estruturalmente como um conjunto de serras paralelas com duas direções predominantes: uma de nordeste para sudoeste separando a Depressão Cuiabana e a do Alto Paraguai; e, outra de leste para o oeste separando a Depressão Cuiabana e a de Paranatinga.

- *Formação Bauxi* (p€bx): constituída de rochas composta por arenitos quartzosos, granulometria fina a média, cimentados com óxido de ferro. Conforme seqüência topológica ocorrem paraconglomerados com matriz areno-argilosa maciça e clastos de grânulos a seixos, assim como intercalações de arenitos muito finos, argilosos e micáceos. Apresentam alto grau diagenético, o que confere à rocha elevado grau de compactação. Como estruturas primárias são notadas localmente estratificações plano-paralelas e marcas de ondas. Apresenta contato superior discordante e gradacional com a Formação Moenda e contato inferior discordante angular e erosivo com as rochas do Grupo Cuiabá; sua espessura varia de 340 a 870 m e recobre 1,14% da área da bacia (tabela 3). Apresenta por origem a sedimentar, com ambiente de sedimentação aquoso, provavelmente marinho. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Pré-Ordoviciano, apresentando como características pouca

permeabilidade, muito pouca condição de recarga do aquífero, assim como de produção de água, estando esta condicionada a presença de fraturas e falhas.

- *Formação Moenda* (pEm): rochas constituídas predominantemente por paraconglomerados petromíticos, matriz grauvaqueana freqüentemente siltico-arenosa ou argilo-arenosa, clastos distribuídos caoticamente na matriz, com granulação desde seixos a calhaus, por vezes matacões. Devido ao seu caráter maciço, a única estrutura que por vezes se observa é o acamamento primário, e secundariamente o paraconglomerado que apresenta esfoliação esferoidal concêntrica. Apresentam contato superior provavelmente com a Formação Araras e contato inferior do tipo transacional com as rochas do Grupo Cuiabá, e por falhas com o Grupo Cuiabá e as Formações Raizama e Sepotuba; sua espessura varia de 55 a 320 metros e recobre 0,33% da área da bacia (tabela 3). Têm por origem a sedimentar, e por ambiente de deposição o glacial com presença de correntes de turbidez. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Pré-Ordoviciano, apresentando como características permeabilidade média, condições satisfatórias de recarga e boas condições de produção de água.
- *Formação Araras* (pCar): constituída essencialmente por rochas carbonáticas, caracterizadas em sua seção basal por calcários calcíticos de granulação fina, dolomitos com intercalações lenticulares de arenitos calcíticos e clastos com afloramentos de calcários margosos, e na seção média e superior por dolomitos cristalinos, brechas intraformacionais e camadas de chert. A estratificação predominante é a plano-paralela, e secundariamente brechas intraformacionais, esteolitos e geodos. Apresentam contato superior com as rochas da Formação Raizama e contato inferior, em discordância, com as rochas das Formações Bauxi e Moendas. Sua

espessura mensurada é de 1500 m e recobre 4,37% da área da bacia (tabela 3). Têm por origem a sedimentar e por ambiente de deposição o marinho de águas rasas. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Pré-Ordoviciano, apresentando como características alta permeabilidade, alta capacidade de recarga do aquífero e alta capacidade de fornecimento de água.

-*Formação Raizama* (pEr): rochas que apresentam em sua seção basal arenitos grosseiros e conglomerados com matriz arenosa fina, média e grossa e clastos de chert, dolomitos e seixos de quartzo; na seção média pacote sedimentar constituído por arenitos de granulometria fina, média e grossa e camadas conglomeráticas com seixos de quartzo; em direção ao topo, ocorre a presença freqüente, em possança, de intercalações siltico-micáceas. Como estruturas sedimentares primárias é comum a presença de estratificação plano-paralela e cruzada tabular, camadas maciças de espessuras variadas e marcas de ondas. Seu contato superior, gradacional concordante, dá-se com a Formação Sepotuba e o inferior, também gradacional concordante, com a Formação Araras, e por falhas de empurrão com as Formações Bauxi e Diamantino; sua espessura é de 1360 m e recobre 4,14% da área da bacia (tabela 3). Sua origem é sedimentar e apresenta como ambiente de deposição o marinho, em fase regressiva. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Pré-Ordoviciano, e apresenta como características boa porosidade, média permeabilidade, boa capacidade de recarga e de fornecimento de água quando da ocorrência de falhamentos e de fraturamentos, e condições inversas quando da ausência dessas estruturas.

- *Formação Sepotuba* (pEs): caracteriza-se em sua seção basal por freqüentes intercalações de siltitos e arenitos de granulometria fina a média; seção média e topo da seqüência caracterizados por

espessos pacotes de argilitos, siltitos e folhelhos finamente estratificados ou em bancos maciços bastante endurecidos, com freqüentes intercalações de arenitos de granulometria fina a muito fina. Encontra-se estratificada em lâminas ou camadas métricas e decimétricas, estratos com disposição plano-paralela ou ligeiramente cruzada, com camadas inclinadas evidenciando seu dobramento. Seu contato superior dá-se com a Formação Raizama, de forma gradacional, e o inferior com a Formação Diamantino; sua espessura é de 900 m e recobre 0,24% da área da bacia (tabela 3). Sua origem é sedimentar e apresenta por ambiente de deposição condições marinhas transgressivas. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Pré-Ordoviciano, e apresenta como características baixa permeabilidade, baixa capacidade de recarga e baixa potencialidade de fornecimento de água.

- *Formação Diamantino* (p€di): rochas constituídas em sua seção basal por freqüentes intercalações de folhelhos, siltitos arcoseanos e arcóseos calcíferos; os pelitos freqüentemente apresentam contato plano-paralelo modelando *cuestas*. As camadas de arenitos são maciças e seus intervalos são preenchidos com material mais argiloso. Na seção média ao topo da seqüência há a dominância da fração psamítica, assumindo a rocha um caráter mais maciço e consistente, sustentando topografia mais acidentada, formando um conjunto de serras paralelas; as rochas são arcoseanas, com predominância de grão de quartzo de granulometria fina, feldspatos alterados, palhetas de mica e carbonatos, este último abundante. As estruturas mais comuns são marca de ondas e cruzada de pequeno porte. Esta formação apresenta apenas contato inferior com a Formação Raizama por tratar-se de rochas do topo da seqüência do Grupo Alto Paraguai; sua espessura atinge valores de até 2500 m e

recobre 9,67% da área da bacia (tabela 3). Sua origem é sedimentar e apresenta por ambiente de deposição o marinho sublitorâneo de águas rasas. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Pré-Ordoviciano, e apresenta por características baixa permeabilidade, baixa capacidade de recarga do aquífero e potencialidade de produção de água condicionada a presença de falhas e fraturas.

Grupo Cuiabá (pEcb): composto por um pacote de rochas metamórficas de baixo grau, com predominância de metaparaconglomerados polimíticos, matriz siltico-arenosa, bem orientadas caracterizando xistosidade, com clastos de feldspatos pouco alterados, quartzo, quartzitos, granitos, rochas básicas, metarenitos, metacórseos, metassiltitos, metargilitos, filitos conglomeráticos, microconglomerados e calcários; ocorre, conforme o local, veios de quartzo cataclasados; apresentam grande variação faciológica lateral, complexada por algumas fases diastróficas que dobraram e metamorfizaram suas rochas. Tem como estratificação acamamento original e xistosidades com direções paralelas, estruturas com direção N40°E e inflexão quase leste – oeste. O Grupo apresenta apenas contato superior com as rochas dos Grupos Alto Paraguai, São Bento, Bauru e Paraná, com a Unidade Edafoestratigráfica Cobertura Detrito Laterítica e com os Aluviões Atuais; sua espessura atinge valores de 4000 m e recobre 54,75% da área da bacia (tabela 3). Sua origem é sedimentar com posterior metamorfização e apresenta por ambiente de deposição o glacio-marinho, tectonicamente ativo, ligado a correntes de turbidez com períodos de calmaria. Enquadra-se na Província Hidrogeológica Pré-Ordoviciano, e apresenta como características baixa permeabilidade, baixa capacidade de recarga do aquífero e de produção de água quando em relevo de topo aguçado, e quando da ocorrência de xistos, filitos e metassiltitos, e média capacidade de recarga e de fornecimento de água quando em relevo de topo tabular, com presença de falhamentos, fraturamentos e veios de quartzo cataclasados.

3.1.5 Geomorfologia

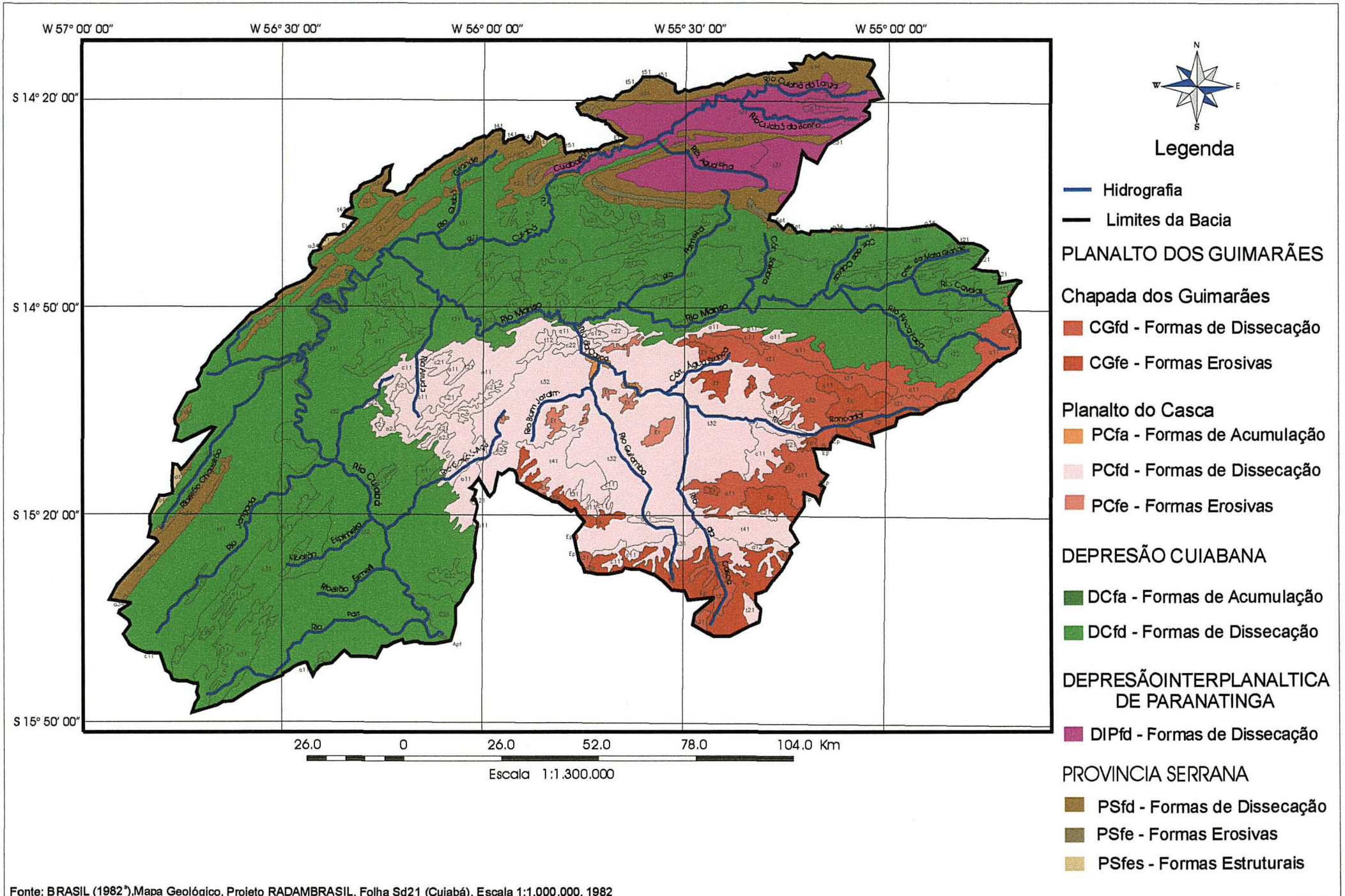
A Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá, ao nível do terceiro taxon geomorfológico, de acordo com BRASIL (1982^a), insere-se nas unidades geomorfológicas do Planalto dos Guimarães, subunidades Chapada dos Guimarães (CG) e Planalto do Casca (PC), Depressão do Rio Paraguai, subunidade Depressão Cuiabana (DC), Depressão Interplanáltica de Paranatinga (DPI) e Província Serrana (PS). A área coberta pelas unidades e subunidades e sua respectiva distribuição na bacia hidrográfica são mostradas na tabela 4 e na figura 4.

TABELA 4 - EXTENSÃO DA COBERTURA DAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

3º TAXON GEOMORFOLÓGICO		SÍMBOLO	EXTENSÃO DA COBERTURA	
UNIDADE	SUB-UNIDADE		Área (km ²)	Relativa (%)
Planalto dos Guimarães	Chapada dos Guimarães	CG	2.230,65	9,76
	Planalto dos Guimarães	PC	4.766,08	20,86
Depressão do Rio Paraguai	Depressão Cuiabana	DC	12.649,83	55,36
Depressão Interplanáltica de Paranatinga	-	DIP	1.410,89	6,17
Província Serrana	-	PS	1.793,65	7,85
TOTAL GERAL			22.851,10	100

Essas unidades e subunidades, ao nível do quarto taxon comportam relevos com Formas de Dissecação (fd) dos tipos Topo Aguçado (a), Topo Convexo (c) e Topo Tabular (t), todos com diferentes ordens de grandeza das formas de dissecação e grau de intensidade de aprofundamento da drenagem, cuja combinação numérica resulta no grau de dissecação, conforme o apresentado na tabela 5. Comportam também Formas Erosivas (fe) dos tipos Superfície Pediplanada (Ep) e Superfície Erosiva Tabular (Et), Formas de Acumulação (fa) dos tipos Planície Fluvial (Apf) e Planície e Terraço Fluvial (Apft), e Formas Estruturais dos tipos Superfície Estrutural Tabular (St) e Patamares Estruturais (Spt), que são a seguir descritas.

FIGURA 4 - MAPA GEOMORFOLÓGICO.



Fonte: BRASIL (1982³), Mapa Geológico, Projeto RADAMBRASIL, Folha Sd21 (Cuiabá), Escala 1:1.000.000, 1982

TABELA 5 – VALORES DE ORDEM DE GRANDEZA DAS FORMAS DE DISSECAÇÃO (PRIMEIRO ALGARISMO) E DO GRAU DE INTENSIDADE DE APROFUNDAMENTO DA DRENAGEM (SEGUNDO ALGARISMO).

GRAU DE INTENSIDADE APROFUNDAM. DA DRENAGEM	ORDEM DE GRANDEZA DAS FORMAS DE DISSECAÇÃO (m)				
	≤ 250	$>250 \leq 750$	$>750 \leq 1750$	$>1750 \leq 3750$	$>3750 \leq 12750$
Muito fraca	11	21	31	41	51
Fraca	12	22	32	42	52
Mediana	13	23	33	43	53
Forte	14	24	34	44	54
Muito Forte	15	25	35	45	55

FONTE: BRASIL (1982^a)

NOTA: A ordem de grandeza das formas de dissecação é uma componente da análise quantitativa dos modelados homogêneos e expressa, em intervalos de classe, a distância entre os cursos d'água; quanto maior for a distância entre os cursos d'água menor será a densidade de drenagem e vice-versa (IBGE, 1994). O grau de intensidade de aprofundamento da drenagem indica a intensidade do processo erosivo. O conjunto formado pelos dois algarismos indica a configuração do modelado do terreno.

a) Formas de Dissecação:

- a: Forma Aguçada, relevo de topo contínuo e aguçado, com diferentes ordens de grandeza das formas de dissecação e de intensidade de aprofundamento da drenagem, separados por vales em forma de "V".
- c: Forma convexa, relevo de topo convexo, com diferentes ordens de grandeza das formas de dissecação e do grau de intensidade de aprofundamento da drenagem, separados por vales em forma de fundo plano.
- t: Forma Tabular, relevo de topo aplanado, com diferentes ordens de grandeza das formas de dissecação e grau de intensidade de aprofundamento da drenagem, separados por vales em forma de fundo plano.

b) Formas Erosivas

- Ep: Superfície Pediplanada, aplanamento elaborado por processo de pediplanação, cortando litologias terciárias.
- Et: Superfície Erosiva Tabular, relevo residual de topo aplanado, provavelmente testemunho de superfície aplanada, geralmente limitada por escarpas erosivas.

c) Formas de Acumulação:

- **Apf**: Planície Fluvial, área aplanada resultante da acumulação fluvial, periódica ou permanentemente alagada.
- **Apft**: planície e terraço fluvial, área aplanada resultante da acumulação fluvial, geralmente sujeita a inundações periódicas comportando meandros abandonados, eventualmente alagada, unida com ou sem ruptura a patamar mais elevado.

d) Formas Estruturais:

- **St**: superfície estrutural tabular, aplanada, de topo parcial ou totalmente coincidente com a estrutura geológica, limitada por escarpas e retrabalhada por processos de pediplanação.
- **Spt**: patamares estruturais, com relevos escalonados, comportando degraus topográficos resultantes de erosão diferencial.

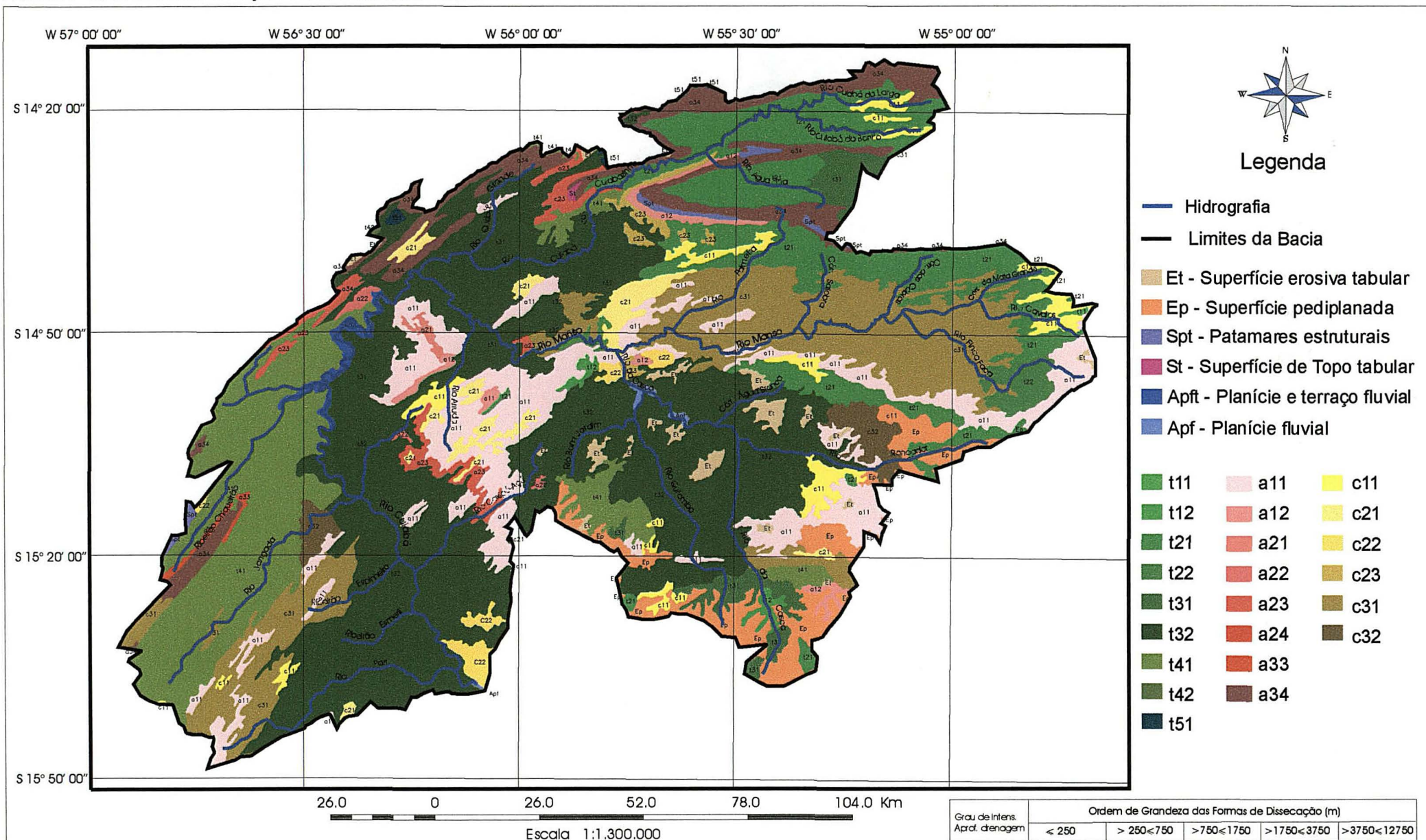
A área recoberta pelas formas de relevo e sua respectiva distribuição na bacia hidrográfica são mostradas na tabela 6 e na figura 5.

TABELA 6 - EXTENSÃO DA COBERTURA DAS FORMAS DE RELEVO

FORMA	MODELADO		SÍMBOLO	EXTENSÃO DA COBERTURA	
	TIPO			Área (km ²)	Relativa (%)
Dissecação	Topo Aguçado		a	3.867,08	16,92
	Topo Convexo		c	4.364,08	19,10
	Topo Tabular		t	13.305,09	58,23
Erosiva	Superfície Pediplanada		Ep	811,45	3,55
	Superfície Erosiva Tabular		Et	237,91	1,04
Acumulação	Planície Fluvial		Apf	35,74	0,16
	Planície e Terraço Fluvial		Apft	135,67	0,59
Estrutural	Superfície Estrutural Tabular		St	7,91	0,03
	Patamares Estruturais		Spt	96,17	0,38
TOTAL GERAL				22.851,10	100

Planalto dos Guimarães: unidade geomorfológica que ocupa a porção sudeste da bacia, e constitui uma extensa superfície que perfaz 30,62% da sua área (tabela 4), com altitudes variando de 300 a 800 m, contornada pela superfície rebaixada da Depressão Cuiabana a noroeste, oeste e norte. O contato entre as duas unidades é feito a noroeste por intermédio de patamar rebaixado, a oeste por forte escarpamento e ao norte por escarpas abrandadas pela atividade erosiva.

FIGURA 5 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAS DE RELEVO



Legenda

— Hidrografia
 — Limites da Bacia

Et - Superfície erosiva tabular
 Ep - Superfície pediplanada
 Spt - Patamares estruturais
 St - Superfície de Topo tabular
 Apft - Planície e terraço fluvial
 Apf - Planície fluvial

t11 a11 c11
 t12 a12 c21
 t21 a21 c22
 t22 a22 c23
 t31 a23 c31
 t32 a24 c32
 t41 a33
 t42 a34
 t51

Grau de Intens. Apraf. drenagem	Ordem de Grandeza das Formas de Dissecação (m)				
	< 250	> 250 < 750	> 750 < 1750	> 1750 < 3750	> 3750 < 12750
Muito Fraca	11	21	31	41	51
Fraca	12	22	32	42	52
Mediana	13	23	33	43	53
Forte	14	24	34	44	54
Muito Forte	15	25	35	45	55

Valores de ordem de grandeza das formas de dissecação (1º algarismo) e do grau de intensidade de aprofundamento da rede drenagem (2º algarismo)

Fonte: BRASIL (1982), Mapa Geomorfológico, Projeto RADAMBRASIL, Folha Sd21 (Cuiabá), Escala 1:1.000.000, 1982

Apresenta duas subunidades, Chapada dos Guimarães e Planalto do Casca, com características geomórficas e topográficas distintas, não caracterizando compartimentos como níveis topográficos hierarquizados.

Chapada dos Guimarães: corresponde a uma faixa contínua e extensa, em forma de “V” que ocupa 9,76% da área total (tabela 4), de relevo aplanado com cotas que vão dos 600 aos 800 m. É contornada totalmente por relevo escarpado, com escarpas abruptas mantidas pelos arenitos das Formações Furnas e Ponta Grossa, modelando relevo com aspecto custeiforme, forte dissecação com ravinamentos de grande dimensão, e grande número de canais de drenagem, muitos deles do tipo efêmeros e intermitentes, com direção preferencial de nordeste para sudoeste, o que indica características de drenagem anaclinal. A passagem do topo da chapada para o nível mais alto da Depressão Cuiabana, no vale do rio Manso é feita através de escarpas parcialmente desmantelada pela atividade erosiva, fortemente dissecadas, com a presença, por vezes, de anfiteatros erosivos. A superfície do topo da Chapada comporta relevo bastante plano, com fraca densidade de drenagem, moldada em arenitos do Grupo Bauru, correspondendo a relevos bastante conservados. Ocorrem as seguintes formas de relevo: Erosivas dos tipos Ep e Et e de Dissecação a11, c11, c32, t12, t21, t31 e t41.

Planalto do Casca: subunidade geomorfológica que ocupa 20,86% da área da bacia (tabela 4), localiza-se a noroeste no Planalto dos Guimarães e corresponde a uma área que sofreu acentuado rebaixamento erosivo, comportando cotas altimétricas que vão de 350 a 600 m. Limita-se a sudeste e a nordeste com a subunidade Chapada dos Guimarães, onde se observa anfiteatros erosivos profundamente entalhados e delimitados por escarpas erosivas, e a noroeste e sudoeste com a Depressão Cuiabana.

O Planalto do Casca foi elaborado basicamente em rochas areníticas do Grupo Bauru e da Formação Botucatu, tendo como feições geomórficas predominantes as tabulares e convexas com interflúvios amplos e canais de drenagem medianamente profundos, assim como formas residuais de topo tabular,

cujos topos conservados acompanham o nível topográfico da Chapada dos Guimarães; secundariamente, na extremidade sudoeste, o planalto foi elaborado em rochas de quartzitos e filitos do Grupo Cuiabá, apresentando relevo bem dissecado, predominando formas convexas e aguçadas. Ocorrem as seguintes formas de relevo: Erosivas do tipo Et; Dissecação dos tipos a11, a12, a22, a23, c11, c21, c22, c23, c31, c32, t12, t21, t31, t32, t41; e, Acumulação do tipo Apf.

Depressão do Rio Paraguai: unidade geomorfológica que corresponde a extensas áreas rebaixadas e drenadas pelos tributários do alto curso do rio Paraguai; apresenta feições geomórficas e altimetria distintas, ressaltando dois compartimentos de relevo bem individualizados, descritos como subunidades Depressão Cuiabana e Depressão do Alto Paraguai, das quais a primeira ocorre na bacia hidrográfica.

Depressão Cuiabana: compreende uma área rebaixada, correspondente a 55,36% da área total (tabela 4), situada entre o Planalto dos Guimarães e a Província Serrana, estendendo-se desde o limite topográfico sul da Bacia Hidrográfica até o alto curso do rio Cuiabá, expandindo-se lateralmente ao longo do vale do rio Manso, até as fraldas do relevo escarpado do Planalto dos Guimarães.

Apresenta topografia de forma rampeada com inclinação de norte para sul, altimetria variando de 158 m na saída da Bacia até 450 m no alto vale dos rios Cuiabá e Manso. Apresenta dissecação composta predominantemente por formas tabulares, e secundariamente por formas aguçadas a oeste e convexas no vale do rio Manso, modelados em litologias do Grupo Cuiabá; na porção sudoeste da Bacia, em terras drenadas pelos ribeirões Bento Gomes, das Pedras, Espinheiro e outros, o relevo é mais dissecado, abrangendo um conjunto extenso de formas aguçadas, de dimensões inferiores a 250 m e entalhamento fraco de drenagem, com forte controle estrutural com direcionamento N – NE, as quais são interpenetradas pelas formas convexas com interflúvios de dimensionamento mediano e canais de drenagem fracamente entalhados, moldado em rochas do Grupo Cuiabá. As formas aguçadas baixas ocorrem ainda próximas da confluência do rio Manso com o rio

Cuiabá, nos arredores da localidade Arruda, denominada por BRASIL (1997^b) de Planalto do Arruda-Mutum.

Acompanhando paralelamente as escarpas meridionais da Serra Azul, ocorre um conjunto de relevos de formas convexas, com interpenetrações de formas planas um pouco mais baixas, relevos estes esculpidos em margas, calcários e dolomitos pré-cambrianos da Formação Araras.

As Formas de Acumulação, representadas pelas Planícies Fluviais, são encontradas em duas áreas ao longo do vale do rio Manso: a primeira na confluência do rio do Casca com o rio Quilombo e a segunda mancha ao longo do rio da casca, aproximadamente 10 km acima da primeira. Ocorre também a forma de acumulação Planície com Terraço Fluvial no rio Cuiabá, a montante da confluência do ribeirão do Engenho, em uma extensão longitudinal de aproximadamente 50 km.

A Depressão Cuiabana apresenta as seguintes formas de relevo: Dissecação dos tipos a11, a12, a21, a22, a23, c21, c22, c23, c31, t11, t21, t22, t32, t41, e Acumulação dos tipos Apf e Apft.

Depressão Interplanáltica de Paranatinga: área de relevo rebaixado, pouco dissecado, com a drenagem apresentando fraco entalhamento, forma de dissecação predominantemente do tipo tabular e secundariamente do tipo convexa, com a drenagem apresentando fraco entalhamento. Encontra-se encaixada dentro da bacia hidrográfica entre as cristas de Província Serrana, ocupando 6,17% de sua área (tabela 4), com morfologia apresentando pequenas variações topográficas, predominando altimetrias em torno de 450 a 500 m, moldada em litologia da Formação Diamantino. Ocorrem as seguintes formas de Dissecação do relevo: c11, t21 e t31.

Província Serrana: ocupando uma área de 7,85% da bacia hidrográfica (tabela 4), é constituída por relevos dobrados, caracterizados por uma sucessão de anticlinais e sinclinais alongadas, por vezes fortemente trabalhadas por processos erosivos que chegaram a promover a inversão do relevo. Apresenta configuração de arco alongado com concavidade voltada para sudeste, com duas direções

estruturais predominantes: uma de nordeste para sudoeste, na área que separa a Depressão do Alto Paraguai da Cuiabana, e outra Leste – Oeste na área em que divide a Depressão Cuiabana da Interplanáltica de Paranatinga. Em função de suas características, esse conjunto de relevos pode ser dividido em três seções, conforme segue.

A primeira seção corresponde a parte sul do conjunto compreendido entre os paralelos de 15° 50' e 15° 10' de latitude sul, na qual observa-se longas cristas paralelas de direção nordeste – sudoeste, resultantes de erosão diferencial atuando em uma estrutura constituída por uma seqüência de dobramentos afetados posteriormente por falhamentos com soerguimentos de blocos. Em função disto, essas estruturas apresentam diferentes graus de dissecação com presença de sinclinais alçadas, anticlinais escavadas, vales em sinclinais e secundariamente anticlinais total ou parcialmente conservadas.

Na Bacia Hidrográfica ocorrem sinclinais representadas pelas Serras das Araras e da Água Limpa, com feição em “proa de canoa”, com o seu relevo apresentando cristas mais altas mantidas por arenitos da Formação Raizama, e cristas externas mais baixas esculpidas nos calcários da Formação Araras, dispostas como auréolas ao redor da sinclinal; no interior da sinclinal ocorrem formas dissecadas de relevo dos tipos convexa e aguçada, assim como boqueirões ou gargantas de superimposição. A drenagem, de modo geral apresenta comportamento típico de relevo fortemente marcado pela estrutura.

A segunda seção, delimitada pelo paralelo de 15° 10' de latitude sul e pelo meridiano de 56° de longitude WGr, também contida parcialmente na Bacia Hidrográfica, apresenta estruturas com dobras de mesmo dimensionamento que a seção anterior, porém com as formas refletindo, marcadamente, as posições estruturais originais. Ocorre a anticlinal da Serra do Tombador, que corresponde a uma anticlinal esvaziada, com relevo configurando cristas de topos retilinizados, moldados em rochas areníticas da Formação Raizama, e a anticlinal Caixa Furada, com relevo mais dissecado nas partes externas, estando presentes os calcários da

Formação Araras nas cristas mais baixas e o arenito Raizama nas cristas mais altas, onde predominam das formas dissecadas do relevo do tipo aguçado e secundariamente do tipo convexo; e, a Serra da Cancela, que corresponde a uma sinclinal alçada, com topos retilinizados, esculpidos em arenitos da Formação Raizama, com predominância das formas dissecadas de relevo do tipo aguçado e convexo, e secundariamente tabular. A drenagem, no seu conjunto, apresenta comportamento que reflete o condicionamento estrutural.

A terceira seção, delimitada pelo meridiano de 56° de longitude WGr e o divisor da Bacia Hidrográfica, distingue-se das anteriores pela direção e pela fisionomia geral do relevo que se apresenta com dobras mais abertas dispostas em cristas sem paralelismo muito evidente. Ocorrem duas amplas sinclinais. A das Serra Azul – Morro Selado, do tipo alçada, com a primeira apresentando extensos topos planos e conservados com caimento topográfico e estrutural para norte, moldados em arenitos da Formação Raizama, limitadas externamente por escarpas abruptas onde afloram calcários da Formação Araras, e a segunda correspondendo a cristas de topo retilinado elaboradas em rochas da Formação Raizama e seccionadas pelos ribeirões São José e Água Fria através de profundos boqueirões, e com sua parte interna apresentando um escalonamento de cristas assimétricas muito seccionadas por boqueirões abertos nas rochas da Formação Diamantino. A sinclinal da Serra do Cuiabá – Cuiabazinho apresenta abas marcadas por escarpas estruturais mantidas por arenitos da Formação Raizama, com relevo fracamente dissecado em rochas da Formação Diamantino. Entre essas duas áreas serranas ocorre um setor rebaixado, drenado pelo rio Cuiabá, e que corresponde a uma anticlinal esvaziada.

A Serra de Santa Rita apresenta-se intensamente dissecada em sulcos profundos, com topo bastante conservado em sua porção sul, mantido pelo arenitos da Formação Raizama, com Forma Estrutural de Superfície Tabular, e relevo mais rebaixado e bastante dissecado na porção oeste, originando formas convexas elaboradas nas rochas da Formação Araras.

Ocorrem as seguintes formas de relevo: Estruturais dos tipos St e Spt; Erosivas do tipo Et; e Dissecação dos tipos a11, a12, a22, a23, a33, a34, c21, c22, c23, c31, t32, t41, t42 e t52.

As formas de dissecação, de acordo com o mostrado na tabela 6, constituem-se no modelado preponderante na bacia hidrográfica, perfazendo 21.536,25 km² ou 94,25% total; dos tipos de relevo que compõe essa forma, o relevo do topo tabular é o dominante, ocorrendo em 58,23% da área e em todas as unidades geomorfológicas. As formas erosivas são o segundo modelado em termos de área ocupada (4,59%), seguida pelas formas de acumulação (0,75%) e formas estruturais (0,41), conforme tabela 6.

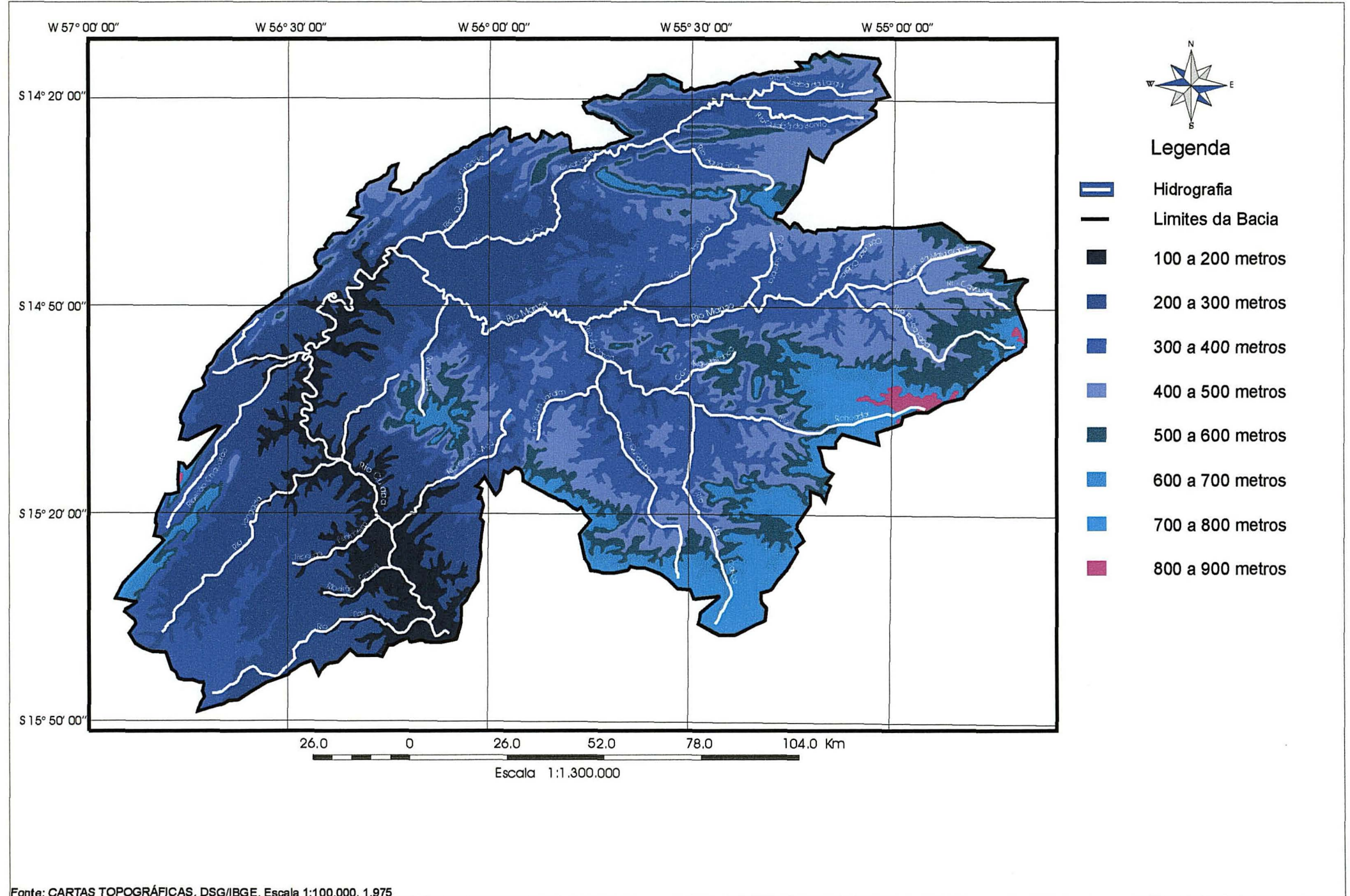
3.1.6 Altimetria

Os terrenos da bacia hidrográfica situam-se entre as cotas altimétricas de 100 e 900m, conforme o apresentado na tabela 7 e na figura 6. Os níveis altimétricos predominantes encontram-se entre 200m e 300m na Depressão Cuiabana e no Planalto do Casca. Os níveis acima de 600m ocorrem predominantemente na Chapada do Guimarães em terrenos moldados em Formas Erosivas do tipo Superfície Pediplanada em litologias terciárias.

TABELA 7 - EXTENSÃO DO TERRENO CONTIDO ENTRE PARES DE CURVAS DE NÍVEL

PAR DE CURVAS DE NÍVEL (M)	EXTENSÃO DA COBERTURA	
	ÁREA (KM ²)	RELATIVA (%)
100 – 200	1.823,00	7,98
200 – 300	7.009,46	30,68
300 – 400	6.255,38	27,37
400 – 500	3.784,50	16,56
500 – 600	1.996,03	8,73
600 – 700	963,98	4,22
700 – 800	923,29	4,04
800 – 900	95,46	0,42
TOTAL	22.851,10	100

FIGURA 6 - MAPA ALTIMÉTRICO.



Fonte: CARTAS TOPOGRÁFICAS, DSG/IBGE, Escala 1:100.000, 1.975

As linhas orográficas da bacia são representadas pelas escarpas abruptas da Chapada do Guimarães, com direção preferencial de nordeste para sudoeste, e pelos relevos dobrados da Província Serrana com direcionamento nordeste para sudoeste e leste para oeste.

O ponto culminante ocorre a sudoeste da bacia, na Província Serrana, e possui valor de 869m. O menor valor altitudinal é de 158m, e ocorre na saída da mesma.

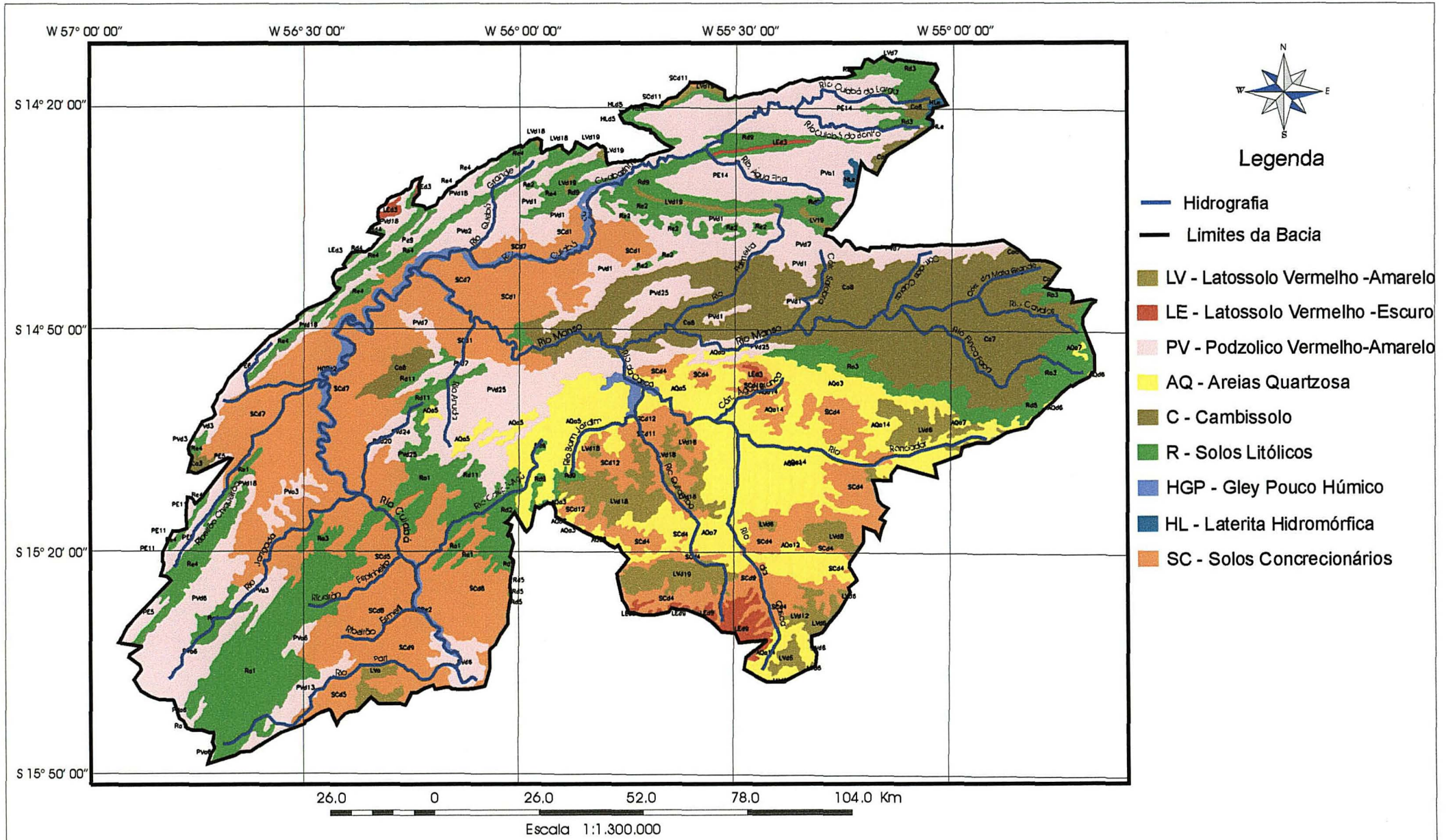
3.1.7 Solos

A Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá é recoberta, de acordo com BRASIL (1982^a, 1997^b) e MATO GROSSO (1995^a), pelas seguintes unidades de mapeamento: Latossolo Vermelho-Amarelo álico (LVa), Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (LVd), Latossolo Vermelho-Escuro distrófico (LEd), Podzólico Vermelho-Amarelo distrófico (PVd), Podzólico Vermelho-Amarelo eutrófico (PE), Podzólico Vermelho-Amarelo álico (PVa), Areias Quartzosas álicas (AQa), Areias Quartzosas distróficas (AQd), Cambissolo álico (Ca), Litólicos distróficos (Rd), Litólicos eutróficos (Re), Litólicos álicos (Ra), Gley Pouco Húmico eutrófico (HGPe), Laterita Hidromórfica eutrófica (HLe), Laterita Hidromórfica distrófica (HLd), e Concrecionários Distróficos (SCd), conforme o mostrado na tabela 8 e na figura 7, e a seguir descritas com base nos supra citados autores e em REATTO, CORREA e SPERA (1998).

TABELA 8 - EXTENSÃO DA COBERTURA DOS GRUPOS DE SOLOS

GRUPO DE SOLOS	SÍMBOLO	EXTENSÃO DA COBERTURA	
		Área (km ²)	Relativa (%)
Latossolo Vermelho-Amarelo	LV	1.092,64	4,78
Latossolo Vermelho-Escuro	LE	198,83	0,86
Podzólico Vermelho-Amarelo	PV	5.401,33	23,64
Areias Quartzosas	AQ	2.797,14	12,24
Cambissolo	C	2.981,35	13,05
Litólicos	R	3.806,62	16,66
Gley Pouco Húmico	HGP	404,83	1,77
Laterita Hidromórfica	HL	34,55	0,15
Concrecionários	SC	6.135,80	26,85
TOTAL		22.851,10	100

FIGURA 7 - MAPA DE SOLOS.



Fonte: BRASIL (1982), Mapa Exploratório de Solos, Projeto RADAMBRASIL, Folha Sd21 (Cuiabá), Escala 1:1.000.000, 1982

Latossolo Vermelho-Amarelo (LV): solos minerais não hidromórficos, com horizonte B latossólico, com teores de Fe_2O_3 inferiores a 9% para textura argilosa e relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ superior a 3,14 para textura média. São solos profundos a muito profundos, com espessura superior a 2 m, altamente intemperizados, bem a excessivamente drenados, bastante permeáveis, muito porosos, com valores apresentando amplitude de 56% a 68%, pequena relação textural, pouca diferenciação entre os horizontes, processo intensivo de lixiviação, predominância de argila do tipo 1:1 na fração coloidal. Situam-se predominantemente na subunidade geomorfológica Chapada dos Guimarães, geralmente em relevo plano e suavemente ondulado, abrangendo 4,78% da área da bacia (tabela 8). Possuem caráter álico quando apresentam valores de saturação de alumínio superior a 50%, e caráter distrófico quando apresentam valores de saturação de bases inferior a 50%.

Latossolo Vermelho-Escuro (LE): solos minerais não hidromórficos, com horizonte B latossólico, teor de Fe_2O_3 entre 8 e 18% nos solos com textura argilosa ou muito argilosa, e normalmente inferior a 8% nos solos de textura média e relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ inferior a 3,14 para este último. São solos profundos, forte a acentuadamente drenados, com alta permeabilidade, friáveis ou muito friáveis, textura média, argilosa e muito argilosa, porosidade alta, com valores de 46 a 48% para a textura média e 62 a 70% para textura argilosa e muito argilosa. Ocorrem no Planalto dos Guimarães, abrangendo 0,86% da área da bacia (tabela 8), ora como dominantes, ora como subdominantes nas unidades de mapeamento.

Podzólico Vermelho-Amarelo (PV): solos minerais não hidromórficos, com horizonte B textural, não plíntico, com individualização de horizontes no que diz respeito a cor, estrutura e textura, horizonte A com textura mais arenosa e B com textura mais argilosa, e teores de Fe_2O_3 inferiores a 11%. São profundos a pouco profundos, moderadamente a bem drenados, textura variável, permeabilidade diferenciada dentro do perfil, porosidade total baixa a média, com amplitude de valores ente 37 e 50%. Quanto a saturação de bases, há também grande variação, ocorrendo solos eutróficos, solos distróficos e também solos álicos. Ocupam na

paisagem a porção inferior das encostas onde o relevo apresenta-se ondulado ou fortemente ondulado. São susceptíveis a erosão, mesmo quando em relevo suavemente ondulado, e abrangem 17,28% da área da bacia (tabela 8). Ocorrem com caráter álico quando apresentam valores de saturação de alumínio superior a 50%, e com caráter distrófico quando apresentam valores de saturação de bases inferior a 50% e eutrófico quando apresentam valores superiores a 50%.

Areias Quartzosas (AQ): solos minerais, arenosos, profundos a muito profundos, essencialmente quartzosos, classes de textura areia e areia franca, estrutura fraca, pouco coerente, grãos simples, excessivamente drenados quando não hidromórficos, pouco desenvolvidos, com sequencia de horizontes do tipo A,C, com horizonte A do tipo moderado, sem estrutura formada, baixa capacidade de retenção de umidade, intensa lixiviação e alta susceptibilidade a erosão; ocorrem em litologias do quaternário ao siluriano, e dispostos em relevo plano a suavemente ondulado, abrangendo 12,24% da área da bacia (tabela 8). Possuem caráter álico quando apresentam valores de saturação de alumínio superior a 50%, e com caráter distrófico quando apresentam valores de saturação de bases inferior a 50%.

Cambissolo (C): solos minerais, não hidromórficos, com horizonte A invariavelmente do tipo moderado, assentado sobre horizonte B não plântico, incipiente, com pequena diferenciação dos horizontes, ausência de acumulação de argilas, textura franco-arenosa ou mais fina (argilosa). Encontram-se distribuídos em 13,05% da área da bacia (tabela 8). São solos pouco profundos a rasos, em sua grande maioria rasos, bastante susceptíveis a erosão quando em relevo ondulado, fortemente ondulado ou montanhoso. Os solos originados a partir de rochas do Grupo Cuiabá são rasos, apresentam textura cascalhenta, sendo em muitos casos pedregosos, e ocorrem em relevo ondulado e fortemente ondulado, associados a Solos Litólicos álicos e Podzólicos Vermelho-Amarelo álicos rasos; os oriundos de litologias da Formação Diamantino, na Depressão Interplanáltica de Paranatinga, são pouco profundos, com textura média, moderadamente a bem drenados, sem cascalhos e pedregosidade e ocorrem em relevo suavemente ondulado e plano.

Ocorrem com caráter álico por apresentam valores de saturação de alumínio superior a 50%.

Solos Litólicos (R): solos minerais não hidromórficos, pouco desenvolvidos, rasos ou muito rasos, com profundidade inferior a 50 cm, por vezes associados a afloramentos de rochas, com seqüência de horizontes do tipo A, R, ou A, C, R, horizonte A dos tipos fraco, moderado, proeminente ou chernozêmico. Apresentam textura variável associada com a rocha de origem, freqüentemente arenosa ou média cascalhenta, por vezes textura argilosa e raramente siltica; a drenagem varia de boa a imperfeita. Ocorrem em áreas bastante acidentadas, com relevo ondulado a montanhoso, ocupando 16,66% da área da bacia hidrográfica (tabela 8). São também heterogêneos quanto às propriedades químicas, podendo ser álicos, distróficos ou eutróficos.

Gley Pouco Húmico (HGP): são solos minerais, hidromórficos, com horizontes do tipo A, Cg, com ou sem descontinuidade litológica, sendo o horizonte A do tipo moderado. Sua ocorrência restringe-se a áreas sujeitas a inundações as margens dos cursos d'água, com o lençol freático mantendo-se próximo ou a superfície a maior parte do ano, e estão relacionados a sedimentos recentes do quaternário. São solos profundos, mal drenados ou muito mal drenados, encharcados, com textura variando de média a muito argilosa, argila de atividade baixa ou alta, com características físicas e químicas diversificadas. Ocupam 1,77% da área da bacia hidrográfica (tabela 8).

Laterita Hidromórfica (HL): solos minerais hidromórficos, profundos, com baixa permeabilidade, com horizonte A moderado sobrejacente a horizonte plântico. Apresentam seqüência de horizontes A, Bpl ou Btpl, C, com o horizonte plântico localizado imediatamente abaixo do A ou dentro dos 30 primeiros centímetros do horizonte B. São constituídos predominantemente por argilas caulínicas, de atividade baixa, e apresentam teores elevados de sesquióxidos. Geralmente estão relacionados a sedimentos recentes do quaternário, sendo os eutróficos exclusivamente originados de rochas da Formação Diamantino. Tanto os eutróficos

como os distróficos tem ocorrência discreta, com as primeiras estando concentrados em pequenas manchas na Depressão Interplanáltica de Paranatinga, enquanto que os distróficos se distribuem ao longo do curso do rio Cuiabá, ocupando no total 0,15% da área da bacia (tabela 8). São típicos de relevo plano e suavemente ondulado em áreas de lençol freático elevado, sujeitas a inundação. Ocorrem com caráter distrófico quando apresentam valores de saturação de bases inferior a 50% e eutrófico quando apresentam valores superiores a 50%.

Solos Concrecionários distróficos (SC): solos minerais, não hidromórficos, que apresentam em sua constituição mais de 50% em volume de concreções ferruginosas, a exceção daqueles que possuem seqüência de horizontes do tipo A, C, com profundidade inferior a 50 cm. Apresentam horizonte A do tipo moderado, com raros casos de proeminente, assentados sobre vários tipos de horizonte B, mais comumente B latossólico, B textural e B câmbico. Sua ocorrência é bastante expressiva na Depressão Cuiabana, onde estão relacionados a rochas do Grupo Cuiabá, além de manchas isoladas nas partes mais dissecadas do Planalto dos Guimarães. Ocorrem com caráter distrófico quando apresentam valores de saturação de bases inferior a 50%. Constituem-se no grupo de solos predominantes na bacia hidrográfica, ocupando 26,85% da sua área (tabela 8).

Estas unidades de mapeamento apresentam associações com outras classes distintas de solos que são mostradas na tabela 9.

TABELA 9 – UNIDADES DE MAPEAMENTO DE SOLOS E CLASSES ASSOCIADAS

continua

GRUPO	UNIDADE DE MAPEAMENTO				CLASSES ASSOCIADAS			
	Nome	Textura	Relevo	Símbolo	Nome	Textura	Relevo	
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO (LV)	Latossolo Vermelho – Amarelo Distrófico (LVd)	méd	pl	LVd6	AQ	aren	pl	
		méd e arg	pl	LVd7	AQ	aren	pl	
		arg	pl	LVd8	LE	arg	pl	
					LV	méd	pl	
		arg	pl	LVd10	LV	arg	pl e sond	
					HL	arg	pl	
		arg	pl e sond	LVd12	LV	méd	pl e sond	
					SC	arg	pl e sond	
		méd	sond	LVd18	AQ	aren	sond	
					LV	arg	sond	
		méd	sond	LVd19	LV	arg	sond	
					SC	méd/arg	sond	
		Lat. Verm- Amarelo álico (Lva)	arg/arg.casc e méd/méd.casc.	pl - sond	-	LE	arg	pl e sond
						PV	méd e arg	pl e sond
LATOSSOLO VERMELHO ESCURO (LE)	Lat. Verm. Escuro distrófico (LEd)	arg e marg	pl	LEd3	LV	arg	pl	
	arg	pl	LEd9	LV	arg	pl		
				SC	arg	pl		
PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO (PV)	Podzólico Vermelho – Amarelo distrófico (PVd)	arg	pl	PVd1	LE	arg	pl	
		méd/arg	pl - sond	PVd3	PV	aren/méd	pl	
		arg	pl	PVd6	SC	méd/arg	pl	
		arg.casc	sond e ond	PVd7	SC	indiscr	sond e ond	
		méd	sond	PVd13	LVd	méd	sond	
					PV	méd	sond	
		méd/arg	sond	PVd18	R	méd	sond	
					PV	arg.casc	sond	
		arg	ond	PVd20	R	arg	ond	
					C	indiscr	ond	
		arg	ond	PVd22	R	indiscr	ond e fond	
					PV	arg.casc	ond e fond	
		arg	ond - fond	PVd24	R	arg	fond	
					R	indiscr	fond e ond	
méd e arg	sond	PVd25	AR	-	fond			

TABELA 9 – UNIDADES DE MAPEAMENTO DE SOLOS E CLASSES ASSOCIADAS

GRUPO	UNIDADE DE MAPEAMENTO				CLASSES ASSOCIADAS			
	Nome	Textura	Relevo	Símbolo	Nome	Textura	Relevo	
PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO (PV)	Podzólico Vermelho Amarelo eutrófico (PE)	méd/arg	sond e ond	PE5	PE	méd/arg (concr)	sond e ond	
		méd/arg	sond e ond	PE6	R	méd/arg	sond e ond	
		arg	sond e ond	PE9	BV	arg	ond	
					R	arg	sond	
		arg	sond e fond	PE11	PV	arg	sond	
	R				indiscr	fond e esc		
	méd/arg	sond	PE14	C	arg	sond		
				R	arg	ond		
	Podzólico Vermelho Amarelo álico (Pva)	méd/arg	sond	PVa1	LV	arg	pl	
		méd e méd/arg	sond	PVa2	SC	indiscr	pl e sond	
		méd/arg mcase	pl e sond	PVa3	SC	méd	sond	
		méd/méd. case	sond	PVa6	R	méd.casc	sond	
	AREIA QUARTZOSA (AQ)	Areia Quartzosa álica (AQa)	aren	pl e sond	AQa5	R	aren	pl e sond
			aren	pl e sond	AQa7	LV	méd	sond
LE						arg e méd	pl e sond	
aren			pl e sond	AQa12	LV	méd	sond	
					SC	indiscr	sond	
Areia Quartzosa distrófica (AQd)		aren	pl	AQd3	LV	méd	sond e pl	
		aren	sond	AQd6	PV	méd e arg	sond e ond	
					R	méd.casc	sond e ond	
CAMBISSOLO (C)	Cambissolo álico (Ca)	arg e méd case/arg	sond e ond	Ca3	R	méd.casc	sond e ond	
		méd e arg	pl e sond	Ca6	PV	méd/arg	sond	
					PV	méd/arg	pl	
	méd e arg/casc	ond e fond	Ca7	PV	méd/casc e arg/casc	ond		
				R	méd e arg/casc	ond e fond		

TABELA 9 – UNIDADES DE MAPEAMENTO DE SOLOS E CLASSES ASSOCIADAS

GRUPO	UNIDADE DE MAPEAMENTO				CLASSES ASSOCIADAS			
	Nome	Textura	Relevo	Símbolo	Nome	Textura	Relevo	
CAMBISSOLO (C)	Cambissolo álico (Ca)	arg.casc	ond e fond	Ca8	R	arg.casc	ond	
					PV	méd/arg. casc	sond	
					SC	indscr	sond e ond	
LITÓLICOS (R)	Litólicos álicos (Ra)	méd mcasc	ond	Ra1	PV	médmcasc	ond	
					Ra3	PV	méd.casc/ argc.asc	ond
						C	méd.casc	ond e fond
	Litólicos distróficos (Rd)	méd	ond e fond	Rd2	SC	indscr	sond e ond	
					Rd3	PV	arg	ond
						Rd4	AR	-
					Rd5	HL	arg	pl
						LV	méd	pl
					Rd8	PV	méd	ond e fond
						AR	-	mont e esc
	Litólicos distróficos (Rd)	indscr	fond e mont	Rd9	PV	méd. casc/ arg.casc	fond	
					AR	-	mont e esc	
				Rd11	AR	-	esc	
					PV	indscr	ond e sond	
	Litólicos eutróficos (Re)	aren e méd casc	fond e ond	Re1	PV	aren/méd	fond e ond	
					Re2	PE	arg	ond e fond
						AR	-	fond
					Re4	PE	arg	ond e fond
						AR	-	mont e esc
					GLEY POUCO HÚMICO (HGP)	Gley Pouco Húmico distrófico (HGpd)	Indscr	pl
LATERITA HIDROMÓRFICA (HL)	Laterita Hidromórfica eutrófica (Hle)	méd.casc/ arg	pl	HLe2				
PV					méd/arg	sond		

TABELA 9 – UNIDADES DE MAPEAMENTO DE SOLOS E CLASSES ASSOCIADAS

GRUPO	UNIDADE DE MAPEAMENTO				CLASSES ASSOCIADAS		
	Nome	Textura	Relevo	Símbolo	Nome	Textura	Relevo
LATERITA HIDROMÓRFICA (HL)	Laterita Hidromórfica distrófica (Hle)	méd/arg	pl	HLd5	AQ	aren	pl
					LV	arg	pl e sond
CONCRECIONÁ- RIOS (SC)	Concrecioná- rios distrófi- cos (SCd)	arg	sond	SCd1	PV	arg	sond
		indiscr	fond e ond	SCd4	R	indiscr	fond e ond
		indiscr	plan e sond	SCd7	PV	méd.arg	plan e sond
					LV	méd.arg	plan e sond
		indiscr	pl e sond	SCd8	PV	méd	pl e sond
					PV	méd	pl e sond
		arg	sond e ond	SCd9	PV	arg	ond
					LV	méd	sond
		arg	sond e ond	SCd10	LV	arg	sond
					R	arg	sond e ond
		arg	sond e ond	SCd11	LV	arg	sond
					LV	méd	sond
indiscr	ond e sond	SCd12	LV	méd	pl e sond		
			AQ	aren	pl		

FONTE: BRASIL (1982^a)

ABREVIATURAS:

A	– Solos Aluviais	R	– Solos Litólicos
AQ	– Areias Quartzosas	Ra	– Solos Litólicos álicos
AQa	– Areias Quartzosas distróficas	Rd	– Solos Litólicos distróficos
AR	– Afloramentos Rochosos	Re	– Solos Litólicos eutróficos
BV	– Brunizem Avermelhado	SC	– Solos Concrecionários
C	– Cambissolo	SCd	– Solos Concrecionários distróficos
Ca	– Cambissolo álico	aren	– textura arenosa
HGP	– Gley Pouco Húmico	arg	– textura argilosa
HGPd	– Gley Pouco Húmico distrófico	cas	– textura cascalhenta
HL	– Laterita Hidromórfica	concr	– concrecionário
HLd	– Laterita Hidromórfica distrófica	esc	– relevo escarpado
LE	– Latossolo Vermelho-Escuro	fond	– relevo fortemente ondulado
LEd	– Latossolo Vermelho-Escuro distrófico	Indiscr	– textura indiscriminada
LV	– Latossolo Vermelho-Amarelo	marg	– textura muito argilosa
LVa	– Latossolo Vermelho-Amarelo álico	méd	– textura média
LVd	– Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico	mont	– relevo montanhoso

PV	– Podzólico Vermelho-Amarelo	ond	– relevo ondulado
PVa	– Podzólico Vermelho-Amarelo álico	pl	– relevo plano
PVd	– Podzólico Vermelho-Amarelo distrófico	sond	– relevo suavemente ondulado

3.1.8 Cobertura Vegetal Original

A Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá insere-se na: Região Fitoecológica das Savanas, recoberta pelas formações Savana Arbórea Densa (Sd), Savana Arbórea Aberta representada pelas sub-formações Savana Arbórea Aberta com Floresta-de-Galeria (Saf), Savana Arbórea Aberta sem Floresta-de-Galeria (Sas), Savana Parque representada pelas sub-formações Savana Parque com Floresta-de-Galeria (Spf) e a Savana Parque sem Floresta-de-Galeria (Sps); Região da Floresta Estacional Semidecidual recoberta pela feição Floresta Estacional Semidecidual Submontana Dossel Emergente (Fse); Região da Floresta Estacional Decidual recoberta pela feição Floresta Estacional Decidual Submontana (Cs); e, Área de Tensão Ecológica, Contato Savana / Floresta Estacional recoberta pelas feições Savana Arbórea Densa (Sd₂), Savana Arbórea Aberta com Floresta-de-Galeria (Saf₂), Savana Arbórea Aberta sem Floresta-de-Galeria (Sas₂) e Floresta Estacional Semidecidual Submontana Dossel Emergente (Fse₂), conforme tabela 10 e figura 8.

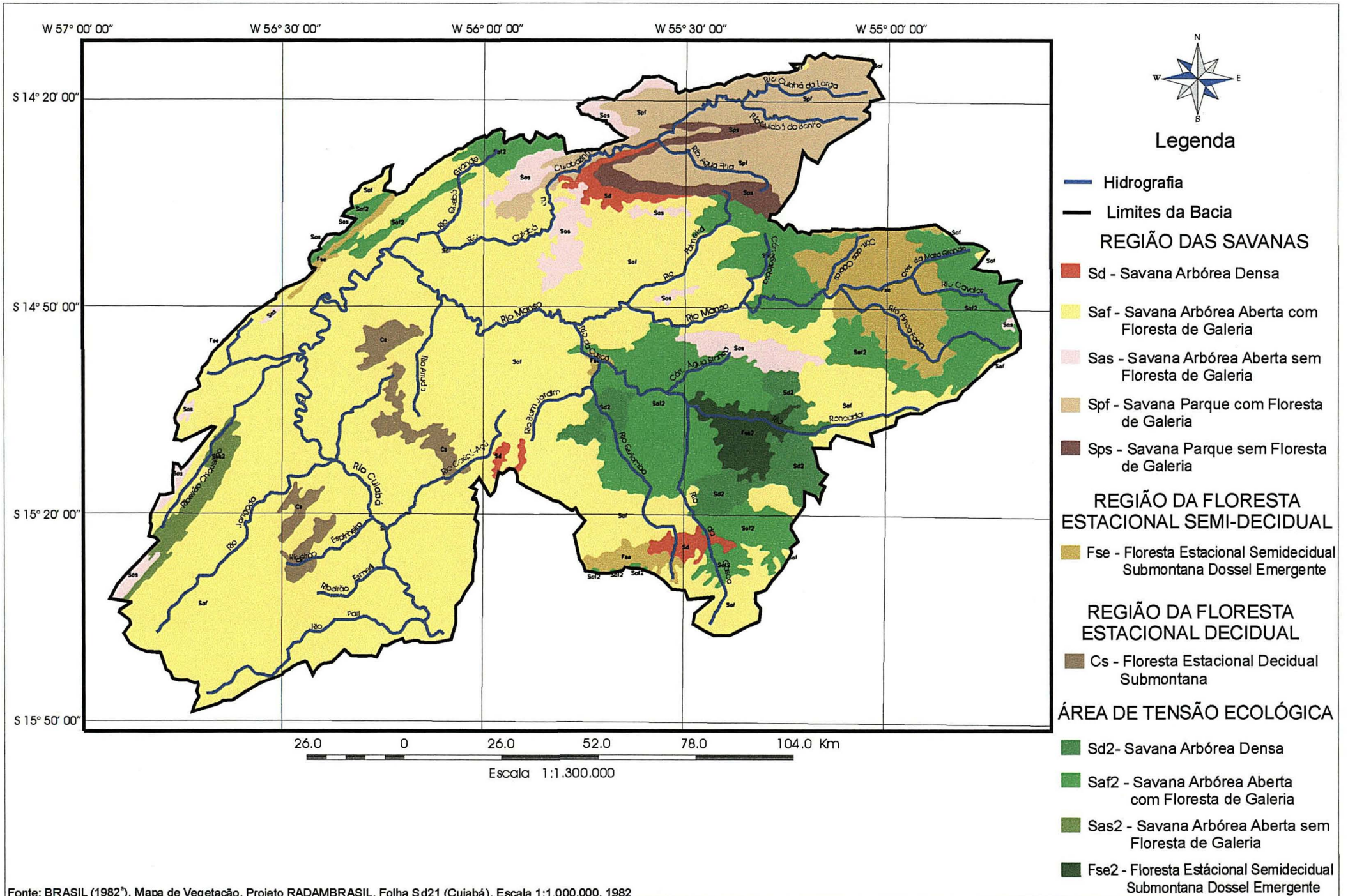
A *Região da Savana* é definida, segundo BRASIL (1982^a) e VELOSO (1992), como uma vegetação xeromorfa preferencialmente de clima estacional que reveste solos lixiviados aluminizados, apresentando sinúsias de hemicriptófitos, geófitos e fanerófitos oligotróficos de pequeno porte. Os indivíduos lenhosos apresentam brotos foliares bem protegidos, casca grossa e rugosa, órgãos de reserva subterrâneos, geralmente pouco profundos e folhas desenvolvidas com estômatos permanentemente abertos, protegidos por pêlos. Na bacia Hidrográfica foram mapeadas cinco Formações, conforme segue.

TABELA 10 - EXTENSÃO DO TERRENO OCUPADO PELAS FEIÇÕES VEGETACIONAIS

FEIÇÃO VEGETACIONAL	SÍMBOLO	EXTENSÃO DA COBERTURA	
		ÁREA (KM ²)	RELATIVA (%)
Região das Savanas			
Savana Arbórea Densa	Sd	299,99	1,31
Savana Arbórea Aberta c/ Floresta-de-Galeria	Saf	13.238,90	57,94
Savana Arbórea Aberta s/ Floresta-de-Galeria	Sas	832,23	3,64
Savana Parque c/ Floresta-de-Galeria	Spf	1.747,30	7,65
Savana Parque sem Floresta-de-Galeria	Sps	336,18	1,47
Região Floresta Estacional Semidecidual			
Floresta Estacional Semidecidual Submontana	Fse	1.192,02	5,22
Região Floresta Estacional Decidual			
Floresta Estacional Decidual Submontana	Cs	480,33	2,10
Contato Savana / Floresta Estacional			
Savana Arbórea Densa	Sd ₂	672,36	2,94
Savana Arbórea Aberta c/ Floresta-de-Galeria	Saf ₂	3.484,83	15,25
Savana Arbórea Aberta s/ Floresta-de-Galeria	Sas ₂	252,28	1,10
Floresta Estacional Semidecidual Submontana	Fse ₂	314,68	1,38
TOTAL		22.851,10	100

A *Savana Arbórea Densa* (Sd) apresenta aspecto fisionômico caracterizado pelo agrupamento de formas de vida arbórea, xeromorfas, com fustes finos e tortuosos, altura média em torno de 10 m, dispostas de maneira mais ou menos ordenada, dossel contínuo, com o superior constituído na sua maioria de ecótipos característicos da área de cerrado, sem extrato arbustivo diferenciado, e com extrato herbáceo representado por gramíneas cespitosas, ciperáceas e bromeliáceas; a cobertura arbórea pode variar de 50 a 70% (RIBEIRO e WALTER, 1998), com o primeiro valor referente a estação seca e em relevo variando de ondulado a fortemente ondulado, e o segundo valor referente a estação úmida. A contribuição de cada estrato desta Formação na composição da cobertura arbórea é apresentada na tabela 11. Encontra-se distribuída em 1,31% da área da bacia (tabela 10), junto a Chapada dos Guimarães e na província Serrana no sopé da Serra Azul e da Serra do Morro Selado (figura 8).

FIGURA 8 - MAPA DA COBERTURA VEGETAL ORIGINAL



Fonte: BRASIL (1982), Mapa de Vegetação, Projeto RADAMBRASIL, Folha Sd21 (Cuiabá), Escala 1:1.000.000, 1982

TABELA 11 – CONTRIBUIÇÃO DOS ESTRATOS NA COMPOSIÇÃO DA ESTRUTURA DA COBERTURA VEGETAL (%)

TIPOLOGIA	ESTRATO			
	SUPERIOR	Médio	Arbustivo	Herbáceo
Savana Arbórea Densa	73	11	7	9
Savana Arbórea Aberta	60	21	18	1
Savana Parque	15	8	4	73
Floresta de Galeria	72	19	5	4
Floresta Estacional Semidecidual Submontana	60	21	18	1
Floresta Estacional Decidual Submontana	63	19	9	9
Contato Savana / Floresta Estacional	73	11	7	9

FONTE: adaptado de CONCEIÇÃO (2000).

Os estratos referem-se a porções ou camadas da comunidade vegetal em um dado limite de altura, formando nichos e habitats, assim como interagindo com os eventos de precipitação e protegendo a camada superficial do solo. Para as formações e sub-formações vegetais que ocorrem na Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá, a estratificação que consta na tabela 11 foi determinada por CONCEIÇÃO (2000) por meio de transectos nos quais foram estabelecidos de dois a cinco *quadrats* de 10 x 10m, nos quais foi estudado o perfil da vegetação e calculada a contribuição de cada camada na sua constituição. *Quadrats* ou plots são pequenos lotes de área conhecida, usada como amostragem em estudo de comunidades ecológicas maiores (CONCEIÇÃO, 2000).

Savana Arbórea Aberta é uma formação campestre com arvoretas, com estrutura mais aberta, altura média de 5 a 8 m, caracterizada por um tapete gramíneo-lenhoso, entremeada de árvores gregárias, geralmente raquíticas ou degradadas pelo fogo anual, perenifólias, típicas de áreas lixiviadas. Esta formação apresenta na bacia hidrográfica duas sub-formações, a Savana Arbórea Aberta com Floresta-de-Galeria (Saf) e a Savana Arbórea Aberta sem Floresta-de-Galeria (Sas), ambas com a mesma composição florística, a excessão das espécies que compõe a Floresta-de-Galeria que as diferenciam. A presença da Floresta-de-Galeria está ligada à presença de acúmulo de sedimentos ao longo da rede de drenagem, que por sua vez depende das características fisiográficas do terreno. A cobertura arbórea proporcionada por essas duas sub-formações pode variar de 20 a 50% (RIBEIRO e

WALTER, 1998), dependendo da umidade dos terrenos em que ocorre; a composição de cada estrato na composição da cobertura arbórea é apresentada na tabela 11.

A *Savana Arbórea Aberta com Floresta-de-Galeria* encontra-se distribuída por toda a bacia hidrográfica, com nítida concentração na Depressão Cuiabana e na Província Serrana, e em agrupamentos na Chapada dos Guimarães e no Planalto do Casca, conforme figura 8, recobrando 57,94% da área (tabela 10). A *Savana Arbórea Aberta sem Floresta-de-Galeria* encontra-se distribuída em agrupamentos isolados junto a Província Serrana, a Depressão Cuiabana e o Planalto do Casca, recobrando 3,64% da área da bacia hidrográfica (tabela 10).

Na *Floresta-de-Galeria* a vegetação florestal é associada aos cursos d'água que ocorrem em terrenos bem drenados ou mal drenados. Podem ser classificadas, de acordo com RIBEIRO e WALTER (1998), em dois tipos, a Mata Ciliar e a Mata de Galeria, que se diferenciam pela deciduidade e pela composição florística. As árvores, predominantemente eretas, apresentam alturas que variam de 20 a 25 m em média, com alguns poucos indivíduos emergentes alcançando 30 m, e cobertura arbórea variando de 50 a 95%. A contribuição de cada estrato desta Formação na composição da cobertura arbórea é apresentada na tabela 11.

A *Savana Parque* apresenta formação essencialmente campestre, herbáceo-arbustivo, com arbustos e subarbustos esparsos, cujas plantas, muitas vezes, são constituídas por indivíduos menos desenvolvidos das espécies arbóreas da *Savana Arbórea*, com altura média de 2 a 4 m, cobertura arbórea variando de 5 a 20 % (RIBEIRO e WALTER, 1998); a contribuição de cada estrato desta Formação na composição da cobertura arbórea é apresentada na tabela 11. Esta formação apresenta na bacia hidrográfica duas sub-formações, a *Savana Parque com Floresta-de-Galeria* (Spf) e a *Savana Parque sem Floresta-de-Galeria* (Sas), ambas com a mesma composição florística, a exceção das espécies que compõe a *Floresta-de-Galeria*.

A Savana Parque com Floresta-de-Galeria encontra-se distribuída em toda a Depressão Interplanáltica de Paranatinga e em um segmento da Província Serrana, conforme figura 8, recobrando 7,65% da área da bacia (tabela 10). A Savana Parque sem Floresta-de-Galeria encontra-se distribuída exclusivamente na Província Serrana, na Serra do Morro Selado e na Serra Azul (figura 8), recobrando 1,47% da área da bacia hidrográfica (tabela 10).

Na *Região da Floresta Estacional Semidecidual* a cobertura vegetal é condicionada pela estacionalidade climática, caracterizada por período úmido e por período seco distintos, com percentagem das árvores caducifólias, no conjunto florestal e não das espécies que perdem as folhas individualmente, situada entre 20 e 50% (VELOSO, 1992). É composta por mesofanerófitos com gemas foliares protegidas com escamas ou pêlos, e cujas folhas adultas são esclerófitas ou membranáceas decíduais, que revestem, em geral, solos areníticos.

Floresta Estacional Semidecidual Submontana Dossel Emergente (Fse): caracterizada pela sua situação altimétrica em relação ao nível do mar, que vai de 100 a 500 m. A principal característica da estrutura da vegetação é a presença de árvores emergentes decíduais, cujos indivíduos alcançam altura de até 20 m; ocorrem, ainda, uma sub-mata de arbustos, além de grande quantidade de indivíduos partícipes da regeneração natural, com cobertura arbórea variando de 70 a 95% (RIBEIRO e WALTER, 1998); a contribuição de cada estrato desta Formação na composição da cobertura arbórea é apresentada na tabela 11.

Ocorre na forma de encraves, nos quais a vegetação encontra-se alterada pela intervenção humana, e localizam-se nas encostas e depressões do terreno em solos Podzólicos, com sua interpenetração seguindo as linhas de drenagem, alargando-se pelas áreas dissecadas, com a Savana aparecendo nos interflúvios. A Floresta Estacional Semidecidual Submontana Dossel Emergente encontra-se distribuída em agrupamentos, com o principal deles ocorrendo na Depressão Cuiabana e os demais na Chapada dos Guimarães e na Província Serrana, conforme figura 8, recobrando 5,22% da área da bacia (tabela 10).

Região da Floresta Estacional Decidual, cobertura vegetal condicionada pela estacionalidade climática, caracterizada por período úmido e por período seco distintos, com percentagem das árvores caducifólias, no conjunto florestal e não das espécies que perdem as folhas individualmente, superior a 50% (VELOSO, 1992). Ocorre na forma de disjunções florestais, apresentando o estrato dominante composto por macro ou mesofanerófitos com gemas foliares protegidas com escamas ou pêlos, e cujas folhas adultas são esclerófitas ou membranáceas decíduais.

A *Floresta Estacional Decidual Submontana* (Cs) é caracterizada pela sua situação altimétrica em relação ao nível do mar, que vai de 100 a 500 m. A principal característica na estrutura da vegetação é a presença de sub-mata completamente seca no período da estiagem devido à falta de umidade e a ação dos raios solares, com camada de manta orgânica e gramíneas igualmente secas, e cobertura arbórea variando de 50 a 70%. A contribuição de cada estrato desta Formação na composição da cobertura arbórea é apresentada na tabela 11. Encontra-se distribuída em agrupamentos isolados e próximos, exclusivamente na Depressão Cuiabana (figura 8), em relevo de topo convexo, recobrimdo 2,10% da área da bacia hidrográfica (tabela 10).

Área de Tensão Ecológica-Contato Savana / Floresta Estacional, oriunda da modificação dos fatores ambientais que determinam a ocorrência de um dado tipo de vegetação numa área, se caracteriza pela interpenetração de formações de diferentes regiões fitoecológicas. Os ecotones localizam-se principalmente no Planalto dos Guimarães e secundariamente na Depressão Cuiabana e na Província Serrana (figura 8), em cuja composição florística aparecem espécies da Savana Arbórea e da Floresta Estacional que se misturam de maneira bastante homogênea, proporcionando aspecto de mata, sem o esgalhamento típico da Savana. Apresentam árvores decíduais que perdem folhas entre os meses de junho e julho.

A estrutura dessa comunidade é composta por árvores que alcançam 20 a 25 m de altura, em geral com diâmetros bastante finos, sub-mata limpa, de fácil

penetração, com pequena quantidade de cipós, e ocorrência reduzida de palmeiras, e cobertura arbórea variando de 50 a 90% (RIBEIRO e WALTER, 1998). A contribuição de cada estrato desta Formação na composição da cobertura arbórea é apresentada na tabela 11.

Ocorrem as seguintes Subformações: *Floresta Estacional Semidecidual Submontana* cujas interpenetrações na Savana ocorrem nos relevos dissecados de forma tabular e, *Savana Arbórea Densa* e *Savana Arbórea Aberta* como encraves na Floresta Estacional, na forma de manchas, em relevo dissecado de forma tabular, recobrando 1,38%, 2,94% e 15,25% da área da bacia, respectivamente (tabela 10).

3.2 FONTE DE DADOS

Para o desenvolvimento do presente estudo foram utilizadas as seguintes fontes de dados:

- *Cartas topográficas* da Diretoria do Serviço Geográfico do Exército (DSG) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), na escala 1:100.000, que são apresentadas na tabela 12, e Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

TABELA 12 – RELAÇÃO DAS CARTAS TOPOGRÁFICAS, ESCALA 1:100.000

FOLHA	DENOMINAÇÃO
SD.21-Z-A-5	Rosário Oeste
SD.21-Z-A-6	Praia Rica
SD.21-Z-B-4	Caiana
SD.21-Z-B-5	Brasilândia
SD.21-Z-C-1	Bauxi
SD.21-Z-C-2	Acorizal
SD.21-Z-C-3	Chapada dos Guimarães
SD.21-Z-C-4	Descida do Buriti
SD.21-Z-C-5	Cuiabá
SD.21-Z-C-6	Aricá - Açu
SD.21-Z-D-1	Rio Casca

- *Cartas temáticas* referentes aos temas geologia, geomorfologia, solos e cobertura vegetal original do Projeto RADAMBRASIL, Folha SD.21 (Cuiabá), escala 1:1.000.000, ano de 1982 (BRASIL, 1982^a).
- *Mapas temáticos* referentes aos usos da terra do Levantamento das Potencialidades Florestais e dos Usos da Terra dos Estados de Mato Grosso e de Mato Grosso do Sul, Folhas SD.21-Z-A (Rosário Oeste), SD.21-Z-B (Paranatinga), SD.21-Z-C (Cuiabá) e SD.21-Z-D (Dom Aquino), escala 1:250.000, ano de 1982 (BRASIL, 1982^b).
- *Mapa Político-Administrativo e Rodoviário* do Estado de Mato Grosso, na escala 1:1.500.000, ano de 2000.
- *Imagens de satélite*, na escala 1:250.000, conforme relação e características apresentadas na tabela 13.

TABELA 13 - RELAÇÃO DAS IMAGENS DE SATÉLITE

SENSOR	SISTEMA DE REFERÊNCIA	BASE/PONTO	DATA	COMPOSIÇÃO	CANAIS
TM5	WRS	226/70	07/98	Colorida	3,4,5
TM5	WRS	226/71	07/98	Colorida	3,4,5
TM5	WRS	227/70	07/98	Colorida	3,4,5
TM5	WRS	227/71	07/98	Colorida	3,4,5

FONTE: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

Foram efetuadas observações de campo para a checagem das amostras dos padrões de classificação das classes de uso da terra utilizados para a interpretação das imagens de satélite.

A série temporal de precipitação foi composta por dados coletados na Estação Meteorológica do 9º Distrito de Meteorologia, código 83361, localizada nas coordenadas geográficas 15º 36' de latitude Sul e 56º 7' de longitude WGr; o início de sua operação ocorreu em 1912, contando com 87 anos de coleta de dados, dos quais foram utilizados 86. Foram fornecidos já consistidos pela fonte, assim como também foram consistidos por CAMPELLO JÚNIOR et al (1991), BRASIL (1997^b) e MUSIS (1997).

Os dados de vazão média mensal abrangem o período que vai de 01 de janeiro de 1962 a 31 de Dezembro de 1996, num total de 34 anos de observações, e são oriundos da Estação Cuiabá/Porto, código DNAEE 6626001, localizada na saída da bacia hidrográfica. A estação é do tipo observação do nível d'água com escala/medições de descarga líquida, localizada a 15° 37' 00" de latitude sul e 56° 06' 25" de longitude WGr; o início de sua operação ocorreu em 1933, apenas com a leitura do nível da lâmina d'água, passando, em 1962, a contar com a medição da descarga líquida.

Em vistoria realizada por BRASIL (1997^b), a estação foi considerada como portadora de condições adequadas para a mensuração da vazão e do nível d'água.

As observações que compõe esta série temporal foram cedidas pela Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) – Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas, já consistidos, assim como também o foram consistidos por BRASIL (1997^b).

3.3 MODELO METODOLÓGICO DE ANÁLISE

O tratamento metodológico a seguir descrito é um subproduto direto da teoria apresentada no item 2, e pauta-se na busca de princípios que nortearam todas as etapas desenvolvidas, não se tratando, portanto, de um simples elenco de procedimentos técnicos; estes últimos, conjuntamente com a instrumentalização, funcionam como apoio.

A metodologia, caminho pelo qual se chega a um determinado resultado, ainda que esse caminho não tenha sido fixado de antemão de modo deliberado e refletido (FERREIRA, 1996), envolve um conjunto de princípios teóricos e filosóficos que procuram conduzir para a estruturação de modelos, que neste caso pode ser designado de dinâmico, concentrando-se nos processos, na influência temporal em escala humana e na interligação dos dados, tendo por referencial a teoria de cunho sistêmico. Também, é através dela que se explica as categorias e conceitos

utilizados, define-se os procedimentos e circunscreve-se o objeto de investigação (MORAES, 1994). Sob a ótica dessa teoria, os processos resultam dos principais agentes internos e externos que atuam na paisagem e os sistemas associam os elementos e processos que atuam mutuamente, ambos sob a égide das relações temporais de trocas de matéria e energia.

Tal escolha de enfoque justifica-se no fato de que a Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá é um sistema aberto e complexo, com forte componente de variância em relação ao tempo e com comportamento não linear, o que torna não apropriada a abordagem do tipo causa e efeito.

A abordagem sistêmica, de acordo com a análise efetuada por MENDONÇA (1993), MORAES (1994) e SIMÕES (1996), contribui para definir os limites do sistema, identificar os elementos importantes e os tipos de interações que ocorrem entre eles, sem perder de vista os objetivos a serem alcançados, onde a entidade abordada é um subsistema de uma série de sistemas maiores, pertencendo o conjunto a um sistema cujas ações estão condicionadas por processos circulares.

Nesse arcabouço, considera-se que as variáveis externas são todos os fatores que não se encontram dentro da definição de um determinado sistema, mas que controlam o fluxo de massa e de energia, podendo em alguns casos determinar, de forma incisiva, a sua orientação, o que significa dizer que a resposta é o resultado das interações entre diversas forças em um controle multivariado.

Os aspectos técnicos operacionais referem-se aos instrumentais e as técnicas que conduzem à consecução dos objetivos, e são uma extensão e complementação dos princípios metodológicos.

Faz-se necessário, também, diferenciar os conceitos de dados e informações. Dados constituem-se em elementos potenciais do processo decisório servindo de base à resolução de um problema, e podem ser definidos como sendo fatos verificáveis sobre o mundo real (BONHAM-CARTER, 1997). A informação é um conjunto de dados com um significado para uma determinada aplicação; este último

conceito relaciona-se a medida do grau de organização do sistema, tratando-se, portanto, de algo que pode ser quantificável.

Como o estudo do caráter físico integrativo envolve diversas variáveis, fez-se necessário o uso de diferentes técnicas e procedimentos referentes a caracterização da função de armazenagem, a precipitação e a vazão da bacia hidrográfica.

3.3.1 Análise da Capacidade Potencial de Armazenamento

O estudo da dinâmica dos impactos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá foi efetuado através da simulação dos efeitos da substituição parcial de sua cobertura vegetal original por circuitos de trabalho auxiliar, nos anos de 1966, 1981, 1998, 2010 e 2020 sobre a sua capacidade potencial de armazenamento.

A abordagem hidrológica utilizada pautou-se nos princípios da estrutura de funcionamento das bacias hidrográficas elaborado por BLACK (1997), descritos nos sub-seções 2.1.2 e 2.1.3, e em conceitos de ecologia da paisagem referentes a estrutura hidrológica desta (VAN BUUREN e KERKSTA, 1993), cujo componente central é a análise da forma de como a distribuição espacial dos usos da terra está relacionada com a função de armazenagem do terreno.

A paisagem é considerada, neste trabalho, como sendo uma porção da superfície terrestre resultante da combinação dinâmica dos recursos naturais e do uso antrópico de forma interdependente, gerando um conjunto único em permanente evolução, conforme se depreende de PIRES e MILANO (1994) e pode ser considerada como um elemento síntese de todos os outros presentes no ambiente e cujo funcionamento é explicado no seu conjunto, num processo interativo.

Considerou-se como funções das bacias hidrográficas o conjunto de funções relativas a ação/interação das suas componentes estruturais e características inerentes com a precipitação e os processos decorrentes, no que diz

respeito a captação, atenuação e liberação de volumes para a rede de drenagem e seus efeitos sobre a rede de drenagem e seus efeitos sobre a brota aquática (ver sub-seção 2.1.2 e 2.1.3). E, como capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica a extensão do espaço físico ocupado pelas suas componentes estruturais de armazenagem que são capazes de receber, manter e ceder volumes de água (ver sub-seção 2.1.2 e 2.1.3).

Dentro dos princípios do funcionamento das bacias hidrográficas, a atenuação dos pulsos de escoamento pode ser alterada quando da ocorrência de modificações no desempenho do meio de armazenagem. Na escala de tempo considerada neste trabalho, essas modificações constituem-se, genericamente, em um dos resultados da inserção de circuitos de trabalho auxiliar na paisagem, que por meio de estímulos físicos, químicos e biológicos alteram as propriedades do meio.

A estrutura hidrológica da paisagem, por si, proporciona compreensão fundamental do direcionamento dos processos de trabalho e a existência de relações, mas não proporciona informações referentes a quantidades e intensidades dos fenômenos. No entanto, constitui-se em elemento imprescindível para o entendimento das interações que ocorrem dentro do sistema.

No meio de armazenagem, a interação dos fluxos d'água superficiais, subsuperficiais e subterrâneos com as componentes de armazenagem produzem padrões específicos com as unidades da paisagem. A água movendo-se através do meio de armazenagem transporta matéria e energia, de forma que os fluxos ordenados hierarquicamente e os processos físico-químicos relacionados resultam de relações temporais entre as diferentes partes que compõem a paisagem (FREEZE E WITHERSPOON, 1966; ENGLIN e JONES, 1986; OPHORI e TOTH, 1990; VAN BUUREN e KERKSTA, 1993). Cada sistema de fluxo tem uma zona de infiltração, uma ou mais de liberação e uma de acúmulo, assim como as suas características qualitativas e quantitativas diferem entre si.

Nesse contexto, os padrões de fluxo causam diferenciações hierarquicamente estruturadas em função das condições ambientais da paisagem.

Os fluxos superficiais podem estar ou não relacionados ao lençol freático, e as condições mais estáveis nos canais aparecem quando a influência dos sistemas de fluxo dos aquíferos profundos dominam.

Ambos os conceitos, dado ao seu caráter sistêmico, e por terem como base a intensidade dos processos, permitem avaliar o estágio de modificação hidroambiental da paisagem, assim como a probabilidade de desorganização futura do sistema considerado. Também, permitem que o estudo tenha caráter físico-integrativo.

Para a elaboração das cartas de síntese, utilizou-se a metodologia proposta por LIBAULT (1971), de caráter genérico, denominada de “Os Quatro Níveis da Pesquisa Geográfica”, devido a necessidade de tratamento quantificado das informações. Essa metodologia divide o desenvolvimento de uma pesquisa em quatro níveis:

Nível Compilatório: composto pela obtenção de informações fornecidas por cartas e mapas temáticos, observações efetuadas no campo sobre a estrutura da paisagem e pela seleção dos dados que tem valor para a viabilização da pesquisa.

Nível Correlativo: referente a correlação dos dados e das informações, constituindo-se em um momento de aprimoramento da interpretação e do estudo da natureza dos dados.

Nível Semântico: interpretativo, chegando-se a resultados conclusivos a partir dos dados selecionados e correlacionados nas etapas anteriores, estabelecendo-se as generalizações possíveis, onde os dados puros deixam de ser informação factual ou numérica para assumirem caráter significativo em nível de interpretação.

Nível Normativo: fase de elaboração do modelo, representada através de cartogramas síntese ou de gráficos que traduzem de forma mais simples e visual os produtos da pesquisa; essa etapa subsidia a aplicação do produto da pesquisa.

Essa metodologia orientadora da análise espacial de dados geográfico, em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, abrange três métodos seqüenciais:

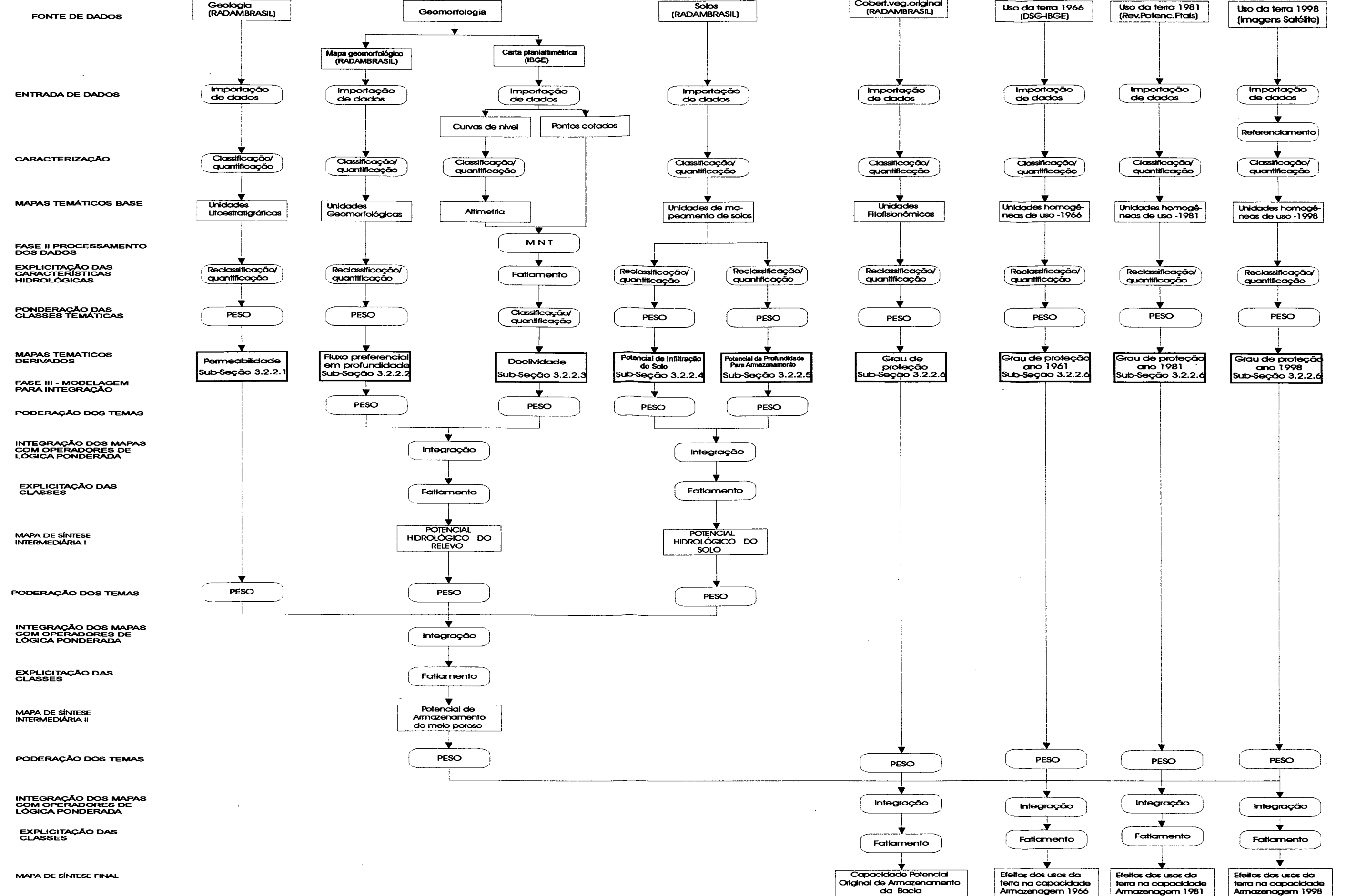
- 1) *Método de Visualização*: correspondente ao primeiro nível, através do qual buscam-se e selecionam-se os dados e informações de base, seguido da sua manipulação por meio de álgebra de mapas em geoprocessamento.
- 2) *Método Exploratório*: referente ao segundo nível através do qual procura-se visualizar e descrever os padrões de associação espacial, verificar a existência de instabilidades espaciais (não estacionaridade) e identificar observações atípicas (outliers).
- 3) *Método de Modelagem*: referente ao terceiro e quarto nível, através do qual procura-se construir uma representação da realidade por meio dos aspectos fundamentais do objeto de estudo; envolve modelos de estimação e procedimentos de validação.

O conceito chave utilizado na análise espacial é a dependência espacial e sua formulação matemática, a autocorrelação espacial, cujo ponto de partida é a 1ª Lei da Geografia formulada por Waldo Tobler: “todas as coisas são parecidas, mas coisas mais próximas se parecem mais que coisas mais distantes” (CAMARA et al, 1996). Nesse contexto, a autocorrelação espacial pode ser entendida como sendo uma situação em que observações próximas no espaço possuem valores similares (correlação de atributos).

Com base nesses métodos foi elaborado o modelo de análise em ambiente de Sistema Geográfico de Informações, cujo fluxograma é apresentado na figura 9.

FIGURA 9 - FLUXOGRAMA DE ANÁLISE DOS DADOS ESPACIAIS

FASE I - CONSTITUIÇÃO DO BANCO DE DADOS



O modelo de análise de dados espaciais utilizado é do tipo empírico baseado no conhecimento. Sua aplicação foi efetuada com o uso da técnica de co-ocorrência ponderada, através da qual cada unidade homogênea das componentes da paisagem, assim como cada componente, foram avaliadas de acordo com critérios ponderados que resultaram em patamares de graus em uma escala poderada de potencialidade, conforme o descrito por CAMARA et al (1996).

A potencialidade é calculada pela ponderação e combinação de evidências de fontes múltiplas. A avaliação do peso a ser atribuído a cada um dos mapas depende da análise da importância da evidência em relação a uma ocorrência conhecida ou julgamento subjetivo de especialistas.

A ponderação e a combinação das evidências das componentes foram efetuadas com o auxílio de dois instrumentos: a hierarquização das componentes e o processo analítico hierárquico.

A hierarquização das componentes do sistema foi efetuada com base nas relações temporais dos componentes do fluxo e dos processos de armazenagem com as componentes da bacia. A premissa utilizada foi a de que o armazenamento de água na bacia hidrográfica é dependente, no âmbito da função hidrológica de armazenagem, dos processos hidrológicos que ocorrem na superfície. Para a sucessão dos eventos foi considerado o tempo presente como a quarta dimensão do campo de representação dos fenômenos físicos. Foi considerado, também, o axioma de que o todo é maior que a soma das partes, o que traduz a interatividade das componentes de armazenagem da bacia com os fluxos hidrológicos ordenados e os processos, assim como as propriedades emergentes que advém dessa interação.

Dessa forma, procurou-se expressar a noção de que o sistema bacia hidrográfica não é uma simples justaposição de variáveis com respostas unidirecionais de causa e efeito, mas sim uma estrutura "viva" e complexa com caráter relativamente estável.

No ordenamento das componentes da bacia hidrográfica foram considerados três níveis hierárquicos: o nível principal (L) onde ocorrem os processos hidrológicos na superfície e subsuperfície do solo como a infiltração, escoamento superficial e escoamento subsuperficial, e dois níveis secundários (L+1 e L-2). No nível secundário L+1 ocorre o processo hidrológico da interceptação nas várias componentes de armazenagem e atenuação inicial dos fluxos oriundos dos eventos de precipitação, e no nível secundário L-1 e L-2 ocorrem os processos de armazenagem no solo e percolação no primeiro e armazenagem no lençol freático e escoamento base no segundo. Essa hierarquização considera o perfil e a estrutura hidrológica da paisagem. O arranjo hierárquico das componentes da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá é apresentado na figura 10.

Pela estruturação da proposta, os elementos organizados hierarquicamente nos níveis inferiores se desenvolvem e sofrem modificações em velocidades menores que os dos níveis superiores. As relações de fluxos representados por traços contínuos na figura 10 indicam “tempo de espera menor” que as linhas tracejadas entre duas componentes avaliadas além de indicarem uma maior interferência no processo.

O Processo Analítico Hierárquico (*Analytical Hierarchical Process*) consiste na elaboração de uma matriz de comparação entre os diferentes fatores que influenciam a tomada de decisão. Nesse processo, os fatores são comparados dois a dois e um critério de importância relativa derivado de uma escala contínua de 9 pontos é atribuído ao relacionamento entre os mesmos, conforme tabela 14.

Uma taxa de consistência é calculada quando da comparação dos fatores no âmbito da matriz, e deve apresentar como resultado valor inferior a 0,1. Quando o valor resultante é superior a 0,1 a matriz deve ser reorganizada, alterando os valores de comparação entre os fatores. A taxa de consistência indica, segundo SAATY (1997), a probabilidade de que os valores de comparação entre os fatores tenham sido gerados aleatoriamente.

FIGURA 10 – ORGANIZAÇÃO HIERÁRQUICA DAS COMPONENTES

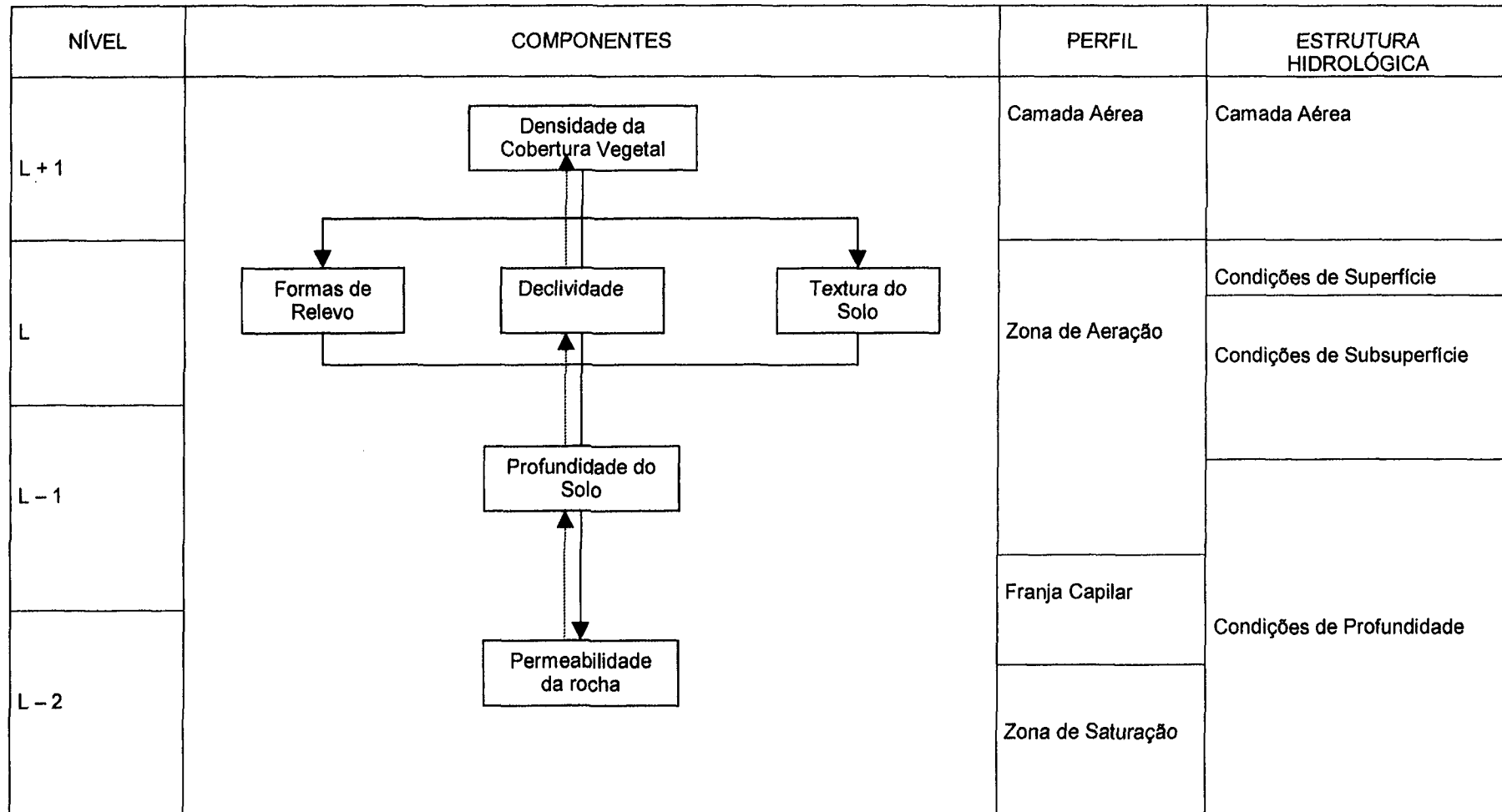


TABELA 14 – ESCALA DE VALORES DO PROCESSO ANALÍTICO HIERÁRQUICO PARA COMPARAÇÃO PAREADA

INTENSIDADE DE IMPORTÂNCIA	DENOMINAÇÃO	DEFINIÇÃO	EXPLICAÇÃO
1	Igual	Importância igual	Os dois fatores contribuem igualmente para o objetivo
2	Um pouco melhor	Importância intermediária	Possibilidades de compromissos adicionais
3	Algo melhor	Importância moderada que o outro	Um fator é ligeiramente mais importante
4	Moderadamente melhor	Importância intermediária	Possibilidades de compromissos adicionais
5	Melhor	Importância essencial	Um fator é claramente mais importante que o outro
6	Bem melhor	Importância intermediária	Possibilidades de compromissos adicionais
7	Muito melhor	Importância demonstrada	Um fator é fortemente favorecido e sua maior relevância foi demonstrada na prática
8	Criticamente melhor	Importância intermediária	Possibilidades de compromissos adicionais
9	Absolutamente melhor	Importância extrema	A evidência que diferencia os fatores é da maior ordem possível

FONTE: CAMARA et al (1996)

Dentro do ambiente do Sistema de Informações Geográficas, a manipulação dos dados toma a forma de um conjunto de operações algébricas que resultam em mapa numérico que configura a estrutura da estatística espacial e da modelagem cartográfica, permitindo a análise simultânea de várias camadas ou *layers* de mapas (HISCOCK et al, 1995).

3.3.1.1 Fase I – Constituição de Banco de Dados

Como procedimentos técnicos foram efetuados consulta documental e tratamento e processamento dos dados, conforme o descrito a seguir.

Efetuuou-se consulta documental (cartográfica e fotográfica) para a caracterização da bacia hidrográfica e para obtenção de dados referentes a evolução da substituição da cobertura vegetal original.

Devido a necessidade de se estabelecer referencial geográfico e fisiográfico para a execução do mapeamento dos temas base, foi elaborada a base cartográfica da região em que a bacia hidrográfica se insere, precedida da determinação do limite desta.

A base cartográfica foi elaborada por digitalização da Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo, Folha SD.21 (Cuiabá) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

O limite da bacia hidrográfica foi determinado pela união dos pontos consecutivos de maior valor de cota existentes entre a rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá e aqueles das bacias limítrofes, por digitalização de linha seguindo as Linhas de Máxima Pendente, a partir da saída da bacia.

A elaboração do mapa de localização, acesso e da situação política e administrativa da bacia hidrográfica foi efetuada por compilação da Carta Internacional do Mundo ao Milionésimo, Folha SD.21 (Cuiabá), precedida pela compilação e adaptação do Mapa da Divisão Territorial do Brasil em estados e municípios do IBGE (2001). Os limites municipais estabelecidos na bacia até o ano

de 1998 foram checados por comparação com aqueles constantes nas suas referidas leis de criação e de atualização de limites conforme consta em MATO GROSSO (2002).

O conjunto de mapas temáticos base foi composto pelos mapas referentes aos temas geologia, geomorfologia, solos, altimetria, rede de drenagem, cobertura vegetal original, e usos da terra nos anos de 1966, 1981 e 1998, e sua elaboração constituiu-se na etapa de aquisição de dados cartográficos para a montagem do banco de dados espaciais.

Os mapas referentes a geologia, geomorfologia, solos e cobertura vegetal original foram obtidos por compilação das respectivas cartas temáticas do Projeto RADAMBRASIL (BRASIL, 1982^a), folha SD.21 (Cuiabá), escala de edição 1:1.000.000, com coleta de dados para caracterização na escala 1:250.000. Para tanto, as cartas foram escaneadas, georeferenciadas, digitalizadas e caracterizadas, quanto as suas unidades homogêneas, por coloração e quantificação.

O mapa referente a altimetria foi obtido na base cartográfica, pela identificação das áreas contidas entre curvas de nível sucessivas dentro dos limites da bacia, seguido pelos seus respectivos agrupamentos em classes de valor de amplitude de 100 m, num total de 9 classes, e caracterizadas por coloração e quantificação.

O mapa da rede de drenagem foi obtido por meio da compilação dos elementos de drenagem existentes na base cartográfica digital com escala 1:100.000; foram plotados, ainda, a estação fluviométrica DNAE 6626001, a estação pluviométrica 83361, e a área de recarga do aquífero identificada por BRASIL (1997^a).

Para a elaboração dos mapas de usos da terra nos anos de 1966, 1981 e 1998, foram estabelecidas nove classes de uso conforme o discriminado na tabela 15. As classes de uso que constam na categoria natural foram determinadas com base nas características fisionômicas das tipologias vegetais nativas que recobrem a bacia, conforme BRASIL (1982^a), e as que constam na categoria antrópica foram

determinadas com base na inserção de circuitos de trabalho auxiliar (ODUM, 1983) e nas atividades sócio-econômicas desenvolvidas preponderantemente (BRASIL, 1997^c). Essas classes foram adotadas em função da escala de trabalho, 1:250.000, e das grandes classes de uso recomendadas por IBGE (1999), o que permitiu a compatibilização das fontes de dados nos anos considerados.

TABELA 15 – CLASSES DE USO DA TERRA PARA OS ANOS DE 1966, 1981 E 1998

CLASSE DE USO	CATEGORIA	DENOMINAÇÃO
I	Natural	Floresta Estacional
II	Natural	Savana Arbórea Densa
III	Natural	Savana Arbórea Aberta
IV	Natural	Savana Parque
V	Antrópica	Reflorestamento
VI	Antrópica	Vegetação Alterada
VII	Antrópica	Pastagens
VIII	Antrópica	Agrícola
IX	Antrópica	Urbano

Os mapas de usos da terra referentes aos anos de 1966 e 1981 foram obtidos por compilação das unidades homogêneas identificadas nas Cartas Topográficas do DSG – IBGE (tabela 12) e do Mapa Temático dos Usos da Terra do Levantamento das Potencialidades Florestais e Usos da Terra dos Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (BRASIL, 1982^b), respectivamente. As unidades homogêneas e seus pontos de controle foram escanizadas, georeferenciadas, digitalizadas, e caracterizadas por coloração e quantificação.

O mapa de usos da terra referente ao ano de 1998 foi obtido pela montagem do mosaico de imagens de satélite, seguido da elaboração da chave de classificação e da sua aplicação para geração do mapa temático.

O Mosaico de Imagens de Satélite foi obtido por restituição de imagens relacionadas na tabela 13. Procedeu-se o georeferenciamento das imagens por correção geométrica; os pontos de controle foram obtidos por compilação do posicionamento geográfico dos pontos plotados nas cartas topográficas do DSG – IBGE, escala 1:100.000 (tabela 12).

A Chave de Classificação foi elaborada com base nos elementos de reconhecimento: tonalidade, textura, padrão e aspectos associados. Como padrão de cores/tonalidade foi utilizado a tabela de seleção de cores da rotina computacional SPRING 3.6. Como textura foram aferidas, com base na sensação visual, as referências grosseira, rugosa, média, lisa e aveludada, conforme gradação granulométrica da maior para a menor. O padrão foi definido por comparação entre os contornos das unidades homogêneas com as feições considerada gabarito ou típicas. Os aspectos associados foram estabelecidos com base em revisão documental, cartográfica, bibliográfica, conhecimentos empíricos, forma, dentre outros. Com base nesses elementos, foi elaborada a chave de classificação mostrada na tabela 16.

O Mapa Temático foi gerado por seccionamento das imagens de satélite em unidades homogêneas, seguido da identificação destas pela aplicação do padrão de classificação, e caracterização por coloração e quantificação.

Ainda, visando a complementação do banco de dados, os pontos cotados na base cartográfica foram digitalizados, constituindo a categoria numérica necessária para o processamento do mapa de declividade da bacia hidrográfica.

TABELA 16 – CHAVE DE CLASSIFICAÇÃO DOS USOS DA TERRA

CATEGORIA	CLASSES DE USO	ELEMENTOS DE CLASSIFICAÇÃO			
		COR /TONALIDADE	TEXTURA	PADRÃO	ASPECTOS ASSOCIADOS
N	Floresta Estacional	Green 1 e green 2	Média a grosseira	Indefinido	Terrenos suavemente ondulados a fortemente ondulados
A	Savana Arbórea Densa	Green 2 e green 3	Média	Indefinido	Terrenos planos a suavemente ondulados
T					
U	Savana Arbórea Aberta	Green 2 e green 3	Aveludada	Indefinido	Terrenos planos a suavemente ondulados
R	Savana Parque	Mesclado de magenta 3 a vermelho 5 e orange, e mesclado de green 4 e orange 4	Lisa a média	Indefinido	Terrenos suavemente ondulados a ondulados
A					
L					
	Reflorestamento	Green 3 a green 4	Rugosa para plantios adultos Média para plantios jovens	Definido do tipo retangular	Maçiços homogêneos, talhões definidos e arruamento dos elementos da unidade
A	Vegetação Alterada	Mesclado de magenta 3 e green 3 a green 4 para vegetação original do tipo floresta; magenta 3 e orange 3 quando savana; e blue 7 quando produzido por queimadas	De Grosseira a indefinida	Indefinido	Áreas de uso intensivo pela proximidade de núcleos urbanos; áreas contíguas a pastagens
N					
T					
R	Pastagem	Entre green 2 e green 3	Lisa e uniforme	Definido do tipo retangular em terrenos planos ou suavemente ondulado e recortado em terrenos ondulados ou fortemente ondulados	Pontos de dessedimentação
Ó					
P					
I	Agrícola	Magenta 3 mesclada com green 4	Lisa e uniforme	Definido do tipo retangular	Terrenos planos a suavemente ondulado, acesso rodoviário bem definido
C					
A	Urbano	Magenta 4 mesclada com magenta 3 e green 4	De Grosseira a indefinida	Definido do tipo reticulado	Disposição dos elementos da unidade em arruamento

3.3.1.2 Fase II – Processamento dos Dados

Nesta fase, os dados armazenados ao banco de dados foram processados com a finalidade de se efetuar a explicitação das expressões das componentes estruturais da bacia hidrográfica frente ao objeto de estudo. Os produtos cartográficos gerados nesta fase foram denominados de Mapas Temáticos Derivados.

Conceitualmente tema derivado é aquele resultante da associação das características intrínsecas de uma dada componente ou objeto que permite explicitar sua expressão quantitativa e/ou qualitativa relacionada com a representação da realidade ligada ao objetivo que se pretende alcançar.

Com base nesse conceito, os mapas temáticos derivados utilizados neste trabalho são a representação da expressão hidrológica das componentes geologia, geomorfologia, solos, cobertura vegetal original e usos da terra nos anos de 1966, 1981 e 1998 que permitem a tipificação da capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica sob a ótica dos processos atuais.

Foram desenvolvidos os seguintes temas derivados:

- Geologia: Permeabilidade.
- Geomorfologia: Fluxo Preferencial em Profundidade e Declividade.
- Solos: Potencial de Infiltração e Volume Potencial para Armazenamento.
- Cobertura Vegetal Original e Usos da Terra: Grau de Proteção.

Sua escolha pautou-se nos conceitos hidrológicos estabelecidos no subseção 3.3.1, que por sua vez permitiram estabelecer as relações intrínsecas entre os temas em si e no seu conjunto. As relações das componentes do meio físico com o meio de armazenagem, os critérios para a caracterização das unidades homogêneas e as respectivas classes são apresentadas na tabela 17.

Os critérios utilizados para a caracterização de cada tema derivado fundamentaram-se nas propriedades físicas e hidráulicas das componentes

geologia, geomorfologia e solos, e no sinergismo da cobertura vegetal com o solo e o clima. Dentro de cada tema procurou-se aglutinar unidades homogêneas identificadas nos temas base que apresentam comportamentos semelhantes em relação ao meio de armazenagem.

As classes de valores utilizadas para a caracterização das unidades homogêneas dentro de cada tema derivado foram estabelecidas com base em revisão documental, bibliográfica, cartográfica e de conhecimentos empíricos.

O enquadramento das tipologias de cada componente estrutural da bacia hidrográfica nas classes de valor pertinente foi efetuado mediante o cruzamento das características de cada uma delas (ver sub-seções 3.1.4, 3.1.5, 3.1.6, 3.1.7 e 3.1.8) com os critérios de valoração definidos para cada classe.

Para a geração dos respectivos mapas temáticos, adotou-se os seguintes procedimentos: identificação e seccionamento das unidades homogêneas de cada tema, identificação, procedida da caracterização por coloração e quantificação.

a) Permeabilidade das rochas

A permeabilidade das rochas refere-se a propriedade que esse meio poroso apresenta por transmitir água sob determinada temperatura ou viscosidade. Essa propriedade é dependente da viscosidade do fluido e da porosidade do meio rochoso com termos de volume total e particionamento por tamanho. Também, ocorre dependência em relação a forma, a compactação e a distribuição do tamanho das partículas (CAICEDO, 2000).

Segundo LEE (1980) e CAICEDO (2000), a forma das partículas afeta na maneira como as mesmas se arranjam entre si, com as formas irregulares resultando em porosidades maiores que as formas arredondadas. Materiais granulares com distribuição uniforme de grãos tem porosidade maior que os materiais com distribuição irregular. O grau de cimentação ou de compactação influi

TABELA 17 – RELAÇÕES UTILIZADAS PARA A CARACTERIZAÇÃO DOS TEMAS DERIVADOS E CRITÉRIOS PARA A DEFINIÇÃO DAS CLASSES

continua

COMPONENTES	RELAÇÕES COM AS COMPONENTES DE ARMAZENAGEM				TEMA DERIVADO	CRITÉRIOS	CLASSES	REFERÊNCIAS
	COMPONENTE DA ARMAZENAGEM	ESTRUTURA HIDROLÓGICA	COMPONENTES DO FLUXO	RELAÇÃO TEMPORAL				
Geologia	Armazenagem no freático	Zona saturação, franja capilar, sist de fluxo subt.	Rb	Horas a centenas de anos	Permeabilidade	Granulometria, estratificação, grau de agregação, condições de recarga potencialidade para aquífero	Muito alta Alta Média Baixa Muito baixa	FRANCIS (1980) LEE (1980) BRASIL (1982 ^a , 1997 ^b) HEWLETT (1982) VAN BUUREN e KERKSTA (1993) BLACK (1997)
Geomorfologia	Armazenagem no solo e nas depressões do terreno	Zona de aeração, áreas de acúmulo e de liberação, rede de drenagem	Rs, Rss, f	Minutos a semanas	Fluxo preferencial em profundidade	Formas, componente do fluxo	Muito alto Alto Médio Baixo Muito baixo	BRASIL (1982 ^a , 1997 ^b) HEWLETT (1982) LIMA (1986) ROSS (1991) MATO GROSSO (1995 ^b) COELHO NETO (1998)
		Zona de aeração, zona intermediária, zona de liberação, zona de acúmulo	Rs, Rss, f, Rb	Condicionante do tempo de duração de Rs	Declividade	Energia potencial disponível	Muito baixa Baixa Média Alta Muito alta	LEE (1980) LIMA (1986) ROSS (1991) IBGE (1995) COELHO NETO (1998)
Solos	Armazenamento no solo, nas depressões do terreno por detenção superficial e por retenção subsuperficial	Zona de aeração, zona intermediária, franja capilar	Rs, Rss, f, Δs	Minutos a semanas	Potencial de infiltração	Granulometria, porosidade, permeabilidade, armazenamento,	Muito alto Alto Médio Baixo Muito baixo	LEE (1980) SANCHEZ (1980) BRASIL (1982 ^a , 1995) HEWLETT (1982) LIMA (1986) VIEIRA (1988) ADAMOLI et al (1993) VAN BUUREN e KERKSTA (1993) MATO GROSSO (1995 ^a) BLACK (1997) EMBRAPA (1999)
		Zona de aeração, zona intermediária, franja capilar	P, pp, Δs	Minutos a meses	Volume potencial para armazenamento	Perfil, posicionamento no terreno, profundidade	Muito baixo Baixo Médio Alto	LEE (1980) SANCHEZ (1980) BRASIL (1982 ^a , 1995) HEWLETT (1982) LIMA (1986) VIEIRA (1988) ADAMOLI et al (1993) VAN BUUREN e KERKSTA (1993) MATO GROSSO (1995 ^a) BLACK (1997) EMBRAPA (1999)

TABELA 17 – RELAÇÕES UTILIZADAS PARA A CARACTERIZAÇÃO DOS TEMAS DERIVADOS E CRITÉRIOS PARA A DEFINIÇÃO DAS CLASSES

conclusão

COMPONENTES	RELAÇÕES COM AS COMPONENTES DE ARMAZENAGEM				TEMA DERIVADO	CRITÉRIOS	CLASSES	REFERÊNCIAS
	COMPONENTE DA ARMAZENAGEM	ESTRUTURA HIDROLÓGICA	COMPONENTE DO FLUXO	RELAÇÃO TEMPORAL				
Cobertura vegetal original e Usos da terra	Interceptação, armazenagem por detenção e retenção pela manta orgânica, armazenagem no solo e na superfície	Camada aérea, superfície do solo, zona de aeração	I, f, Rss, Rs	Minutos a semanas	Grau de proteção	Sinergismo entre o solo, clima e a vegetação; contribuição dos estratos no perfil da vegetação, manta orgânica, atenuação da precipitação, sazonalidade, circuitos de trabalho auxiliar	Muito alto Muito alto a alto Alto Alto a médio Médio Médio a baixo Baixo Baixo a muito baixo	LEE (1980) BRASIL (1982 ^a , 1997 ^b) HEWLETT (1982) ODUM (1983) EAGLESON (1986) LIMA (1986) BRUINJZEEL (1990) SIMÕES (1996, 1997) ROSS (1996) RIBEIRO E WALTER (1998) CONCEIÇÃO (2000)

NOTA: Abreviaturas: Rb- Escoamento Base; Rs-Escoamento Superficial; Rss-Escoamento Subsuperficial; f-Infiltração; Δs-Armacenagem do solo; p-percolação; pp-percolação em profundidade; I-Interceptação; ET-Evapotranspiração

diretamente no valor da porosidade, de maneira que quanto mais cimentada estiver uma formação menor será o valor da porosidade.

Na bacia hidrográfica, as rochas encontram-se diretamente relacionadas com a função hidrológica de armazenagem através da componente armazenagem no lençol freático (HEWLETT, 1982) e com o escoamento base do sistema de fluxo hidrológico. Condicionam, em parte a capacidade de armazenamento de água dos solos e o escoamento superficial.

A classificação das rochas que ocorrem na bacia (tabela 3 e figura 3) quanto a permeabilidade baseou-se na caracterização efetuada por MATO GROSSO (1995^b) e por BRASIL (1997^a) e nas relações e critérios estabelecidos na tabela 17. Sua classificação em classes de permeabilidade e a respectiva valoração são apresentadas na tabela 18. Para a valoração, utilizou-se de uma escala de cinco valores comparativos, com o menor correspondendo a classe de menor permeabilidade, o maior valor a classe de maior permeabilidade, e os demais as classes intermediárias.

TABELA 18 – CLASSIFICAÇÃO E VALORAÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS QUANTO A PERMEABILIDADE

UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	CLASSES	PESO
Formação Botucatu (Jkb)	Muita alta	1,0
Grupo Bauru (Kb); Cobertura Detrito Laterítica (TQdl); Formação Furnas (SDf); Formação Araras (pEar); Aluviões Atuais (Ha)	Alta	0,8
Formação Raizama (pEr)	Média	0,6
Grupo Cuiabá (pEcb); Formação Diamantino (pEdi); Formação Sepotuba (pEs); Formação Moenda (pEm); Formação Ponta Grossa (Dpg)	Baixa	0,4
Formação Bauxi (pEbx)	Muito baixa	0,2

Os critérios utilizados para classificação e valoração das unidades litoestratigráficas quanto a permeabilidade foram os a seguir descritos:

JKb – arenitos, granulometria fina a muito fina, pouco argilosos; estratificação cruzada eólica; muito pouco consolidados, muito friáveis; permeabilidade muito alta; ótima condição de recarga e de potencialidade para aquífero.

Kb, TQDi, SDf, pEar, Ha – arenitos, calcários, areias/siltos/argilas/cascalhos muito pouco a pouco consolidados; estratificações dos tipos plano-paralelas, cruzadas acanaladas; permeabilidade alta; boa condição de recarga e de potencialidade de aquífero.

pEr – arenitos grosseiros, conglomerados, arenitos finos a grossos e camadas conglomeráticas; estratificação plano-paralela; medianamente consolidados; condição média de recarga e de potencialidade para aquífero.

pEc, pE_{di}, pEs, pEm, Dpg – rochas incipientemente metamorfizadas, folhelhos, siltitos, arcóseos, argilitos, arenitos finos a médios; medianamente consolidados a consolidados; estratificações dos tipos cruzadas de pequeno porte e plano-paralela; baixa condição de recarga e de potencialidade para aquífero.

pE_{bx} – arenitos quartzosos, granulometria fina a média; muito consolidados, compactados; estratificação plano-paralela; permeabilidade muito baixa; condição muito baixa de recarga e de potencialidade para aquífero.

b) Fluxo preferencial em profundidade

O fluxo preferencial é uma expressão hidrológica das formas de relevo. Indica qual é a rota preferencial de fluxo que tenderia a predominar nas diversas formas de relevo que ocorrem na bacia hidrográfica, encontrando-se, dessa maneira relacionado ao tempo de permanência da água.

Como consequência da rota preferencial do sistema de fluxo, pode-se acelerar ou retardar a saída de água da bacia hidrográfica. A aceleração ocorreria pela predominância de fluxos rápidos, como o escoamento superficial, e o retardamento pela predominância dos fluxos lentos, como a percolação e o escoamento base e pelo armazenamento nos solos e nas rochas. O fundamento

hidrológico utilizado é o da atenuação dos eventos de precipitação no âmbito da função de armazenagem.

Nesse contexto, superfícies tabulares tendem a favorecer a infiltração, a percolação e o escoamento base, enquanto as de topo aguçado, pela sua configuração, e as de acumulação, pelo seu posicionamento no terreno, tendem a favorecer o escoamento superficial e o subsuperficial.

A classificação e valoração das formas de relevo que constam na tabela 6 e na figura 5 quanto ao fluxo preferencial em profundidade é a apresentada na tabela 19, e foi efetuada com base nas relações e critérios estabelecidos na tabela 17.

TABELA 19 – CLASSIFICAÇÃO DAS FORMAS DE RELEVO QUANTO AO FLUXO PREFERENCIAL EM PROFUNDIDADE

FORMA	TIPO	CRITÉRIO (¹)	CLASSE	PESO
Dissecação Estrutural	Topo Tabular (t) Patamares Estruturais (Spt)	f, p, Rb, Δs	Muito alta	1,0
Erosiva Estrutural	Superfície Pediplanada (Ep) e Superfície Erosiva tabular (Et) Superfície Estrutural Tabular (St)	f, p, Rb, Rss	Alta	0,8
Dissecação	Topo Convexo (c)	f, p, Δs (solo pouco úmido) e Rs, Rss (Solo úmido)	Média	0,6
Dissecação Acumulação	Topo Aguçado (a) Planície e Terraço Fluvial (Aptf)	Rs, Rss	Baixa	0,4
Acumulação	Planície Fluvial (Apf)	Rs	Muito baixa	0,2

NOTA : (¹) refere-se as componentes do fluxo, conforme relações com as componentes de armazenagem estabelecidas na tabela 17.

Abreviaturas: Rb- Escoamento Base; Rs-Escoamento Superficial; Rss-Escoamento Subsuperficial; f-Infiltração; Δs-Armazenagem do solo; p-percolação

c) Declividade

A declividade refere-se a inclinação que os terrenos da bacia apresentam e constitui-se também em uma expressão hidrológica ao representar as diferentes quantidades de energia que podem interferir na velocidade de escoamento dos fluxos d'água pela transformação da energia potencial em cinética. Quanto menor for

o valor do declive maior é a possibilidade da água se infiltrar e fluir pelo meio poroso tornando-se fluxo lento. Por outro lado, os terrenos com maior declividade tendem a apresentar fluxos com maior velocidade e com tempo menor de permanência na bacia.

A declividade dos terrenos da bacia foi gerada com o uso do Modelo Numérico do terreno contido na rotina computacional SPRING 3.6 a partir dos valores das curvas de nível com eqüidistância de 100m e dos pontos cotados dentro dos limites da bacia, conforme o modelo de análise de dados espaciais (figura 9). Os intervalos de classe de declividade utilizados para a classificação foram os recomendados pela literatura, como por exemplo em RESENDE (1985), IBGE (1994), SIMÕES (1996), dentre outros, e são compatíveis com as relações e critérios estabelecidos na tabela 17. As classes de declividade e seus respectivos pesos são apresentados na tabela 20.

TABELA 20 – CLASSES DE DECLIVIDADE DOS TERRENOS DA BACIA

INTERVALOS DE CLASSES DE DECLIVIDADE		PESO	ENERGIA DISPONÍVEL (quantidade relativa)
QUANTITATIVO	QUALITATIVO		
0 - 3	Muito baixa	1,0	Muito pouca
3 - 8	Baixa	0,8	Pouca
8 - 20	Média	0,6	Média
20 - 45	Alta	0,4	Grande
> 45	Muito alta	0,2	Muito grande

Optou-se por expressar a declividade em percentagem devido a essa unidade de valor de expressão ser a mais utilizada no planejamento, implantação e condução das atividades do setor produtivo primário. Em função disso, os terrenos da bacia com declive superior a 45% são aqueles que apresentam inclinação de rampa superior a 24%.

d) Potencial de infiltração do solo

O potencial de infiltração é uma expressão hidrológica do solo referente a penetração da água no seu perfil, que dentre outros fatores, é dependente da textura. Solos com textura arenosa apresentam potencial de infiltração muito alto

devido ao seu espaço poroso ser composto predominantemente por macroporos, o que os tornam bem e excessivamente drenados, e permite que apresentem como rota preferencial de fluxo a percolação ao invés do escoamento superficial. Os de textura argilosa, por outro lado, devido a predominância dos microporos tendem a ser mal a moderadamente drenados, o que permite que apresentem como rota preferencial de fluxo o escoamento superficial.

Outros fatores afetam o potencial de infiltração como as características das chuvas, as condições de cobertura dos solos, a estrutura e umidade antecedente, e a atividade biogênica na camada superficial (COELHO NETO, 1998), mas que não foram considerados para efeitos desta classificação devido a escala de trabalho e de coleta de dados efetuada pelas fontes acessadas. Também, para a escala deste trabalho (1:250.000), fez-se necessário a adoção de um relativo grau de generalização, conforme recomendam ROSS (1991), BRASIL (1995) e IBGE (1999).

Frente as relações e critérios estabelecidos na tabela 17 e as características dos grupos de solos que ocorrem na bacia (tabela 8 e figura 7), foram determinadas cinco classes de potencial de infiltração, que são apresentadas na tabela 21.

TABELA 21 – CLASSES DE POTENCIAL DE INFILTRAÇÃO

CLASSES		CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO (fc) ⁽¹⁾ (mm / h)	PESO	UNIDADES DE MAPEAMENTO E CLASSES ASSOCIADAS
TEXTURA	POTENCIAL DE INFILTRAÇÃO			
Arenosa	Muito alto	7,6 – 11,4 ⁽²⁾	1,0	AQa5, AQa7, AQa12, AQa14, AQd3, AQd16
Arenosa.média	Alto		0,8	Re1
Média	Médio	3,8 – 7,6	0,6	LVd6, LVd18, LVd19, PVd13, PVa2, PVa6, Ra1, Rd2, Rd3, Rd4, Rd5, Rd8, Rd9, Rd11, Re2, Re4, HGPd2, SCd4, SCd7, SCd8, SCd11, SCd12
Média.argilosa	Baixo	1,3 – 3,8	0,4	LVd7, PVd13, PVd18, PE5, PE6, PE14, PVa1, PVa3, Ca3, Ca6, Ca7, Ra1, Ra3, HLe2, HLd5
Argilosa	Muito baixo	0 – 1,3	0,2	LVd8, LVd10, LVd12, LEd9, PVd1, PVd6, PVd7, PVd20, PVd22, PVd24, PE9, PE11, Ca8, SCd1, SCd9, SCd10

NOTA: ⁽¹⁾ USDA (1972)

⁽²⁾ Engloba as classes de potencial de infiltração Alto e Muito Alto.

e) Potencial da profundidade para armazenamento

A profundidade, outra característica da componente solos, foi tratada como expressão hidrológica deste no sentido de que quanto maior ela for maior será o espaço disponível para o caminhamento e armazenazenamento de água, permitindo que a rota preferencial de fluxo seja composta pela percolação, o que tende a aumentar a atenuação dos eventos de precipitação.

A semelhança do potencial de infiltração, diversos fatores afetam essa expressão, como as condições de umidade, camadas de impedimento, porosidade, sistema radicular, dentre outros, mas que não foram considerados frente a escala de trabalho (1:250.000) e aos dados e informações disponíveis.

Foram determinadas quatro classes de potencial para a profundidade (tabela 22) a partir das características dos grupos de solos que ocorrem na bacia, conforme o apresentado na tabela 8 e na figura 7, e das relações e critérios estabelecidos na tabela 17.

TABELA 22 – CLASSES DE POTENCIAL DA PROFUNDIDADE PARA ARMAZENAMENTO

CLASSES DE PROFUNDIDADE		CLASSE DE POTENCIAL DA PROFUNDIDADE	PESO	UNIDADES DE MAPEAMENTO E CLASSES ASSOCIADAS
DENOMINAÇÃO	INTERVALO (cm)			
Muito profundo	> 200	Alto	1,0	LVd6, LVd7, LVd18, LEd3, LEd9, LVa
Profundo	200 - 100	Médio	0,75	AQa5, AQa7, AQa12, AQa14, AQd3, AQd16, SCd8, SCd9, PVa1, PVa2, PVa6, PVa13, PVd1, PVd7, SCd1, SCd7, HGPe2, HLd2, HLd5, LVd12, LVd19
Pouco profundo	100 - 50	Baixo	0,50	Ca6, Ca8, PVd25, PVd18, PE9, PE11, PE14, PVa6, SCd25, PVd20, PVd25, SCd4
Raso	< 50	Muito baixo	0,25	Ra1, Ra3, Rd2, Rd3, Rd4, Rd5, Rd8, Rd9, Rd11, Re1, Re2, Re4, Ca3

Os intervalos de classe de profundidade utilizados e suas respectivas denominações foram as que, via de regra, são referidas na literatura sobre o assunto (BRASIL, 1982^a, 1997^b; ADAMOLI et al, 1985; VIEIRA, 1988; IBGE, 1995; MATO GROSSO, 1995^b; EMBRAPA, 1999), e são empregados para designar condições de

solos em que o contato lítico ou litóide, ou o nível do lençol freático permanente ocorrem conforme os limites especificados na tabela 22.

f) Grau de proteção

O grau de proteção refere-se aos estágios sucessivos de uma progressão de efeitos de defesa ou proteção que os diferentes tipos de cobertura proporcionam ao solo contra a ação direta dos ventos, da radiação solar e dos eventos de precipitação.

No âmbito da função hidrológica de armazenagem da bacia hidrográfica, a proteção advém da retenção temporária dos eventos de precipitação e da diminuição da quantidade de água que chega ao solo devido a evaporação (ver 2.2.4). Nesse processo, os diferentes estratos da vegetação agem como barreira ao livre caminhamento da precipitação, diminuindo sua energia cinética; papel semelhante é efetuado pela manta orgânica. Esta última, conjuntamente com o sistema radicular e a fauna melhoram as condições superficiais de infiltração por melhoria das propriedades físico-químicas do solo. Nesse cenário a rota preferencial de fluxo tende a ser a da infiltração, percolação e a do armazenamento, com os eventos de escoamento superficial ocorrendo ocasionalmente em função da maior intensidade da precipitação, de forma que o processo erosivo tende às taxas naturais dentro da faixa de amplitude de estabilidade do sistema.

Cabe ressaltar que a relação não é de causa e efeito, mas sim de interação entre as variáveis, e que o efeito é de sinergismo no *continuum* solo-vegetação-clima (EAGLESON, 1986).

Os usos da terra, ao substituírem a cobertura vegetal original, modificam o sinergismo do *continuum* solo-vegetação-clima, cujos efeitos são os apontados por BRUINJZEEL (1990). Conjuntamente com a substituição da cobertura vegetal original são introduzidos circuitos de trabalho auxiliar (ODUM, 1983), de forma que a

proteção proporcionada pela nova-cobertura tende a diminuir (ver sub-seções 2.2.1 e 2.2.5).

Em função do supra exposto, depreende-se que os diferentes tipos de cobertura e a quantidade de circuitos de trabalho auxiliar inseridos e suas respectivas intensidades proporcionam diferentes graus de proteção ao solo. Em função disso, as tipologias vegetais originais e os usos da terra (tabela 15) que ocorrem na bacia tiveram seus respectivos grau de proteção estipulados mediante os seguintes critérios: tipologia (BRASIL, 1982^a, 1997^v), estratificação (RIBEIRO e WALTER, 1998; CONCEIÇÃO, 2000), quantidade e intensidade de uso dos circuitos de trabalho auxiliar (ODUM, 1983) e sinergismo.

Considerando as relações e critérios estabelecidos na tabela 17 foi utilizada uma escala de oito graus de proteção, com valor máximo de 1,0 mínimo de 0,125 e amplitude de classe de 0,125, conforme o apresentado na tabela 23.

TABELA 23 – GRAU DE PROTEÇÃO DAS CLASSES DE USOS DA TERRA

CLASSES	GRAU DE PROTEÇÃO	PESO
Floresta Estacional	Muito Alto (GPMA)	1,0
Savana Arbórea Densa	Muito Alto a Alto (GPMAA)	0,875
Reflorestamento	Alto (GPA)	0,750
Savana Arbórea Aberta	Alto a Médio (GPAM)	0,625
Savana Parque	Médio (GPM)	0,500
Pastagem / Vegetação Alterada	Médio a Baixo (GPMEDB)	0,375
Agrícola	Baixo (GPB)	0,250
Urbano	Baixo a Muito Baixo (GPBMB)	0,125

Os critérios utilizados no escalonamento dos efeitos protetivos de cada tipo de cobertura foram os a seguir descritos:

- *Floresta Estacional* – densidade da cobertura entre 70 a 95%; multiestratificado; menor contribuição do estrato herbáceo e maior do superior, médio e arbustivo na composição da estrutura; manta orgânica espessa; atenuação muito alta da precipitação; muito pouco

ou nenhuma exposição do solo; nenhuma inserção de circuitos de trabalho auxiliar; atenuação muito alta da energia solar incidente.

- *Floresta Arbórea Densa* – densidade de cobertura entre 50 e 70%; multiestratificado; menor contribuição dos estratos herbáceos, arbóreo e arbustivo e maior do superior na composição da estrutura; manta orgânica espessa; atenuação muito alta e alta da precipitação; muito pouco ou nenhuma inserção de circuito de trabalho auxiliar; atenuação muito alta da energia solar incidente.

- *Reflorestamento* – manta orgânica medianamente espessa; contribuição preponderante do estrato superior na composição da estrutura; atenuação alta da precipitação; pouco ou nenhuma exposição do solo após dois anos de idade; baixa intensidade de inserção de circuito de trabalho auxiliar e espaçada no tempo; atenuação alta da energia solar incidente.

- *Savana Arbórea Aberta* – densidade da cobertura entre 20 a 50%; manta orgânica pouco espessa; maior contribuição dos estratos superior, médio e arbustivo e pouquíssima do herbáceo na composição da estrutura; atenuação média da precipitação; exposição mediana do solo; nenhuma inserção de circuito de trabalho auxiliar; atenuação média da energia solar incidente.

- *Savana Parque* – densidade da cobertura entre 5 a 20%; manta orgânica muito delgada; maior contribuição do estrato herbáceo e menor do arbustivo, médio e superior na composição da estrutura;

baixa atenuação da precipitação; exposição do solo; nenhuma inserção de circuito de trabalho auxiliar; atenuação média a baixa da energia solar incidente.

- *Pastagem / Vegetação Alterada* – densidade da cobertura entre 35 e 60% para pastagem e variável conforme o estágio de recuperação para vegetação alterada; nenhuma manta orgânica para pastagem e pouco espessa para vegetação alterada; atenuação média a baixa da precipitação; exposição variável do solo conforme manejo utilizado no caso das pastagens e estágio de recuperação no caso da vegetação alterada; baixa atenuação da precipitação; intensidade média de inserção de circuitos de trabalho auxiliar, pouco espaçada no tempo, no caso das pastagens e inserção referente a passagem do fogo e sua ciclicidade natural ou induzida no caso da vegetação alterada; baixa atenuação da energia solar incidente; presença de drenagem induzida (rede viária).

- *Agricultura* – densidade de cobertura variável conforme a cultura e ciclo, geralmente baixa; uniestratificada; baixa atenuação da precipitação; exposição do solo a cada preparo, exceto no plantio direto; alta intensidade de inserção de circuitos de trabalho auxiliar, muito pouco espaçados no tempo; baixa atenuação da energia solar incidente; presença de drenagem induzida (rede viária).

- *Uso Urbano* – predominância de superfícies impermeabilizadas; atenuação a muito baixa da precipitação; exposição média a alta do solo; intensidade muito alta de inserção de circuitos de trabalho auxiliar,

contínua no tempo; atenuação muito baixa da energia solar; presença de drenagem induzida (rede viária).

3.3.1.3 Fase III – Modelagem para Integração

Tema síntese é o produto da integração de um conjunto de temas oriundos das componentes ou objetos e que visa, por meio da elaboração de um todo, representar o *status* da variável dependente relacionada ao objetivo que se pretende alcançar. Por consequência, os mapas temáticos de síntese são a representação do *status* do potencial hidrológico do relevo, potencial hidrológico do solo, do potencial de armazenamento do meio poroso e da capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica nos anos de 1966, 1981 e 1998. Para a finalidade deste trabalho, considerou-se como *status* o conjunto das expressões hidrológicas resultantes da interação das componentes e processos.

Os mapas temáticos de síntese foram elaborados da execução do modelo de análise de dados espaciais (figura 9), conforme se segue.

- a) Potencial Hidrológico do Relevo e Potencial Hidrológico do Solo: conceitualmente, o potencial hidrológico do relevo foi considerado como sendo a expressão hidrológica integrada que caracteriza no espaço, a componente física geomorfologia, e é o produto da interação das expressões hidrológicas Fluxo Preferencial em Profundidade (rota preferencial de fluxo) e Declividade (energia disponível). O fundamento são as relações de dependência que ocorrem nos sistemas e que geram um todo unificado, funcionando como uma estrutura organizada num espaço-tempo contínuo, e com novas propriedades que surgem quando da interação das partes, que é diferente da simples soma destas (ver 2.1.1). O mesmo foi considerado para o potencial hidrológico dos solos frente as suas duas expressões hidrológicas, Potencial de Infiltração e Potencial da Profundidade para

Armazenamento. Através dessas integrações buscou-se a essência da expressão hidrológica de cada uma dessas componentes do meio físico.

A integração das duas expressões hidrológicas de cada componente foi efetuada com o uso de operador de lógica ponderada. Os pesos atribuídos aos temas derivados / expressões hidrológicas, por meio do Processo Analítico Hierárquico, são os apresentados na tabela 24 e as classes de potencial hidrológico referentes as faixas ou valores numéricos utilizadas no processo de fatiamento são os apresentados na tabela 25.

TABELA 24 – PESOS CONSISTIDOS ATRIBUÍDOS AOS TEMAS SÍNTESE INTERMEDIÁRIOS

COMPONENTE	TEMA DERIVADO	PESO	TEMA SÍNTESE INTERMEDIÁRIO
Geomorfologia	Fluxo Preferencial em Profundidade	0,333	Potencial hidrológico do solo
	Declividade	0,667	
Solos	Potencial de Infiltração	0,333	Potencial hidrológico do solo
	Potencial da Profundidade para Armazenamento	0,667	

NOTA: Razão de consistência: 0,00

TABELA 25 – FAIXAS DE VALORES DE FATIAMENTO PARA O POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO E PARA O POTENCIAL HIDROLÓGICO DO SOLO

FAIXAS	CLASSES
1,0 - 0,8	Muito Alto
0,8 - 0,6	Alto
0,6 - 0,4	Médio
0,4 - 0,2	Baixo
0,2 - 0,0	Muito Baixo

- b) Mapa do Potencial de Armazenamento do Meio Poroso: conceitualmente, o potencial de armazenamento do meio poroso foi considerado como sendo a expressão hidrológica integrada que caracteriza no espaço as possíveis quantidades potenciais de água que o volume poroso existente no meio circunscrito pelas rochas, relevo e solo pode armazenar. Foi elaborado pela integração dos temas

derivados (variáveis independentes) Permeabilidade das Rochas, Potencial Hidrológico do Relevo e Potencial Hidrológico do Solo. Constatou-se a atribuição de peso a cada tema derivado e da integração com o uso de operador de lógica ponderada. Os pesos foram atribuídos aos temas por meio do Processo Analítico Hierárquico tendo como referência a hierarquização das componentes (figura 14), e são os apresentados na tabela 26.

TABELA 26 – PESOS CONSISTIDOS ATRIBUÍDOS AOS TEMAS DERIVADOS

TEMAS DERIVADO	PESO
Permeabilidade das Rochas	0,297
Potencial Hidrológico do Relevo	0,163
Potencial Hidrológico do Solo	0,540

Os pesos foram atribuídos com base na hierarquia das componentes do fluxo hidrológico. A interação primeira dos fluxos d' água oriundos de eventos de precipitação ocorre com a componente estrutural solos, tendo o relevo como direcionador em termos de preferencialidade de rota e as rochas como meio de armazenagem e de liberação. Isto levou a atribuição de cinco graus de intensidade de importância, no âmbito do Processo Analítico Hierárquico, para a componente solos em relação as demais (claramente mais importante), e a atribuição de três graus de intensidade de importância para o relevo em relação as rochas. As interações iniciais ocorrem na superfície e apresentam maior velocidade e menor tempo de duração.

A integração dos temas foi efetuada com o auxílio do algoritmo LEGAL do Sistema de Informações Geográficas SPRING 3.6. O produto numérico resultante da integração foi fatiado, transformando as faixas de valores de cinza em classes de potencial de armazenamento do meio poroso, as quais são apresentadas na tabela 27. gerando como produto final o Mapa de Potencial de Armazenamento do Meio Poroso.

TABELA 27 – FAIXAS DE VALORES DE FATIAMENTO DO POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DO MEIO POROSO

1,0 - 0,84	Muito Alto
0,84 - 0,68	Alto
0,68 - 0,52	Média
0,52 - 0,36	Baixo
0,36 - 0,20	Muito Baixo

c) Mapa da Capacidade Potencial de Armazenamento da Bacia: foram elaborados quatro mapas de síntese dos quais, no primeiro, foi considerado o cenário da bacia sem uso com atividades sócio-econômicas, que se constituiu em testemunha ou retrato da sua capacidade no âmbito da bacia hidrográfica enquanto sistema natural (ver sub-seção 2.1.2), e os demais cenários da bacia já com uso com atividades sócio-econômicas nos anos de 1966, 1981 e 1998, respectivamente.

A elaboração de cada mapa foi efetuada pela integração do potencial de armazenamento do meio poroso da bacia com o grau de proteção proporcionado pela cobertura vegetal e pelos usos da terra nos anos de 1966, 1981 e 1998. Os procedimentos utilizados são os mesmos do potencial de armazenamento do meio poroso. Foi atribuído peso 0,667 para o potencial de armazenamento do meio poroso e peso 0,333 para o grau de proteção nos cenários considerados. A razão de consistência calculada foi de 0,00.

Para o fatiamento do produto da integração foram utilizadas as faixas de valores de cinza e classes de capacidade potencial apresentadas na tabela 28.

TABELA 28 – FAIXAS DE VALORES DE FATIAMENTO DA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA

FAIXAS	CLASSES
1,00000 - 0,84333	Muito Alta
0,84333 - 0,68666	Alta
0,68666 - 0,52999	Média
0,52999 - 0,37332	Baixa
0,37332 - 0,216650	Muito Baixa

3.4 Simulação da Capacidade Potencial de Armazenamento da Bacia para os Anos de 2010 e 2020

Foram elaborados mapas de capacidade potencial de armazenamento frente a dois possíveis cenários futuros de usos da terra com atividades sócio-econômicas, visando gerar subsídios para a gestão da bacia hidrográfica.

As modificações deletérias futuras que a capacidade de armazenamento venha sofrer podem alterar a quantidade e a qualidade da água armazenada no espaço e no tempo, modificando o regime da vazão e redundando, por consequência, na modificação da resposta física integrada das funções hidrológicas da bacia hidrográfica, e em reflexos sócio-econômicos e ambientais negativos ao bem estar da sociedade.

Dessa forma, a simulação de cenários futuros dos efeitos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento justifica-se, no âmbito da gestão ambiental e do gerenciamento de bacias hidrográficas, na necessidade de se proporcionar informações que alicercem o processo de planejamento das intervenções futuras por meio da avaliação e controle da degradação que poderá vir a ocorrer. O objetivo é o da manutenção da resposta física integrada das funções hidrológicas dentro da amplitude natural de variação da estabilidade da bacia.

A avaliação e controle da degradação futura, segundo LEAL (2002), visa conservar os padrões de qualidade ambiental existentes, e evitar ou controlar os efeitos negativos advindos dos usos da terra. Auxiliam também, de acordo com BUTCHER (1999), na busca de respostas relativas a questionamentos referentes ao aprimoramento da conservação dos recursos naturais. Um exemplo de questionamento a ser respondido é: dada uma expansão de crescimento dos usos da terra com atividades sócio-econômicas em novas áreas acompanhadas da conversão da cobertura vegetal, o que se deve esperar em relação a esses recursos sob a ótica das práticas atuais de manejo e dos programas regulatórios? Essa

proteção proporcionada é adequada ou há a necessidade de se elaborar e incorporar novas estratégias?

A abordagem utilizada na simulação foi a simples, na qual as modificações ocorrem no tempo e no espaço através da incorporação de novas unidades homogêneas de classes de usos da terra, e com nível intermediário de complexidade, no qual combinou-se a agregação de novas áreas sob uso àquelas já existentes com o potencial de armazenamento do meio poroso em dois intervalos de tempo. O primeiro intervalo de tempo foi de 12 anos, referente ao período de 1999 a 2010, e o segundo foi de 10 anos, referente ao período de 2011 a 2020.

Os anos de 2010 e de 2020 foram escolhidos como cenários futuros na continuidade da série temporal por se tratarem de datas em que, via de regra, é executado o censo em nível nacional. Os dados censitários, conjuntamente com os dados oriundos de fontes cartográficas e fotográficas coletados no decorrer dos períodos, servirão para calibrar o modelo de projeção dos cenários no tempo. Essa calibragem fra-se-á necessária devido ao fato de que qualquer projeção no futuro está sujeita a um considerável grau de incerteza inerente as variáveis e aos pressupostos utilizados na elaboração e execução do modelo (BUTCHER, 1999).

Como fundamento para a elaboração dos cenários dos anos de 2010 e 2020 foram utilizadas as seguintes premissas:

- A ocupação e o uso da terra é uma estrutura tridimensional composta por atividades, pela infraestrutura necessária as atividades e pelo papel que os valores sociais representam para as instituições, comunidades ou indivíduos que regulamentam as atividades em relação do espaço considerado e aos padrões de uso da terra (ver 2.1.4).
- A expansão dos usos da terra pela substituição da cobertura vegetal original requer a geração de oportunidades, que por sua vez são uma resultante da matriz de decisão política e sócio-econômica.
- Os problemas ambientais relativos a capacidade potencial de

armazenamento na bacia hidrográfica são oriundos de duas vertentes: a primeira refere-se aos efeitos provenientes das grandes concentrações populacionais onde se destaca a poluição e os aspectos ambientais qualitativos, e a segunda refere-se aos problemas de degradação ou de utilização pouco otimizada dos recursos hídricos que geram conflitos relevantes, tanto em relação aos aspectos quantitativos como qualitativos.

Os pressupostos, circunstâncias geratrizes de cenários, foram elaborados com base nos usos da terra nos anos de 1966, 1981 e 1998, em taxas indicadoras do desempenho social e econômico (BRASIL, 1997^o; IBGE, 2000; MATO GROSSO, 1988, 1997^o, 2002), nas políticas estaduais de desenvolvimento setorial (turismo e pecuária), e no vetor impulsionador de desenvolvimento econômico representado pelo Aproveitamento Múltiplo do Manso (ALHO, 2000).

O Aproveitamento Múltiplo do Manso é um empreendimento de geração de energia elétrica composto por uma usina com capacidade de geração de 210 MW, com lago de acumulação de 305,43 km² e área de entorno destinada ao turismo, recreação e lazer, piscicultura e serviços, localizada a jusante da confluência do rio Manso com o rio da Casca, nas coordenadas geográficas de 14° 52' de latitude sul e 55° 48' de longitude WGr. O enchimento do lago iniciou-se em junho de 1999 e a usina iniciou suas operações de geração de energia elétrica em agosto de 2000.

Foram elaborados nove pressupostos relativos aos usos da terra, as políticas estaduais, ao vetor, aos valores sociais de usos da terra e a infraestrutura, que são a seguir apresentados:

- *Usos Urbanos*: a taxa anual de crescimento da população se manterá estável, em torno de 2,5% ao ano para as cidades de Cuiabá, Várzea Grande e Chapada dos Guimarães no decorrer de 1999 a 2020. Para as demais cidades a taxa continuará nula ou negativa. A taxa linear de crescimento da população foi considerada como índice de expansão física das áreas urbanas.

- *Uso Agrícola*: não haverá, mediante a escala do trabalho, incorporação de área significativa para uso com culturas agrícolas em escala comercial devido a ocupação quase que total das terras com potencialidade para tal até o ano de 1998. As unidades homogêneas sob uso com agricultura de subsistência continuarão a ser efetuadas próximo ou nas áreas com Floresta-de-Galeria, e dado ao seu reduzido tamanho e caráter itinerante, não serão consideradas.
- *Uso com Pastagens*: uso que continuará predominante, com taxa de expansão de 4,54% ao ano devido a erradicação da febre aftosa, abertura do mercado para a exportação e instalação de parque industrial processador na bacia ou no seu entorno.
- *Uso com Reflorestamento*: continuará incipiente frente as áreas ocupadas pelas outras classes de uso, com crescimento estipulado em 5% ao ano.
- *Uso com Vegetação Alterada*: o uso com vegetação alterada pela passagem do fogo se estabilizará em 10% do valor da área sob uso com pastagens até 2010 devido aos esforços de educação ambiental, pressão social e de fiscalização envidados pelos órgãos ambientais. As áreas com vegetação alterada pelo particionamento do mosaico fundiário ao longo dos rios Cuiabá e Coxipó-Açu, no entorno das cidades de Cuiabá, Várzea Grande e Chapada dos Guimarães, ao longo da rodovia estadual MT 402, e na Área de Aproveitamento Múltiplo do Manso tenderão a aumentar, formando corredores.
- *Políticas estaduais de desenvolvimento*: não sofrerão solução de continuidade no período, garantindo investimento para a expansão das atividades sócio-econômicas, gerando oportunidades.
- *Sinergismo*: proporcionado pelos vetores de desenvolvimento representado pela Área de Aproveitamento Múltiplo do Manso, energia elétrica e telecomunicações será pleno e alicerçará o

desenvolvimento das atividades sócio-econômicas.

- *Rodovia estadual MT 020 e a municipal Chapada – Rio Quilombo*: que dão acesso ao APM Manso, serão asfaltadas até o ano de 2010.
- *A matriz de valores comportamentais*: referentes ao uso dos recursos naturais continuará em transição lenta e progressiva em relação a geração e/ou adoção de valores sociais referentes a conservação ambiental.

O processo de elaboração dos mapas de capacidade potencial de armazenamento para os anos de 2010 e 2020 constou de três etapas em consonância com o modelo de análise dos dados espaciais. Na primeira, foram gerados os mapas de usos da terra para cada ano referência por meio da digitalização dentro dos limites da bacia, em plano de informação, dos limites da APM Manso e de suas áreas de influência direta e indireta, e dos polígonos referentes a expansão das diferentes classes de uso da terra (tabela 15) mediante a observância dos pressupostos supra elencados.

A segunda etapa constou da explicitação da expressão hidrológica dos usos da terra por meio da sua conversão em graus de proteção, conforme relações e critérios estabelecidos na tabela 17 e classes e escala de valores constantes na tabela 23.

Na terceira etapa foi efetuada a integração do potencial de armazenamento do meio poroso com o grau de proteção proporcionado pelas classes de usos da terra simuladas para os anos de 2010 e 2020. Os procedimentos utilizados foram os mesmos que os da capacidade potencial de armazenamento. Foi atribuído peso 0,667 para o potencial de armazenamento do meio poroso e peso 0,333 para o grau de proteção nos cenários considerados. A razão de consistência calculada foi de 0,00.

Para o fatiamento do produto da integração foram utilizadas as faixas de valores e classes de capacidade potencial de armazenamento apresentadas na tabela 28.

3.5 Análise da Precipitação e da Vazão

Para a análise da tendência da precipitação e da vazão foram utilizados os períodos de 1913 a 1998 e de 1962 a 1998, respectivamente.

Analisou-se o comportamento da precipitação anual, precipitação média do trimestre seco, precipitação média do trimestre úmido, vazão anual, vazão média do trimestre seco e vazão média do trimestre úmido. Os trimestres seco e úmido foram conferidos através do uso da Análise de Grupamentos, conforme descrito por JOHNSON e WICHERN (1988).

A análise da distribuição da precipitação e da vazão foi efetuada em gráfico bivariado para caracterização visual ao longo dos períodos considerados. Para tanto, foram utilizados os valores brutos e médias sem homogeneização e com homogeneização por padronização e normalização. A padronização foi efetuada pela transformação da variável em logaritmo e a normalização pela subtração do valor do ano referência da média do período, e o produto dividida pelo desvio padrão. Por esta última, obtém-se nova variável com média igual a zero e desvio padrão igual a 1.

Em função do comportamento visual apresentado pelas séries, aplicou-se a Regressão Linear por meio do Método dos Mínimos Quadrados Ordinários, conforme o descrito por DRAPER & SMITH (1981).

Foram utilizados dados de única estação pluviométrica em função da mesma não apresentar falhas, período longo de coleta, 86 anos, que melhora as condições de análise de tendência. As demais estações existentes na bacia foram descartadas devido a falhas de preenchimento, período de coleta de dados curto, variando de 15 a 20 anos.

Muito embora os dados de uma única estação pluviométrica, localizada na saída da bacia hidrográfica, não represente a precipitação incidente na bacia hidrográfica no decorrer do período considerado, os mesmos propiciam noções

sobre o comportamento da mesma, pelo menos no que diz respeito aos efeitos cíclicos de origem natural e seus possíveis reflexos na vazão.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO

4.1.1 Expressão Hidrológica das Componentes

A expressão hidrológica das componentes do meio de armazenagem da bacia hidrográfica do rio Cuiabá, explicitadas na fase de processamento dos dados, são apresentadas na tabela 29 e nas figuras 11 a 16.

TABELA 29 – QUANTIFICAÇÃO DA EXPRESSÃO HIDROLÓGICA DAS COMPONENTES

continua

EXPRESSÃO HIDROLÓGICA	CLASSE	ÁREA (KM ²)	%	UNIDADES HOMOGÊNEAS BASE
Permeabilidade	Muito Alta	1.499,65	6,56	JKb
	Alta	5.453,83	23,88	Kb, pCar, Ha, Dpg, SDf, TQdl
	Média	973,98	4,26	pEr
	Baixa	14.662,40	64,16	pEcb, pEdi, pEs, pEm
	Muito Baixa	261,24	1,14	pEbx
Declividade	Muito Alta	150,92	0,66	-
	Alta	730,89	3,19	-
	Média	3.231,65	14,14	-
	Baixa	6.245,63	27,34	-
	Muito Baixa	12.492,01	54,67	-
Fluxo Preferencial em Profundidade	Muito Alto	13.256,64	58,01	t11,t12, t21, t22, t31, t32, t41, t42, t51, Spt
	Alto	1.143,43	5,01	Ep, Et, St
	Médio	4.186,40	18,32	c11, c21, c22, c23, c31, c32
	Baixo	4.093,21	17,91	a11, a12, a21, a22, a23, a33, a34 Apft
	Muito Baixo	171,42	0,75	Apf

TABELA 29 – QUANTIFICAÇÃO DA EXPRESSÃO HIDROLÓGICA DAS COMPONENTES

conclusão

EXPRESSÃO HIDROLÓGICA	CLASSE	ÁREA (KM ²)	%	UNIDADES HOMOGÊNEAS BASE
Potencial de Infiltração do Solo	Muito Alto	2.797,14	12,24	AQa5, AQa7, AQa12, AQa14, AQd3, AQd16
	Alto	32,35	0,14	Re1
	Médio	12.784,49	55,95	LVd6, LVd18, LVd19, PVd13, PVa2, PVa6, Ra1, Rd2, Rd3, Rd4, Rd5, Rd8, Rd9, Rd11, Re2, Re4, HGPd2, SCd4, SCd7, SCd8, SCd11, SCd12
	Baixo	2.206,49	9,66	LVd7, PVd13, PVd18, PE5, PE6, PE14, PVa1, PVa3, Ca3, Ca6, Ca7, Ra1, Ra3, Hle2, HLd5
	Muito Baixo	5.030,63	22,01	LVd8, LVd10, LVd12, LEd9, PVd1, PVd6, PVd7, PVd20, PVd22, PVd24, PE9, PE11, Ca8, SCd1, SCd9, SCd10
Potencial da Profundidade para Armazenamento	Alto	955,63	4,18	LVd6, LVd7, LVd8, LVd18, LEd3, LEd9, LVa
	Médio	10.866,31	47,55	AQa5, AQa7, AQa12, AQa14, AQd3, AQd16, SCd8, SCd9, PVa1, PVa2, PVa6, PVa13, PVd1, PVd7, SCd1, SCd7, HGPe2, HLd2, HLd5, LVd12, LVd19
	Baixo	5.367,26	23,49	Ca6, Ca8, PVd25, PE14, PVd18, PE9, PE11, PVa6, SCd5, PVd20, PVd25, SCd4
	Muito Baixo	5.661,90	24,78	Ra1, Ra3, Rd2, Rd3, Rd4, Rd5, Rd5, Rd8, Rd9, Rd11, Re1, Re2, Re4, Ca3
Grau de Proteção da Cobertura Vegetal Original	Muito Alto	1.986,35	8,69	Floresta Estacional
	Muito Alto a Alto	978,38	4,28	Savana Arbórea Densa
	Alto	-	-	-
	Alto a Médio	17.802,89	77,91	Savana Arbórea Aberta
	Médio	2.083,48	9,12	Savana Parque
	Médio a Baixo	-	-	-
	Baixo	-	-	-
Baixo a Muito Baixo	-	-	-	

FIGURA 11 - MAPA DE PERMEABILIDADE DAS ROCHAS

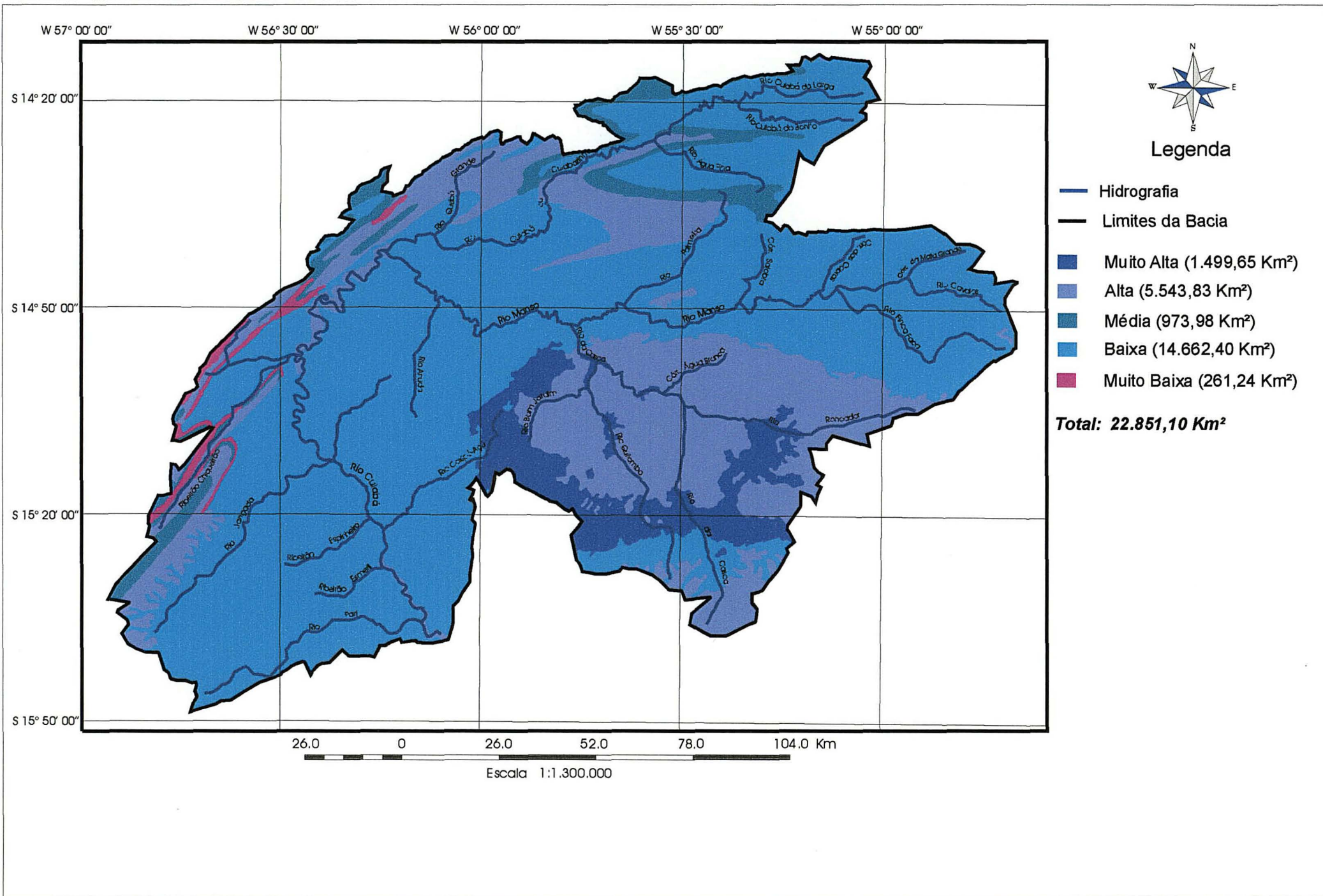


FIGURA 12 - MAPA DE DECLIVIDADE DO TERRENO.

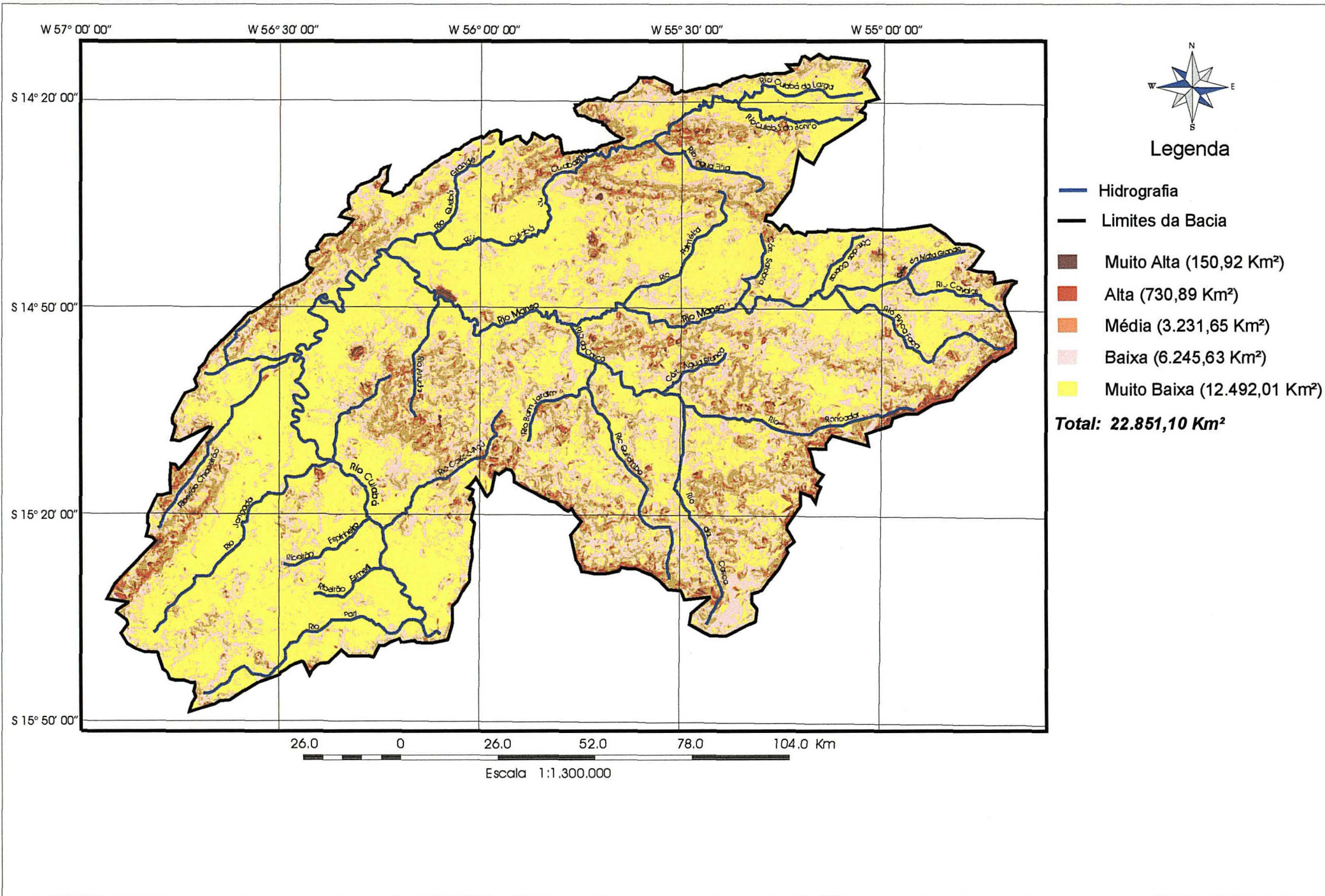


FIGURA 13 - MAPA DO FLUXO PREFERENCIAL EM PROFUNDIDADE.

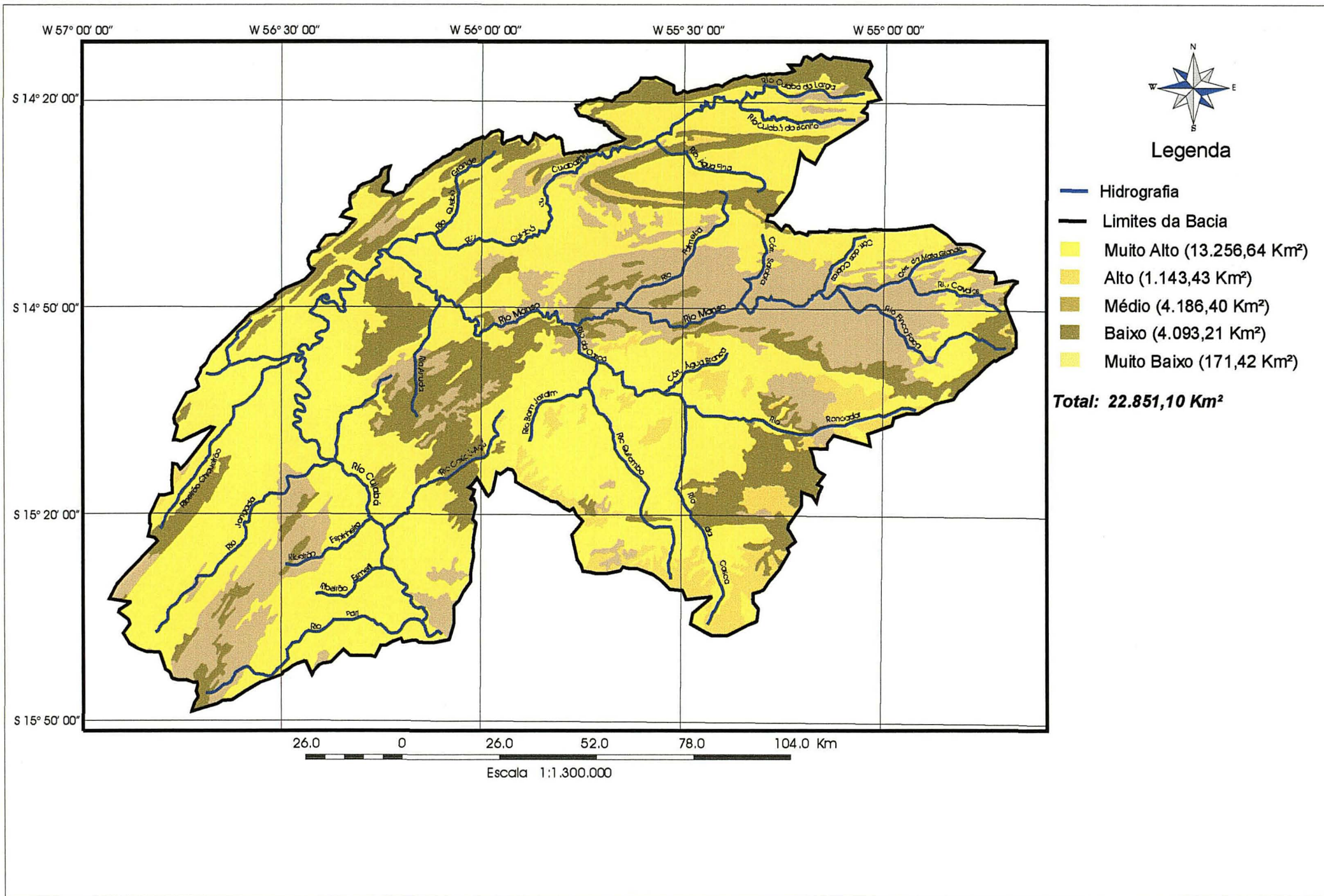


FIGURA 14 - MAPA DE POTENCIAL DE INFILTRAÇÃO DO SOLO.

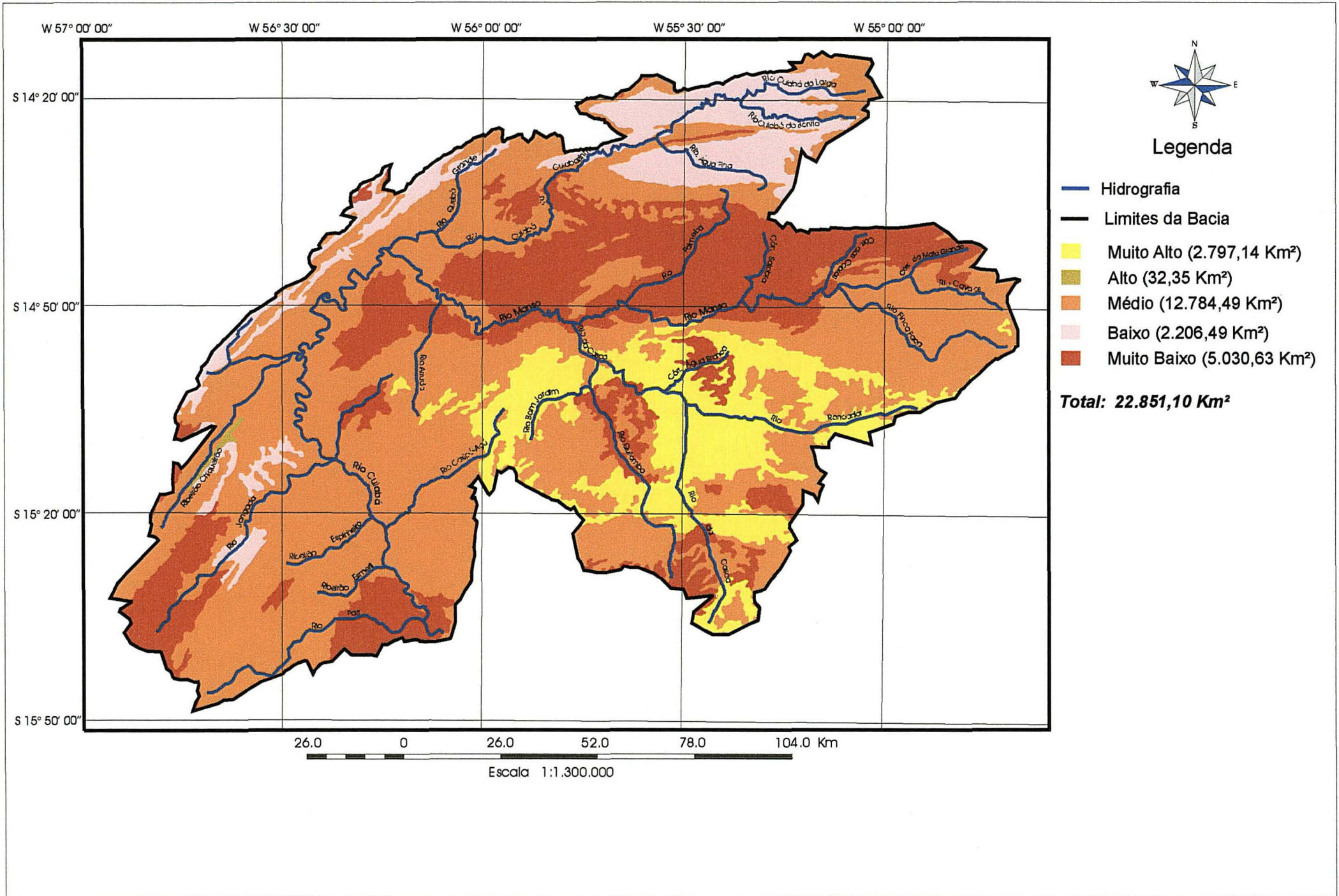


FIGURA 15 - MAPA DE POTENCIAL DA PROFUNDIDADE PARA ARMAZENAMENTO.

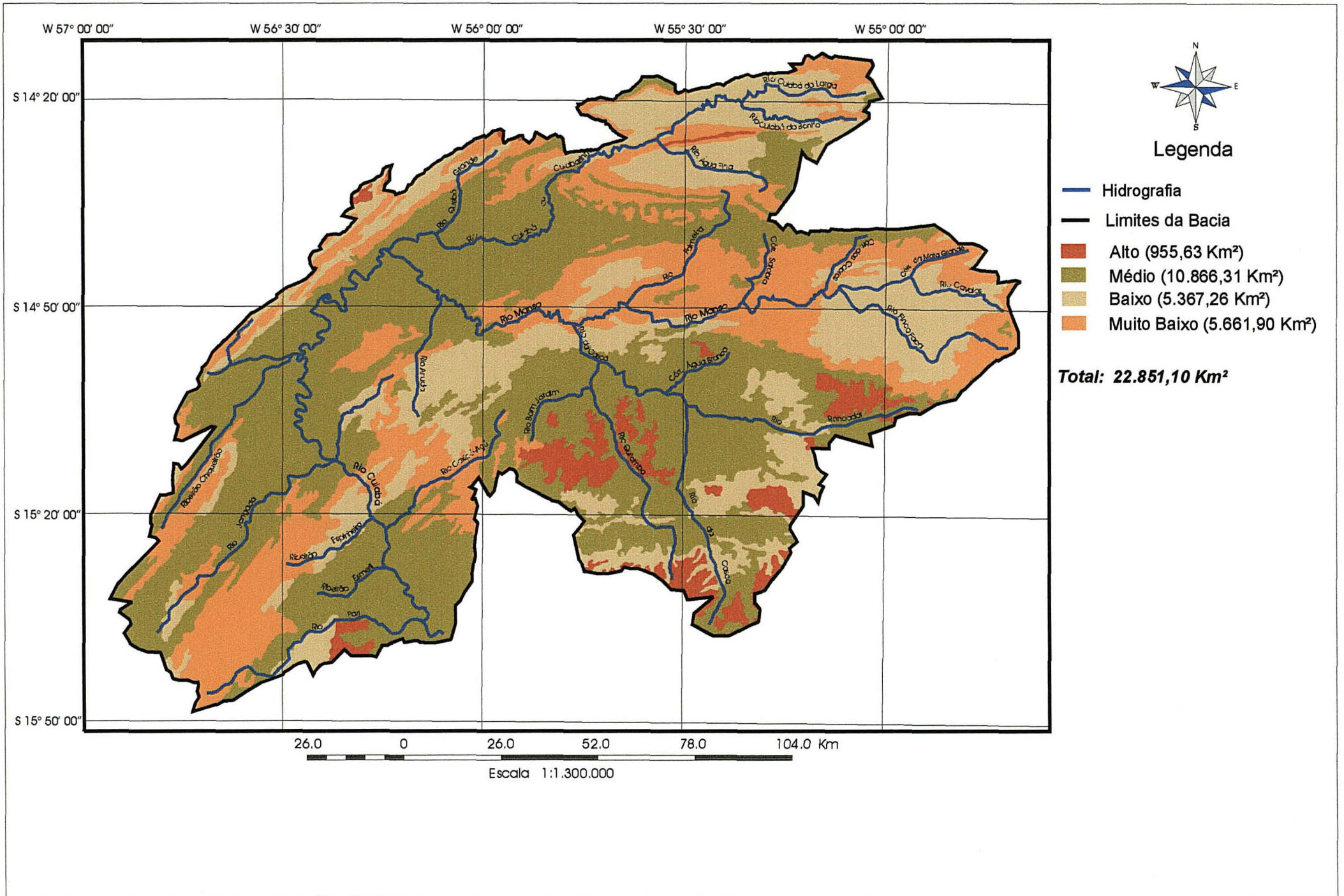
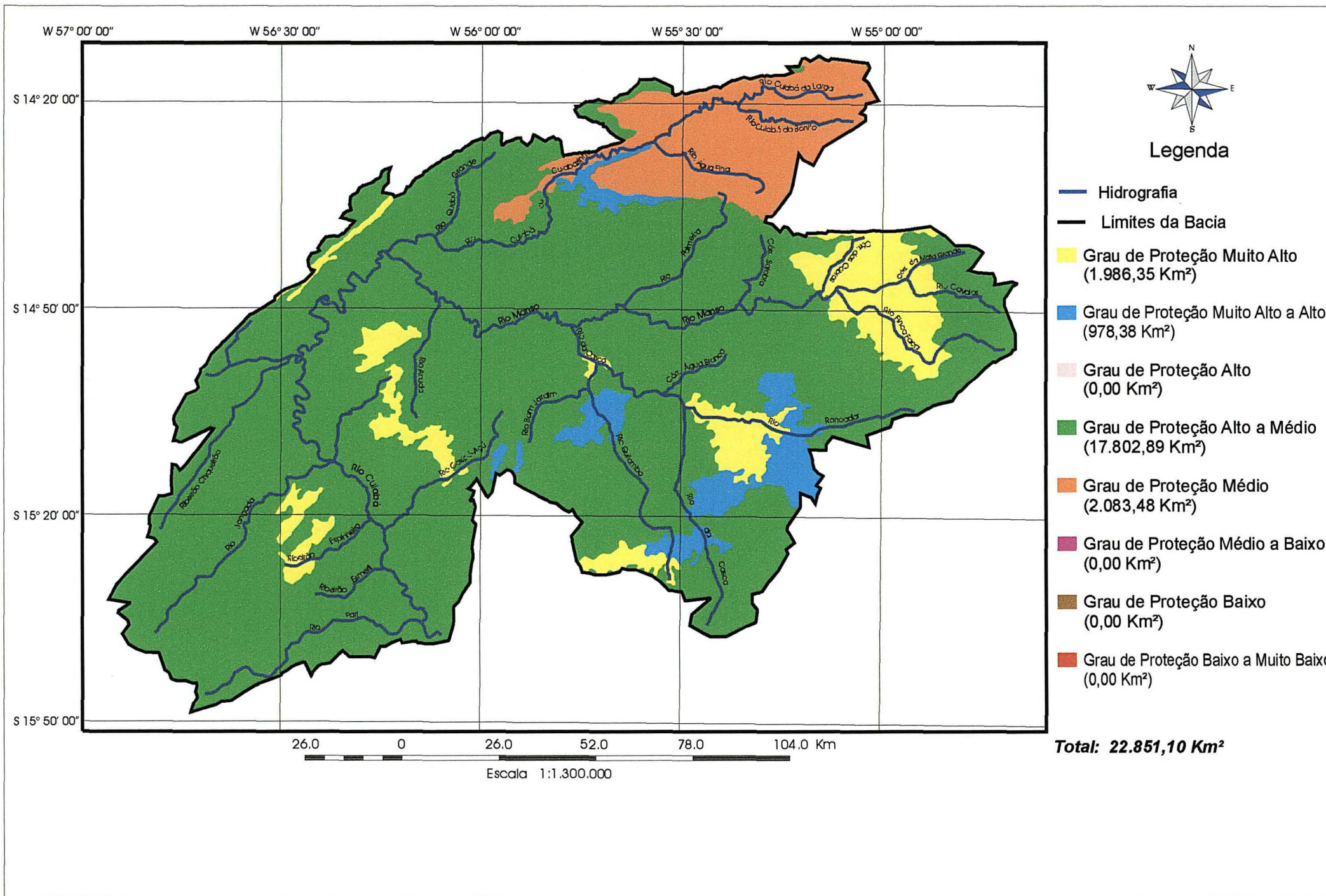


FIGURA 16 - MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DA COBERTURA VEGETAL ORIGINAL



Verifica-se que ocorre predominância de rochas de baixa permeabilidade (em 64,16% da área), terrenos planos a suavemente ondulados com declividade muito baixa (54,67%), fluxo preferencial em profundidade muito alto (58,01%), solos com potencial de infiltração médio (55,95%) e com potencial da profundidade para armazenamento médio (47,55%), e grau de proteção proporcionado pela cobertura vegetal original alto a médio (77,91%).

Conforme observa-se na tabela 29 e na figura 11 as rochas com permeabilidade alta (23,88%) e muito alta (6,56%) concentram-se no Planalto dos Guimarães, são constituídos por arenitos friáveis do Grupo Bauru e Formação Botucatu do Grupo São Bento, e na Província Serrana, constituídas pelas rochas carbonáticas da Formação Araras do Grupo Alto Paraguai.

As rochas de permeabilidade média (4,26%) ocorrem na província Serrana e são constituídas por arenitos da Formação Raizama, as de permeabilidade baixa ocorrem na Depressão Cuiabana, Depressão Interplanáltica de Paranatinga e na Província Serrana, e são constituídas por arenitos com baixo grau de metamorfose, arenitos intercalados, e paraconglomerados petromíticos, respectivamente. As de permeabilidade muito baixa (1,14%) ocorrem na Província Serrana e são constituídas por arenitos cimentados e compactadas da Formação Bauxi.

A concentração de rochas com permeabilidade alta e muito alta no Planalto dos Guimarães configuram uma área de grande potencialidade de recarga do aquífero, a qual proporciona escoamento base para a vazão da rede de drenagem da bacia, moldando-lhe caráter perene no período das secas. Uma segunda área com boa potencialidade de recarga do aquífero situa-se na Província Serrana e na porção centro norte da bacia devido a ocorrência da Formação Araras (figuras 3 e 11). A rede de drenagem nessas áreas, conforme observa-se na figura 2, é menos desenvolvida, o que indica a tendência das águas oriundas de eventos de precipitação percolarem em profundidade.

Nas áreas com rochas de permeabilidade baixa, parte desses canais de drenagem tendem a não apresentar fluxo na estação seca em função da pouca quantidade de água armazenada no aquífero, fato este relatado desde o início da ocupação das terras da bacia conforme informa VOLPATO (1993). Esse fato também foi comprovado por CONCEIÇÃO (1997) que, ao mensurar a vazão do rio Coxipó-Açu, um afluente do rio Cuiabá, verificou que no período das secas 95% da mesma era oriunda dos arenitos da Formação Botucatu e Bauru existentes na microbacia.

Os terrenos com declividade muito alta e alta (tabela 29 e figura 12) perfazem 3,85% da área da bacia, são resultantes da maior movimentação do relevo no Planalto dos Guimarães e na Província Serrana em locais com maiores valores altitudinais de cota (figura 6), com presença de escarpas e de forma de relevo do tipo aguçado. Representam aquelas porções do terreno que possuem maior quantidade de energia para aumentar a velocidade do fluxo de volumes d'água que chegam na sua superfície ou que estejam em sua subsuperfície. As porções dos terrenos com declividade média distribuem-se em 14,14% da área, e situam-se nas encostas dos relevos de forma convexa e no sopé daqueles que apresentam forma aguçada.

Os terrenos com declividade baixa e muito baixa correspondem a 82,01% da área da bacia e correspondem a relevos pouco e muito pouco movimentados, constituídos por formas do tipo topo tabular, por formas erosivas do tipo superfície pediplanada, formas de acumulação e superfícies estruturais dos tipos estrutural tabular e patamares estruturais (ver tabela 6). Essas porções do terreno possuem menor quantidade de energia para aumentar a velocidade dos fluxos de água, permitindo que a maior parte destes seja composta por elementos do fluxo lento, aumentando o tempo de permanência da água na bacia hidrográfica.

Devido ao fato dos dados altimétricos utilizados terem sido gerados na escala 1:1.000.000, por convenção, as curvas de nível apresentaram eqüidistância de 100m, assim como um menor número de pontos de controle foram inseridos no

produto cartográfico utilizado como fonte de dados para gerar a expressão hidrológica. Declividade por meio do Modelo Numérico do Terreno (MNT) da rotina computacional SPRING 3.6. Em função disso, e da célula da grade de cálculo do MNT ter sido de 100 x 100m, os valores de declividade podem apresentar distorções devido a necessidade de interpolação frente a distribuição espacial das isolinhas apresentadas na figura 6.

Como expressão hidrológica do relevo, conforme tabela 29 e figura 13, predomina a classe de fluxo preferencial em profundidade muito alto, perfazendo 58,01% da área da bacia e distribuída de forma generalizada na Depressão Cuiabana, Depressão Interplanáltica de Paranatinga e no Planalto dos Guimarães, em locais onde ocorrem formas de relevo do tipo tabular. A classe alta de fluxo preferencial em profundidade perfaz 5,01% da área e corresponde, predominantemente, a formas erosivas do tipo superfícies pediplanadas na subunidade geomorfológica Chapada dos Guimarães (ver figura 4), e a média perfaz 18,32% da área e corresponde a relevos de topo convexo distribuídos na Depressão Cuiabana e no Planalto do Casca. As classes baixa e muito baixa de fluxo preferencial em profundidade perfazem 17,91% e 0,75% da área da bacia, respectivamente, e correspondem a relevos do tipo topo aguçado e a formas de acumulação.

Frente as relações que ocorrem entre os fluxos de água e a componente geomorfologia (tabelas 17 e 19), esses valores de distribuição das classes de fluxo preferencial em profundidade indicam a tendência de prevalecer a infiltração e a percolação como componentes do fluxo hídrico hierarquizado. No âmbito da função de armazenagem da bacia hidrográfica, tal tendência significa uma maior produção de volumes d'água via fluxo lento e, portanto, maior atenuação dos eventos de precipitação incidentes.

As classes de fluxo preferencial em profundidade podem ser alteradas em termos de sua abrangência na área da bacia devido a ocupação e aos usos antrópicos da terra. O pressuposto básico é a estrutura tridimensional proposta por

BARRETO (1981), que traz em seu bojo o particionamento da terra e a instalação da rede viária, a qual altera parte da rota dos fluxos subsuperficiais e concentra os superficiais em direção a rede de drenagem. Também, a compactação dos solos e a impermeabilização das superfícies contribuem para essas alterações em consonância com a quantidade e intensidade dos circuitos de trabalho auxiliar inseridos no processo.

Além da influência humana, a dinâmica desse fluxo é dada pelas características da precipitação, pela sua incidência em uma dada área da bacia, e pelas condições antecedentes de umidade do solo.

Em termos de penetração da água na camada superficial do solo (conforme tabela 29 e figura 14), aqui denominado de potencial de infiltração do solo, a classe de potencial muito alto (valor f_c de referência 7,6 a 11,4 mm/h) perfaz 12,24% da área da bacia e corresponde ao grupo de solos Areias Quartzosas, que apresenta textura arenosa, oriundo de rochas areníticas do Grupo Bauru, Formação Botucatu e da formação litoestratigráfica da Cobertura Detrito Laterítica. A classe de potencial de infiltração alto (valor f_c de referência 7,6 a 11,4 mm/h) corresponde a 0,14% da área, configurando uma mancha de Solo Litólico Eutrófico de textura arenosa/média, oriundo de rochas carbonáticas da Formação Araras e arenítica da Formação Bauxi, localizada na porção SO da bacia.

A classe de potencial médio de infiltração (valor f_c de referência 3,8 a 7,6 mm/h) solo predomina na bacia, perfazendo 55,95% da sua área. Corresponde a solos dos grupos Latossolo, Podzólico, Litólicos, Gley Pouco Húmico e Concrecionários oriundos de rochas do Grupo Cuiabá, Formação Araras e Cobertura Detrito Laterítica, todos de textura média, e apresenta configuração de arco com direção SE – NE que acompanha o curso dos rios Cuiabá e Manso. A classe de potencial baixo de infiltração (valor f_c de referência 1,3 a 3,8 mm/h) perfaz 9,66% da área da bacia e corresponde a solos dos grupos Latossolo, Podzólico, Cambissolos, Litólicos e Lateritas Hidromorfas, de textura média/argilosa, oriundos de rochas das

Formações Diamantino, Araras, Bauxi e Raizama, distribuídos na Depressão Interplanáltica de Paranatinga e na Província Serrana.

As áreas que apresentam solos com potencial muito baixo para infiltração (valor f_c de referência 0 a 1,3 mm/h) abrangem 22,01% da área da bacia e correspondem a solos dos grupos Latossolo, Podzólico, Câmbico e Concrecionários oriundos de rochas do Grupo Cuiabá, Formação Araras, Grupo Bauru da formação litoestratigráfica da Cobertura-Detrito Laterítica. Encontram-se distribuídos ao longo de uma faixa situada entre o Planalto dos Guimarães e a Província Serrana na porção centro-norte da bacia hidrográfica, com direcionamento leste-oeste; ocorrem ainda na forma de manchas isoladas na Depressão Cuiabana.

Os valores dessa expressão hidrológica dos solos, considerando as classes muito alta, alta e média, indicam uma tendência de boas condições de penetração de água através da superfície e conseqüente caminhamento no perfil em 88,33% da área da bacia, o que privilegiaria a produção de fluxos lentos.

No entanto, há que se considerar que o processo de infiltração não é estático no decorrer de um dado período, o que é de fundamental importância para se compreender a dinâmica dos fluxos d'água na bacia. Ocorrem variações nas taxas de infiltração em decorrência das características da precipitação, sua incidência em um dado local (função de captação), da umidade antecedente do solo que determina a tendência deste em saturar mais rapidamente ou não, dando origem a formação de poças e ao escoamento superficial. Essas variações podem ganhar maior amplitude quando se considera os diferentes tipos de usos do solo com atividades sócio-econômicas devido a alteração da densidade aparente, agindo diretamente sobre a porosidade.

Nesse âmbito de usos da terra e compactação, segundo BOADMAN e CONSTANTIN (1965), os solos mais susceptíveis a compactação são os de textura média a moderadamente grosseira devido a maior facilidade de reorganização de suas partículas, o que pode levar a alteração dos valores das classes de potencial de infiltração detectadas para a bacia quando da substituição da cobertura vegetal

original por outros tipos de cobertura. A amplitude de alteração dos valores dependerá da quantidade e da intensidade dos circuitos de trabalho auxiliar que venham a ser inseridos e de suas finalidades inerentes.

Cabe ressaltar que para a derivação da expressão hidrológica Potencial de Infiltração dos Solos foi utilizado única e exclusivamente a textura como base, de forma que os resultados supra apresentados e discutidos podem, a primeira vista apresentarem-se como controversos frente a algumas tipologias pedológicas que ocorrem na bacia hidrográfica, como os solos litológicos. No entanto, quando da interação desta expressão com a derivada da profundidade do solo (Potencial da Profundidade para Armazenamento, a expressão integrada resultante gera unidades homogêneas que tendem a propiciar o devido enquadramento.

Quanto ao potencial da profundidade para armazenamento de água conforme tabela 29 e figura 15, a classe de potencial alto abrange 4,18% da área da bacia e engloba solos do grupo dos Latossolos que apresentam profundidade maior que 200 cm. Encontram-se distribuídos na forma de manchas principalmente no Planalto dos Guimarães. A classe de potencial médio é a dominante, abrangendo 47,55% da área; é composta por solos dos grupos Areias Quartzosas, Concrecionários, Podzólicos, Gley Pouco Húmico e Laterita Hidromórfica que apresentam profundidade variando de 100 a 200 cm. Encontram-se distribuídos na forma de uma grande mancha no Planalto dos Guimarães, de uma faixa irregular com direcionamento SO – NE e de uma mancha na Depressão Cuiabana, com a última localizada na saída da bacia.

O potencial baixo para armazenamento ocorre em 23,49% da área, e é proporcionado por solos dos grupos Câmbico, Podzólico e Concrecionário com profundidade variando entre 50 e 100 cm. Apresentam distribuição generalizada na forma de manchas em todas as unidades geomorfológicas da bacia hidrográfica. O potencial muito baixo abrange 24,78% da área, e é proporcionado por solos dos grupos Litólicos e Câmbico com profundidade menor que 50 cm; apresentam

distribuição na forma de manchas, por vezes contínuas, na Depressão Cuiabana, Província Serrana e na Depressão Interplanáltica de Paranatinga.

Considerando a área abrangida pela primeira e pela segunda classe, verifica-se que 51,73% da área apresenta considerável volume para armazenamento de água. Isto implica que podem acumular maior quantidade de água permitindo a movimentação desta em direção ao lençol freático, mesmo por algum tempo após o término do período chuvoso, proporcionando um maior abastecimento, e por conseqüência a manutenção do escoamento base. Dentro da função de armazenamento da bacia hidrográfica, esse valor implica na possibilidade de uma maior atenuação de eventos de fluxos d'água oriundos da precipitação. Por outro lado, as classes de potencial baixo e muito baixo abrangem uma considerável porção da bacia 48,27%, na qual volume armazenado tende a ser menor, e por conseqüência, menor a atenuação dos eventos.

O potencial de armazenamento da profundidade, a semelhança do fluxo preferencial em profundidade, da declividade, e do potencial de infiltração dos solos, é dinâmico no tempo e no espaço, e dependente destas três expressões hidrológicas das componentes relevo e solos, assim como da precipitação, das condições antecedentes de umidade e dos usos da terra.

Essa dinâmica pode ser melhor compreendida a luz da organização hierárquica das componentes da bacia hidrográfica, apresentada na figura 10. Antes que as águas das chuvas percolem nos solos, ocorre uma seqüência de interações no *continuum* solo-vegetação-atmosfera que podem atenuar ou não os eventos de entrada de fluxos em função das expressões hidrológicas de superfície das componentes, ou seja, declividade, que indica a energia disponível, dominância ou não do fluxo preferencial em profundidade que pode direcionar maiores ou menores volumes, potencial de infiltração que indica a maior ou menor facilidade de penetração da água, e grau de proteção proporcionado pelas classes de uso natural e antrópico da terra. Interagem ainda, nesse processo de superfície, as características das precipitações incidentes, a captação dos eventos de precipitação

pela bacia hidrográfica, e as condições antecedentes de umidade das camadas dos solos (HEWLETT, 1982; LIMA, 1986; BLACK, 1997).

Os diferentes volumes de água resultantes da interação das expressões hidrológicas de superfície é que percolam nos solos, ficando detidos e/ou retidos conforme as suas características de porosidade, textura, estrutura, permeabilidade e profundidade. Dessa forma, o conjunto composto pelas expressões hidrológicas de superfície e pelas características físicas dos solos proporcionam o grau de atenuação dos fluxos que adentram neste último, num processo de interdependência.

Relativo ao grau de proteção proporcionado pela cobertura vegetal original, conforme tabela 29 e figura 16, aquelas que originalmente recobriam os terrenos da bacia foram enquadradas em quatro classes com grau variando de muito alto até médio. A classe de grau de proteção muito alto abrangia 8,69% da área da bacia onde ocorria a classe de uso natural Floresta Estacional, composta pela Floresta Estacional Semidecidual Submontana Dossel Emergente e pela Floresta Estacional Decidual Submontana, na forma de uma grande mancha na porção nordeste da Depressão Cuiabana e em manchas de menor dimensão na porção central desta, no Planalto dos Guimarães e na Província Serrana. A classe tipificada com o grau de proteção muito alto a alto abrangia 4,28% da área, onde ocorria a classe de uso natural Savana Arbórea Densa, na forma de quatro manchas, das quais três se localizavam no Planalto dos Guimarães e a outra na porção norte da Depressão Cuiabana junto à Província Serrana.

Aquela tipificada com o grau de proteção alto a médio recobria 77,91% da área da bacia hidrográfica, onde ocorria a classe de uso natural Savana Arbórea Aberta composta pelas tipologias Savana Arbórea Aberta com Floresta-de-Galeria e Savana Arbórea Aberta sem Floresta-de-Galeria que medravam em solos lixiviados, distribuídas nas quatro unidades geomorfológicas. A classe de grau de proteção médio abrangia 9,12% da área, na qual ocorria a classe de uso natural Savana Parque composta pelas tipologias Savana Parque com Floresta-de-Galeria e Savana

Parque sem Floresta-de-Galeria, distribuída exclusivamente na Depressão Interplanáltica de Paranatinga.

Os graus de proteção proporcionados pelas diferentes tipologias da cobertura vegetal original, neste trabalho escalonados na forma de estágios sucessivos de uma progressão de efeitos de defesa ou proteção contra a precipitação, a energia solar e aos ventos incidentes, são pautados na premissa de que a atmosfera e a terra formam um sistema acoplado no qual a vegetação interage com a quantidade de calor e umidade, formando um *continuum* solo-planta-atmosfera baseado no sinergismo, nos usos da água disponível via processo de evapotranspiração e de interceptação, e no albedo. Dessa forma, os graus de proteção podem ser considerados como a resposta das interações que ocorrem nesse *continuum* e que auxiliam no processo de atenuação dos fluxos oriundos de eventos de precipitação.

Em termos de componentes do ciclo hidrológico, a cobertura, por meio de sua densidade e estratos interage no âmbito do ciclo hidrológico e da função de armazenagem com os componentes da interceptação pelas copas, interceptação pelo piso e evaporação pelas superfícies líquidas ali retidas, diminuindo e retardando a quantidade de chuvas que atinge a superfície mineral do solo por um lado, e retirando paulatinamente a água armazenada no perfil por intermédio da transpiração por outro.

O grau de proteção proporcionado por cada tipologia é máximo para as condições que permitiram o estabelecimento e desenvolvimento das mesmas nos seus respectivos locais de ocorrência. Em função do escalonamento, os diferentes graus de proteção proporcionam respostas hidrológicas diferenciadas entre si e em relação aos usos da terra com atividades produtivas que possam a vir a substituir essas tipologias. Essas respostas diferenciadas advém, de acordo com BRUINJZEEL (1990), das diferenças estruturais, morfológicas e fisiológicas existentes entre os diferentes tipos de vegetação e de suas interações com as componentes do clima.

De acordo com o supra discorrido as tipologias vegetais das classes de uso natural Floresta Estacional e Savana Arbórea Densa tendem a atenuar com maior intensidade os eventos de fluxo oriundos de eventos de precipitação, fazendo com que uma quantidade de água relativamente menor dotada de pouca energia cinética, atinja a superfície mineral do solo, infiltrando e privilegiando dessa forma o fluxo em profundidade em detrimento do fluxo superficial, aumentando o seu tempo de permanência na bacia. Em função das diferenças estruturais, morfológicas e fisiológicas apontadas por BRUINJZEEL (1990), as classes de uso natural Savana Arbórea Aberta e Savana Parque tenderiam a apresentar menor atenuação, permitindo, por vezes, que o fluxo superficial sobre o terreno torne-se o fluxo preferencial.

4.1.2 Potencial de Armazenamento do Meio Poroso

Inicialmente, para a geração do mapa da capacidade potencial do meio poroso, foi efetuada a integração, em separado, das expressões hidrológicas das componentes geomorfologia e solos, que resultou no Potencial Hidrológico do Relevo e no Potencial Hidrológico dos Solos, cujos resultados são a seguir apresentados na tabela 30 e nas figuras 17 e 18. Tal integração fez-se necessário devido ao fato de que, no caso do relevo, tanto a declividade quanto o fluxo preferencial em profundidade serem produtos de processos de forças que atuam dentro do sistema, de fora para dentro através da atmosfera e de dentro para fora através da litosfera e da energia do interior da terra; considerou-se ainda, a dinâmica imposta pela declividade ao fluxo hídrico no terreno, através da qual os fluxos podem ser acelerados ou não em função da quantidade de energia disponível, assim como o desgaste que as formas de relevo sofrem devido aos fluxos, conforme os critérios e relações elencados na tabela 17 e classificação efetuada nas tabelas 19 e 20. Cada unidade delimitada corresponde a uma porção da bacia considerada

homogênea em relação a interação do fluxo preferencial em profundidade com a declividade.

TABELA 30 – QUANTIFICAÇÃO DAS CLASSES DE POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO E DOS SOLOS

CLASSES	COMPONENTES INTEGRADOS			
	POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO		POTENCIAL HIDROLÓGICO DOS SOLOS	
	ÁREA (Km ²)	%	ÁREA (Km ²)	%
Muito alto	14.289,73	62,54	2.786,46	12,19
Alto	4.321,22	18,91	634,24	2,78
Médio	3.777,01	16,53	8.271,73	36,20
Baixo	405,08	1,77	9.052,37	39,61
Muito baixo	58,06	0,25	2.106,30	9,22
TOTAL	22.851,10	100	22.851,10	100

Em termos de Potencial Hidrológico do Relevo, verifica-se através da tabela 30 e da figura 17 que a classe de potencial hidrológico muito alto para fluxos lentos predomina na bacia hidrográfica, abrangendo 62,54% de sua área. Ocorre na Depressão Cuiabana, Planalto dos Guimarães e na Depressão Interplanáltica de Paranatinga em terrenos com declividade variando de média a baixa. Devido a baixa quantidade de energia disponível para acelerar os fluxos d'água e a predominância do fluxo preferencial em profundidade muito alto, esta classe de potencial hidrológico é a que proporciona maior atenuação dos eventos de precipitação.

A classe de potencial hidrológico alto ocorre em 18,91% da área da bacia, em todas as unidades geomorfológicas, ora em continuidade a classe de potencial muito alto, ora como manchas dentro da classe de potencial médio, em terrenos com declividade variando entre 3 e 20% e fluxo preferencial em profundidade variando de alto a baixo. O aumento da quantidade de energia disponível e a predominância da classe de fluxo preferencial alto caracterizam esta classe de potencial hidrológico do relevo, a qual proporciona atenuação proporcionalmente menor que a muito alta.

As classes de potencial hidrológico médio, baixo e muito baixo abrangem 18,55% da área da bacia e ocorrem nos terrenos mais movimentados onde a

declividade apresenta valores acima de 8% e fluxo preferencial em profundidade varia de alto a muito baixo. Encontram-se distribuídas nas quatro unidades geomorfológicas, em locais onde ocorrem relevos com formas dissecadas do tipo topo convexo e topo aguçado, e nas escarpas da Chapada dos Guimarães. Gradativamente, são as classes que apresentam menor atenuação dos fluxos d'água.

Para os solos, representados através da textura em termos de potencial para de infiltração, e da profundidade no que diz respeito ao seu potencial para armazenagem, a integração fez-se necessário devido, também, ao fato de serem produtos de processos de interação no decorrer da sua pedogênese, e da interdependência infiltração/armazenagem no solo. Assim, solos com capacidade alta de infiltração e potencial para armazenagem alta teriam como fluxos preferenciais no sistema hidrológico a infiltração e a percolação em detrimento ao escoamento superficial e subsuperficial até o momento em que a camada superficial atinja a saturação. De maneira inversa, solos argilosos e rasos e/ou com camadas de impedimento teriam por fluxos preferenciais o escoamento superficial e subsuperficial em detrimento a infiltração e a percolação.

FIGURA 17 - MAPA DE POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO

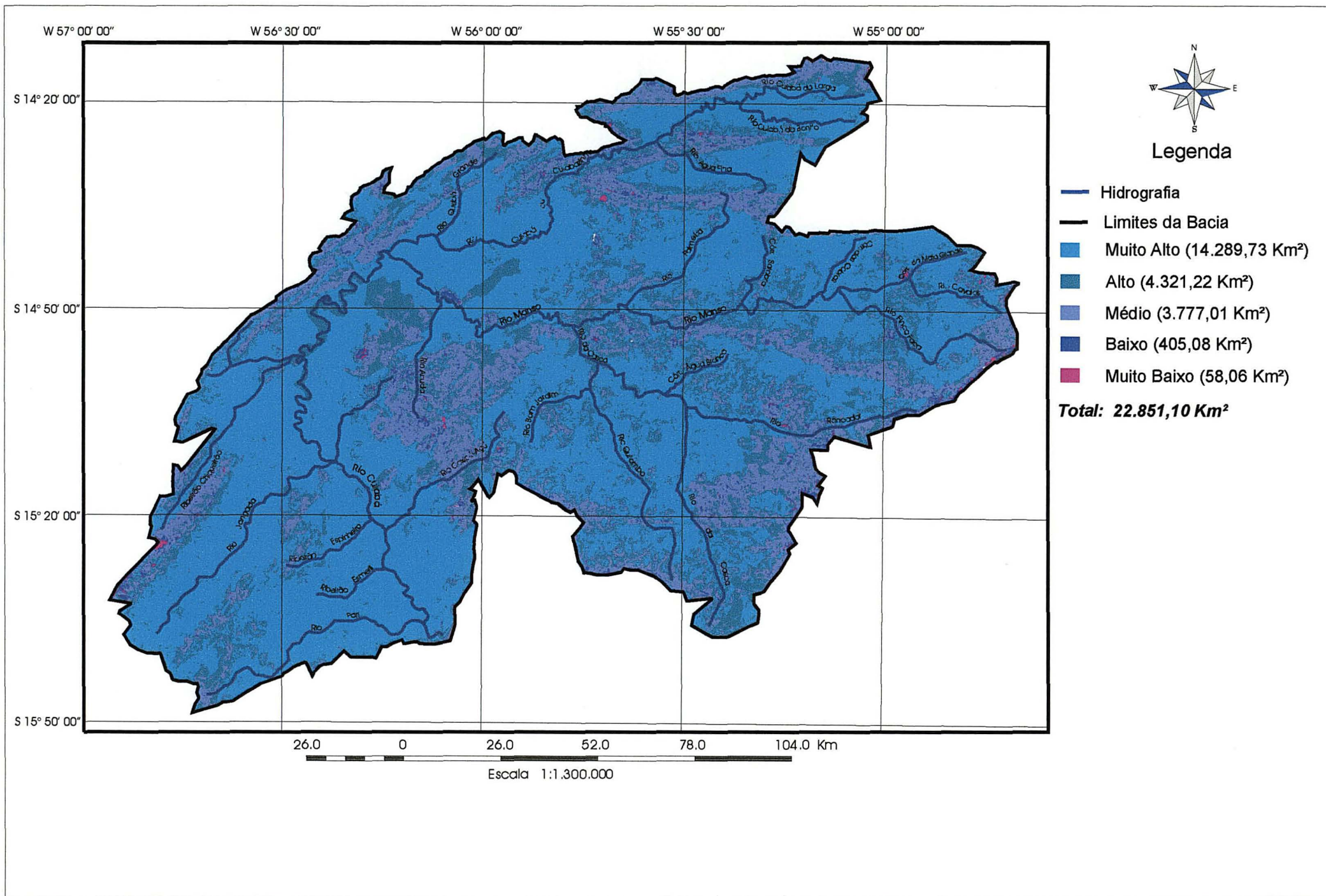
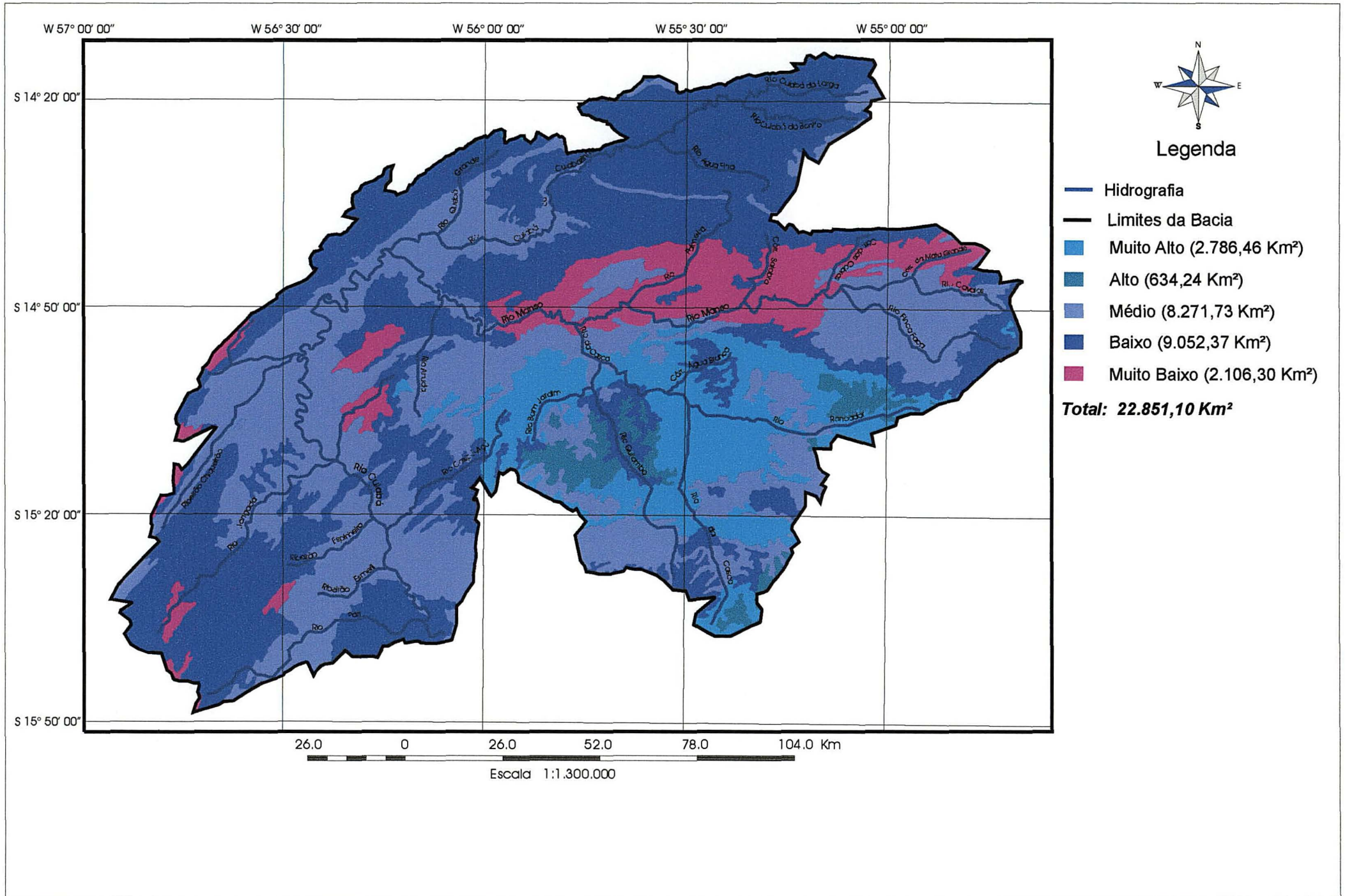


FIGURA 18 - MAPA DE POTENCIAL HIDROLÓGICO DOS SOLOS



Verifica-se através da tabela 30 e da figura 18 que a classe de potencial muito alto abrange 12,19% da área da bacia. Ocorre no Planalto dos Guimarães onde os solos apresentam potencial muito alto para infiltração e potencial alto e médio da profundidade para armazenamento e são oriundos de rochas areníticas friáveis do Grupo Bauru e da Formação Botucatu. Representa a classe de potencial hidrológico de infiltração do solo de maior atenuação dos eventos de fluxos oriundos da precipitação. Os solos com textura arenosa armazenam menor volume de água em relação aos de textura média e de textura argilosa devido a menor atuação das forças de adesão no espaço poroso, mas permitem o deslocamento da mesma no perfil, proporcionando excelentes condições de recarga do lençol freático.

A classe de potencial hidrológico alto abrange 2,78% da área da bacia hidrográfica, em locais onde os solos apresentam potencial para infiltração variando de alto a médio e com potencial alto da profundidade para armazenagem. Ocorre no Planalto dos Guimarães, na forma de manchas, em locais em que o solo apresenta textura média e profundidade superior a 200 cm.

A classe de potencial médio abrange 36,20% da área, em locais onde os solos apresentam potencial para infiltração médio e baixo, e potencial da profundidade para armazenamento variando de médio a muito baixo. Ocorre na Depressão Cuiabana como classe predominante, no Planalto dos Guimarães e na Depressão Interplanáltica de Paranatinga em solos de textura média e argilosa, com profundidade variando média a rasa, oriundos de rochas incipientemente metamorfizadas do Grupo Cuiabá e de arenitos das Formações Diamantino e Sepotuba.

A classe de potencial baixo abrange 39,61% da área da bacia, onde os solos apresentam potencial para infiltração variando de médio a muito baixo e potencial da profundidade para armazenamento baixo e muito baixo. Ocorre na Depressão Cuiabana, Província Serrana, Depressão Interplanáltica de Paranatinga e no Planalto dos Guimarães em solos de textura média e argilosa, com profundidade menor que 100 cm, oriundos de rochas do Grupo Cuiabá e das Formações Raizama,

Bauxi e Diamantino, e constitui-se na segunda classe de menor atenuação dos eventos de precipitação. Devido a essa menor atenuação, a produção de fluxos rápidos tende a ocorrer mais cedo em relação as outras classes, com conseqüente menor recarga do lençol freático, o que dota os canais primários, secundários e, por vezes, os terciários da rede de drenagem com caráter intermitente ou efêmero.

A classe de menor potencial hidrológico, a muito baixo, abrange 9,22% da área da bacia, onde os solos apresentam potencial para infiltração variando de médio a muito baixo, com textura média, média / argilosa e argilosa, e potencial da profundidade para armazenamento variando de médio a muito baixo. Ocorrem como classe predominante na Depressão Interplanáltica de Paranatinga e na forma de manchas e faixas nas outras unidades geomorfológicas.

Agrupando as classes de potencial hidrológico dos solos frente a sua vocação natural em contribuir para com a formação de fluxos lentos ou rápidos, os valores obtidos para área de abrangência mostram que 14,97% desta tendem à produção de fluxos lentos, 48,83% tendem a produção de fluxos rápidos por meio do escoamento superficial e subsuperficial, e 36,20% em situação intermediária.

Também, comparando-se estes resultados com aqueles da tabela 29 referentes a textura e profundidade, verifica-se que ocorreu harmonização das expressões hidrológicas em relação a escala de valoração da função hidrológica.

O potencial de armazenamento do meio poroso, elaborado através da integração dos temas permeabilidade das rochas, Potencial Hidrológico do relevo e Potencial Hidrológico dos Solos, é apresentado na tabela 31 e na figura 19.

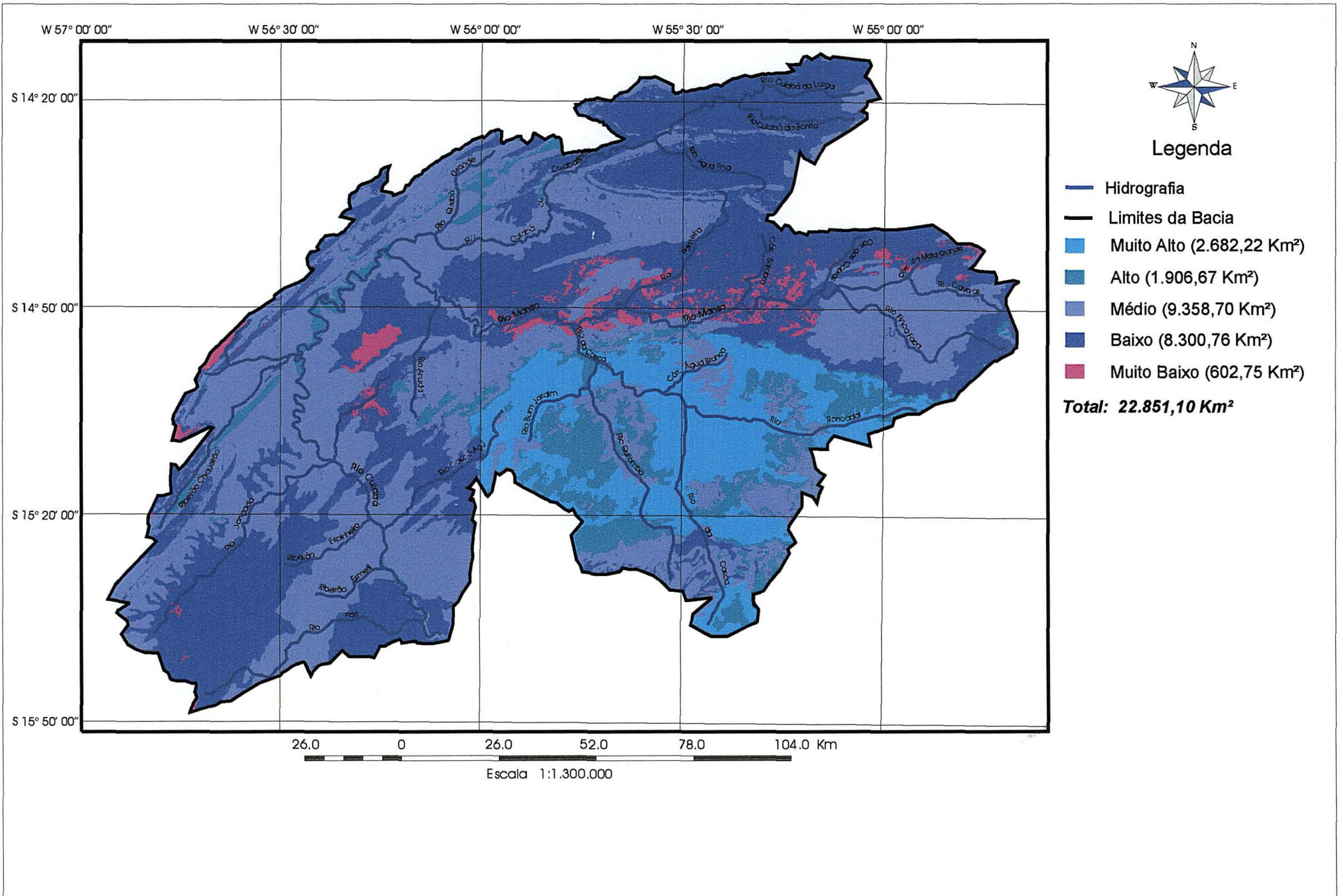
TABELA 31 – POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DO MEIO POROSO

CLASSE	ÁREA (km ²)	RELAÇÃO (%)	CLASSES DOMINANTES DAS EXPRESSÕES HIDROLÓGICAS
Muito Alto	2.682,22	11,74	Permeabilidade: muito alta, alta Potencial do Relevo: muito alto, alto Potencial dos Solos: muito alto, alto
Alto	1.906,67	8,34	Permeabilidade: alta, média Potencial do Relevo: alto, médio Potencial dos Solos: alto, médio
Médio	9.358,70	40,96	Permeabilidade: alta, média, baixa Potencial do Relevo: muito alto, alto, médio Potencial dos Solos: médio, alto
Baixo	8.300,76	36,22	Permeabilidade: média, baixa Potencial do Relevo: alto, médio, baixo Potencial dos Solos: baixo
Muito Baixo	602,75	1,39	Permeabilidade: muito baixa, baixa Potencial do Relevo: médio, baixo e muito baixo Potencial dos Solos: muito baixo
TOTAL	22.851,10	100,00	-

Através da tabela 31 e da figura 19 verifica-se que a classe de potencial muito alto de armazenamento do meio poroso abrange 11,74% da área da bacia hidrográfica, e é resultante da integração das duas classes de maior valor de permeabilidade das rochas com as duas de maior valor de potencial hidrológico do relevo e de potencial hidrológico dos solos. Encontra-se distribuída no Planalto dos Guimarães e representa, de acordo com BRASIL (1997^b), uma área significativa de recarga do freático (ver figura 2). Predominam nessa área os fluxos lentos representados pela infiltração, percolação e escoamento de base devido as características físicas das rochas, dos solos e do relevo.

A classe de potencial alto abrange 8,34% da área da bacia e é resultante da integração das classes alta e média de permeabilidade das rochas com as classes de potencial hidrológico alto e médio do relevo e dos solos. Ocorrem na forma de faixas e manchas na Depressão Cuiabana, Província Serrana e no Planalto dos Guimarães.

FIGURA 19 - MAPA DE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DO MEIO POROSO



Nas duas faixas que ocorrem ao longo do rio Cuiabá na Depressão Cuiabana, esse potencial é proporcionado pela presença de solos profundos com textura média, enquanto que na Província Serrana o mesmo é proporcionado pela presença de rochas carbonáticas da Formação Araras. No Planalto dos Guimarães, o potencial de armazenamento do meio poroso é proporcionado pela permeabilidade das rochas.

Predominam nessas áreas os fluxos lentos por meio da infiltração, percolação e escoamento base, mas com intensidade relativamente menor que aquela que ocorre na classe de potencial muito alto.

A classe de potencial médio predomina na bacia abrangendo 40,96% de sua área, e é resultante da integração das classes alta, média e baixa de permeabilidade com as de potencial hidrológico muito alto, alto e médio do relevo e potencial hidrológico médio e alto dos solos.

Ocorre na forma de um arco de largura variável e direção SO – NE e de manchas de dimensões variadas em todas as unidades geomorfológicas. Na Depressão Cuiabana, esse potencial é conferido pelo relevo, enquanto que na Província Serrana o mesmo é conferido pelas rochas das Formações Araras, Raizama e Moendas e Diamantino. Os relevos com forma de dissecação do tipo topo convexo e topo aguçado conferem esse potencial às manchas que ocorrem no Planalto dos Guimarães e o topo tabular às que ocorrem na Depressão Interplanáltica de Paranatinga.

Nesses terrenos, o comportamento hidrológico é devido a relação temporal dos fluxos d'água, via componentes do sistema hidrológico, em termos de tempo de concentração. Os componentes do fluxo lento predominam no início do período chuvoso e as condições de saturação das camadas do meio poroso que se encontram próximas a superfície tendem a ocorrer relativamente mais cedo que naquelas de potencial alto e muito alto, quando, então, passam a predominar os componentes do fluxo rápido.

A classe de potencial baixo de armazenamento abrange 36,22% da área e é resultante da integração das classes média e baixa de permeabilidade com as de potencial hidrológico alto, médio e baixo do relevo e potencial hidrológico baixo dos solos.

Ocorre na forma de um arco com direção SO – NE na Depressão Cuiabana, de faixa na Província Serrana e de manchas isoladas no Planalto dos Guimarães e na Depressão Interplanáltica de Paranatinga. Na Depressão Cuiabana, na Depressão Interplanáltica de Paranatinga e no Planalto dos Guimarães, essa classe é oriunda da baixa permeabilidade das rochas e da baixa potencialidade hidrológica do solo, enquanto que na Província Serrana é oriunda do potencial hidrológico do relevo e dos solos. Predominam aí os fluxos rápidos representados pelo escoamento superficial e subsuperficial, de tempo de concentração relativamente curto.

A classe de potencial muito baixo é a de menor ocorrência, abrange 1,39% da área da bacia, e é resultante da integração das classes baixa e muito baixa de permeabilidade com as de potencial hidrológico médio, baixo e muito baixo do relevo e potencial muito baixo do solo.

Encontra-se distribuída na forma de um cordão posicionado no limite do Planalto dos Guimarães com a Depressão Cuiabana, com posicionamento N e NE, e refere-se a escarpas erosivas com alturas inferiores a 100 m, que formam anfiteatros erosivos rebaixados. Ocorre ainda na forma de manchas isoladas na Depressão Cuiabana e na Província Serrana. Neste último caso, refere-se a morros isolados e a formas estruturais e erosivas de relevo. Os fluxos rápidos, representados pelo escoamento superficial, é o componente dominante e pouco fluxo lento é produzido devido as relações temporais que ocorrem entre a precipitação incidente e as componentes estruturais da bacia hidrográfica.

Esse comportamento diferenciado dos terrenos em termos de potencial de armazenamento, configurado pelas componentes do meio abiótico, explicam o comportamento perene dos rios e córregos que têm origem e curso no Planalto dos

Guimarães e em parte da Província Serrana, assim como a tendência de comportamento intermitente natural daqueles que se originam na Depressão Cuiabana e na Depressão Interplanáltica de Paranatinga.

Agrupando as classes de potencial de armazenamento do meio poroso em termos da sua vocação natural de proporcionar fluxos lentos e fluxos rápidos, verifica-se que 20,08% da área da bacia ou 4.588,89 Km² são propícios para a produção de fluxos lentos, 40,96% da área ou 9.358,70 km² para a produção de fluxos com características intermediárias, e 37,71% da área ou 8.903,51 km² para produzir fluxos rápidos, o que se constitui, em sua síntese, na contribuição diferenciada dessas áreas para com o processo de atenuação dos eventos de precipitação no âmbito da função hidrológica de armazenamento da bacia hidrográfica.

Dado a sua distribuição espacial heterogênea os reflexos do potencial do meio poroso na dinâmica da função de armazenagem da bacia tendem a ser localizados, e por vezes tamponados em função do tamanho da área, o que é válido nesta escala de trabalho. Esses reflexos devem ser considerados, também, ao longo de uma série temporal de longo prazo visto que a precipitação apresenta variações cíclicas de curto, médio e longo prazo que alteram esses reflexos.

4.1.3 Capacidade Potencial Original de Armazenamento da Bacia

A capacidade potencial original de armazenamento da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá, elaborada pela integração das expressões potencial de armazenamento do meio poroso e grau de proteção da cobertura vegetal original (tabela 23 e figura 16), e aqui considerada como uma expressão da função de armazenagem da bacia, é apresentada na tabela 32 e na figura 20.

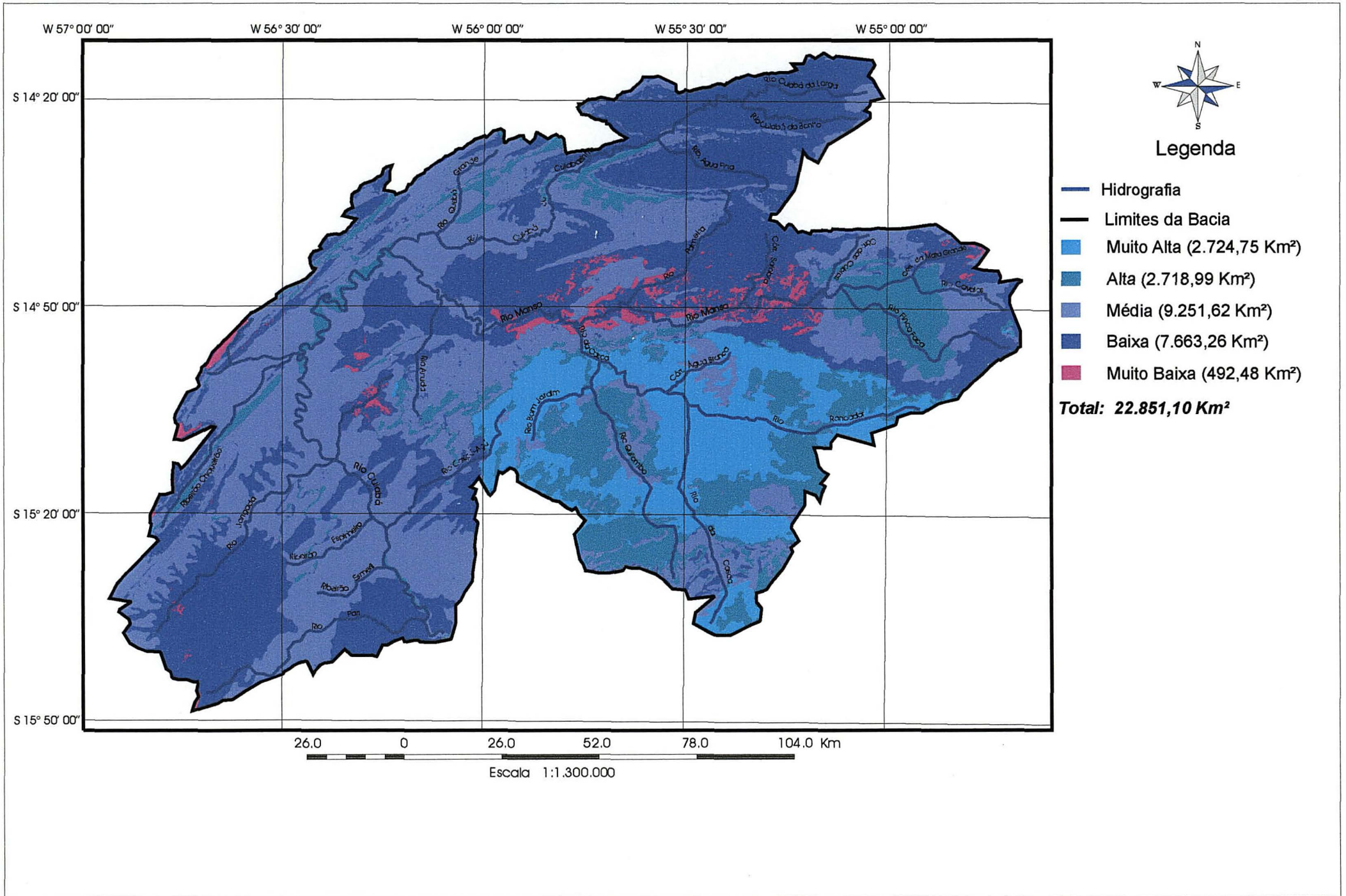
TABELA 32 – CAPACIDADE POTENCIAL ORIGINAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA

CLASSE	ÁREA (km ²)	RELAÇÃO %	CLASSES COMPONENTES DAS EXPRESSÕES HIDROLÓGICAS
Muito Alta	2.724,75	11,92	Potencial Armazenamento Meio Poroso: muito alto, alto Grau Proteção: muito alto, muito alto a alto, alto a médio
Alta	2.718,99	11,89	Potencial Armazenamento Meio Poroso: muito alto, alto, médio Grau Proteção: muito alto, muito alto a alto, alto a médio
Média	9.251,62	40,49	Potencial Armazenamento Meio Poroso: alto, médio, baixo, muito baixo Grau Proteção: muito alto, muito alto a alto, alto a médio
Baixa	7.663,26	33,55	Potencial Armazenamento Meio Poroso: médio, baixo, muito baixo Grau Proteção: alto a médio, médio
Muito Baixa	492,48	2,15	Potencial Armazenamento Meio Poroso: muito baixo Grau Proteção: muito alto, alto a médio
TOTAL	22.851,10	100,00	-

Os resultados da integração das duas expressões hidrológicas apontam que 11,92% da área da bacia apresenta capacidade potencial de armazenamento muito alta devido a integração das classes de potencial muito alto e alto de armazenamento do meio poroso com as classes de grau de proteção muito alto, muito alto a alto e alto a médio da cobertura vegetal original representada pela Floresta Estacional, Savana Arbórea Densa e Savana Arbórea Aberta, respectivamente.

A classe de capacidade potencial alta abrange 11,89% da área e é resultante da integração das classes de potencial muito alto, alto e médio de potencial de armazenamento do meio poroso com as de grau de proteção muito alto, muito alto a alto e alto a médio da cobertura vegetal original. A classe de capacidade potencial média é a predominante, abrange 40,49% da área da bacia, e é resultante da integração das classes de potencial alto, médio, baixo e muito baixo de armazenamento do meio poroso com as de grau de proteção muito alto, muito alto a alto e alto a médio proporcionado pela cobertura vegetal original

Figura 20 - MAPA DA CAPACIDADE POTENCIAL ORIGINAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA



A classe de capacidade potencial baixa abrange 33,55% da área da bacia e é resultante da integração das classes de potencial médio, baixo e muito baixo de armazenamento do meio poroso com as de grau de proteção alto a médio e médio da cobertura vegetal original. Já a classe de potencial muito baixa abrange 2,15% da área da bacia e é resultante da integração da classe de potencial muito baixo de armazenamento do meio poroso com as de grau de proteção muito alto e alto a médio da cobertura vegetal original.

Comparando os valores da área abrangida pelas classes de capacidade potencial de armazenamento da bacia (tabela 32) com a abrangida pelas classes de potencial de armazenamento do meio poroso (tabela 31), verifica-se que as classes muito alta e alta da primeira apresentaram valores maiores que os da segunda, o que implica no avanço dessas classes de capacidade potencial de armazenamento sobre as classes de potencial médio e muito baixo do meio poroso, devido ao efeito do grau de proteção da vegetação, o que demonstra a importância da cobertura vegetal.

O avanço das classes muito alta (1,59%) e alta (42,60%) da capacidade potencial de armazenamento pode ser considerado como uma decorrência da presença da Floresta Estacional Decidua e da Savana Arbórea Densa que, devido a sua densidade e estratificação, proporcionou maior grau de proteção. Em consequência, ocorreu a diminuição da área abrangida pelas classes média (1,16%), baixa (7,68%) e muito baixa (7,68%) da capacidade potencial de armazenamento em relação as do potencial de armazenamento do meio poroso.

Esses avanços e conseguintes retrações são respostas climáticas da dimensão temporal tempo moderno, no qual o clima incidente determina em primeiro plano o tipo de vegetação que ocorre em cada lugar. Já as características do meio poroso são moldadas na dimensão temporal denominada por SCHUMM e LICHTY (1973) de tempo geológico, na qual variáveis do sistema são consideradas como independentes, inclusive o tempo.

Dessa forma, a capacidade potencial de armazenamento da bacia não pode ser considerada como estática, mas sim como estável dentro de sua faixa natural de variação e possivelmente com capacidade de absorver mudanças das variáveis e persistir num regime de estabilidade dinâmica além do equilíbrio (resiliência).

No âmbito da função hidrológica de armazenagem da bacia hidrográfica, do sistema de fluxo hidrológico e da escala de trabalho, vislumbra-se que tende a ocorrer na bacia hidrográfica uma compartimentalização da predominância dos processos de produção de fluxos lentos e fluxos rápidos. Em consonância com o potencial de armazenamento do meio poroso (ver subseção 4.1.2), as áreas onde os processos determinam a produção de fluxos lentos por meio da infiltração e da percolação situam-se predominantemente no Planalto dos Guimarães e em faixas e manchas na Depressão Cuiabana e na Província Serrana. As áreas onde os processos determinam a produção de fluxos rápidos por meio do escoamento superficial e subsuperficial situam-se predominantemente na Depressão Interplanáltica de Paranatinga e secundariamente na Depressão Cuiabana e Província Serrana. As áreas onde os processos determinam a produção de fluxos “intermediários” situam-se predominantemente na Depressão Cuiabana e secundariamente nas demais.

Esse agrupamento de classes frente a sua vocação natural indica que 23,81% da área da bacia ou 5.443,74 km² propiciam a produção de fluxos lentos e maior atenuação dos eventos de precipitação por armazenamento, 35,07% da área ou 8.155,74 km² propiciam a produção de fluxos rápidos e menor atenuação dos eventos de precipitação, e 40,49% da área ou 9.251,62 km² propiciam produção de fluxos e atenuação dos eventos de precipitação de forma “intermediária” às duas anteriores.

Esses valores de classes de capacidade potencial de armazenamento da bacia podem ser alteradas na dimensão temporal do tempo presente pelos usos da terra com atividades sócio-econômicas. No entanto, a modificação da resposta

hidrológica proporcionada pela função de descarga da bacia hidrográfica vai depender da suplantação do limite de variação natural do sistema representado pelas componentes e processo de armazenagem e da resiliência que lhes é inerente, de forma a atingir um novo estado de equilíbrio em outro nível de evolução do processo.

4.2 DINÂMICA HISTÓRICA DO USO DA TERRA

Os usos da terra existentes na Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá nos anos de 1966, 1981 e 1998 foram identificados mediante as classes estabelecidas na tabela 15 e quantificados, visando a determinação da sua dinâmica histórica. Os valores obtidos e a distribuição espacial são apresentados na tabela 33 e nas figuras 21, 22 e 23.

Originalmente, a área da bacia era recoberta em 8,70% pela tipologia Floresta Estacional, em 4,26% pela Savana Arbórea Densa, em 77,92% pela Savana Arbórea Aberta e em 9,12% pela Savana Parque.

No ano de 1966 os dados apresentados na tabela 33 e na figura 21 mostram que, das classes de uso da categoria natural, a Floresta Estacional ocupava 8,69% da área da bacia, a Savana Arbórea Densa ocupava 4,25%, a Savana Arbórea Aberta 77,61% e a Savana Parque 9,12%, o que perfazia 99,67% da área ou 22.775,68 km². Mostram também que, das classes de uso da categoria antrópica, a vegetação alterada ocupava 0,06% da área da bacia, as pastagens 0,04%, as culturas agrícolas 0,11% e o uso urbano 0,12%, o que perfazia 0,33% da área ou 75,42 km².

TABELA 33 – USOS DA TERRA COM A COBERTURA VEGETAL ORIGINAL (TESTEMUNHA) E NOS ANOS DE 1966, 1981 E 1998

CATEGORIA	CLASSE	COBERTURA VEGETAL ORIGINAL		ANO					
				1966		1981		1998	
		ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
N A T U R A L	Floresta Estacional	1.987,03	8,70	1.984,72	8,69	1.858,66	8,13	1.366,95	5,98
	Savana Arbórea Densa	972,35	4,26	971,82	4,25	903,86	3,96	690,84	3,02
	Savana Arbórea Aberta	17.808,16	77,92	17.735,58	77,61	16.513,07	72,27	10.891,41	47,66
	Savana PArque	2.083,56	9,12	2.083,56	9,12	1.771,94	7,75	1.783,66	7,81
SUBTOTAL		22.851,10	100	22.775,68	99,67	21.047,53	92,11	14.732,86	64,47
A N T R Ó P I C A	Reflorestamento	-	-	-	-	-	-	22,19	0,10
	Vegetação Alterada	-	-	13,66	0,06	950,56	4,15	1.552,68	6,79
	Pastagem	-	-	9,63	0,04	460,64	2,02	5.549,50	24,29
	Agrícola	-	-	25,95	0,11	324,70	1,42	865,88	3,79
	Urbana	-	-	26,18	0,12	67,67	0,30	127,99	0,56
SUBTOTAL		-	-	75,42	0,33	1.803,57	7,89	8.118,24	35,53
TOTAL		22.851,10	100	22.851,10	100	22.851,10	100	22.851,10	100

FIGURA 21 - MAPA DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1966

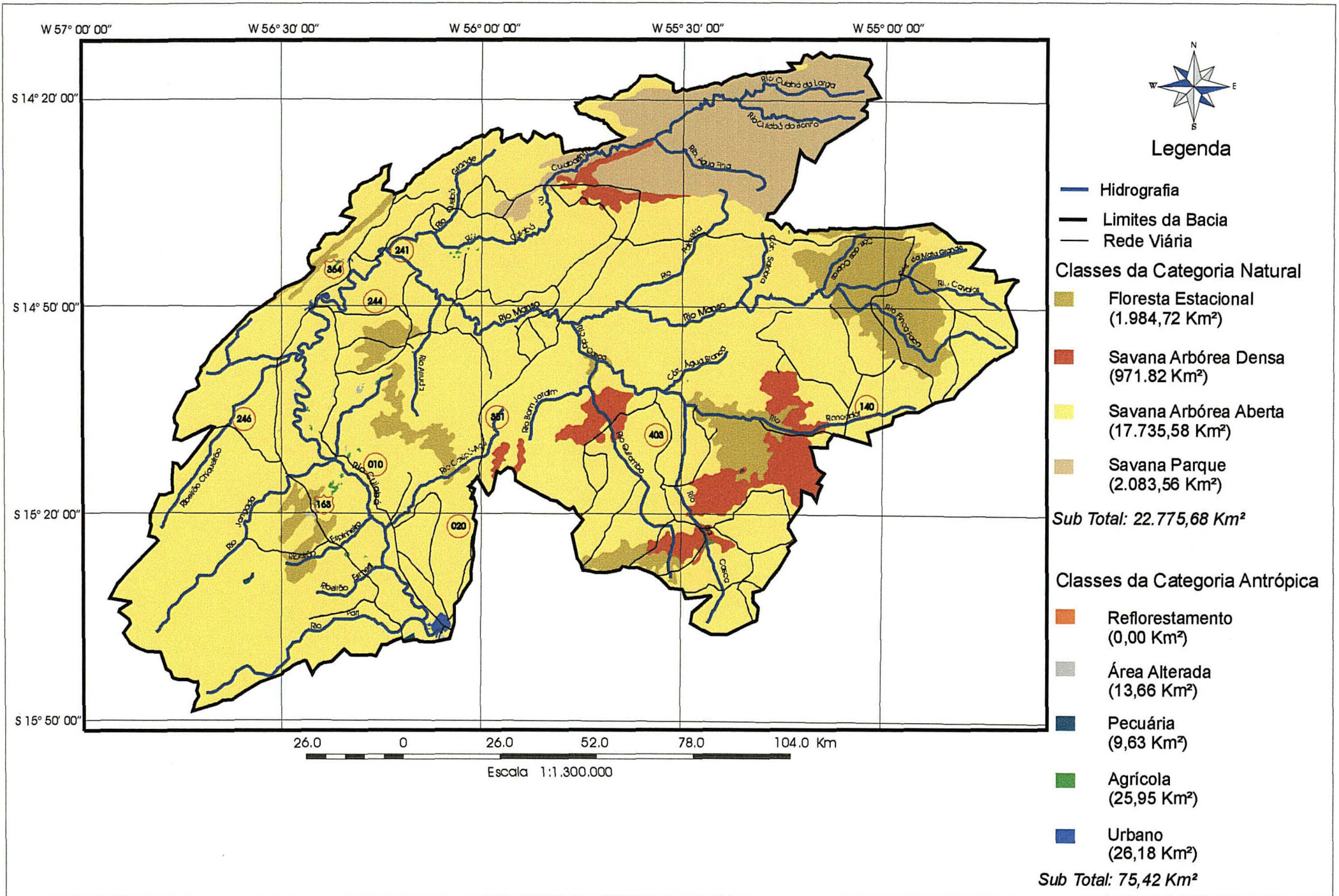


FIGURA 22 - MAPA DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1981.

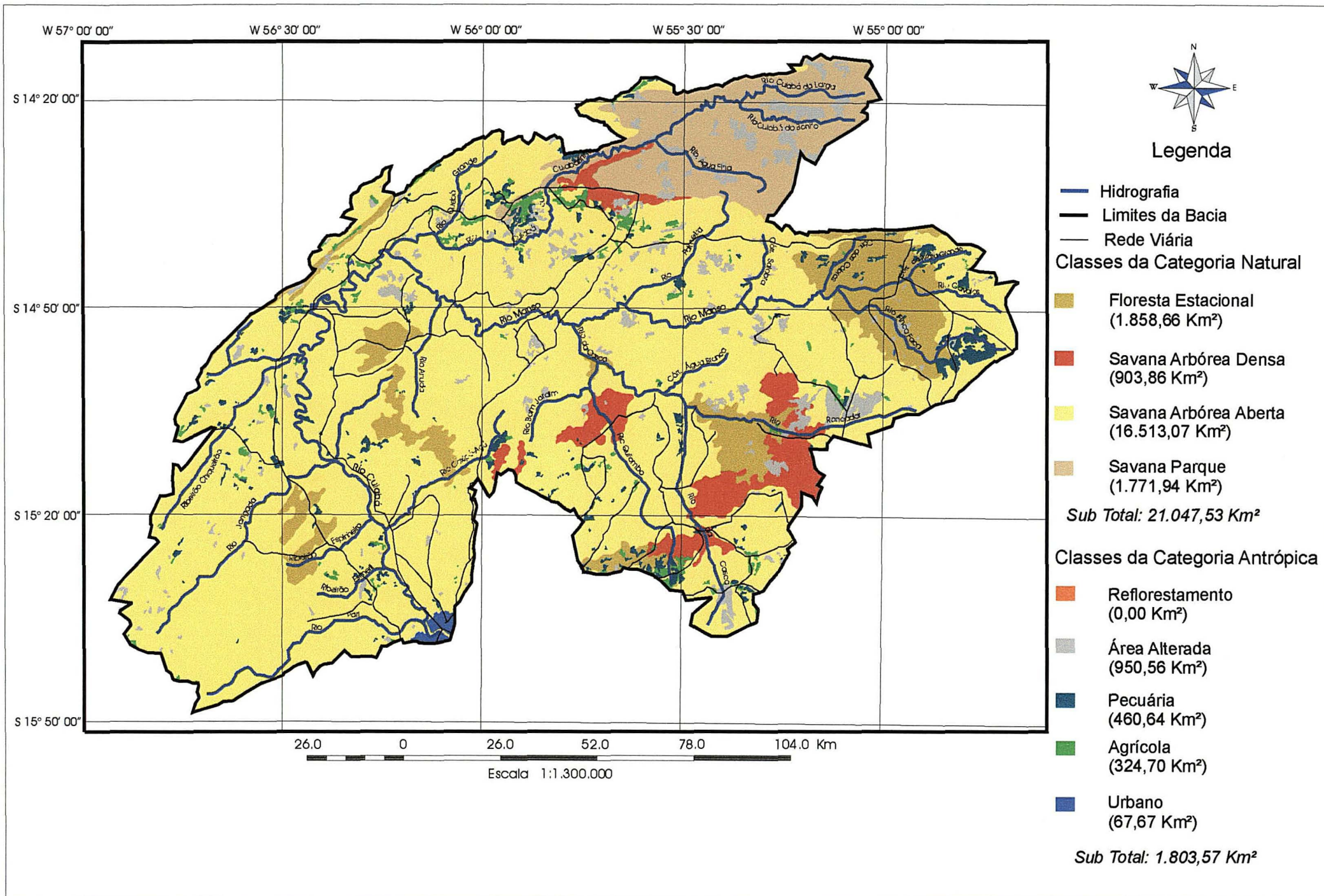
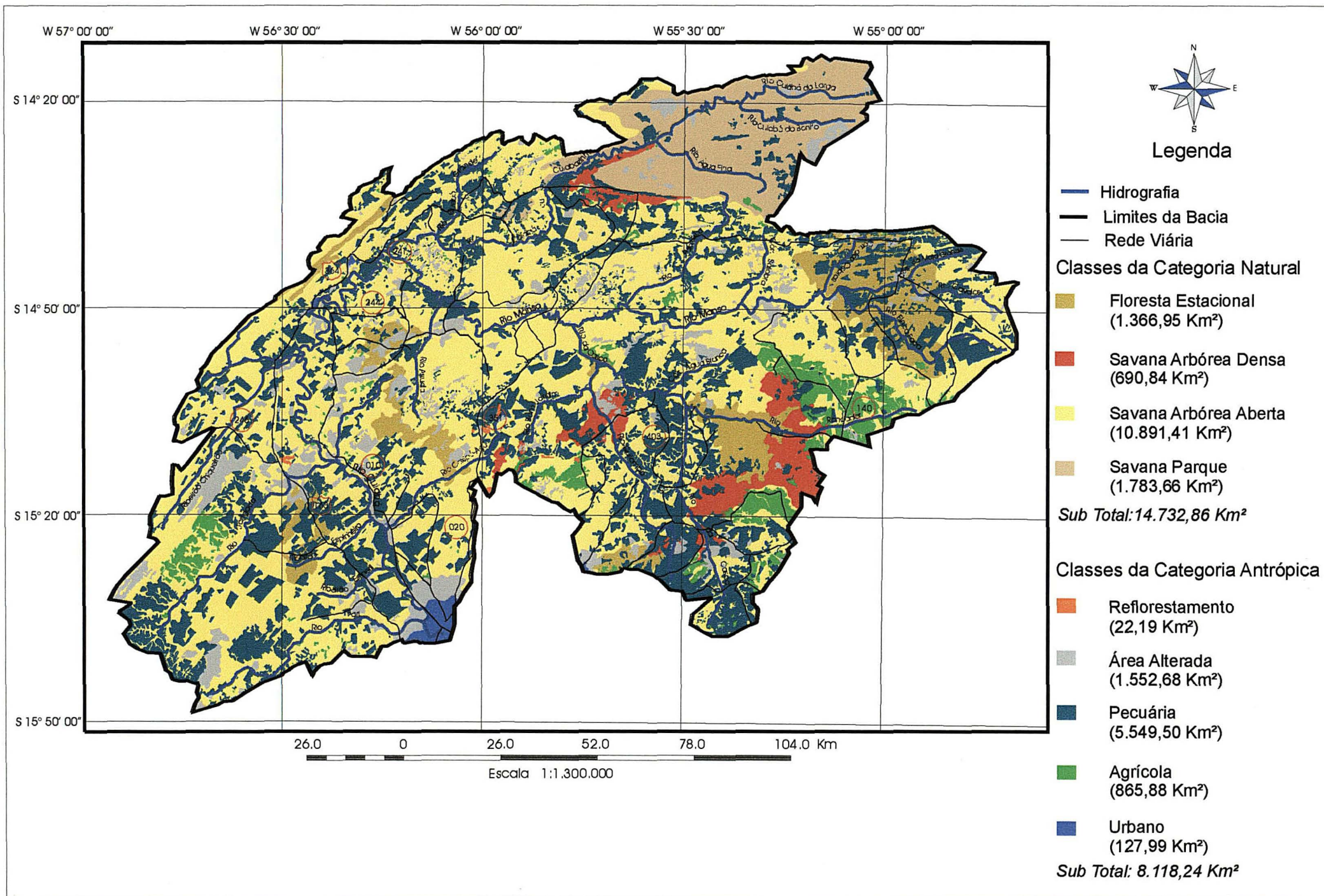


FIGURA 23 - MAPA DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1998.



Os valores obtidos para a categoria antrópica podem ser considerados como subestimados para época devido aos mesmos terem por origem as Cartas Planialtimétricas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística e da Diretoria do Serviço Geográfico do Exército, nas quais, dado a escala do produto final do mapeamento, considerou-se como área mínima mapeável aquela com valor igual ou superior a 250 ha.

Conforme relatam BANDEIRA (1989), ALENCASTRO (1993), VOLPATO (1993), CORREA FILHO (1994) e FIGUEIREDO (1994), a ocupação das terras da bacia foi iniciada nos primórdios do século XVIII devido ao ciclo da mineração do ouro e conseqüente necessidade de abastecimento das lavras com gêneros alimentícios, o que diversificou as atividades econômicas e intensificou a posse e ocupação; findo o ciclo do ouro as atividades passaram a ser centradas na criação extensiva de gado em pastagem nativa e agricultura de subsistência, situação que perdurou até meados da década de 60 do século passado. Devido ao período de tempo de 240 anos transcorrido com criação extensiva de gado em pastagem nativa, a atividade ao interagir com o sistema natural produziu modificações que foram absorvidas pelas componentes e processos deste, de forma que, para o ano de 1966, pode-se considerar que o mesmo encontrava-se em condições de estabilidade, o que explicita o seu autoajuste.

Em termos espaciais, observa-se na figura 21 que as terras sob uso antrópico tendem a se concentrar ao longo do rio Cuiabá e seus afluentes, um reflexo do processo histórico da ocupação da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá, no qual essa via fluvial era o principal meio de transporte.

Nesse período, a bacia hidrográfica encontrava-se praticamente isolada dos principais centros financeiros, econômicos e políticos do país. A infra-estrutura viária era praticamente inexistente, e a via de acesso à área era a fluvial através dos rios Cuiabá e Paraguai; também a infra-estrutura de produção e fornecimento de energia elétrica e a de telecomunicações eram muito precária. Esse quadro de

isolamento e de deficiência de infra-estrutura impediu a atração de investimentos e a migração para a bacia, caracterizando um período de estagnação.

Quinze anos após, em 1981, os dados da tabela 33 e da figura 22 mostram que, das classes de uso da categoria natural, a Floresta Estacional ocupava 8,13% da área da bacia, a Savana Arbórea Densa 3,96%, a Savana Arbórea Aberta 72,27% e a Savana Parque 7,75%, o que perfazia 92,11% da área ou 21.047,53 km². Mostram ainda que, das classes de uso da categoria antrópica, a vegetação alterada ocupava 4,15% da área da bacia, as pastagens 2,02%, as culturas agrícolas 1,42% e o uso urbano 0,30%, o que perfazia 7,89% da área ou 1.803,57 km².

Esta expansão é resultante da Política de Integração Nacional e da Política Nacional para Ocupação da Amazônia, que transformou a cidade de Cuiabá em base de apoio para a ocupação da Amazônia Meridional Mato-grossense, permitindo a fixação da população, a intensificação da ocupação da terra e a diversificação e intensificação das atividades sócio-econômicas. Nesse contexto, ganhou ímpeto o desenvolvimento da agricultura para produção de excedentes centrada no plantio de soja, e a implantação de pastagens plantadas para produção de gado de corte. Os vetores dessa expansão foram os incentivos fiscais oferecidos pelo Governo Federal, o início do asfaltamento das rodovias federais BR 364 e 070 e o baixo preço das terras da bacia. Observa-se na figura 22 que a distribuição espacial das terras sob uso antrópico passa a apresentar um padrão que acompanha as principais rodovias que serviam a bacia.

Em 1998, decorridos dezessete anos, verifica-se através da tabela 33 e da figura 23 que, das classes de uso da terra da categoria natural, a Floresta Estacional ocupava 5,98% da área da bacia, a Savana Arbórea Densa 3,02%, a Savana Arbórea Aberta 47,66% e a Savana Parque 7,81%, o que perfazia 64,47% da área ou 14.732,86 km². Das classes de uso da categoria antrópica, o reflorestamento com *Eucalyptus sp* e com *Tectona grandis* ocupava 0,10% da área da bacia, a vegetação

alterada 6,79%, as pastagens 24,29%, as culturas agrícolas 3,79% e o uso urbano 0,56%, o que perfazia 35,53% da área da bacia ou 8.118,24 km².

Apesar dos fluxos migratórios para o Estado de Mato Grosso terem diminuído a partir de meados da década de 80 devido ao fim da vigência das políticas de integração e de ocupação, a bacia passou a sofrer pressões sócio-econômicas devido ao deslocamento da população do Estado em direção a alguns pólos econômicos, em especial ao núcleo formado pelas cidades de Cuiabá e de Várzea Grande, sendo a primeira o centro político-administrativo e financeiro, e a segunda centro industrial.

As condições da infra-estrutura viária, de telecomunicações, energia e saúde melhoraram no decorrer do período devido a investimentos estaduais e federais no âmbito de programas de desenvolvimento econômico e ambiental.

Ocorreu também nesse período a implantação de parque industrial voltado ao processamento primário de matéria prima oriunda da agricultura e da pecuária, assim como foi intensificado o controle da febre aftosa, fatores estes que impulsionaram a expansão das atividades agrícolas e pecuárias.

Tanto as culturas agrícolas como as pastagens, a partir da metade da década de 80, passaram ser efetuadas paulatinamente com o uso de práticas de conservação do solo visando mitigar o processo erosivo, maximizar o produtivo e a valorizar a terra, o que pode ter causado conseqüências positivas em termos de mitigação de impactos nos recursos hídricos. Essas práticas agem, no âmbito da Teoria Geral dos Sistemas, como mecanismos de retroalimentação negativa, uma entrada constituída por circuitos supridores de desvios.

A cobertura vegetal original existente na bacia apresentou alterações oriundas pelo uso não controlado do fogo para limpeza de pastagens, principalmente aquelas constituídas por tipologias da Savana. A Savana é um ecossistema em que o fogo é um processo natural, dado a sua constituição e a sazonalidade climática, e na qual ocorre a intervalos de tempo não uniformes. Tal regime no decorrer do processo evolucionário da Savana dotou-a do mecanismo de estabilidade de

resistência e de elasticidade, de forma que a mesma se recupera rapidamente no início da estação chuvosa, voltando a proteger a superfície do solo e restabelecendo o sinergismo no grau que lhe é inerente.

O uso urbano está concentrado na região da saída da bacia, e é representado pelo aglomerado urbano de Cuiabá-Várzea Grande. As demais sedes de municípios e sedes distritais apresentam população abaixo de 20 mil habitantes, taxa negativa de crescimento e baixo grau de impermeabilização da superfície do terreno.

O padrão de distribuição espacial das terras sob uso antrópico continuou acompanhando a rede viária, a qual sofreu expansão no decorrer do período. Ficou fora desse processo de uso das terras aquelas de difícil acesso ou que se situam em relevos mais movimentados.

Comparando-se os valores de área abrangido pelas classes de usos da terra no período C.V.O. – 1966, 1966-1981 e 1981-1998, verifica-se que houveram retrações e expansões, conforme pode ser verificado na tabela 34. Os valores percentuais que constam na tabela 34 referem-se a diferença de área obtida para cada classe por meio da subtração do seu valor verificado no primeiro ano do período daquele verificado no último ano deste. Em sua síntese, os dados aí apostos representam um balanço do uso das terras da bacia.

Verifica-se que, para os períodos de C.V.O. – 1966, 1966-1981 e 1981-1998, as classes de uso da terra da categoria natural sofreram retração em termos de área de ocorrência. No período Cobertura Vegetal Original – 1966, a retração das classes foi de 0,33% ou 75,42 km², com a maior retração relativa (-0,11%) e absoluta (72,58 km²) ocorrendo na classe tipificada pela Savana Arbórea Aberta. No período de 1966-1981 a retração conjunta dessas classes foi de 7,56% da área da bacia ou 1.728,15 km². A maior retração em termos relativos ocorreu na classe Savana Parque (-14,96%), enquanto que a maior retração absoluta ocorreu na classe Savana Arbórea Aberta (1.222,51 km²). No período de 1981-1998, a retração conjunta das classes foi de 27,69% ou 6.326,39 km², dos quais a Savana Arbórea

Aberta contribui com os maiores valores de retração relativa (-34,04%) e absoluta (5.621,66 km²). Verifica-se ainda, neste último período, que a Savana Parque apresentou pequena expansão de área, no valor relativo de 0,66% ou absoluto de 11,72 km², o que pode ser atribuído ao abandono de áreas sob atividade econômica na Depressão Interplanáltica de Paranatinga em função do declínio sócio-econômico da região.

TABELA 34 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) DAS CLASSES DE USOS DA TERRA NOS PERÍODOS C.V.O.-1966, 1966-1981 E 1981-1998

CATEGORIA	CLASSE	ANO					
		C.V.O. ⁽³⁾ – 1966		1966-1981		1981-1998	
		ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
	Floresta						
N	Estacional	2,31	- 0,01	126,06	- 6,35	491,71	- 26,46
A	Savana Arbórea						
T	Densa	0,53	- 0,01	67,96	- 6,99	213,02	- 23,57
U	Savana Arbórea						
R	Aberta	72,58	- 0,31	1.222,51	- 6,89	5.621,66	- 34,04
A							
L	Savana Parque	0,00	0,00	311,62	- 14,96	11,72	+ 0,66
	TOTAL	75,42	-	1.728,15	-	6.326,39 ⁽¹⁾	-
A	Reflorestamento	-	-	-	-	22,19	+ 100,00
N	Vegetação						
T	Alterada	13,66	+ 0,06	936,90	+ 6.858,71	602,12	+ 64,34
R							
Ó	Pastagem	9,63	+ 0,04	451,01	+ 4.683,38	5.088,86	+ 1.104,76
P							
I	Agrícola	25,95	+ 0,11	298,75	+ 1.151,25	541,18	+ 166,67
C							
A	Urbana	26,18	+ 0,12	41,49	+ 158,48	60,32	89,14
	TOTAL	75,42	-	1.728,15	-	6.326,39 ⁽²⁾	-

NOTA: ⁽¹⁾ total efetuado sem considerar a área abrangida pela Savana Parque.

⁽²⁾ total efetuado com a adição da área abrangida pela Savana Parque.

⁽³⁾ C.V.O. = Cobertura Vegetal Original.

Em igual medida, mas no sentido contrário, as classes de uso da terra da categoria antrópica sofreram expansão nos períodos de C.V.O. – 1966, 1966-1981 e 1981-1998. No período C.V.O. – 1966, a expansão conjunta das classes foi de 0,33% ou 75,42 km², com a maior expansão relativa (0,12%) e absoluta (26,18 km²) ocorrendo na classe de uso urbano. No período de 1966-1981, a expansão conjunta das classes foi igual aquela apresentada pela retração das classes da categoria

natural; em termos relativos e absolutos, a maior expansão ocorreu na classe vegetação alterada. No período de 1981-1998 ocorreu o mesmo que no período anterior, com a classe pastagem apresentando maior expansão relativa (1.104,76%) e absoluta (5.088,86 km²).

A predominância da classe vegetação alterada no segundo período pode ser explicada pelo uso não controlado do fogo para a limpeza e renovação das pastagens, enquanto que a expansão das pastagens no terceiro período pode ser explicado pela vocação natural das terras da bacia em termos de potencialidade, pela matriz sócio-cultural de valores comportamentais dos proprietários das terras e pelos investimentos efetuados pelo setor público e privado, de forma direta e indireta, na atividade.

Há que se ressaltar que a taxa de retração e expansão das áreas ocupadas pelas classes de uso da terra não podem ser consideradas como linear ao longo do tempo de cada um desses períodos. As atividades sócio-econômicas são dependentes da política econômica em nível federal, estadual e municipal, e apresentam forte desempenho quando há disponibilidade financeira e o mercado encontra-se em expansão, assim como tende a sofrer retração quando da ocorrência de situação contrária.

Nesse sentido, a atividade pecuária é a que sofre maior flutuação, especialmente nas áreas em que não é efetuada em escala industrial e com alto grau de tecnologia; nessa situação, essa atividade é desenvolvida na dependência de aporte de recursos oriundos da agricultura, do extrativismo, da indústria e do setor de prestação de serviços.

Também a partir de 1995, com o advento da Política Estadual do Meio Ambiente (MATO GROSSO, 1995) e da aplicação de seus instrumentos legais de gerenciamento, tem-se observado uma retração da expansão das classes de uso da terra da categoria antrópica, tanto por substituição da cobertura vegetal original como pelo uso não controlado do fogo.

Uma outra análise pertinente no âmbito da expansão e retração das classes de usos da terra é a referente ao cruzamento das classes da categoria natural de uso com as da categoria antrópica. Para o presente estudo foram efetuados os cruzamentos para os anos de 1966, 1981 e 1998, cujos resultados são os apresentados nas tabelas 35, 36 e 37, respectivamente.

TABELA 35 – CRUZAMENTO DAS CLASSES DE USO DA TERRA – ANO 1966

CLASSES DA CATEGORIA DE USO ANTRÓPICO	CLASSES DA CATEGORIA DE USO NATURAL ¹				TOTAL
	Floresta Estacional	Savana Arbórea Densa	Savana Arbórea Aberta	Savana Arbórea Parque	
Reflorestamento	-	-	-	-	-
Vegetação Alterada	0,05	0,25	13,36	-	13,66
Pastagem	-	0,84	8,79	-	9,63
Agrícola	0,60	5,41	19,94	-	25,95
Urbano	0,40	-	25,78	-	26,18
TOTAL	1,05	6,50	67,87	-	75,42

NOTA: ¹ Área expressa em km².

No ano de 1966, conforme o apresentado na tabela 35, a classe da categoria antrópica que mais contribuiu para com a retração da área ocupada pela Floresta Estacional foi a agrícola com 57,14% (ou 0,60 km² do total de 1,05 km²), seguida pela de uso urbano com 38,10% e vegetação alterada com 4,76%. Na Savana Arbórea Densa, a classe agrícola contribuiu com 83,23% (ou 5,41 km² do total de 6,50 km²), seguida pela de uso com pastagem com 12,92% e vegetação alterada com 3,85%. Na Savana Arbórea Aberta, as classes de uso urbano, agrícola, vegetação alterada e pastagem contribuíram com 37,98%, 29,38%, 19,68% e 12,96%, respectivamente. Não foi detectada, nesse ano, qualquer substituição da cobertura de Savana Parque por classes de uso da terra da categoria antrópica.

TABELA 36 – CRUZAMENTO DAS CLASSES DE USO DA TERRA – ANO 1981

CLASSES DA CATEGORIA DE USO ANTRÓPICO	CLASSES DA CATEGORIA DE USO NATURAL ¹				TOTAL
	Floresta Estacional	Savana Arbórea Densa	Savana Arbórea Aberta	Savana Arbórea Parque	
Reflorestamento	-	-	-	-	-
Vegetação Alterada	40,47	55,20	581,99	272,90	950,56
Pastagem	64,71	6,67	370,91	18,35	460,64
Agrícola	20,56	12,56	271,21	20,37	324,70
Urbano	1,37	-	66,30	-	67,67
TOTAL	127,11	74,43	1.290,41	311,62	1.803,57

NOTA: ¹ Área expressa em km².

Para o ano de 1981 verifica-se na tabela 36 que as classes da categoria de uso antrópico pastagem, vegetação alterada, agrícola e uso urbano contribuíram para com a retração da área da Floresta Estacional em 50,91%, 31,84%, 16,17% e 1,08%, respectivamente. Na Savana Arbórea Densa a contribuição da vegetação alterada, agrícola e das pastagens foi de 74,16%, 16,87% e 8,97%, respectivamente, enquanto que na Savana Parque a contribuição foi de 87,57%, 6,54% e 5,89%, respectivamente. Na Savana Arbórea Aberta, a vegetação alterada seguida pela pastagem, uso agrícola e urbano contribuiu com 45,10%, 28,74%, 21,02% e 5,14%, respectivamente.

TABELA 37 – CRUZAMENTO DAS CLASSES DE USO DA TERRA – ANO 1998

CLASSES DA CATEGORIA DE USO ANTRÓPICO	CLASSES DA CATEGORIA DE USO NATURAL ¹				TOTAL
	Floresta Estacional	Savana Arbórea Densa	Savana Arbórea Aberta	Savana Arbórea Parque	
Reflorestamento	-	-	22,19	-	22,19
Vegetação Alterada	118,69	52,18	1.262,12	119,69	1.552,68
Pastagem	473,80	194,50	4.709,47	171,73	5.549,50
Agrícola	22,33	40,44	794,63	8,48	865,88
Urbano	4,00	0,35	123,64	-	127,99
TOTAL	618,82	287,47	6.912,05	299,90	8.118,24

NOTA: ¹ Área expressa em km².

Para ao ano de 1998, os valores da tabela 37 mostram que as classes de uso da categoria antrópica, pastagem, vegetação alterada, agrícola e uso urbano contribuíram para com a retração da área ocupada pela Floresta Estacional em 76,56%, 19,18%, 3,60% e 0,66%, respectivamente, enquanto que na Savana Arbórea Densa a contribuição foi de 67,66%, 18,15%, 14,07% e 0,12%, respectivamente, e na Savana Arbórea Aberta foi de 68,13%, 18,26%, 11,50% e 1,79%, respectivamente; nesta última classe da categoria natural, o reflorestamento contribuiu com 0,32%. Na Savana Parque, a contribuição da pastagem foi de 57,26%, enquanto a da vegetação alterada foi de 39,90% e a agrícola foi de 2,84%.

Observa-se então, que no ano de 1966, o uso agrícola foi a classe que mais contribuiu para a substituição das classes de uso natural. Em 1981 e 1998, tal papel passou a ser desempenhado pela pastagem, seguida pela vegetação alterada em função da vocação das terras da bacia e do uso do fogo para a limpeza e renovação das pastagens.

4.3 EFEITOS DO USO DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO

Para a avaliação dos efeitos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento da bacia nos anos de 1966, 1981 e 1998, foram explicitadas as expressões hidrológicas das classes de uso (tabela 15) em termos de grau de proteção (tabela 23), cujos resultados são os apresentados na tabela 38 e nas figuras 24, 25 e 26. O grau de proteção das classes de uso da Cobertura Vegetal Original foram inseridas para efeitos de comparação.

Em decorrência da ocupação das terras da bacia e do uso dos seus recursos com atividades produtivas do setor primário e urbanização, verifica-se que no decorrer do período testemunha (C.V.O.) - 1966 e 1966 - 1981 a área abrangida pelos graus de proteção muito alto, muito alto a alto, alto a médio, e médio, que se referem as classes de uso natural, diminuiu, enquanto que a área abrangida pelos demais graus referentes as classes de uso antrópico aumentou. No período

testemunha - 1966 a área abrangida pelos graus de proteção das classes de uso natural diminuiu 0,33%, 7,56% entre 1966 – 1981, 27,63% entre 1981 – 1998, e 35,20% entre 1966 – 1998. A área abrangida pelos graus de proteção das classes de uso antrópico aumentou 100% no período testemunha - 1966, 2.291,37% entre 1966 e 1981, 350,12% entre 1981 e 1998, e 10.664,04% entre 1966 e 1998.

TABELA 38 – ABRANGÊNCIA DAS CLASSES DE GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA COM A COBERTURA VEGETAL ORIGINAL NOS ANOS DE 1966, 1981 E 1998

CLASSES	COBERTURA VEGETAL ORIGINAL		ANO					
			1966		1981		1998	
	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
Muito Alto	1.987,03	8,69	1.984,72	8,69	1.858,66	8,13	1.366,95	5,98
Muito Alto a Alto	972,35	4,26	971,82	4,25	903,86	3,96	690,84	3,02
Alto	-	-	-	-	-	-	22,19	0,10
Alto a Médio	17.808,24	77,93	17.735,58	77,61	16.513,07	72,27	10.891,41	47,66
Médio	2.083,48	9,12	2.083,56	9,12	1.771,94	7,75	1.783,66	7,81
Médio a Baixo	-	-	23,29	0,10	1.411,20	6,17	7.102,18	31,08
Baixo	-	-	25,95	0,11	324,70	1,42	865,88	3,79
Baixo a Muito Baixo	-	-	26,18	0,12	67,67	0,30	127,99	0,56
TOTAL	22.851,10	100	22.851,10	100	22.851,10	100	22.851,10	100

FIGURA 24 - MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1966.

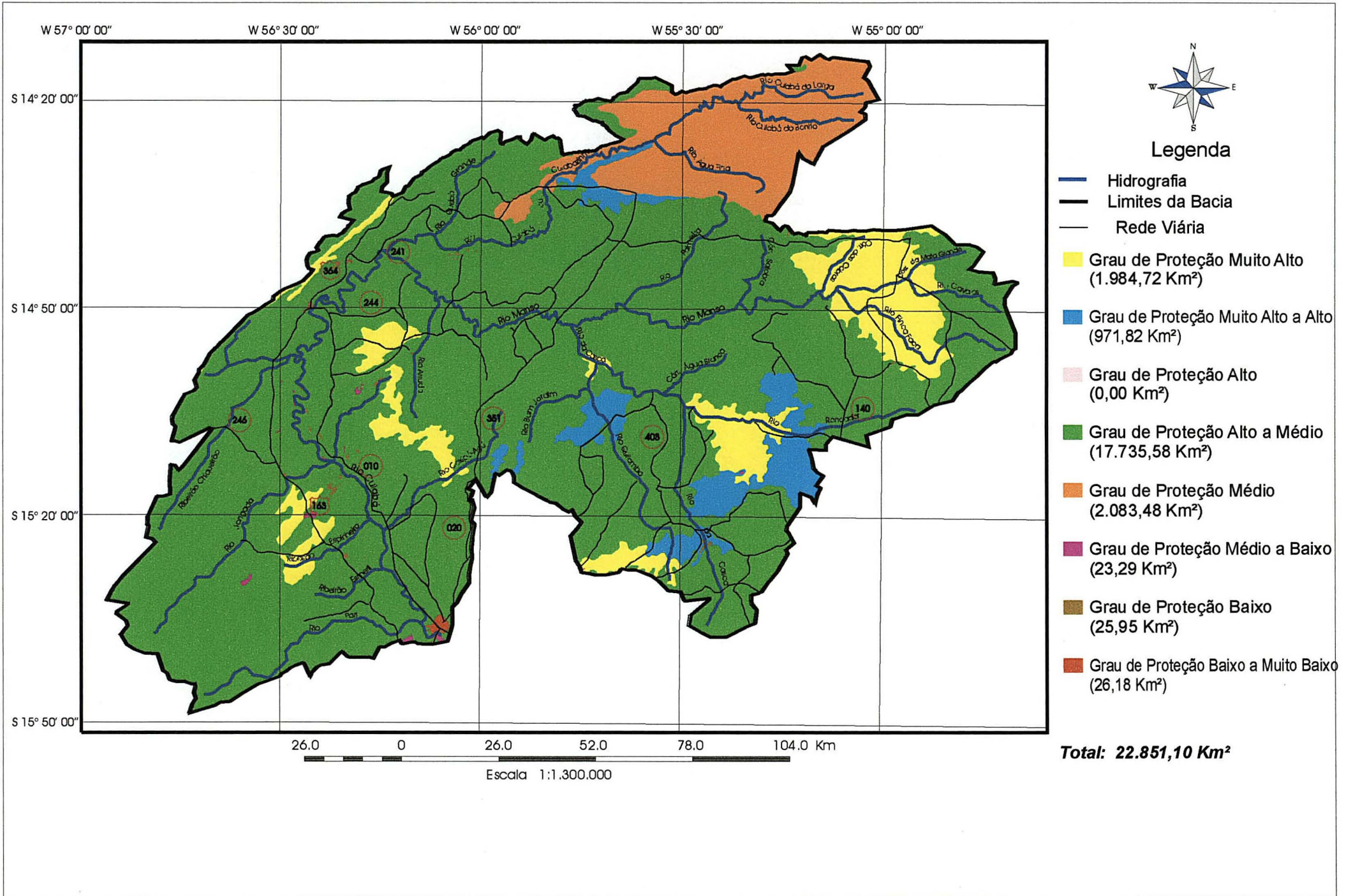


FIGURA 25 - MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1981.

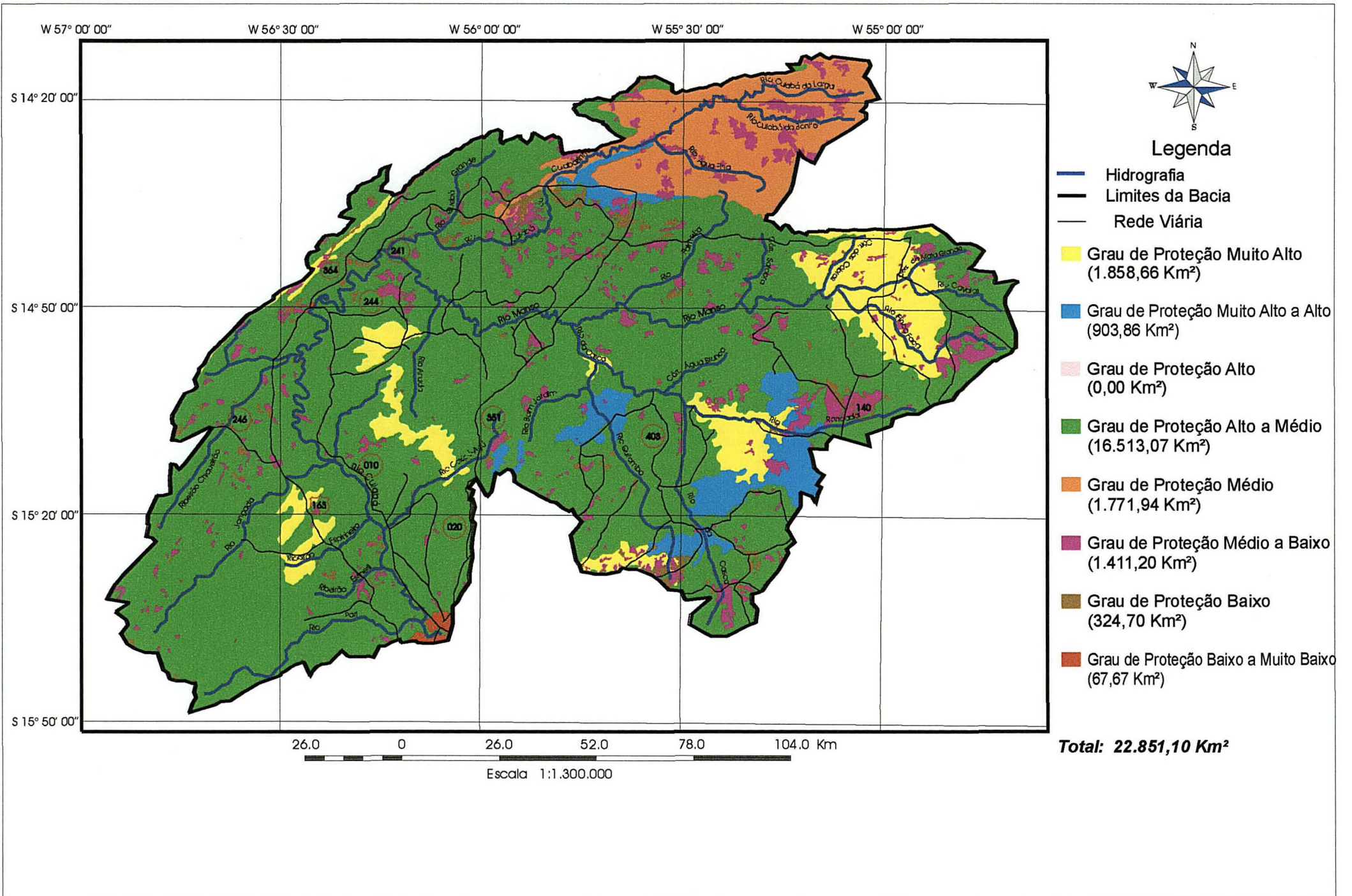
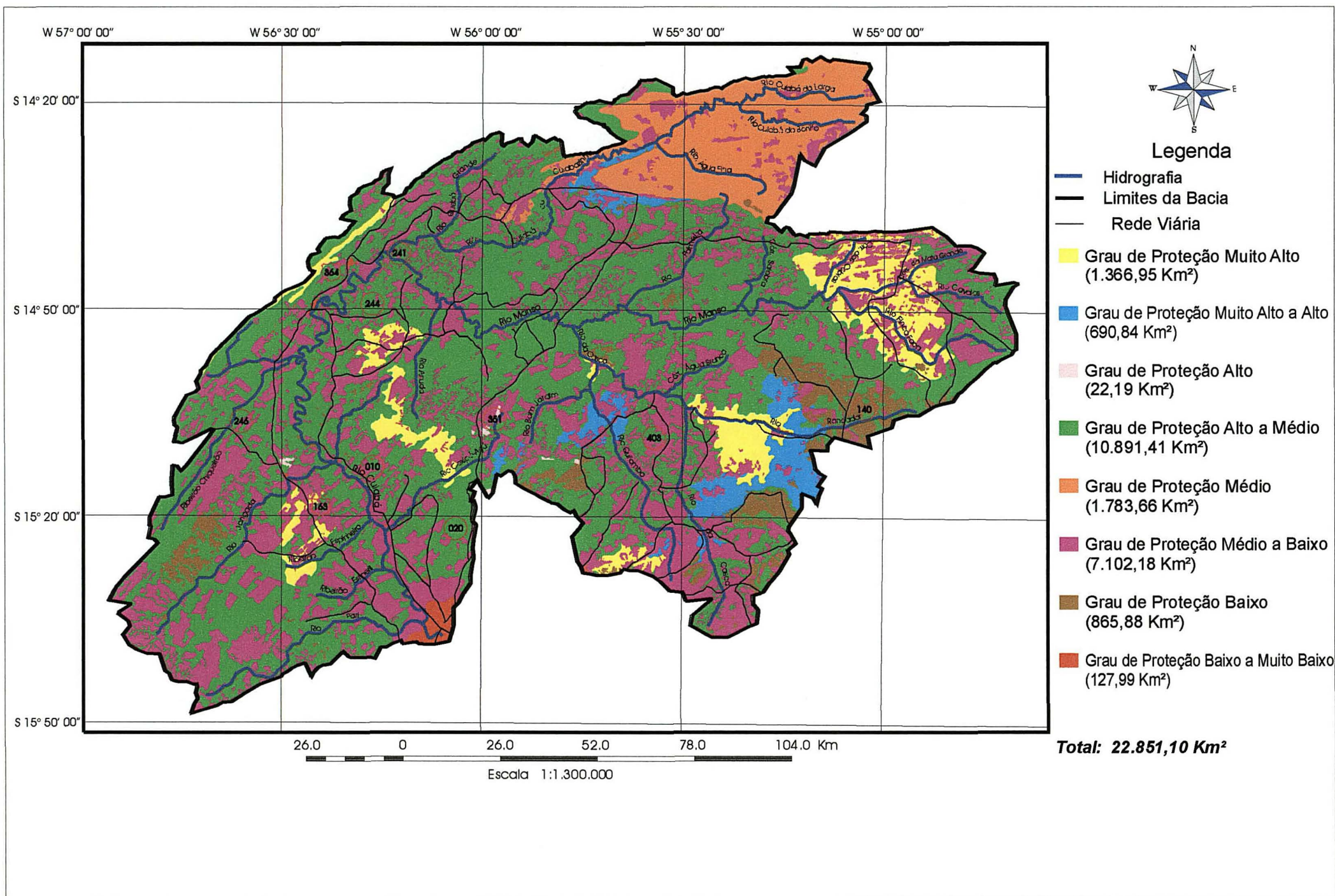


FIGURA 26 - MAPA DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA NO ANO DE 1998.



Verifica-se através da tabela 38 e nas figuras 24, 25 e 26 que a classe de grau de proteção que sofreu maior retração foi o alto a médio, 6.844,17 km², devido a substituição da cobertura vegetal da Savana Arbórea Aberta com Floresta-de-Galeria pelas pastagens plantadas e agricultura. A segunda classe que sofreu maior retração foi a de grau de proteção muito alto (617,77 km²), seguida pela de grau de proteção médio, que retraiu 299,99 km².

Por outro lado, a classe de grau de proteção médio a baixo foi a que sofreu maior expansão, no valor de 7.078,89 km², devido ao aumento das áreas sob uso com pastagens, vegetação alterada, seguida pela de grau de proteção baixo que expandiu em 839,93 km² devido ao aumento das áreas sob uso agrícola. As áreas classificadas sob grau de proteção baixo a muito baixo aumentaram em 101,81 km² devido, principalmente, a expansão dos núcleos urbanos de Cuiabá, Várzea Grande e Chapada dos Guimarães.

A separação que ocorre entre as classes de uso da categoria natural e as da categoria antrópica, em termos dos valores arbitrados na escala de progressão de efeitos de defesa ao terreno, pautou-se no fato de que as classes da segunda categoria, ao ter como pressuposto o uso intensivo da terra visando benefícios, produz custos (ODUM, 1983; LUNDQUIST et al, 1985), que incluem a erosão, assoreamento das calhas dos rios, exposição e compactação dos solos, poluição, dentre outros, e que podem ser qualificados e quantificados através dos fluxos de entrada e de saída, conforme o discorrido na subseção 2.2.

Os efeitos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento foram avaliados através da integração do Potencial de Armazenamento do Meio Poroso, conforme tabela 30, figura 19 e sub-seção 4.1.2, com o grau de proteção proporcionados pelos usos da terra nos anos de 1966, 1981 e 1998, cujos resultados são apresentados na tabela 39 e nas figuras 27, 28 e 29.

TABELA 39 – EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO

CLASSES	CAPACIDADE POTENCIAL ORIGINAL DE ARMAZENAMENTO		ANO					
			1966		1981		1998	
	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
Muito Alta	2.724,75	11,92	2.724,20	11,92	2.547,49	11,15	1.425,34	6,24
Alta	2.718,99	11,89	2.716,92	11,89	3.116,99	13,64	3.300,72	14,44
Média	9.251,62	40,49	9.213,66	40,32	8.772,91	38,39	9.374,74	41,03
Baixa	7.663,26	33,55	7.667,03	33,55	7.814,14	34,20	8.057,93	35,26
Muito Baixa	492,48	2,15	529,29	2,32	599,57	2,62	692,37	3,03
TOTAL	22.851,10	100	22.851,10	100	22.851,10	100	22.851,10	100

Devido ao pouco uso da terra até o ano de 1966 com as classes da categoria antrópica (75,42 km²), a capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica do rio Cuiabá apresentou muito pouca modificação no valor de área abrangida por suas classes. A classe muito alta abrangeu 11,92% da área, a alta abrangeu 11,89%, a média 40,32%, constituindo-se na predominante, a baixa abrangeu 33,55% da área e a muito baixa 2,32%, conforme pode-se verificar na tabela 39 e na figura 27.

Em 1981, devido a substituição da cobertura vegetal original de parte da área abrangida pelas classes de uso da categoria natural pelas coberturas e respectivos circuitos de trabalho auxiliar das classes de uso antrópico (tabela 33), ocorreram modificações nas áreas abrangidas pelas classes de capacidade potencial (tabela 39 e figura 28). A classe muito alta passou a abranger 11,15% da área da bacia, a alta 13,64%, a média 38,39% e continuou predominante, a baixa 34,20% e a muito baixa 2,62%. Tal modificação foi devido ao menor grau de proteção proporcionado pelas pastagens, vegetação alterada, agricultura e uso urbano, conforme o já discorrido.

Em função da expansão das classes de uso da terra da categoria antrópica no ano de 1998, conforme tabela 39 e figura 29, a classe muito alta passou a abranger 6,24% da área, a alta 14,44%, a média 41,03%, a baixa 35,26% e a muito baixa 3,03%.

FIGURA 27 - MAPA DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO NO ANO DE 1966.

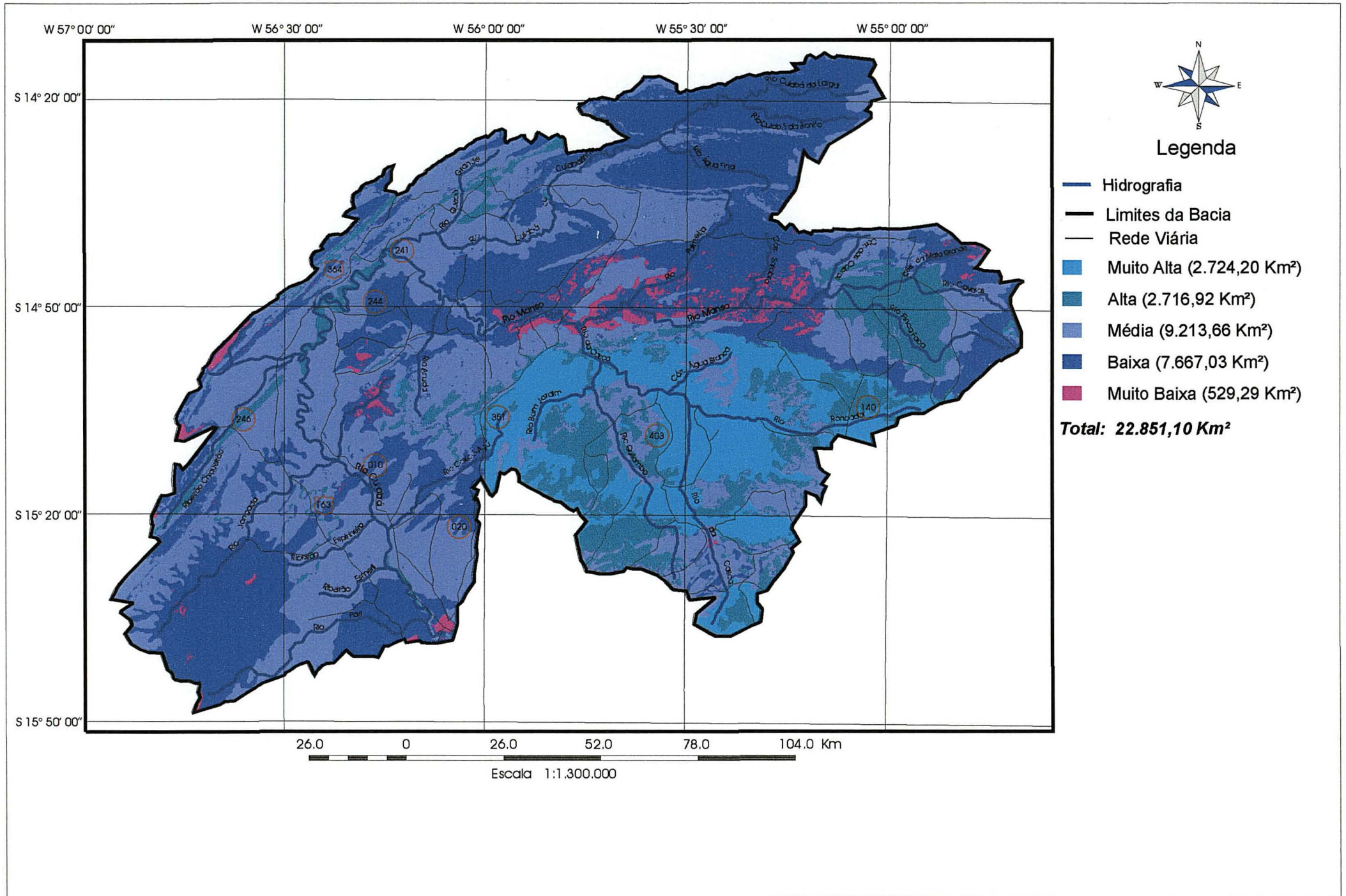


FIGURA 28 - MAPA DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO NO ANO DE 1981.

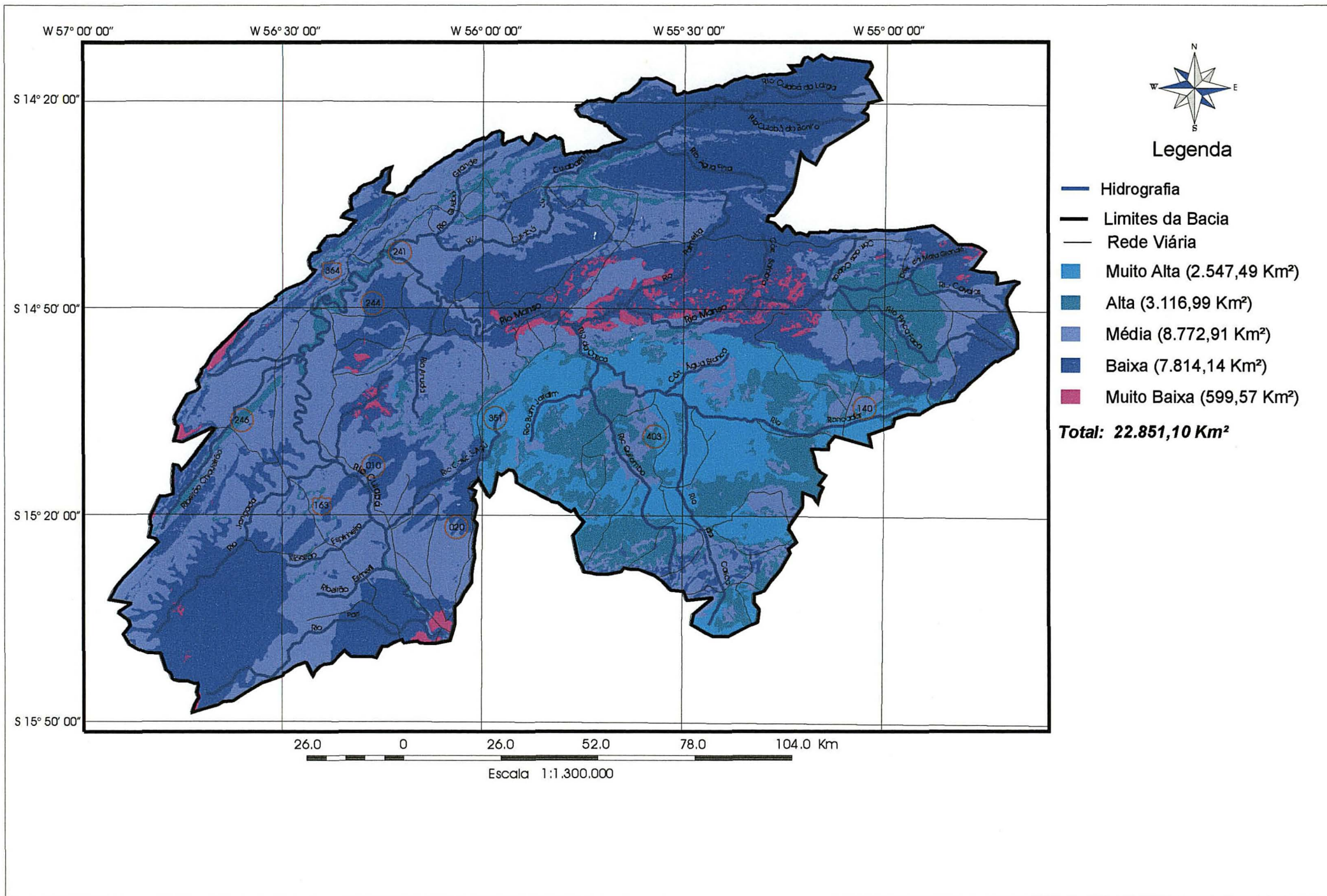
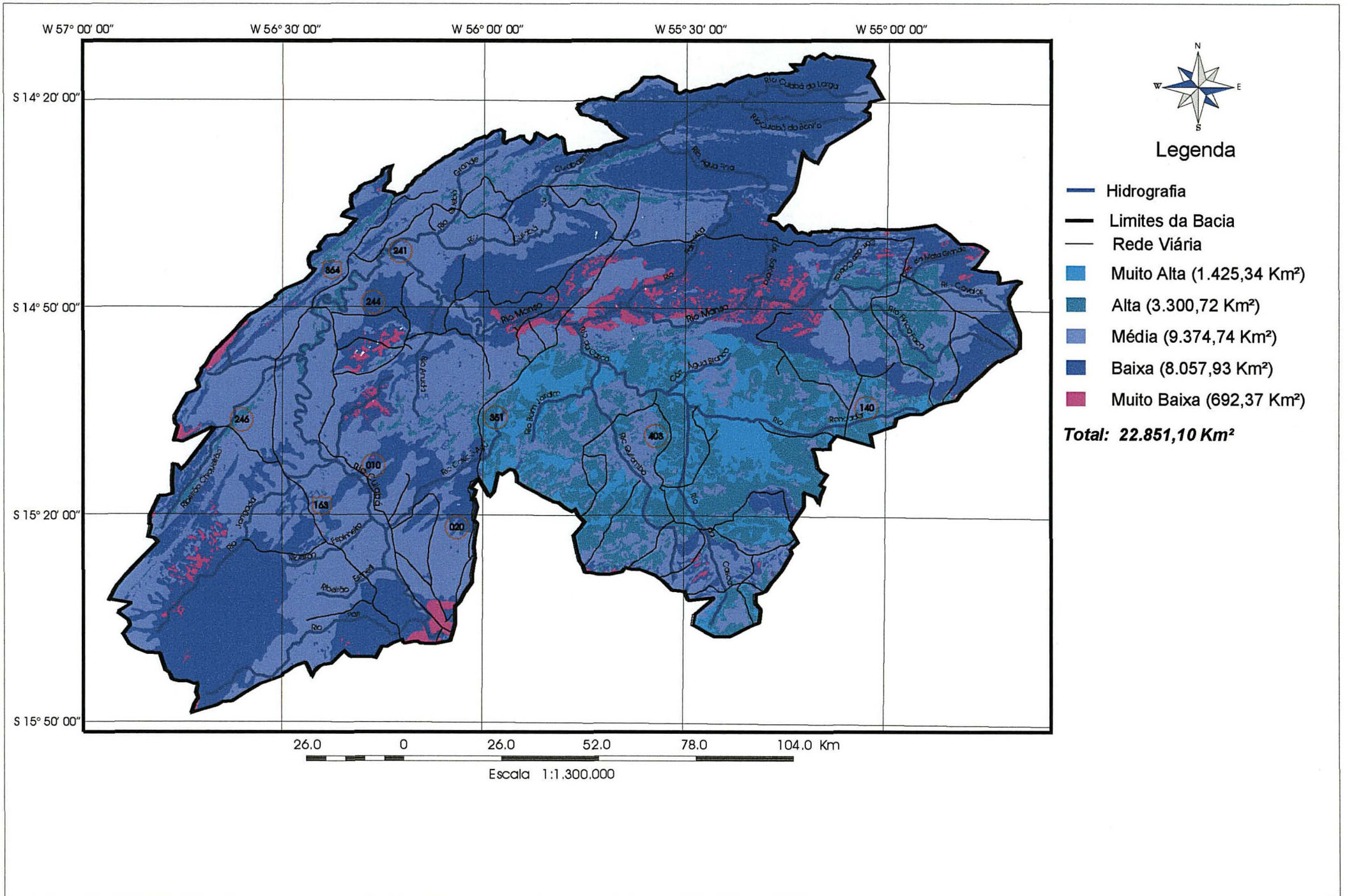


FIGURA 29 - MAPA DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO NO ANO DE 1998.



Comparando a capacidade potencial original de armazenamento da bacia com os efeitos dos usos em 1966, assim como 1966 com 1981 e 1981 com 1998, verifica-se que ocorreu expansão da área abrangida pelas classes baixa e muito baixa, retração da área abrangida pelas classes muito alta nos três períodos e pela média nos dois períodos iniciais, conforme balanço apresentado na tabela 40.

TABELA 40 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) DAS CLASSES DE CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO EM DECORRÊNCIA DOS USOS DA TERRA NOS PERÍODOS: SEM USO ANTRÓPICO – 1966, 1966 – 1981 E 1981 – 1998

CLASSES	PERÍODO					
	TESTEMUNHA – 1966 ⁽¹⁾		1966 – 1981		1981 – 1998	
	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
Muito Alta	0,55	- 0,02	176,71	- 6,94	1.122,15	- 44,05
Alta	2,07	- 0,08	400,07	+ 14,33	183,73	+ 5,89
Média	35,19	- 0,41	440,75	- 4,78	601,83	+ 6,86
Baixa	3,49	+ 0,05	147,11	+ 1,92	243,79	+ 3,12
Muito Baixa	34,12	+ 7,47	70,28	+ 13,29	92,80	+ 15,46
TOTAL	75,42	-	1.234,92	-	2.244,30	-

NOTA ⁽¹⁾: Nesse período considerou-se a capacidade potencial de armazenamento da bacia (ver 4.1.3) como ano zero ou testemunha.

A semelhança do efetuado para os usos da terra, os valores da tabela 40 referem-se a diferença de área obtida para cada classe por meio da subtração do seu valor verificado no último ano do período daquele verificado no primeiro ano do mesmo.

No primeiro período que vai até 1966, ocorreu uma retração muito pequena das classes muito alta, alta e média em 0,02%, 0,08% e 0,41%, respectivamente, enquanto que as classes de capacidade potencial baixa e muito baixa sofreram expansão de 0,05% e de 7,47%, respectivamente. A expansão da classe muito baixa ocorreu devido a presença classe de uso urbano representado pelos núcleos urbanos de Cuiabá, Várzea Grande e Chapada dos Guimarães, e a uma mancha de uso agrícola na subunidade geomorfológica Chapada dos Guimarães (figura 27).

O uso urbano, ao incidir sobre uma unidade homogênea de classe de capacidade potencial de armazenamento baixo desencadeou o processo de

transição desta classe para a muito baixa. A expansão da classe baixa deu-se pela transição das classes alta e média para a mesma, enquanto que a área de 0,55 km² da classe muito alta, pelo mesmo processo, passou para a classe alta. A ordem de valor de transição absoluta das classes de capacidade potencial de armazenamento foi muito baixa > média > alta > baixa > muito alta.

Considerando-se que o processo de ocupação da terra e de usos dos recursos é dinâmico no decorrer do tempo, conforme expõe BARRETO (1981), e que esse processo iniciou-se em 1727 na bacia hidrográfica, pode-se esperar que diversas unidades homogêneas de classes capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica entraram em processo de transição quando sob uso com classes da categoria antrópica, mudando de classe, assim como muitas delas retornaram as suas classes originais de capacidade potencial quando do pousio da terra ou abandono da atividade econômica no tempo. Há que se lembrar que esse retorno é possível desde que as atividades sócio-econômicas desenvolvidas não causem alterações de tal monta que levem à ruptura do equilíbrio do sistema. Caso esta ocorra, o sistema entra numa fase de readaptação ou de auto-organização (ODUM, 1983), até que um novo patamar de equilíbrio seja alcançado, o qual será caracterizado, então, por novos padrões de estruturas, de formas de comportamento e de interações. Isto significa que a unidade de área poderá se enquadrar em uma nova classe em função dos processos hidrológicos que vierem a ocorrer.

No período que vai de 1966 a 1981, conforme tabela 40 e figura 28, o balanço de transição das classes de capacidade potencial dos usos da terra passou a apresentar um novo padrão. As classes de capacidade potencial alta, baixa e muito baixa sofreram expansão de 14,33%, 1,92% e 13,29%, respectivamente, enquanto que a muito alta e média sofreram retração de 6,94% e 4,78%, respectivamente. A classe que apresentou o maior valor absoluto de transição foi a média, e a que apresentou menor valor foi a muito baixa.

A maior cessão de área pela classe média de capacidade potencial de armazenamento é devido a maior expansão dos usos da terra sobre a tipologia

Savana Arbórea Aberta, do mesmo modo que a presença de manchas de áreas classificadas como média dentro das classes muito alta e alta podem ser atribuídas a substituição dessa cobertura e da cobertura de Floresta Estacional.

A expansão da classe muito baixa ocorreu, no período, quase que totalmente devido a expansão das áreas urbanas na bacia (em 67,67 km²), tanto em locais classificados como de capacidade média, como em locais de capacidade alta (Nova Brasilândia). Tal efeito é devido ao menor valor atribuído a esse uso na escala de progressão de efeitos protetivos que o mesmo proporciona à terra em relação a outras classes de uso, conforme o apresentado na tabela 23. No decorrer do processo de integração com o uso do operador de lógica ponderada, o menor efeito protetivo em relação as demais classes de grau de proteção faz com que as áreas sob uso urbano sejam classificadas como sendo de potencial muito baixo.

A luz do exposto na subseção 2.2.5, essa classificação da expressão hidrológica das áreas sob uso urbano apresenta lógica. As altas taxas de impermeabilização do terreno ao diminuírem a infiltração causam alterações na estrutura hidrológica da paisagem, aumentando a participação do escoamento superficial no direto, modificando o comportamento do deflúvio, conforme relatam diversos autores. O tempo de permanência da água na área, por consequência, diminui, caracterizando uma modificação deletérica na função de armazenagem em termos de atenuação dos eventos de precipitação.

As outras áreas que foram reclassificadas como sendo de capacidade potencial muito baixa devido a outros usos que não o urbano, possivelmente apresentam limitação quanto ao potencial hidrológico do relevo e/ou dos solos, o que caracteriza um conflito de uso devido a má combinação entre o uso atual e o uso potencial dos recursos. Sinaliza, também, a ausência da inserção de mecanismos de retroalimentação negativa que venham a mitigar os efeitos dos impactos advindos do conflito de uso.

No período que vai de 1981 a 1998, conforme tabela 40 e figura 29, as classes alta, baixa e muito baixa continuaram o seu processo de expansão,

enquanto que a muito alta e a média continuaram o de retração. As classes alta, média, baixa e muito baixa apresentaram expansão de 5,89%, 6,86%, 3,12% e 15,46%, respectivamente, enquanto que a muito alta apresentou retração de 44,05%.

Conforme pode-se observar na figura 29, os efeitos dos usos são marcantes. Nota-se no Planalto dos Guimarães o avanço da classe de capacidade potencial de armazenagem alta sobre a muito alta, o que pode trazer conseqüência deletérica ao processo dos fluxos hidrológicos no terreno e à recarga do aquífero no médio e no longo prazo, ainda mais quando se considera que essa região apresenta alto grau de fragilidade em relação aos processos erosivos, conforme o verificado por MATO GROSSO (1995^b).

Na Depressão Cuiabana, também é nítido o avanço da classe média sobre a alta onde a implantação de pastagens para criação de gado de corte substituiu as tipologias da Savana Arbórea Aberta e da Floresta Estacional.

Sem a pretensão de se criar um cenário catastrófico, a substituição da Floresta Estacional por pastagens e posterior apascentamento do gado pode trazer maiores conseqüência negativas ao processo dos fluxos hidrológicos do que a substituição da Savana Arbórea Aberta por esse mesmo tipo de uso sob mesmas condições de expressão hidrológica de rochas, relevo e solos. Os efeitos protetivos da Floresta Estacional são relativamente maiores que aqueles proporcionados pela Savana Arbórea Aberta, de forma que, quando da substituição dessas coberturas pelas pastagens, a diferença de valor é maior em relação a primeira, o que significa que uma maior quantidade de água oriunda de eventos de precipitação chegará a superfície do solo mineral, produzindo fluxos via escoamento superficial, aumentando dessa forma o escoamento direto em relação ao escoamento base, diminuindo o tempo de permanência da água na bacia.

Nessa situação, a adoção de práticas de conservação do solo e da água são de fundamental importância para dotar o sistema controlado de mecanismos de retroalimentação negativa visando o aumento do tempo de permanência da água na

bacia e sua conseqüente participação nos processos produtivos e ambientais. A finalidade precípua seria a de conservar as características dos meios nos quais as funções hidrológicas e ecológicas da bacia tem lugar.

Uma outra verificação efetuada é a de que nem toda a substituição das classes de uso da categoria natural pelas da categoria antrópica causam interações cujo alcance de resposta é suficiente para levar uma dada área à transição de classe de capacidade potencial de armazenamento.

As classes de capacidade potencial de armazenamento oriundas do processo de transição no período de 1966 a 1981 perfizeram 1.234,92 km² (tabela 40) ou 5,40% da área da bacia, enquanto que as classes de uso da terra da categoria antrópica perfizeram 1.728,15 km² (tabela 34) ou 7,56% da área. Em relação ao período de 1981 a 1998, aquelas oriundas do processo de transição perfizeram 2.244,30 km² (tabela 40) ou 9,82% da área da bacia, enquanto que aquelas da categoria antrópica perfizeram 6.326,39 km² (tabela 34) ou 27,69% da área.

Tal evento pode ser creditado a dois fatores. O primeiro deles refere-se ao processo de interação propriamente dito que ocorre entre as expressões hidrológicas das variáveis físicas do sistema, no qual a contribuição de cada uma ocorre mediante ao estabelecimento de um valor relativo de ponderação e mediante a abrangência das suas classes, que por sua vez denotam as relações dos componentes do fluxo hidrológico hierarquizado.

O segundo fator encontra-se relacionado ao quesito operacional da metodologia referente ao produto de saída do modelo de análise dos dados espaciais (figura 9). Para o fatiamento do produto numérico do terreno, são estabelecidas classes de capacidade potencial pautados nos intervalos de tons de cinza gerados pelo modelo numérico do terreno dentro do ambiente de Sistema de Informações Geográficas.

Neste trabalho foram estabelecidas cinco classes de capacidade potencial de armazenamento definidas entre os valores máximos e mínimos de tons de cinza

apresentados pelo produto numérico, e cujo intervalo de classe estabelecido foi uniforme, através da adoção do passo contínuo da rotina computacional. Cada intervalo de classe de potencial de armazenagem passa a agregar, dessa forma, diversos pares de valores de tons de cinza ou seja, respostas hidrológicas diferenciadas, cada uma delas referente a um intervalo. É uma forma de se homogeneizar as respostas hidrológicas por meio das relações mais importantes que representam a realidade, em consonância com o estabelecido para as expressões hidrológicas das componentes físicas do sistema. Buscou-se fornecer uma compreensão abrangente de uma estrutura de relações. A escolha desse número de classes, cinco, pautou-se na escala de realização do trabalho e naquela dos dados e informações utilizadas (1.250.000). Teve também a finalidade de dotar o produto numérico cartográfico de qualidade visual adequada para facilitar a interpretação, a compreensão dos processos e suas possíveis conseqüências. Devido a isso, não foram estabelecidas novas classes de capacidades potencial.

4.4 PROJEÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA PARA OS ANOS DE 2010 E 2020

Os cenários projetados de usos da terra para os anos de 2010 e 2020 na Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá, mediante as premissas e pressupostos estabelecidos na subseção 3.4, são os apresentados na tabela 41 e nas figuras 30 e 31.

TABELA 41 – PROJEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA OS ANOS DE 2010 E 2020

CATEGORIA	CLASSE	ANO			
		2010		2020	
		ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
N A T U R A L	Florestal Estacional	1.009,03	4,42	515,57	2,26
	Savana Arbórea Densa	601,09	2,63	570,06	2,49
	Savana Arbórea Aberta	7.549,96	33,04	6.061,21	26,52
	Savana Parque	1.997,49	8,74	662,78	2,90
SUB TOTAL		11.157,57	48,83	7.811,62	34,17
A N T R O P I C A	Reflorestamento	34,80	0,15	49,32	0,22
	Vegetação Alterada	1.264,30	5,53	1.890,28	8,28
	Pastagem	9.056,68	39,63	11.731,74	51,33
	Agrícola	865,88	3,79	865,88	3,79
	Urbano	166,59	0,73	198,83	0,87
	Represa ⁽¹⁾	305,43	1,34	305,43	1,34
SUB TOTAL		11.693,53	51,17	15.039,48	65,83
TOTAL		22.851,10	100	22.851,10	100

NOTA: ⁽¹⁾ Classe de uso da categoria antrópica que foi incluída na simulação.

Os cenários projetados para os anos de 2010 e 2020, conforme o apresentado na tabela 41, se caracterizam por apresentar expansão das classes de uso da categoria antrópica sobre as da categoria natural. A grandeza de abrangência dessas classes foi a mesma nos dois anos de projeção, com o uso com pastagens ocupando 39,63% e 51,33% da área da bacia, em 2010 e 2020, respectivamente, seguido pela vegetação alterada ocupando 5,53% e 8,28%, respectivamente, pelo uso agrícola com 3,79% em ambos os anos, uso urbano ocupando 0,73% e 0,87% da área em 2010 e 2020, respectivamente, e uso com reflorestamento ocupando 0,15% e 0,22%, respectivamente. Com o início do funcionamento do Aproveitamento Múltiplo do Manso, uma nova categoria denominada de represa foi acrescentada ao cenário, ocupando 1,34% da área da bacia.

FIGURA 30 - MAPA DA PROJEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2010.

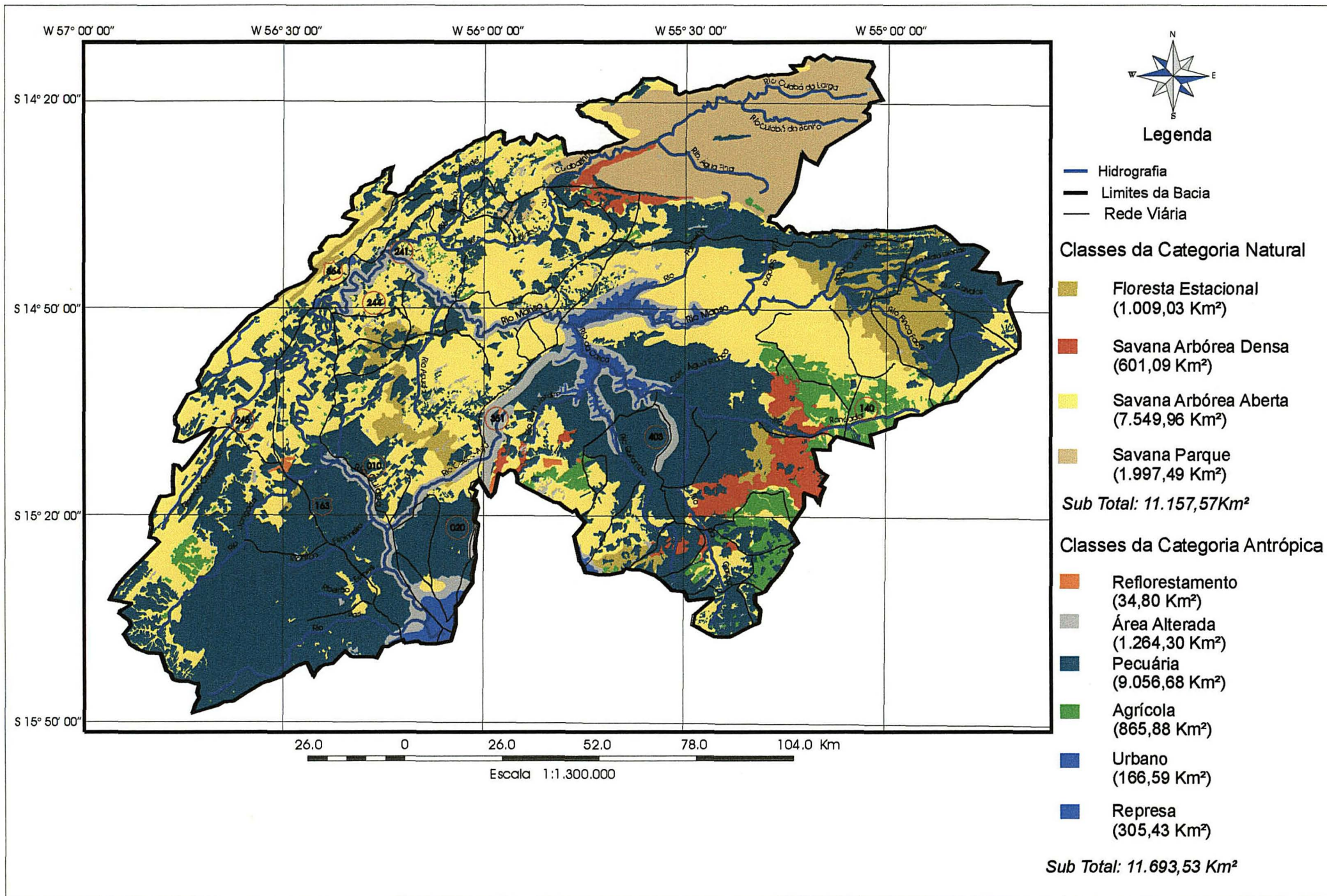
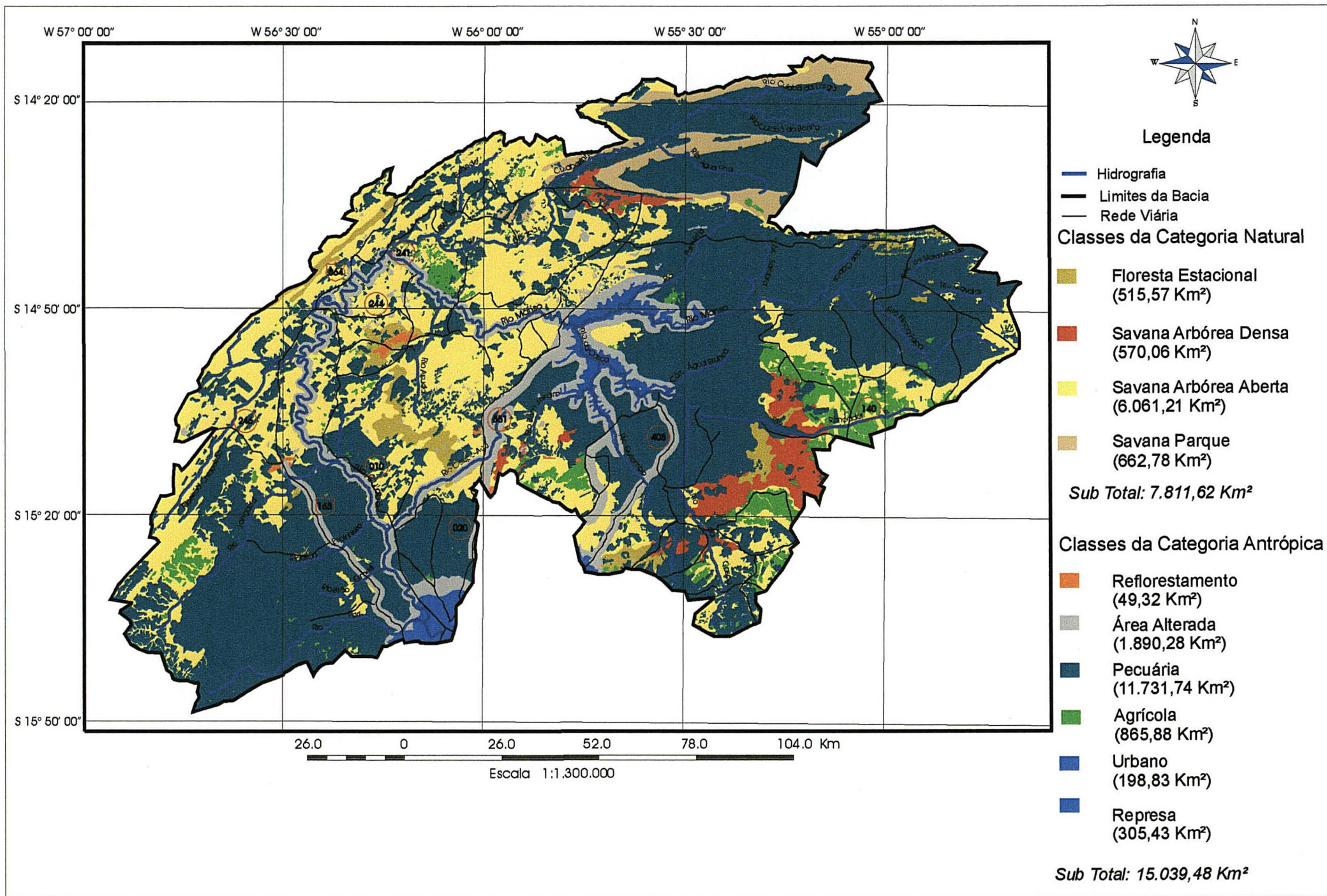


FIGURA 31 - MAPA DA PROJEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2020



Em contrapartida, verifica-se por meio dos valores da tabela 41 que as classes de uso da categoria natural sofrerão retração, notadamente a Savana Arbórea Aberta que recobria 77,61% da área da bacia em 1966 (tabela 33), e que poderá passar a recobrir, de acordo com a projeção para 2020, 26,52% da mesma, cedendo dessa forma 11.674,37 km² para ocupação com outras classes de uso. Entre 2010 e 2020 a área recoberta pela Floresta Estacional passará de 4,42% da área da bacia para 2,26%, a da Savana Arbórea Densa passará de 2,63% para 2,49%, Savana Arbórea Aberta passará de 33,04% para 26,52%, e a área da Savana Parque passará de 8,74% para 2,90%.

As direções nas quais ocorrerão essas expansões e contrações das classes de uso da terra nos anos de 2010 e de 2020 são mostradas nas figuras 30 e 31, respectivamente. Verifica-se que, sob a ótica do vetor de desenvolvimento representado pelo APM Manso e pela rede viária, a expansão das classes de uso antrópico apresentará direcionamento SO – NE, preferencialmente em terrenos com formas de dissecação de relevo do tipo topo tabular e erosivos do tipo superfície pediplanada (ver figura 4 e 5). A concentração dos usos nessas áreas no ano de 2010 será devida a infra-estrutura viária existente e que poderá ser melhorada no decorrer do período, e em 2020 sua expansão nas áreas adjacentes ficará na dependência da implantação de novas estradas e da disponibilidade de capital para investimentos em tecnologias para racionalizar o uso dos recursos.

Um aspecto interessante de ser notado é a projeção da expansão da classe de uso com pastagens na Depressão Interplanáltica de Paranatinga, onde a Savana Parque vem se expandindo às expensas das classes de uso antrópico. Esse avanço da Savana Parque deve-se ao isolamento da região e a pouca potencialidade de seus recursos para a execução de atividades sócio-econômicas com baixo grau de tecnologia e de entrada de insumos. O retrato da região é o de conflito entre uso atual e uso potencial que resultou no declínio sócio-econômico da mesma.

A sua utilização com a classe de uso com pastagens até o ano de 2020 deve-se a pressão econômica por novas áreas em função do esgotamento destas no restante da bacia. Partiu-se do pressuposto de que a oportunidade gera a possibilidade de satisfação das necessidades e expectativas, molas propulsoras estas que levam indivíduos e/ou comunidades a procurarem suplantarem as barreiras naturais do ambiente, mesmo com todo o custo inerente, que na maioria das vezes é tratado como uma externalidade não desejada e socializado para toda a população.

Um outro fator que alicerça a expansão da classe de uso com pastagens é o mosaico fundiário da bacia hidrográfica. O mosaico fundiário apontado por AMORIM e MIRANDA (2000), conforme tabela 1, para as microrregiões de Rosário Oeste e Cuiabá, as quais abrangem grande parte da bacia hidrográfica, tem sua estrutura pautada em poucas propriedades de grande porte (13% do total de propriedades) que abrangem em torno de 75% da área ocupada de 37.000 km². Essas grandes propriedades ou latifúndios dificilmente são ocupados de pleno, o que significa que haverá área disponível para o crescimento da atividade pecuária.

O Aproveitamento Múltiplo do Manso, uma usina hidroelétrica cujo lago de acumulação de 305,43 km² tem a finalidade de aproveitamento múltiplo com turismo, recreação, lazer, pesca e conservação, tenderá a impulsionar a implantação de um padrão específico de ocupação das terras ao longo do rio Cuiabá, das rodovias e estradas que dão acesso ao lago e ao seu entorno, caracterizado pelo particionamento do mosaico fundiário em pequenas propriedades intituladas de chácaras e sítios e pontos de prestação de serviços ligados ao turismo. As paisagens únicas da região, o fluxo turístico e os esforços de propaganda e marketing envidados pelo governo estadual como um instrumento da política de desenvolvimento do turismo alicerçam o processo de ocupação e uso, assim como o de valorização das terras.

A concentração da expansão das áreas urbanas nos núcleos de Cuiabá, Várzea Grande e Chapada dos Guimarães ocorrerá devido aos investimentos que vem sendo e que serão efetuados no decorrer do período. Os dois primeiros núcleos

constituem-se no principal polo econômico e político do Estado, enquanto que Chapada dos Guimarães constitui-se no principal polo turístico. Os demais núcleos urbanos da bacia vem apresentando taxas de crescimento negativas em função da expansão da atividade pecuária que gera pouco emprego e retorno social por meio de impostos, tendência esta que pode perdurar no período considerado. Estima-se que o núcleo urbano de Cuiabá-Várzea Grande apresentará população de 780.000 habitantes em 2010 e 930.000 habitantes em 2020, o que daria uma densidade demográfica de 189 hab/km² e de 223 hab/km², respectivamente.

Há que se ressaltar que, a semelhança da maioria das áreas urbanas do Brasil, a de Cuiabá-Várzea Grande apresenta infra-estrutura de esgotamento sanitário e de coleta de lixo insuficientes, mesmo com todos os investimentos que foram efetuados ao longo da década de 90 do século passado. Um dos reflexos dessa deficiência é o enquadramento do trecho do rio Cuiabá compreendido entre o Distrito da Guia e a cidade de Santo Antônio do Leverger na classe II com tendência a transposição para a classe III devido a concentração de coliformes fecais. Outro reflexo é a poluição do lençol freático que se encontra sob a área urbana também com coliformes. Se a expansão da área urbana e o crescimento da população no decorrer do período da projeção não for acompanhado do fornecimento desses serviços essenciais, a situação de degradação dos recursos hídricos e de diminuição do bem estar da população poderá se agravar.

As áreas de entorno dos núcleos urbanos supra mencionados também se expandirão, e continuarão a apresentar padrão de transição de classe de uso da terra, geralmente da classe de uso com pastagens para uma intermediária caracterizada pela coexistência das atividades do setor primário com as de recreação, lazer e uso urbano, o que indica um maior particionamento do mosaico fundiário e expansão da rede de drenagem.

A classe de uso agrícola foi considerada como não apresentando expansão devido a utilização plena dos terrenos que apresentam potencialidades para tal até o ano de 1998. O reflorestamento no decorrer do período considerado

continuará a ser uma atividade de importância secundária, restrita a pequenas áreas consideradas "marginais", com a finalidade de produção de energia calorífica por meio do plantio de *Eucalyptus sp* e de madeira para o mercado externo por meio do plantio de *Tectona grandis* em pastagens degradadas. Colabora com esse quadro a lenha oriunda do desmatamento da Savana, que apresenta preço relativamente baixo e que atende a demanda local.

Em sua síntese, a expansão das classes de uso da terra da categoria antrópica depende de vetores políticos, sociais, econômicos e de infra-estrutura que proporcionem sinergia no sentido de gerar oportunidades pela disponibilização de elementos que auxiliem na criação e na consolidação de cenários que sinalizem no sentido de satisfazer demandas e expectativas. Esse efeito sinérgico é denominado por BUTCHER (1999) de efeito de vizinhança; como exemplo, o autor cita o efeito da passagem de um rodovia em uma dada região que, ao facilitar o acesso a esta, gera possibilidades de desenvolvimento.

Para melhor explicitação da dimensão dos avanços e retrações das classes de uso da terra foi efetuado um balanço entre os períodos de 1998- 2010 e 2010-2020, cujos resultados são apresentados na tabela 42.

O comportamento de expansão e de contração das classes de usos será parecido com aquele apresentado nos períodos de 1966-1981 e 1981-1998 (tabela 34). Os cenários simulados mostram que a classe de uso natural Savana Arbórea Aberta apresentará maior valor relativo (30,68%) e absoluto (3.341,45 km²) de retração de área no período de 1998-2010 e maior valor absoluto (1.488,75 km²) no período de 2010-2020 devido a maior abrangência de sua cobertura na bacia hidrográfica. Neste último período, o maior valor relativo de retração (66,82%) será apresentado pela Savana Parque, seguida pela Floresta Estacional (48,90%) e pela Savana Arbórea Aberta (19,72%). A expansão da Savana Parque no período de 1998-2010 ocorrerá devido ao pressuposto de abandono das atividades econômicas em função da falta de infra-estrutura na região da Depressão Interplanáltica de Paranatinga, assim como devido a baixa potencialidade dos recursos aí existentes e

as melhores oportunidades de implantação e desenvolvimento de atividades sócio-econômicas em outras regiões da bacia.

TABELA 42 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) PROJETADAS DAS CLASSES DE USO DA TERRA NOS PERÍODOS DE 1998-2010 E 2010-2020

CATEGORIA	CLASSE	ANO			
		1998 – 2010		2010 – 2020	
		ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
N A T U R A L	Florestal Estacional	357,92	- 26,18	493,46	- 48,90
	Savana Arbórea Densa	89,75	- 12,99	31,03	- 5,16
	Savana Arbórea Aberta	3.341,45	- 30,68	1.488,75	- 19,72
	Savana Parque	213,75	+ 11,98	1.334,63	- 66,82
TOTAL		4.077,57 ⁽¹⁾	-	3.347,87	-
A N T R O P I C A	Reflorestamento	12,61	+ 56,83	14,52	+ 41,72
	Vegetação Alterada	288,45	- 18,58	626,05	+ 49,52
	Pastagem	3.507,38	+ 63,20	2.675,06	+ 29,54
	Agrícola	0,00	0,00	0,00	0,00
	Urbano	38,60	+ 30,15	32,24	+ 19,35
	Represa	305,43	+ 100	0,00	0,00
TOTAL		4.077,57 ⁽²⁾	-	3.347,87	-

NOTA: ⁽¹⁾ total efetuado sem considerar a área abrangida pela Savana Parque e englobando a vegetação alterada – somente classes com retração de área.

⁽²⁾ total efetuado sem considerar a área abrangida pela vegetação alterada e englobando a Savana Parque – somente classes com expansão de área.

A retração que ocorrerá nos dois períodos considerados corresponderá a expansão por substituição da cobertura vegetal original predominantemente pelas pastagens, seguida pela vegetação alterada, uso urbano e reflorestamento. Adicionalmente, a classe represa foi acrescida uma única vez no período de 1998-2010. O menor incremento das áreas abrangidas pela classe vegetação alterada será decorrente da substituição de parte das mesmas por pastagens e pela represa. No entanto, essa classe apresentará maior expansão relativa (49,52%) no período posterior. O maior valor absoluto de expansão de área continuará a ser apresentado

pelas pastagens, na monta de 3.507,48 km² em 1998-2010 e 2.675,06 km² em 2010-2020; a diminuição da área expandida neste último período será devida a falta de disponibilidade de terrenos com potencialidades para tal.

A área total que passou pelo processo de transição de classes e de categorias de usos foi de 4.077,57 km² ou 17,84% da área da bacia no período de 1998-2010, e de 3.347,87 km² ou 14,65% no período de 2010-2020. Esses valores absolutos e relativos contabilizados nesses dois períodos de simulação foram menores que aqueles apurados no período de 1981-1998 e maiores que aqueles do período de 1966-1981.

Mediante os valores de expansão/retração das áreas ocupadas pelas classes de usos nos cinco períodos analisados, dos quais os três primeiros são reais e os dois últimos simulados, pode-se considerar que a grande maioria das terras da bacia hidrográfica do rio Cuiabá com potencialidade plena para uso com atividades sócio-econômicas do setor primário encontravam-se ocupadas e sob uso no ano de 1998, de forma que a expansão efetuada em 2010 e 2020 traz consigo um certo grau de conflito entre o uso potencial e uso atual.

Para a finalidade do estudo dos efeitos dos usos da terra oriundos dos dois cenários de simulação sobre a capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica, as classes de usos tiveram sua expressão hidrológica explicitada em termos de grau de proteção, cujos resultados são apresentados na tabela 43 e nas figuras 32 e 33, conforme segue.

Verifica-se na tabela 43 e nas figuras 32 e 33, que a classe de grau de proteção médio a baixo, que é a expressão das pastagens e da vegetação alterada, predominará em termos de valores absolutos e relativos em ambos os períodos; esse grau de proteção será proporcionado à 45,16% da área da bacia em 2010 e à 59,61% em 2020, o que significa dizer que algumas áreas entrarão em transição na escala de valores protetivos devido a substituição da cobertura vegetal original.

A segunda classe de grau de proteção dominante será a de grau alto a médio, que é a expressão hidrológica da Savana Arbórea Aberta, que proporcionará

o seu efeito protetivo intrínseco para 33,04% da área da bacia em 2010 e para 26,52% em 2020.

TABELA 43 – ABRANGÊNCIA DAS CLASSES DE GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA OS ANOS DE 2010 E 2020

CLASSE	ANO			
	2010		2020	
	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
Muito Alto	1.009,03	4,42	515,57	2,26
Muito Alto a Alto	601,09	2,63	570,06	2,49
Alto	34,80	0,15	49,32	0,22
Alto a Médio	7.549,96	33,04	6.061,21	26,52
Médio	1.997,41	8,74	662,78	2,90
Médio a Baixo	10.320,91	45,16	13.622,02	59,61
Baixo	865,88	3,79	865,88	3,79
Baixo a Muito Baixo	166,59	0,73	198,83	0,87
TOTAL	22.545,67⁽¹⁾	98,66⁽¹⁾	22.545,67⁽¹⁾	98,66⁽¹⁾

NOTA: ⁽¹⁾ Valor total absoluto e valor total relativo calculado sem levar em consideração a área ocupada pelo lago da represa; para esta última não foi arbitrado valor de grau de proteção. O valor relativo está expresso em relação a área total da bacia hidrográfica.

FIGURA 32 - MAPA DA PROJEÇÃO DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2010.

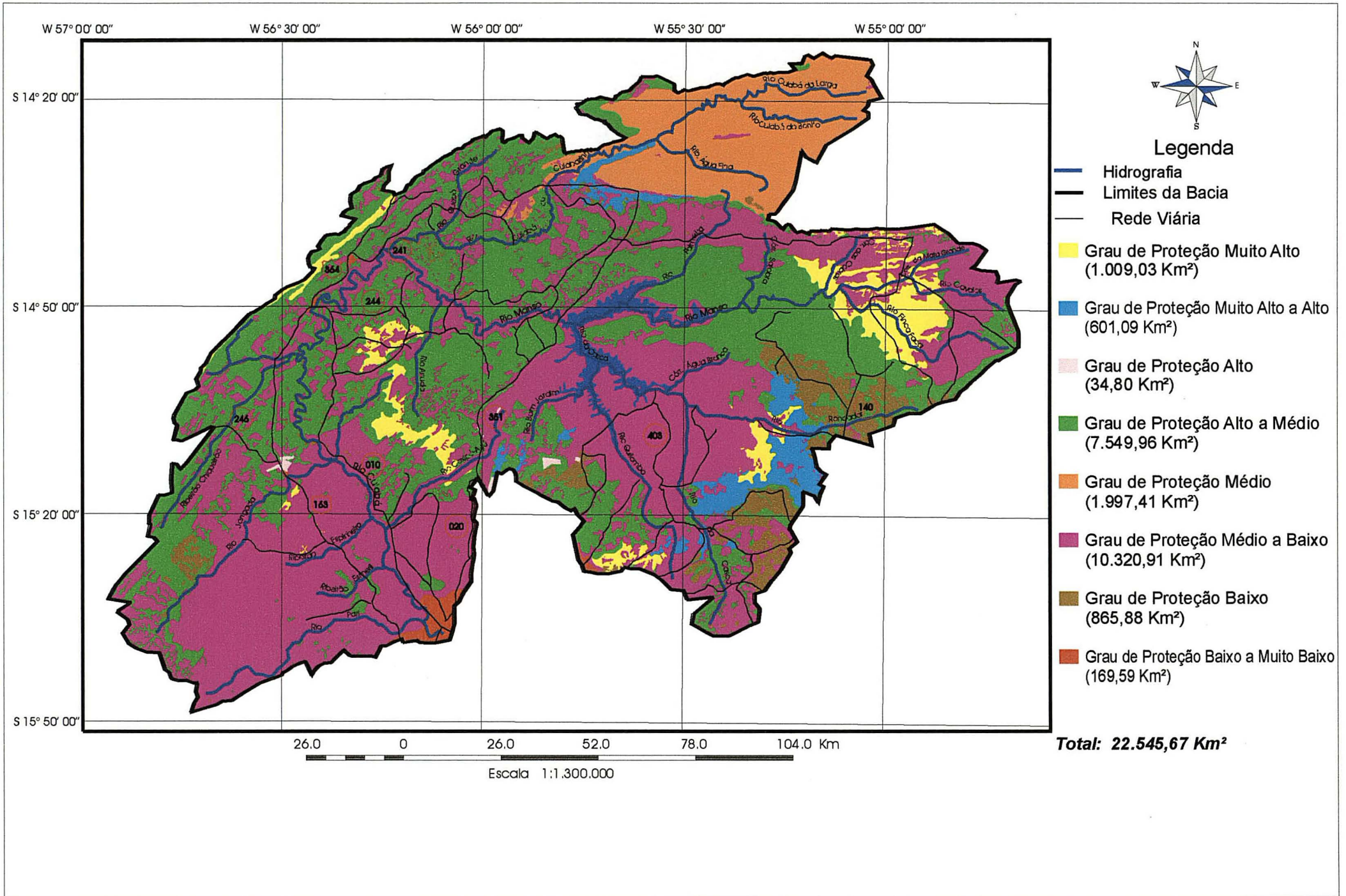
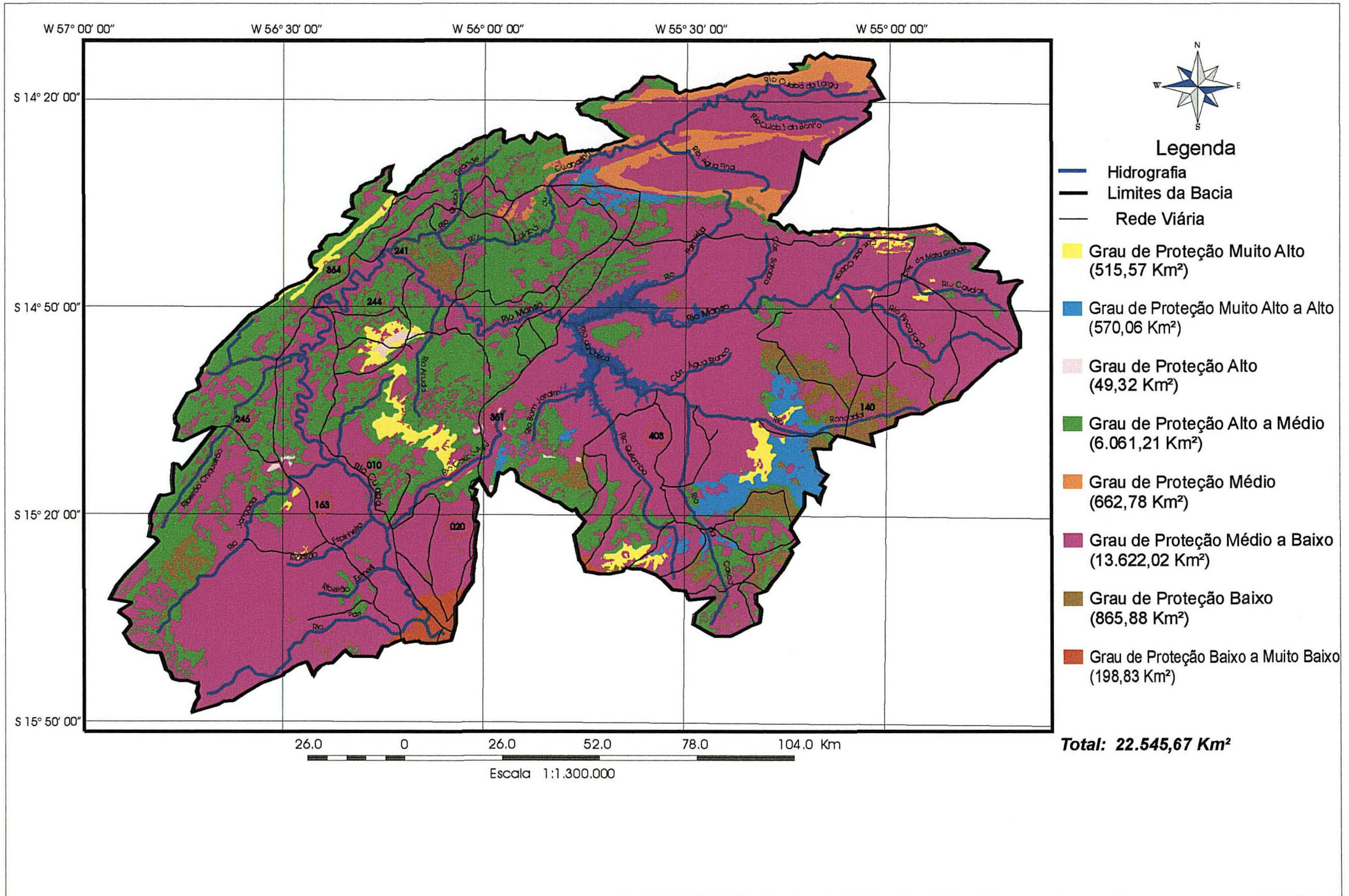


FIGURA 33 - MAPA DA PROJEÇÃO DO GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA PARA O ANO DE 2020.



Genericamente, quando se compara os dois anos (tabela 43), e estes com os de 1998, 1981 e 1966 (tabela 38), nota-se que as áreas abrangidas pelos graus de proteção oriundo das classes de uso da terra da categoria natural sofrerão retração nesses dois anos referência, o que implicará na diminuição do efeito protetivo em relação àquele proporcionado pelas coberturas das classes de uso da categoria antrópica. As possíveis conseqüências hidrológicas oriundas desse processo de retração/expansão são as mesmas que as discutidas nas subseções 4.1.1 e 4.1.5.

Os efeitos dos usos da terra sobre a capacidade potencial de armazenamento da bacia projetados para os anos de 2010 e 2020 foram avaliados através da integração do potencial de armazenamento do meio poroso com o grau de proteção projetado para os referidos anos, cujos resultados são os apresentados na tabela 44 e nas figuras 34 e 35.

TABELA 44 – PROJEÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO PARA OS ANOS DE 2010 E 2020

CLASSE	ANO			
	2010		2020	
	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
Muito Alta	643,72	2,86	551,51	2,45
Alta	3.693,53	16,38	3.253,53	14,43
Média	9.462,45	41,97	9.885,57	43,85
Baixa	8.099,51	35,92	8.150,77	36,15
Muito Baixa	646,46	2,87	704,29	3,12
TOTAL	22.545,67	100	22.545,67	100

A retração das classes de uso da terra da categoria natural e o avanço daquelas da categoria antrópica continuarão a exercer efeitos sobre a capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica, conforme os dados da tabela 44 e das figuras 34 e 35.

FIGURA 34 - MAPA DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO PARA O ANO DE 2010.

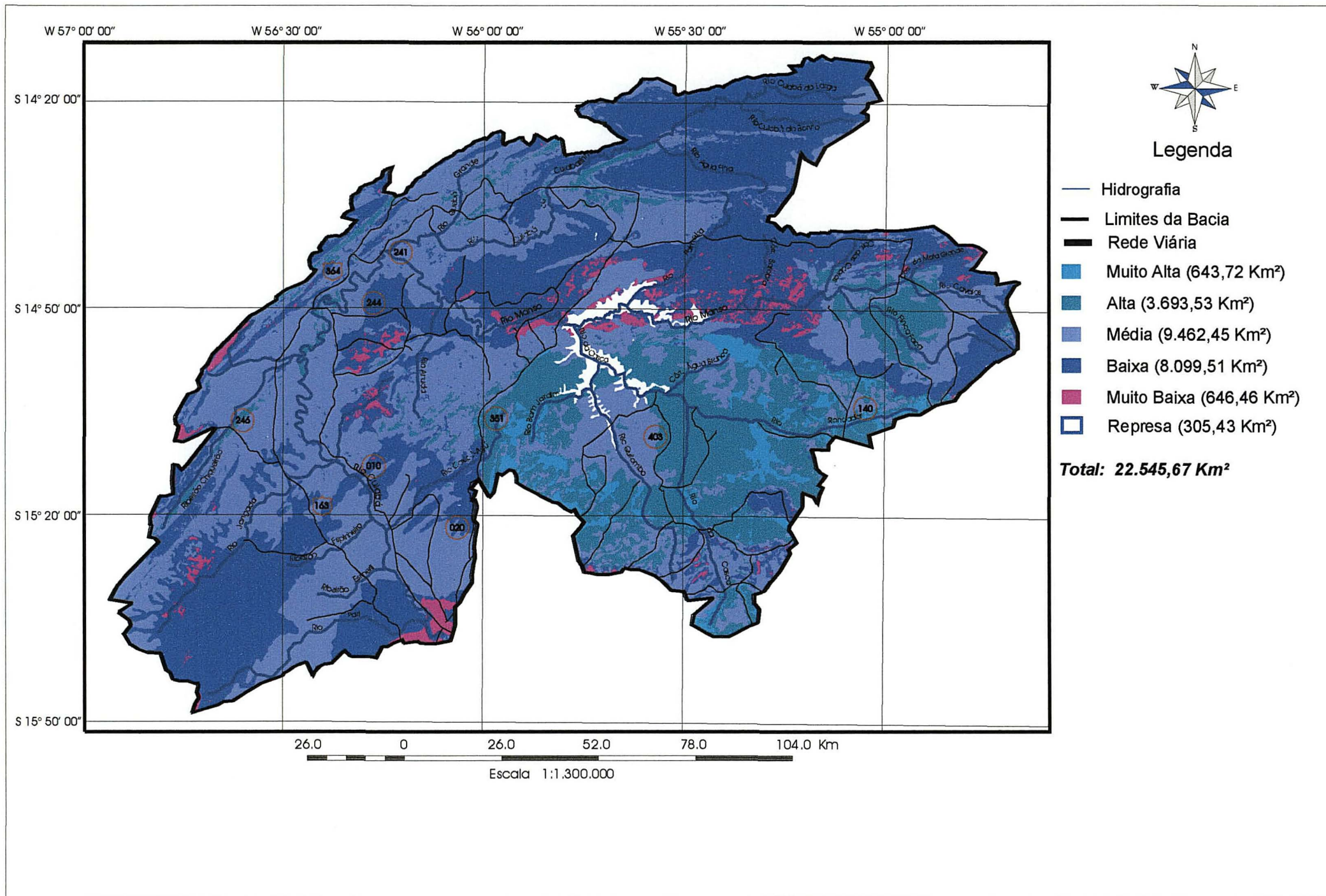
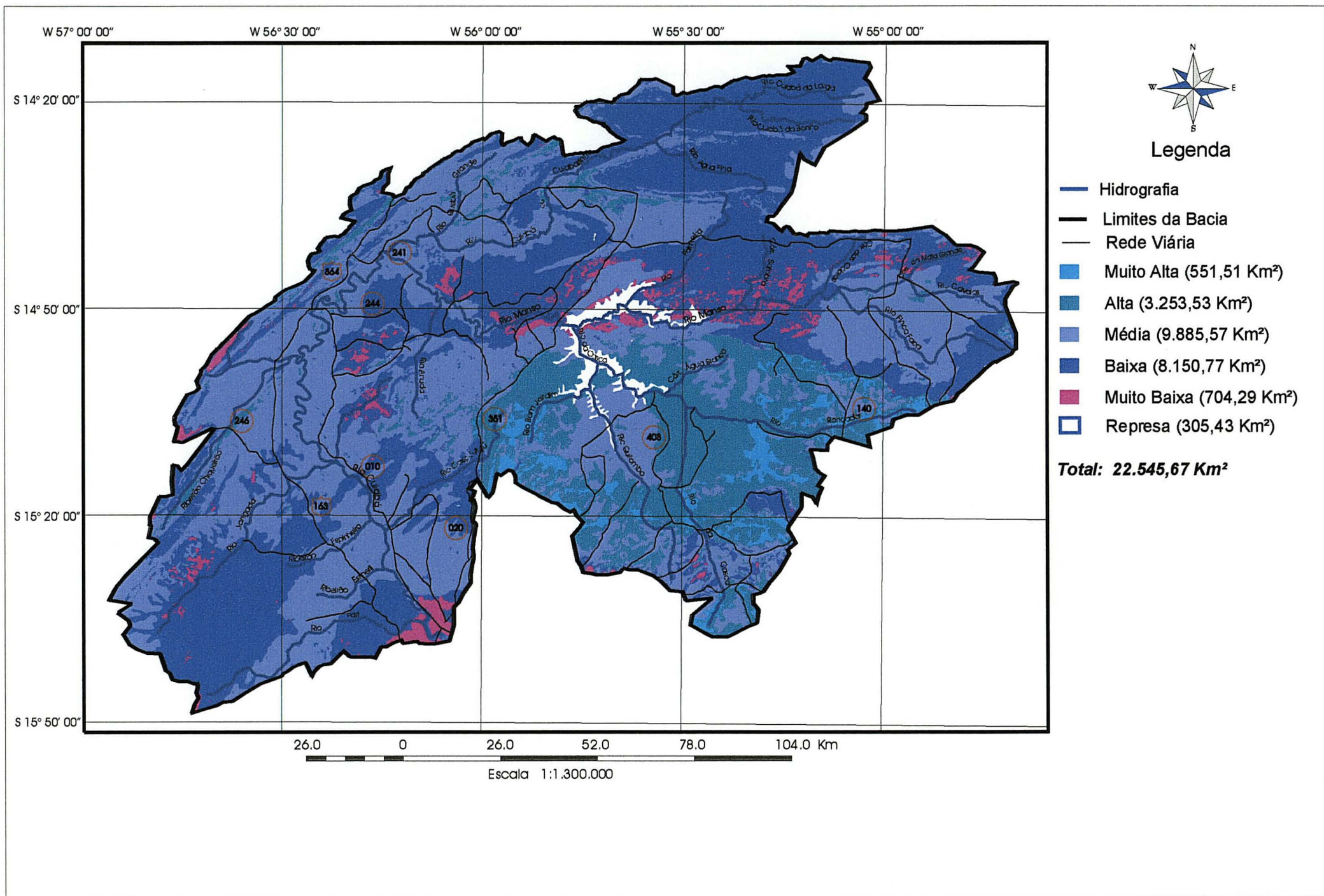


FIGURA 35 - MAPA DA PROJEÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO PARA O ANO DE 2020.



Em função da substituição contínua da cobertura de Floresta Estacional, da Savana Arbórea Densa e da Savana Arbórea Aberta, a área abrangida pela classe de capacidade potencial de armazenamento muito alta passará para 2,86% da área da bacia em 2010 e para 2,45% em 2020, enquanto que a classe de capacidade potencial alta passará a abranger 16,38% e 14,43% em 2010 e 2020, respectivamente.

Comparando as figuras 34 e 35, observa-se que a mancha do terreno tipificada como sendo de capacidade de potencial de armazenamento alto que existia na porção leste da bacia praticamente desaparecerá, cedendo lugar a classe de capacidade potencial média. Observa-se também que ocorrerá a transição muito forte dos terrenos tipificados como sendo da classe muito alta para a classe alta e média no Planalto dos Guimarães, local este que foi considerado por BRASIL (1997^b) como sendo de recarga do aquífero ali existente. O efeito dessa transição fica marcante se forem comparadas as figuras 20, 27, 28, 29, 30, 34 e 35 referentes aos efeitos dos usos na capacidade potencial de armazenamento.

As classes de capacidade potencial média, baixa e muito baixa apresentarão expansão, abrangendo 41,97%, 35,92% e 2,87% da área da bacia em 2010, respectivamente, e 43,85%, 36,15% e 3,12% no ano de 2020, respectivamente devido a diminuição do grau de proteção proporcionado pela nova cobertura das classes de uso da categoria antrópica.

Em relação ao ano de 1998, o padrão de retração e de expansão das classes de capacidade potencial de armazenamento no ano de 2010 apresentará modificações. Comparando-se a tabela 44 com a tabela 39, nota-se que em relação a 1998 a classe alta continuará em processo de expansão no Planalto dos Guimarães (figuras 29 e 34), em locais onde originalmente ocorriam a Floresta Estacional e a Savana Arbórea Densa. Já a classe muito baixa apresentará retração devido ao alagamento efetuado pela APM Manso de parte do terreno onde a mesma ocorria.

O balanço de retração/expansão das classes de capacidade potencial da bacia nos cenários de 2010 e de 2020 é apresentado na tabela 45.

TABELA 45 – RETRAÇÃO (-) E EXPANSÃO (+) DAS CLASSES DE CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO EM DECORRÊNCIA DOS USOS DA TERRA NOS PERÍODOS DE 1998–2010 E 2010–2020

CLASSE	ANO			
	1998–2010		2010–2020	
	ÁREA (km ²)	%	ÁREA (km ²)	%
Muito Alta	762,54	- 54,22	92,21	- 14,32
Alta	436,91	+ 13,42	440,00	- 11,91
Média	213,02	+ 2,30	423,12	+ 4,47
Baixa	149,27	+ 1,88	51,26	+ 0,63
Muito Baixa	36,66	- 5,37	57,83	+ 8,95
TOTAL	1.598,40	-	1.064,52	-

Verifica-se que no período de 1998-2010, a classe muito alta apresentará o maior valor absoluto (762,54 km²) e relativo de retração (55,42%) de área, enquanto que a classe alta apresentará o maior valor absoluto (436,91 km²) e relativo (13,42%) de expansão.

No período de 2010-2020, a classe muito alta continuará a apresentar o maior valor relativo de retração (14,32%), enquanto que a classe alta apresentará o maior valor absoluto (440,00 km²). No que se refere a expansão da área, a classe média apresentará o maior valor absoluto (423,12 km²) enquanto que a classe muito baixa apresentará o maior valor relativo (8,95%).

No total, 1.598,40 km² de área ou 7,08% da área da bacia entrará em processo de transição de classes de capacidade potencial no ano de 2010, e 1.064,52 km² ou 4,72% o fará no ano de 2020.

Quando se compara os valores de área dos terrenos que entraram em transição de classe de potencial de armazenamento nos períodos de 1966-1981 e 1981-1998 (tabela 40) com os períodos de 1998-2010 e 2010-2020, verifica-se que o intervalo amplitude de variação situa-se entre 1.230 e 2.250 km² ou entre 5,38% e

9,82%, cuja média de 1.740 km² foi suplantada somente uma vez, num período de 17 anos que vai de 1981 a 1998.

Assumindo-se, com as devidas e necessárias ressalvas, que a distribuição anual das áreas foi linear e uniforme no decorrer desses quatro períodos considerados, verifica-se que a transição de classes de capacidade potencial de armazenamento apresenta taxa de 82,33 km².a⁻¹ (0,36% da área da bacia ao ano) e de 132,02 km².a⁻¹ (0,58% da área da bacia ao ano) para os períodos de 1966-1981 e 1981-1998, respectivamente. Verifica-se ainda, frente aos cenários projetados por simulação, que poderá apresentar taxa de transição de 133,20 km².a⁻¹ (0,59% da área da bacia ano) e de 106,45 km².a⁻¹ (0,47% da área da bacia ao ano) nos períodos de 1998-2010 e 2010-2020, respectivamente.

Considerando esses resultados como a expressão da realidade, e considerando a distribuição espacial real que ocorreu no período de 1981 e 1998 e a simulada por agregação em 2010 e 2020, pode se depreender que as taxas de transição são razoavelmente baixas, e que ao longo do tempo os seus efeitos podem, de forma paulatina, serem tamponados pelo sistema. No entanto, a expansão das atividade do setor produtivo primário é flutuante, com forte dependência de fatores externos em nível político e sócio-econômico, de forma que, ao longo do período que vai de 1966 a 1998 a taxa suplantou esse valor médio, assim como, por vezes, ficou abaixo do mesmo.

O cálculo das taxas de transição, nos moldes em que foram efetuadas, é válido enquanto exercício que auxilia na busca da compreensão dos processos hidrológicos, mas cabe ressaltar que as variáveis externas que afetam o processo apresentam forte componente de variância em relação ao tempo e são não lineares, assim como as componentes do sistema e os seus processos funcionais apresentam características específicas conforme o local geográfico.

Cabe lembrar, ainda, que as possíveis modificações deletéricas na capacidade potencial de armazenamento são acompanhadas de modificações na superfície do terreno, pelo menos em escala local, devido ao processo erosivo. No

âmbito deste trabalho, frente aos fundamentos da estrutura hidrológica da paisagem, não é possível estabelecer a intensidade dos processo hidrológicos e daqueles associados, mas é plausível supor o direcionamento dos processo de trabalho e a identificação das relações existentes.

Os processos de trabalho tenderão a ser direcionados no sentido de acelerarem a modelagem da paisagem por meio da erosão hídrica. As formas de relevo existentes no Planalto dos Guimarães são as de dissecação de topo tabular, topo convexo e topo aguçado, e as erosivas dos tipos superfície tabular erosiva e superfície pediplanada, esculpidas em rochas areníticas friáveis e muito friáveis que caracterizam, segundo MATO GROSSO (1995^b), ambientes instáveis, com alta fragilidade, muito propensos aos processo erosivos de origem hídrica.

Tal aceleração do processo de modelagem será uma decorrência das modificações dos padrões de fluxo que vierem a ocorrer em função das condições ambientais da paisagem. A substituição da cobertura vegetal original por outros tipos de cobertura diminui a atenuação inicial dos fluxos oriundos dos eventos de precipitação, assim como as operações utilizadas nas atividades econômicas continuam a fazê-lo por meio da alteração das características das componentes solo e relevo. Dentro da lógica da dinâmica dos fluxos hidrológicos, a maior quantidade de água que chega a superfície do solo, os possíveis impedimentos à infiltração e à percolação que as operações de produção venham a impor, assim como a intervenção e direcionamento de rota que a rede viária venha proporcionar aos fluxos fazem com que as relações existentes entre estes sejam modificadas, tanto em termos quantitativos quanto qualitativos.

Sob essa ótica, os fluxos superficiais e subsuperficiais tendem, em consonância com as formas do relevo e a declividade, a se tornarem os componentes preferenciais do fluxo em detrimento a percolação e ao escoamento base, modificando, dessa forma a estrutura hidrológica da paisagem.

Transportando-se essa nova relação que se estabelece entre os componentes do fluxo hierarquicamente ordenados para dentro das funções da

bacia hidrográfica, é possível se esperar que a função de descarga seja alterada devido as modificações que tenderão a ocorrer nos meios de armazenagem da função homônima. Como essas funções da bacia são igualmente hierarquizadas, igualmente pode-se esperar alterações nas funções de meio de ocorrência de reações químicas e de habitat, que serão percebidas através do assoreamento dos canais de drenagem, da modificação do comportamento do deflúvio, da alteração da qualidade da água e das características da flora e da fauna aquática, dentre outros. A intensidade das respostas será uma função integrada das características e processos do meio modificado com a captação dos eventos de precipitação por meio da função de captação da bacia.

No entanto, ao se trabalhar com sistema aberto, com seus processos estruturais e funcionais, as respostas dele oriundas não são um mero somatório das respostas das suas componentes, assim como dificilmente apresentam caráter atualista e causal posto que, segundo WOODS JR (1994), o princípio da causalidade simples, livre de interações, constituiu-se em uma exceção e não em uma regra. Aplica-se o axioma: o todo é maior que a soma das partes.

Para a interpretação e compreensão das respostas dadas pelo sistema no passado e no presente, assim como para prognosticá-las no futuro, o sistema bacia hidrográfica deve ser considerado como um sistema “vivo”, no qual fluxos de matéria, energia e informações o adentram, interagem com suas componentes e processos, e o deixam como resultado das transformações em atendimento a entropia. No decorrer das transformações dos fluxos, além da soma dos comportamentos das características das componentes surgem novas características oriundas das interações que antes não se encontravam presentes, de tal forma que a previsibilidade das respostas é algo muito difícil de ser feito dado ao elevado grau de incerteza que traz em seu bojo.

Faz-se necessário considerar ainda que o sistema “vivo” tem capacidade de autoajustar suas variáveis internas às condições externas conservando o seu fluxo através de mecanismos aceleradores e supridores de desvios, e de tamponar

as perturbações por meio da sua propriedade de resiliência. A finalidade é a busca da estabilidade.

Como o balanço entre sua estabilidade e a resiliência é um produto da história evolucionária do sistema e das flutuações que tenha experimentado ao longo do tempo, o problema consiste em se determinar qual seria a amplitude das perturbações necessárias para romper o equilíbrio proporcionado por esse balanço e que colocasse o sistema em transição, em direção a um novo estado em outro nível de evolução do processo.

As intervenções efetuadas pelas operações de produção ocorrem na escala de tempo atual, extremamente curta em relação a história evolucionária do sistema, e requerem fluxos de entrada de materiais e energia maiores, aos quais são adicionados conhecimentos, tecnologias, capital e trabalho que, no seu conjunto, modificam a estrutura interna do sistema e seus processos funcionais para gerar novos produtos, bens e serviços. As modificações da estrutura e dos processos constituem-se nas perturbações que são percebidas por meio das respostas deletéricas do sistema.

Tem-se, então, um confronto entre forças antagônicas, ou mais propriamente dito, uma interação entre as mesmas, cujo produto primordial pode ser o da manutenção da evolução histórica do sistema, ou a mudança para um novo estado de equilíbrio.

As respostas ou o direcionamento que o sistema irá tomar dependerá também do seu tamanho e da quantidade de fatores que influenciam a realização de um ou mais processos.

Em relação as simulações efetuadas para os anos de 2010 e 2020, faz-se necessário ponderar que qualquer projeção no futuro está sujeita a um considerável grau de incerteza, e que a projeção dos usos da terra é apenas uma entre as muitas fontes de incerteza na prognose do comportamento dos fluxos hidrológicos. As variáveis externas ao sistema, a variabilidade natural da resposta a um dado uso da terra, os pressupostos utilizados para a construção dos cenários, as forças sociais,

econômicas e políticas, dentre outras, também constituem-se em fontes de incerteza. O modelo de projeção dos cenários não pode ser imediatamente calibrado para 2010 e 2020, mas pode apenas extrapolar causas, efeitos e conseqüências.

4.5 ANÁLISE DA SÉRIE DE PRECIPITAÇÃO

A análise da precipitação, assim como a da vazão do rio Cuiabá, foram efetuadas com a finalidade de balizar as respostas oriundas do processo hidrológico no âmbito da função de armazenamento da bacia hidrográfica.

O princípio utilizado foi o de que o deflúvio produzido pela bacia hidrográfica é uma resposta integrada da precipitação, num dado regime climático, com as componentes e processos dessa bacia. Dessa forma, os valores mensurados do deflúvio ao longo de uma série temporal podem indicar tanto anomalias climáticas como modificações nas variáveis da bacia hidrográfica.

A bacia hidrográfica do rio Cuiabá, devido ao seu processo histórico de ocupação das terras e ao isolamento a que esteve submetida a região, não tem banco de dados e de informações que permitam o estabelecimento de uma análise profunda referente a tendência de sua precipitação. Os postos e estações pluviométricas são mal distribuídos, com nítida concentração na Baixada Cuiabana, com as séries temporais com muitas falhas seqüenciais devido a paralisação da coleta de dados por períodos de 2 a 3 anos, erros de coleta de dados, e período de coleta muito curto, entre 10 e 20 anos, o que, aliado a heterogeneidade das paisagens não alicerça a estimativa de dados para preenchimento das séries.

Mediante os resultados de homogeneidade das séries temporais existentes para a bacia hidrográfica que foram obtidos por meio de testes paramétricos e não paramétricos por CAMPELLO JUNIOR et al (1991), BRASIL (1997^b) e MUSIS (1997), que indicam que os dados existentes fazem parte da mesma população, optou-se por utilizar a única série temporal completa existente, composta por dados coletados ao longo de 86 anos referentes a estação meteorológica código 83361.

O comportamento da precipitação foi avaliado através da distribuição, em gráficos, da precipitação anual, precipitação média do trimestre úmido (Dezembro/Janeiro/Fevereiro) e precipitação média no trimestre seco (Junho/Julho/Agosto), cujos resultados podem ser observados nas figuras 36, 37 e 38, respectivamente.

A precipitação média anual, ao longo dos 86 anos de coleta foi de 1.385,30 mm, a precipitação média no trimestre úmido foi de 618,57 mm (44,65% do total precipitado) e a média do trimestre seco foi de 39,78 mm (2,87% do total precipitado). O menor valor de precipitação anual foi de 976 mm, a menor média do trimestre úmido foi de 340,90 mm e a do trimestre seco de 0,00 mm. O valor máximo alcançado de precipitação anual, de precipitação média no trimestre úmido e média no trimestre seco foi de 1920,0 mm, 1.100 mm e 243,40 mm respectivamente.

FIGURA 36 – DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ANUAL NO PERÍODO DE 1913 -1998

$$PA(mm) = -2550, + 2,0128 * ANO$$

$$CORRELAÇÃO (r) = 0,24766$$

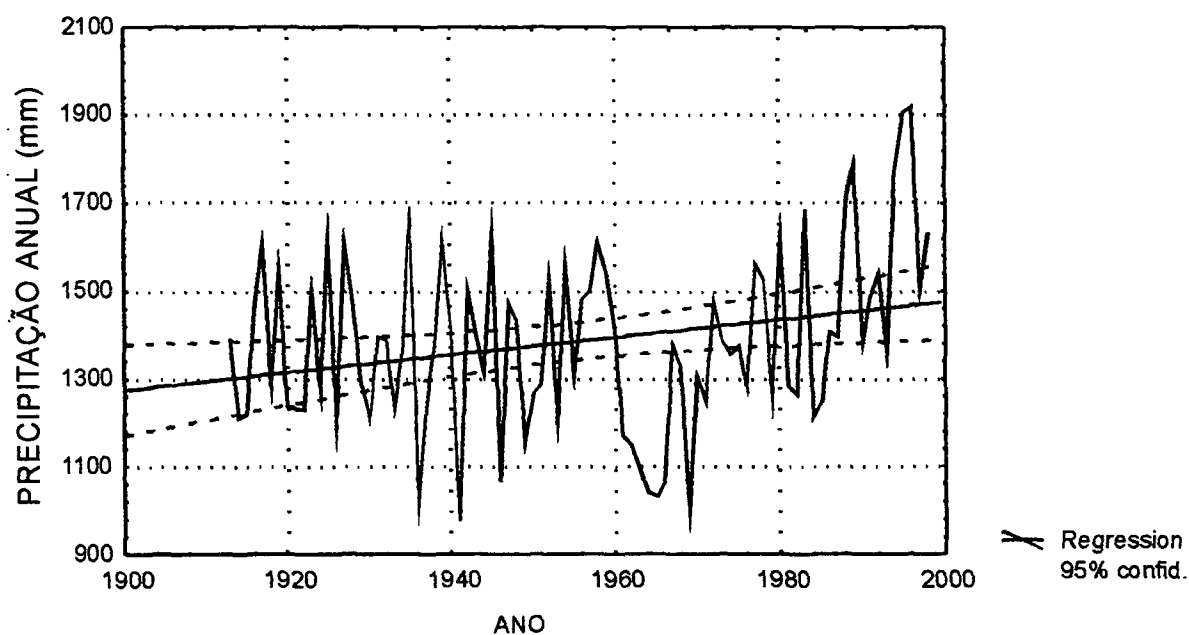


FIGURA 37 – DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NO TRIMESTRE ÚMIDO NO PERÍODO DE 1913 -1998
 $PTU(mm) = -566,8 + 0,60615 * ANO$
 CORRELAÇÃO (r) = 0,10541

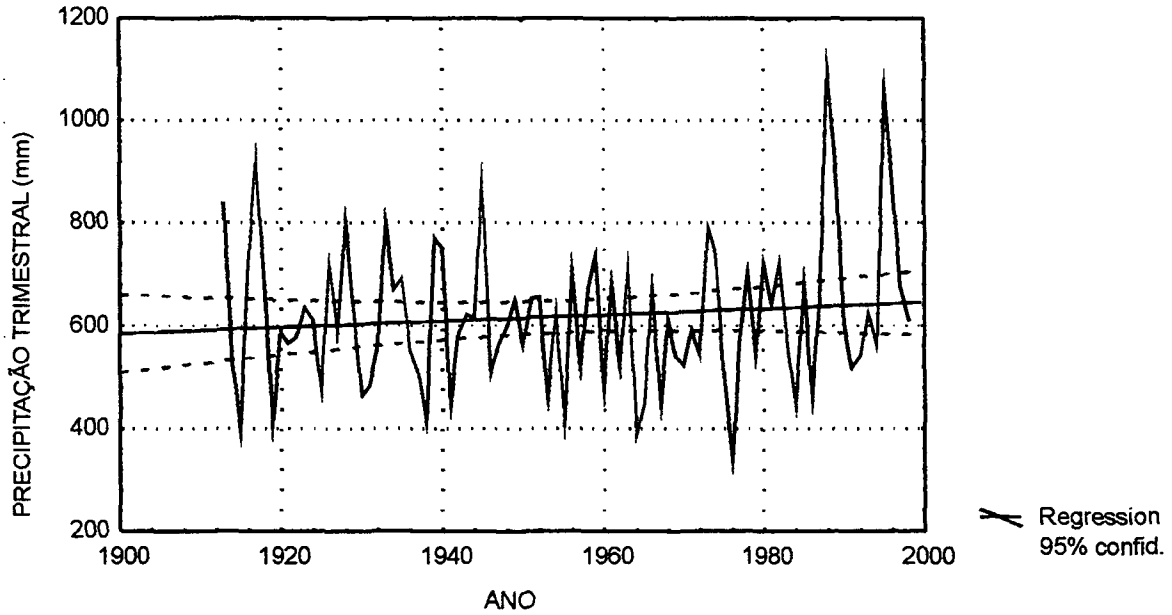
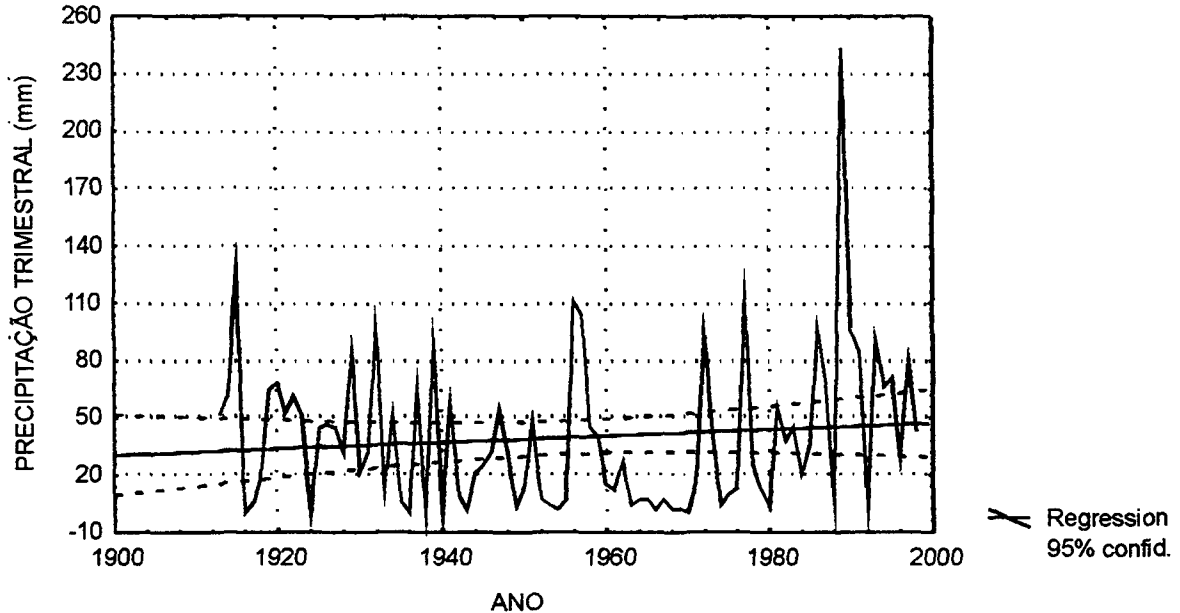


FIGURA 38 – DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO DO TRIMESTRE SECO NO PERÍODO DE 1913 -1998
 $PTS (mm) = -288,4 + 0,16780 * ANO$
 CORRELAÇÃO (r) = 0,10441



Através da classificação da precipitação em quartis, verifica-se que 25% dos valores de precipitação da série enquadram-se no quartil inferior com valores variando de 976 a 1254,8 mm para a precipitação média anual, 340,90 mm a 522,70 mm para a precipitação média do trimestre úmido, e de 0,00 a 7,30 mm para a

média do trimestre seco. Os outros 25% de valores extremos superiores de precipitação estão contidos entre 1528,21 mm a 1920 mm para a precipitação anual, 692,1 mm a 1100,00 mm para a precipitação no trimestre úmido e de 61,60 mm a 243,40 mm para a precipitação no trimestre seco.

A distribuição da precipitação da Estação 83361 ao longo do tempo, aponta ao longo dos 86 anos de coleta que ocorre uma tênue tendência de aumento no tempo. O coeficiente de correlação em todos os casos é muito baixo, mesmo quando se padronizam ou se normalizam os valores. Possivelmente esse tênue aumento seja devido a eventos atmosféricos externos a bacia hidrográfica e a tendências ao nível de escala global. Tendência de aumento da precipitação e alteração no regime de chuvas no decorrer do século passado foi constatada por SANT'ANNA NETO (1997) no estado de São Paulo sem que se verificasse o grau de influência humana no processo. Variações no padrão de distribuição das chuvas e no montante precipitado tem sido relatado por diversos autores na literatura entre os quais pode-se citar MOLION e MORAES (1987), RICHEY, NOBRE e DESSER (1989), PAIVA e CLARK (1995), FURLAN (1997), RIBEIRO et al (1995), dentre outros. Nota-se na maioria dos trabalhos extrema parcimônia ao relacionar as variações positivas ou negativas a ação humana.

O período de menor valor de precipitação observado para as três séries temporais, que vai do ano de 1958 ao de 1972, provavelmente está ligado a eventos naturais da atmosfera, como o observado por ROCHA, NOBRE e BARROS (1989) para séries temporais na Bacia Amazônica.

4.6 ANÁLISE DA SÉRIE DE VAZÃO

A vazão do rio Cuiabá foi analisada com o uso de série temporal de 34 anos de dados coletados na Estação Cuiabá/Porto, Código DNAEE 6626001.

A semelhança da precipitação, a vazão anual, a vazão média do trimestre úmido e a vazão média do trimestre seco foram analisadas quanto ao

comportamento de sua distribuição ao longo do tempo, e cujos resultados são apresentados nas figuras 39, 40 e 41, respectivamente.

A vazão média anual do rio Cuiabá no trecho e período considerado foi de 4.423,39 m³/s, com mínima de 2.406,80 m³/s e máxima de 7.034 m³/s, quartil inferior entre 2.406,80 m³/s e 3686,80 m³/s e quartil superior entre 4.627,29 m³/s e 7.034,00 m³/s. O trimestre úmido apresenta vazão média de 236,84 m³/s com mínima de 71,66 m³/s e máxima de 515,66 m³/s, quartil inferior entre 71,66 m³/s e 169 m³/s e quartil superior entre 444 m³/s e 515,66 m³/s. O trimestre seco apresenta vazão média 113,47 m³/s, com máxima de 180,33 m³/s e mínima de 57,40 m³/s, quartil inferior entre 57,40 m³/s e 90,26 m³/s, e quartil superior entre 115 m³/s e 180,33 m³/s.

FIGURA 39 – DISTRIBUIÇÃO DA VAZÃO MÉDIA NO PERÍODO DE 1962 – 1996

$$\text{VAZÃO} = -11875,8206 + 6,1872 * \text{ANO}$$

$$\text{CORRELAÇÃO } (r) = 0,63199$$

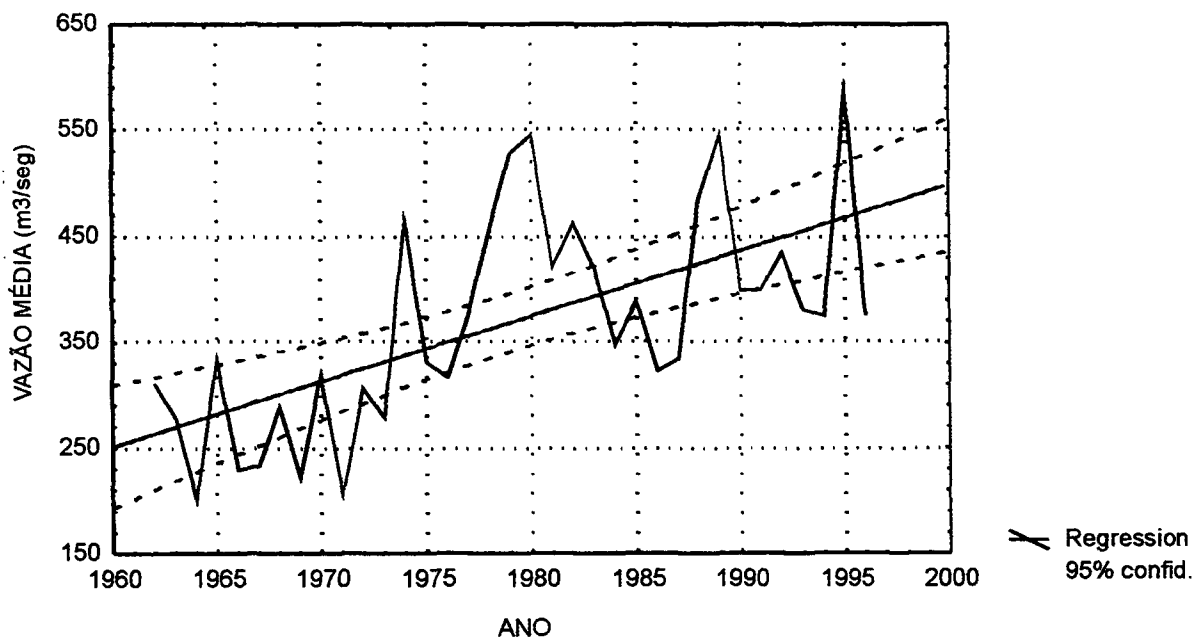


FIGURA 40 – DISTRIBUIÇÃO DA VAZÃO MÉDIA PARA O TRIMESTRE ÚMIDO NO PERÍODO DE 1962 -1996

$$\text{VAZÃO} = -10619,7865 + 5,4859 * \text{ANO}$$

$$\text{CORRELAÇÃO } (r) = 0,5106191$$

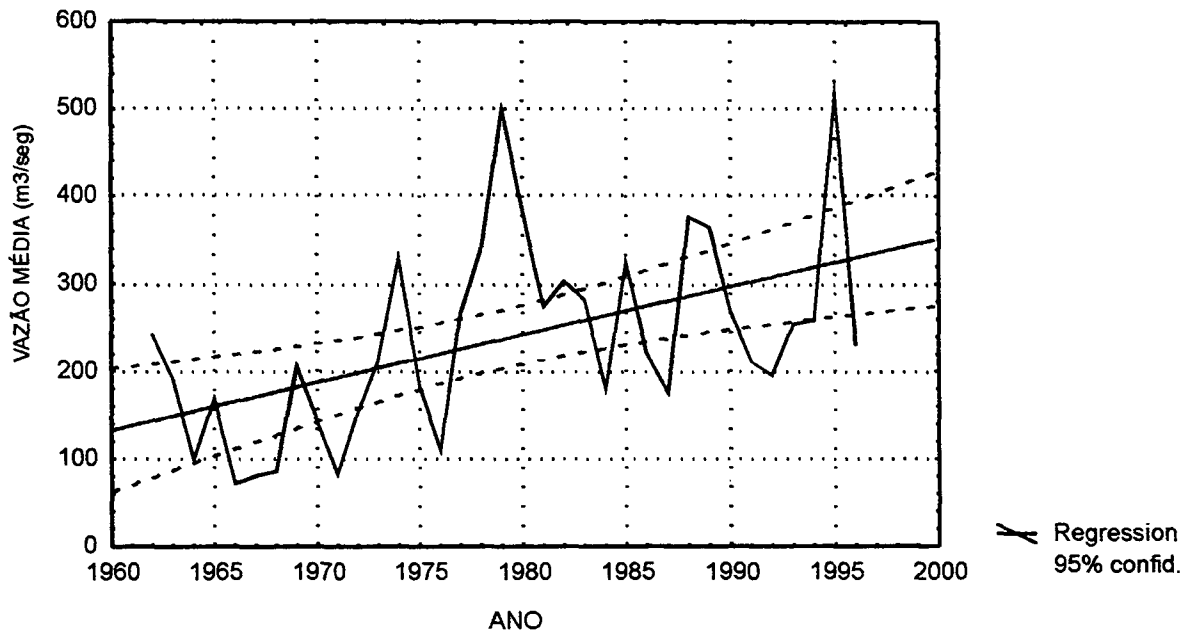
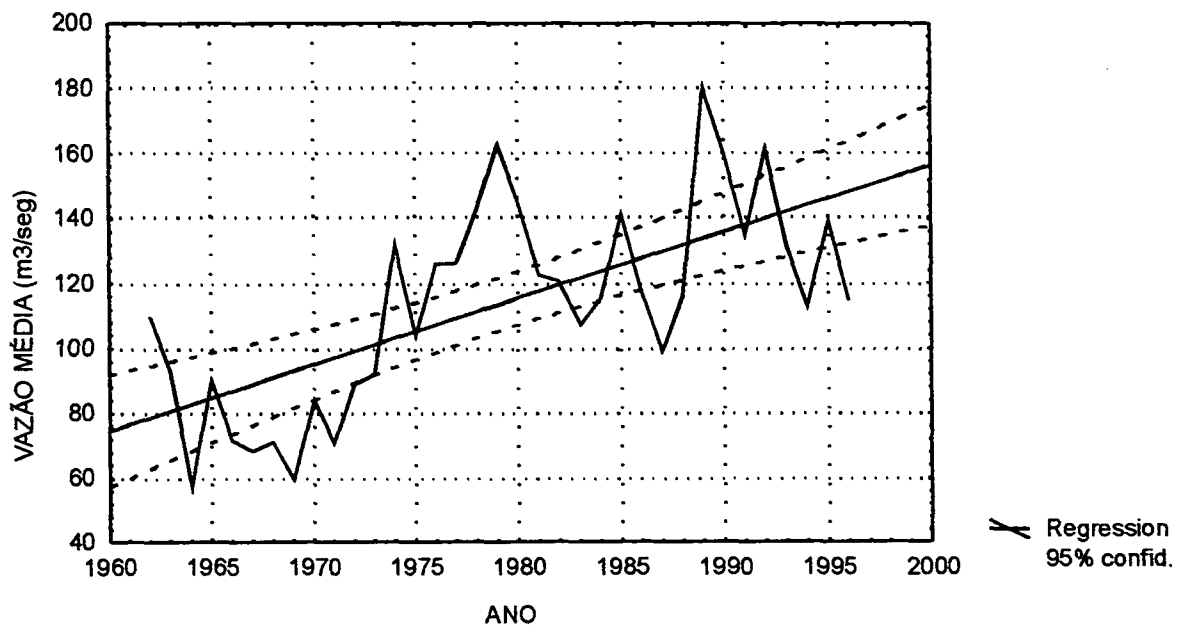


FIGURA 41 – DISTRIBUIÇÃO MÉDIA PARA O TRIMESTRE SECO NO PERÍODO DE 1962 - 1996

$$\text{VAZÃO} = -3933,19318954 + 2,04480486 * \text{ANO}$$

$$\text{CORRELAÇÃO } (r) = 0,67251484$$



A distribuição da vazão ao longo do tempo, aponta para os 34 anos de coleta de dados, que ocorre tendência de aumento do seu valor, conforme pode-se observar nas figuras 39, 40 e 41. Ocorre um período característico de baixos valores de vazão que vai do ano de 1962 até 1975, seguido por um período de aumento do fluxo. Esse comportamento da vazão foi observado por PROBST e TARDY (1987) para rios da África, América e Europa, e por PROBST (1989) para rios da Europa. Para a Região Amazônica, ROCHA, NOBRE e BARROS (1989) verificaram um notável aumento da vazão dos rios Amazonas em Manacapuru, Negro e Madeira no período que vai de 1962 a 1975.

Comparando-se as figuras 39, 40 e 41 com as figuras 36, 37 e 38, pode-se observar que no período de 1962 a 1975 a precipitação também diminuiu, apresentando aumento de valor no período subsequente, Cabe reconhecer que a correspondência entre a precipitação e a vazão é indireta e presumivelmente não linear, mas é razoável supor que anomalias que ocorram no regime de precipitação tenham reflexos sobre a vazão dos rios. Nesse sentido, informa MARENGO (1995), os rios da América do Sul apresentam vazão média anual variando de acordo com as variações do regime de chuvas.

Finalmente, quando se compara o comportamento da vazão (figuras 39, 40 e 41) com o comportamento da dinâmica dos usos da terra (figuras 8, 21, 22 e 23), com o grau de proteção proporcionado pelos usos (figuras 16, 24, 25 e 26) e com a capacidade potencial de armazenamento (figuras 20, 27, 28 e 29), verifica-se que no período em que a vazão da bacia hidrográfica começou a aumentar, a transição das classes da capacidade potencial também o iniciou, na direção daquelas de menor valor, o que significa, per si, aumento da impermeabilização da superfície dos terrenos, com concomitante redução do tempo de concentração, do potencial hidráulico e modificação da resposta da bacia.

Porém, quando a esse conjunto de informações adiciona-se aquelas referentes a precipitação (figuras 36, 37 e 38), nota-se que o seu comportamento é semelhante ao da vazão. A dificuldade reside na visualização gráfica posto o

número de dados que a proporciona refere-se a 87 anos de coleta. Nesse sentido, no gráfico bi-variado, a menor distância entre os pontos no eixo X e Y em relação ao da vazão tende a diminuir, visualmente, os efeitos das variações climáticas na curva configurada por estes, o que pode levar à conflitos de interpretação. Cabe ressaltar que não foi estimada a precipitação média da bacia hidrográfica ao longo do período de 1962 a 1998 pelos motivos alegados na subseção 4.2, fato este que se constituiu em impedimento à uma análise mais apurada da dinâmica hidrológica da bacia.

Também, parte dos princípios utilizados na construção da capacidade potencial de armazenamento da bacia não proporcionam informações referentes a intensidade dos fenômenos e sim a compreensão do direcionamento dos processos de trabalho e a existência de relações. Para a finalidade de acertivas a respeito dos usos da terra na vazão do rio Cuiabá, há a necessidade de se conhecer a intensidade dos processos frente aos mecanismos de autoajuste que o sistema bacia hidrográfica possui, de forma a se estabelecer o ponto de rompimento da sua amplitude de equilíbrio (subseção 2.1.1). Considerando que a água que deixa a bacia hidrográfica via vazão é um produto da completa integração das suas componentes, processos e das respostas “intermediárias”, o rompimento do ponto de equilíbrio pode, então, significar alteração do comportamento da vazão devido a alterações internas no sistema. Em uma provável faixa de amplitude natural de variação do equilíbrio, é extremamente difícil separar as causas naturais das causas antrópicas que levaram a bacia a proporcionar uma determinada resposta via vazão, ainda mais quando se considera sua área de 22851,10 km².

Dessa forma, não se tornou possível relacionar, diretamente, as modificações da capacidade potencial de armazenamento com a tendência da vazão. Pode ser que o incremento da precipitação no período tenha mascarado o efeito dos usos frente ao tamanho da bacia hidrográfica e de seus mecanismos de autoajuste, ou que os instrumentos utilizados não tenham apresentado o nível de precisão necessário para tal, o que indica a necessidade da continuidade dos estudos.

5 CONCLUSÕES

A aplicação dos princípios de funcionamento das bacias hidrográficas e dos conceitos de estrutura hidrológica da paisagem permitiram, dentro da série temporal utilizada, avaliar o estágio de modificação hidroambiental da paisagem por meio de capacidade potencial de armazenamento, que pode ser a dinâmica no tempo e no espaço, responde aos fluxos de energia, matéria, trabalho, conhecimentos, tecnologias e de capital que adentram a bacia mediante oportunidades que são geradas para tal.

Conjuntamente com esses princípios e conceitos, a abordagem sistêmica permitiu estabelecer os limites do objeto de estudo e a identificação dos elementos mais importantes e das relações empíricas que existem entre eles.

O estabelecimento da estrutura de relações hidrológicas entre as componentes das bacias hidrográficas, e por decorrência os processos inerentes, foi facilitado através da explicitação das suas respectivas expressões hidrológicas, que também são mutáveis no tempo e no espaço, especialmente no tempo presente.

No que diz respeito a estrutura hidrológica da paisagem e a dinâmica dos processos, os componentes do fluxo hierarquizado tendem a serem modificados conforme as expressões hidrológicas das componentes estruturais da bacia hidrográfica o são, alterando de forma localizada a composição do fluxo rápido e do fluxo lento, assim como a participação destes na composição do deflúvio.

Devido aos princípios utilizados neste estudo, cuidados devem ser considerados na interpretação e no uso dos mapas da capacidade potencial de armazenamento, que não podem ser considerados como medida direta da capacidade de recarga e das respostas hidrológicas da bacia hidrográfica. A capacidade potencial de armazenamento refere-se a quantidade ou volume de água que pode ser atenuado por acumulação ou retenção temporária no meio poroso, enquanto que a capacidade de recarga da bacia encontra-se relacionada ao resultado do balanço existente entre a precipitação incidente e o escoamento

superficial, ou seja, a quantidade de água que é necessária para atender as demandas da interceptação, do armazenamento nas depressões superficiais, no solo e no lençol freático. Ambas são dependentes da função hidrológica de captação da bacia hidrográfica, mas a segunda é uma decorrência da primeira devido as perdas por evaporação.

Em relação as respostas hidrológicas, faz-se necessário considerar as diversas interações que ocorrem entre os componentes hierarquizados do ciclo hidrológico com as componentes da bacia hidrográfica e seus mecanismos de autoajuste e a área ou tamanho considerado. As interações resultam em parâmetros de quantidade, de qualidade e de comportamento das respostas, enquanto que o tamanho implica no amortecimento desta última devido ao ajustamento interno e difuso do sistema bacia hidrográfica caracterizado pela homeostase corretiva.

Pode-se concluir, com base na análise dos resultados e na discussão efetuada, que os usos da terra alteraram a capacidade potencial de armazenamento da Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá no decorrer do período de 1966 a 1998.

No campo da estrutura tridimensional de ocupação da terra e uso dos recursos, a forte expansão das classes de usos da categoria antrópica sobre as classes da categoria natural ocorreu em função de oportunidades geradas pelas políticas de desenvolvimento econômico vigentes ao longo do período, da melhoria da infra-estrutura viária, e dos valores sociais referentes ao uso da terra que adentraram na bacia hidrográfica por meio do contingente migratório. Esse processo obedeceu a potencialidade dos recursos somente para a atividade agrícola no que diz respeito aos quesitos do relevo; para as demais atividades, as molas impulsionadoras foram as oportunidades e a vontade individual. Colaborou com esse cenário a falta do instrumento de ordenamento, tanto das atividades sócio-econômicas como das respostas hidrológicas quantitativas e qualitativas da bacia hidrográfica.

O desenvolvimento das atividades econômicas é um fato irrefutável mediante a necessidade da satisfação das demandas da sociedade por produtos,

bens e serviços no tempo e espaço. A base é o sistema, os processos de transformação e os recursos naturais, humanos e financeiros. O maior fluxo de insumos e de energia aliado as modificações que são efetuadas nos processos de transformação podem causar modificações deletéricas no ambiente, que por sua vez podem levar o sistema a romper os seus limites de amplitude de flutuação do equilíbrio, entrando em transição até atingir um novo estado, o que traz consigo conseqüências sociais, econômicas e ambientais negativas.

Nesse processo de expansão das classes de uso da categoria antrópica, conforme consolidação apresentada na tabela 46, as classes da categoria natural referentes a Floresta Estacional e a Savana Arbórea Aberta tendem a sofrer maior pressão de uso pela sua substituição devido as condições favoráveis do terreno. A despeito da rigorosa legislação ambiental existente no Estado de Mato Grosso, não consta na normatização existente referências a reserva legal que a relacione diretamente à conservação dos recursos hídricos no que tange as áreas de acumulação e conseqüente recarga do lençol freático, fato este que tende a potencializar os problemas e riscos relativos a estes recursos.

A dinâmica da modificação dos usos da terra trouxe como conseqüência inerente a modificação dos efeitos de defesa ou proteção proporcionado ao solo ao longo da série temporal, conforme mostra a tabela 47. A modificação ocorreu de forma deletérica, no sentido da diminuição do efeito protetivo, o que permite pressupor modificações na dinâmica hidrológica, tanto no que diz respeito aos processos de superfície quanto aos de profundidade. Os reflexos dessa modificação nos recursos hídricos, em termos quali-quantitativos não foram abordados neste trabalho, e devem se constituir em objeto de estudos na busca da compreensão da dinâmica hidrológica da bacia e no estabelecimento de padrões de uso da terra que proporcionem melhor proteção.

TABELA 46 – CONSOLIDAÇÃO DOS USOS DA TERRA NA SÉRIE TEMPORAL

CATEGORIA	CLASSE	ANO					
		C.V.O. ⁽¹⁾	1966	1981	1998	2010	2020
		ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)
N A T U R A L	Floresta Estacional	1.987,03	1.984,72	1.858,66	1.366,95	1.009,03	515,57
	Savana Arbórea Densa	972,35	971,82	903,86	690,84	601,09	570,06
	Savana Arbórea Aberta	17.808,16	17.735,58	16.513,07	10.891,41	7.549,96	6.061,21
	Savana Parque	2.083,56	2.083,56	1.771,94	1.783,66	1.997,49	662,78
SUBTOTAL		22.851,10	22.775,68	21.047,53	14.732,86	11.157,57	7.811,62
A N T R Ó P I C A	Reflorestamento	-	-	-	22,19	34,80	49,32
	Vegetação Alterada	-	13,66	950,56	1.552,68	1.264,30	1.890,28
	Pastagem	-	9,63	460,64	5.549,50	9.506,68	11.731,74
	Agrícola	-	25,95	324,70	865,88	865,88	865,88
	Urbano	-	26,18	67,67	127,99	166,59	198,83
	Represa	-	-	-	-	305,43	305,43
SUBTOTAL		-	75,42	1.803,57	8.118,24	11.693,53	15.039,48
TOTAL		22.851,10	22.851,10	22.851,10	22.851,10	22.851,10	22.851,10

NOTA: ⁽¹⁾ C.V.O. Cobertura Vegetal Original, considerada como testemunha ou ano zero.

TABELA 47 – CONSOLIDAÇÃO DA ABRANGÊNCIA DAS CLASSES DE GRAU DE PROTEÇÃO DOS USOS DA TERRA

CLASSES	ANO					
	C.V.O. ⁽¹⁾	1966	1981	1998	2010	2020
	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)	ÁREA (km ²)
Muito Alto	1.986,35	1.984,72	1.858,66	1.366,95	1.009,03	515,57
Muito Alto a Alto	978,38	971,82	903,86	690,84	601,09	570,96
Alto	-	-	-	22,19	34,80	49,32
Alto a Médio	17.802,89	17.735,58	16.513,07	10.891,41	7.549,96	6.061,21
Médio	2.083,56	2.083,56	1.771,94	1.783,66	1.997,41	662,78
Médio a Baixo	-	23,29	1.411,20	7.102,18	10.320,91	13.622,02
Baixo	-	25,95	324,70	865,88	865,88	865,88
Baixo a Muito Baixo	-	26,18	67,67	127,99	166,59	198,33
TOTAL	22.851,10	22.851,10	22.851,10	22.851,10	22.545,67 ⁽²⁾	22.545,67 ⁽²⁾

NOTA: ⁽¹⁾ C.V.O – Cobertura Vegetal Original

⁽²⁾ Somatório da área da bacia sem considerar aquela abrangida pelo reservatório de 305,43 km² formado pela APM Manso.

Como decorrência dos usos dos recursos por meio da substituição da cobertura vegetal e da inserção de circuitos de trabalho auxiliar, a capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica sofreu modificações que se expressaram por meio da transição das suas classes de valor quali-quantitativo, conforme o mostrado na tabela 48. A transição das unidades homogêneas de uma classe para outra dependeu das classes das expressões hidrológicas que entraram em processo de interação por integração das variáveis, de tal forma que nem toda área sob uso com classes da categoria antrópica proporcionou transição de classe de valor da capacidade potencial de armazenamento, o que demonstrou, por sua vez, a capacidade de absorção para amortecimento do meio estudado.

TABELA 48 – CONSOLIDAÇÃO DA DINÂMICA DE EXPANSÃO DAS CLASSES DE CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO

CLASSES	ANO				
	ANTERIOR - 1966	1966 - 1981	1981 - 1998	1998 - 2010	2010 - 2020
	ÁREA %	ÁREA %	ÁREA %	ÁREA %	ÁREA %
Muito Alta	- 0,02	- 6,49	- 44,05	- 54,22	- 14,32
Alta	- 0,08	+ 14,33	+ 5,89	+ 13,42	- 11,91
Média	- 0,41	- 4,78	+ 6,86	+ 2,30	+ 4,47
Baixa	+ 0,05	+ 1,92	+ 3,12	+ 1,88	+ 0,63
Muito Baixa	+ 7,47	+ 13,29	+ 15,46	- 5,37	+ 8,95
TOTAL	-	-	-	-	-

NOTA: O sinal (-) denota retração da classe, enquanto que o (+) denota expansão.

Os cenários dos efeitos dos usos da terra sobre a capacidade potencial de armazenamento da bacia simulados para os anos de 2010 e 2020, considerando as

premissas e pressupostos geratrizes, apontam para a continuidade da transição das classes de capacidade potencial de armazenamento da bacia devido ao avanço das classes de usos da categoria antrópica sobre terrenos muito movimentados ou com baixa capacidade suporte para o desenvolvimento de atividades sócio-econômicas. A transição das classes traz como significado a modificação da participação das componentes do fluxo hidrológico na produção do fluxo rápido, e por conseqüência, poderá até a vir modificar o comportamento do deflúvio. A questão que se coloca é a de que até que ponto o meio pode amortecer os efeitos dessas modificações.

O efeito protetivo das coberturas foram em parte, determinantes no processo de transição. A substituição das coberturas de maior efeito protetivo por aquelas de menor efeito, caracterizadas pelo maior fluxo de entrada de energia e matéria e pela maior inserção de circuitos de trabalho auxiliar, foram as principais responsáveis pelo processo de transição das classes de capacidade potencial de armazenamento. No âmbito dessa dinâmica a classe de maior capacidade potencial de armazenamento foi a que sofreu maior retração de abrangência de área.

Embora tenham sido utilizados com a finalidade de balizar as respostas da avaliação da capacidade de armazenamento da bacia frente aos efeitos dos usos da terra, não foi possível estabelecer diretamente, o relacionamento destes com a precipitação e a vazão em função da falta de dados da primeira, o que, em si, não inviabilizou este trabalho. O processo de transição das classes de capacidade potencial de armazenamento, determinado pela substituição da cobertura vegetal original e inserção de circuitos de trabalho auxiliar, aponta para uma crescente impermeabilização da superfície da bacia hidrográfica e conseqüente modificação do comportamento da vazão, mas há que se considerar o comportamento semelhante que esta apresentou em relação a precipitação ao longo das séries consideradas, assim como o tamanho da bacia que pode ter amortecido os efeitos. Até que seja possível dispor de base de dados adequada para se efetuar a modelagem, é recomendável assumir um posicionamento conservador devido as diversas hipóteses de ocorrência que o tema trás em si.

Embora não tenha sido tratado de forma direta o ordenamento do uso dos recursos neste trabalho, há a clara necessidade de o fazê-lo, assim como gerenciar as demandas sociais pelos mesmos em busca da satisfação destas no tempo. O ordenamento e o gerenciamento, fundamentados nos princípios da conservação dos recursos naturais, teriam por meta permitir o desenvolvimento sócio-econômico de forma que os impactos causados ao sistema não o leve a romper os limites de amplitude de variação natural de seu equilíbrio.

Diante dos efeitos dos usos dos recursos na capacidade potencial de armazenamento da bacia, a adoção e implementação do Gerenciamento de Bacias Hidrográficas é uma necessidade frente a atual situação de escassez e incertezas quanto a satisfação atual e futura da demanda.

Considerando-se que o gerenciamento é um processo de negociação social sustentado por conhecimentos científicos e tecnológicos para a compatibilização de demandas e oportunidades de desenvolvimento da sociedade com o potencial existente e futuro do meio ambiente na unidade espacial de intervenção da bacia hidrográfica, o mapa de capacidade potencial de armazenamento da bacia apresenta-se como um instrumento útil e válido ao explicitar as características e os processos hidrológicos do ambiente responsáveis pela atenuação dos eventos de precipitação por meio de sua retenção temporária e liberação paulatina ao longo do período.

Sua principal característica é a de levar em conta a interação dos sistemas naturais com o sistema sócio-econômico e sua abordagem sistêmica que considera apenas as relações mais importantes para a representação da realidade, procurando fornecer uma compreensão abrangente da estrutura de relações.

O método utilizado, ao pautar-se em valores numéricos e na integração matemática destes por meio da álgebra aplicada ao espaço, tenta reduzir o subjetivismo espacial de zoneamento ao introduzir variáveis que, muito embora necessitem de maiores estudos, funcionam como indicadores reais de planejamento.

Conjuntamente com outros instrumentais vigentes, como o zoneamento ecológico-econômico, as cartas de fragilidade ambiental, mapas de uso potencial do solo, dentre outros, o mapa da capacidade potencial de armazenamento da bacia hidrográfica pode auxiliar no processo de desenvolvimento de alternativas de ocupação ordenada das terras e do uso dos recursos, na elaboração de estratégias para a instrumentalização de políticas de conservação dos recursos naturais, na instituição de mecanismos de compensação em áreas críticas de produção de fluxos d'água para atendimento de demandas, e na sensibilização das populações e comunidades quanto ao seu papel no processo interativo com ecossistemas e para as conseqüências dessa interação.

6 RECOMENDAÇÕES

No intuito de colaborar com a resolução dos problemas detectados, e com base nos resultados e produto deste trabalho é que se efetuam as seguintes recomendações:

- A implantação em caráter de urgência, das entidades responsáveis pelo gerenciamento das intervenções na bacia hidrográfica, ou seja, o Comitê da Bacia e a Agência das Águas, visando a maior participação setorial da sociedade na busca de solução para os problemas vigentes e na determinação do horizonte futuro, assim como proporcionar aos instrumentos gerenciais existentes o seu real alcance e efetividade, bem como integrá-los com os existentes em outros órgãos gerenciadores dos usos dos recursos naturais.
- A conclusão e implantação do zoneamento econômico-ecológico na bacia hidrográfica, visando o ordenamento do uso dos seus recursos e auxílio na resolução dos conflitos existentes entre o uso atual e o uso potencial, posto que ao tratar de todos os recursos existentes em uma dada região, o mesmo apresenta interfaces com o gerenciamento dos recursos hídricos.
- A disponibilização do conjunto existente de instrumentais pautados na abordagem sistêmica que, no seu conjunto, possibilitem à sociedade a compreensão e a visualização dos processos e interações que ocorrem na bacia hidrográfica, assim como das conseqüências atuais e futuras.
- A elaboração, implantação e implementação de uma rede de monitoramento dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos visando alicerçar o processo de tomada de decisões referentes ao atendimento das demandas setoriais e o gerenciamento do uso.
- Execução de estudos para o desenvolvimento de padrões

operacionais de execução de atividades por parte do setor produtivo primário, de forma participativa, e que, dentro do possível, contemple as peculiaridades das regiões afins visando auxiliar o processo de ordenamento dos usos dos recursos e a diminuir os conflitos atuais e potenciais entre os agentes e instrumentos do gerenciamento com os segmentos setoriais.

- A elaboração, em caráter de urgência, de estratégias para a conservação das potencialidades hídricas da área de recarga do aquífero existente no Planalto dos Guimarães, de forma a manter e compatibilizar a produção de água em quantidade e qualidade com os usos da terra.
- A efetuação de estudos sobre a viabilidade legal, social e econômica de se conjugar a localização das Áreas de Reserva Legal previstas na legislação florestal com as áreas de recarga das bacias hidrográficas.
- A efetuação de estudos sobre o desenvolvimento de mecanismos sociais e econômicos que permitam o surgimento da figura do produtor de água, como forma de valorizar tanto o recurso como o detentor de terras, o que traria como consequência benéfica a valorização de todos os demais recursos e sua conservação.
- A aplicação de mecanismos legais para assegurar que no futuro a bacia hidrográfica do rio Cuiabá continue a ter parcelas representativas da sua cobertura vegetal original, assegurando o patrimônio genético e a diversidade das paisagens.
- A elaboração e instrumentalização de estratégias de educação para a sensibilização quanto ao uso, importância e conservação dos recursos naturais de forma a alicerçar o exercício da cidadania em relação ao patrimônio comum e individual.
- O desenvolvimento de um projeto de recuperação da rede viária

vicinal, visando a desaceleração da velocidade de escoamento dos fluxos d'água para a rede de drenagem para manutenção da capacidade de atenuação da bacia hidrográfica.

- O monitoramento anual dos usos da terra visando a detecção de conflitos legais, riscos e tendências de crescimento.
- A continuidade do desenvolvimento de estudos referentes ao instrumental elaborado neste trabalho "Mapa da Capacidade Potencial de Armazenamento da Bacia", visando o seu aprimoramento, a sua aplicação em escalas crescentes de detalhamento visando sua replicabilidade, e a sua integração com outros instrumentais que tratam de respostas do ambiente que são oriundas da interação das componentes e processos.
- O desenvolvimento de experimentação, em nível de sub-bacias e microbacias, dos efeitos dos usos da terra na capacidade potencial de armazenamento e na vazão visando a comprovação real dos resultados alcançados por meio de modelagem matemática.
- Reanálise do modelo de dados espaciais por meio de inserção de novas variáveis, tais como a evapotranspiração, a capacidade de infiltração e tipos pedológicos, e da supressão do tema declividade visando simplificar o modelo.
- No caso da necessidade da continuidade da inserção do tema declividade, gerá-lo a partir de base cartográfica que contenha curvas de nível com menor equidistância que a utilizada neste estudo, assim como células da grade retangular do Modelo Numérico do Terreno com menor valor dimensional que aquele utilizado (100 x 100m), visando eliminar possíveis inconsistências da base de dados topográficos.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDUL – RAHIM, N. Water yeld changes after forest conversion to agricultural land use in peninsular Malasya. **Journal of Tropical Forest Sciences**, Kepong, 1(1): 67-82, 1988.

ABRACOS. **Amazônia: florestas, pastagens e o clima**. Londres: Institute of Hydrology, 1994. 18 p.

ABRAGNANO, N. **Dicionário de filosofia**. São Paulo: Mestre Jou, 1970.

ACOT, P. **História da ecologia**. Rio de Janeiro: Editora Campus, 1990. 212 p.

ADÂMOLI, J.; MACÊDO, J.; AZEVEDO, L. G. de; MADEIRA NETTO, J. Caracterização da região dos Cerrados. In: GOERDET, W. J. (Ed.). **Solos dos cerrados: tecnologias e estratégias de manejo**. São Paulo: Nobel; Brasília: EMBRAPA-CPAC, 1985. p. 33-74.

ADEJUWON, J. O.; BALOGUN, E. E.; ADEJUWON, S. A. On the annual and seasonal patterns of rainfall fluctuations in sub-saharan West Africa. **International Journal of Climatology**, 10(6): 839-848,1990.

ALENCASTRO, A. **Freguesia de Nossa Senhora da Guia**. Várzea Grande: Fundação Júlio Campos, 1993. v2. 170 p. Coleção Primeiras Histórias.

ALHO, C. J. R. Paisagens e enfoque. In: ALHO, C. J. R. (Coord.). **Fauna silvestre da região do rio Manso – MT**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente – Edições IBAMA/Centrais Elétricas do Norte do Brasil, 2000. p. 19-29.

ALLAN, J. D.; ERIKSON, D. L.; FAY, J. Influence of catchment land use integrity across multiple spacial scale. **Freshwater Biology**, 37(1): 149-161, 1997.

ALVARENGA, M. I. N.; SILVEIRA, D. A. da; PASSOS, R. R.; BAHIA, V. G. Manejo visando a conservação e recuperação de solos altamente susceptíveis à erosão sob aspectos físicos, químicos e biológicos. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 19(191): 49-58, 1998.

ALVES, F. S. M.; FISCH, G.; VENDRAME, I. F.. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia: estudo de um caso em Rondônia (RO), Brasil. **Acta Amazonica**, Manaus, 29(3): 395-409, 1999.

ANDERSON, H. W. Relating sediment yielding to watershed variables. **Transaction of American Geophysical Union**, Washington, 35(6): 921-924,1957.

ANDERSON, H. W. Forest and water: effects of management on floods, sedimentation, and water supply. **USDA Forest Service**, Pacific Southerwestern Forest Range and Experiment Station, General Technical Report PSW-18, 1976. 115 p.

ANDRADE, M. C. **Espaço, polarização e desenvolvimento**. 4.ed. São Paulo: Editorial Grijalbo, 1977. 135 p.

ANJOS, E. F.; VON SPERLING, E. O emprego de parâmetros liminológicos básicos para o estabelecimento de pontos de monitoramento em sistemas lóticos. In: XVII CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, Natal, 1993. **Anais**. Rio de Janeiro: ABES, 1993. p. 601-623.

ARNOLD, J. G. et al. Modelling the effects of urbanization on basin water yield and reservoir sedimentation. **Water Resources Bulletin**, Washington, 23(6): 1101-1107, 1987.

ARTHUR, M. A.; COLTHARP, G. B.; BROWN, D. L. Effects of the management practices on forest streamwater quality in eastern Kentucky. **Journal of the American Society Resources Association**, Washington, 34(3): 481-495, 1998.

ASHLEY, P. A.; JACKSON, W. A.; VOLK, R. J. Nitrate uptake and assimilation by weath seedlings during initial exposure to nitrogen. **Plant Physiology**, Boston, 55: 1102-1106, 1975.

ASKEN, G. R.; WILLIAMS, T. M. Sediment concentration from intensively prepared wetland sites. **Southern Journal of Applied Forestry**, Betsheda, 8(3): 152-157, 1984.

ASSMUS, M. L.; ASMUSS, H. E. Enfoque ecológico da agricultura brasileira num quadro de modernidade tecnológica. In: 3º ENCONTRO NACIONAL DE ESTUDOS SOBRE O MEIO AMBIENTE, 3., 1991, Londrina. **Anais**. Londrina: UEL/NEMA, 1991. p. 433-499.

ASTON, A. R. Rainfall interception by eight small trees. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 42(3): 383-396, 1979.

AUBERTAIN, G. M.; PATRIC, J. H. Water quality after clearcutting a small watershed in West Virginia. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 3(3): 243-249, 1974.

AZEVEDO, E. C. **Vazão e características físicas e químicas do deflúvio de microbacias hidrográficas cobertas com mata nativa, pastagens e *Eucalyptus grandis***. Viçosa, MG, 1995, 92 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade Federal de Viçosa.

AZEVEDO, F. A. Resíduos de agrotóxicos na agricultura. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE OLERICULTURA, Belo Horizonte, 1991. **Anais**. Belo Horizonte, EMATER, 1991. p. 88-93.

BAHIA, V. G.; CURI, M.; CARMO, D. N.; MARQUES, J. J. G. M. Fundamentos de erosão dos solos (tipos, formas, mecanismos, fatores determinantes e controle). **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 16(176): 25-31, 1992.

BAKER JR., M. B. Effects of Ponderosa pine treatments on water yield in Arizona. **Water Resources Research**, Washington, 22(1): 67-73, 1986.

BANDEIRA, M. L. D. F. et al. Negros, parentes e camponeses: identidade e resistência na fronteira pioneira de Mato Grosso (Brasil). In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA ASSOCIAÇÃO LATINO AMERICANA DE ESTUDOS AFRO – ASIÁTICOS, 6., 1989, Havana. **Anais**. Havana: ALADA, 1989. 77 p.

BARRETO, M. L. D. F. **Aproximaciones teoricas y factores socio-economicos de la poblacion de la region de Guanare-Masparro que inciden en la planificacion del uso de la tierra y en el manejo ambiental**. Mérida: Universidade de los Andes, 1981. 89 p.

BARROS, E. de V. **Princípios de ciências sociais para a extensão rural**. Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 1994. 715 p.

BARROSO, D. G.; SILVA, M. L. N. Poluição e conservação dos recursos naturais solo e água. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 16(176): 17-41, 1992.

BARTH, R. T. Gestão da drenagem urbana. In: MUÑOZ, H. R. (Org.). **Interface da gestão dos recursos hídricos: desafios da lei das águas de 1997**. 2.ed. Brasília: MMA/SRH, 2000. p. 294-316.

BARUQUI, A. M.; FERNANDES, M. R. Práticas de conservação dos solos. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 11(128): 55-68, 1985.

BATELD, K. Environmental conflict: structure and management. In: LUNDQVIST, J.; LOHM, U.; FALKENMARK, M. (Eds.). **Strategy for river basin management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p. 209-218.

BEAULAC, M. N.; RECKHOW, K. H. An examination of land use nutrient export relationship. **Water Resources Bulletin**, Washington, 18(6): 634-671, 1982.

BENETTI, A.; BIDONE, F. O ambiente e os recursos hídricos. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Editora Universidade/ABRH, 2000. p. 851-875.

BERENDSE, F.; AERTS, R.; BOBBINK, R. Atmospheric nitrogen deposition and its impact on terrestrial ecosystems. In: VOS, C. C.; OPDAM, P. (Eds.). **Landscape ecology of stressed environment**. London: Chapman & Hall, 1993. p. 104-121.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. Piracicaba: Ceres, 1985. 392p.

BERTONI, D.; LOMBARDI NETO, F. **Manual técnico de manejo e conservação do solo e da água I: embasamento técnico do programa estadual de microbacias hidrográficas**. Campinas: CATIE, 1993. 15 p.

BESCHTA, R. L. Hydrology in the Pacific Northwest: additional research needs. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 34(4): 729-741, 1998.

BESCHTA, R. L.; PYLES, M. R.; SKAUGSET, A. E.; SURFLEET, C. G. Peakflow responses to forest practices in the western Cascades of Oregon, USA. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 73(1):102-120, 2000.

BHARDWAJ, S. P.; DHYANI, B. L. Achievements and prospects of operational research projects on integrated watersheds management in India. **Indian Journal of Soil Conservacion**, New Dehli, 22(1/2): 251-262, 1994.

BLACK, C. A. Behavior of soil and fertilizer phosphorus in relation to water pollution. In: WILLRICH, T. L.; SMITH, G. E. (Eds.). **Agricultural practices and water quality**. Ames: The Yowa State University Press, 1970. p.142-158.

BLACK, P. E. Runoff from watersheds models. **Water Resources Research**, Washington, 6(2): 465, 1970.

BLACK, P. E. Watershed functions. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 33(1): 1-11, 1997.

BLACKIE, J. R.. The water balance of the Kerecho catchments. **East African Agricultural and Forestry Journal**, Nairobi, 43(2): 155-174, 1979.

BLOOMFIELD, P. Trends in global temperatures. **Climatic Change**, Cambridge, 21:1-16, 1992.

BODMAN, G. B.; CONSTANTIN, G. K.. Influence of particle size distribution on soil compaction. **Hilgardia**: Berkeley, 36: 567-591, 1965.

BONHAM – CARTER, G. F. **Geografic information systems for geocientists**. New York: Pergamon Press, 1997. 398 p.

BOORMAN, D. B.; SEFTON. C. E. M. Recognizing the uncertainty in the quantification of the effects of climate change on hydrological response. **Climatic Change**, Cambridge, 35: 415-434, 1997.

BORGES, E. N.; NOVAIS, R. F.; BARROS, N. F.; COSTA, L. M.; NEVES, J. C. L. Respostas de mudas de eucalipto a camadas compactadas de solo. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, 10(2): 181-195, 1986.

BORMANN, F. H.; LIKENS, G.E. Nutrient cycling. **Science**, Washington, 155: 424-429, 1967.

BORMANN, F. H.; LIKENS, G. E.; SICCAM, T. G.; PIERCE, R. S.; EATON, J. S. The export nutrients and recovery of stable conditions following deforestation at Hubbard Brook. **Ecologycal Monograph**, New York, 44(3): 255-277, 1974.

BOSCH, J. M.; HEWLETT, J. D. An review of catchment experiments to determine the effects of vegetation changes on water yeld and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 55(1): 3-23, 1982.

BOSCH, J. M.; SMITH, R. E. The effects of afforestation of indigenous scrub forest with eucalyptus on streamflow from a small catchment in the Transvaal. **South Africa Forest Journal**, Pretoria, 150: 7-17, 1989.

BOSCH, D. D.; HUBBARD, R. K.; WEST, L. T.; LOWRENCE, R. R. Subsurface flow patterns in a riparian buffer system. **Transaction of the ASAE**, St. Joseph, 37: 1783-1790, 1994.

BOYER, D. G.; PASQUARELL, G. C. Agricultural land use impacts on bacterial water quality in a karst groundwater aquifer. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 35(2): 291-300, 1999.

BOYER, D. G.; PERRY, H. D. The fecal coliform concentration in runoff from reclaimed surface mined. **Water Resources Research**, Washington, 23(5): 911-917, 1987.

BRAGA, G. M. Extensão rural e meio ambiente: o caso das microbacias hidrográficas. **Ação Ambiental**, Viçosa, MG, 1(3): 31-32, 1998.

BRAGAGNOLO, N.; PAN, W. A experiência de programas de manejo e conservação dos recursos naturais em microbacias hidrográficas. In: MUÑOZ, H. R. (Org.). **Interfaces da gestão dos recursos hídricos: desafios da lei de águas de 1997**. Brasília: MMA/SRH, 2000. p.176-198.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD 21 – Cuiabá, Levantamento dos recursos naturais**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia – Departamento da Produção Mineral, 1982^(a). v. 26. 526 p.

BRASIL. Ministério da Agricultura. **Levantamento das potencialidades florestais e do uso da terra nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul**. Brasília: Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal; Cuiabá: Fundação Universidade Federal de Mato Grosso, 1982^(b). (não publicado).

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. **Plano de conservação da Bacia do Alto Paraguai: hidrossedimentologia do Alto Paraguai**. Brasília, Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, Programa Nacional do Meio Ambiente, 1997^(a).v.2, t.2-A. 394 p.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. **Plano de conservação da Bacia do Alto Paraguai: diagnóstico dos meios físicos e biótico. Meio físico**. Brasília, Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, Programa Nacional do Meio Ambiente, 1997^(b). v.2, t.1. 334 p.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. **Plano de conservação da Bacia do Alto Paraguai: sócio – economia de Mato Grosso**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, Programa Nacional do Meio Ambiente, 1997(°). v.2, t.4. 312 p.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. **Política nacional de recursos hídricos**. Brasília: MMA/SRH, 2002. 76 p.

BRASIL. Ministério do Planejamento e Orçamento. **Manual de pedologia**. Rio de Janeiro: FIBGE, 1995. 104 p.

BREN, L. J.; PAPWORTH, M. Early water yield effects of conversion of slopes of a eucalypt forest catchment to radiata pine plantation. **Water Resources Research**, Washington, 27(9): 2421-2428, 1991.

BREN, L. J.; TURNER, A. K. Hydrologic output of small forested catchments: implications for management. **Australian Forestry**, Melbourne, 43(2): 111-117, 1980.

BROOKS, K.N.; FFOLIOT, P. F.; GREGERSEN, H. M.; THAMES, J. L. **Hydrology and the management of watersheds**. Ames: Iowa State University Press, 1991. 392 p.

BROWN, G. W. **Forestry and water quality**. Corvallis: Oregon State University, 1976. 74 p.

BROWN, G. W.; KRYGIER, J. T. Clear cut logging and sediment production in the Oregon coast range. **Water Resources Research**, Washington, 7(5): 1189-1198, 1971.

BRUINJZEEL, L. A. Environmental impacts of (de)forestation in the humid tropics: a watershed perspective. **Wallaceana**, 46(1): 3-13, 1986.

BRUINJZEEL, L. A. Estimates of evaporation in plantation of *Agathis dammara* Warb in South Central Java, Indonésia. **Journal of Tropical Forest Sciences**, Kepong, 1(2): 145-161, 1988.

BRUINJZEEL, L. A. (De)forestation and dry season flow in the tropics: a cool look. **Journal of Tropical Forest Sciences**, Kepong, 1(3): 229 – 243, 1989.

BRUINJZEEL, L. A. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review**. Amsterdam: IHP/UNESCO, 1990. 219 p.

BRUINJZEEL, L. A. Prediction the hydrological impacts on land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Eds.). **Amazônia deforestation and climate**. Chichester: John Willey & Sons, 1996. p.15-55.

BRUINJZEEL, L. A.; WIERSUM, K. F. Rainfall interception by a young *Acacia auriculiformis* (A.Cunn) plantation forest in West Java, Indonesia: applications of Gash's Analytical Model. **Hydrological Process**, 1: 309-319, 1989.

BUCCI, E. F. B.; SALAS MARTIN, E.; MELAZZO, E. S. Expansão urbana e qualidade ambiental em municípios de pequeno porte no oeste paulista. In: ENCONTRO NACIONAL DE ESTUDOS SOBRE O MEIO AMBIENTE, 3., Londrina, 1991. **Anais**. Londrina: UEL/NEMA, 1991. p. 664-674.

BUREL, F.; BAUDRY, J.; CLERGEAU, P. C.; EYBERT, M. C. Approche spatiale des phénomènes écologiques: échelles et hiérarchie. **Bulletin d'Écologie**, Paris, t.23(1/2): 93-101, 1992.

BURTON, T. A. Effects of basin – scale timber harvest on water yield and peak streamflow. **Journal of the American Resources Association**, Washington, 33(6): 1187-1196, 1997.

BUTCHER, J. B. Forecasting future land use for watershed assessment. **Journal of the American Resources Association**, Washington, 35(3): 555-565, 1999.

CAICEDO, N. L. Água Subterrânea. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre, Editora UFRGS, 2000. p. 289-333.

CALDER, I. R. Influence of land use on water in upland areas of the U.K. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 88(2): 201-211, 1986.

CALDER, I. R. et al. The impact of use land change on water resources in sub-saharan Africa: a modeling study of lake Malawi. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 170(1): 123-128, 1995.

CAMARA, G.; SOUZA, R. C. M.; FREITAS, J. M.; GARRIDO, J. C. P. "SPRING: integrating remote sensing and GIS with object-oriented data modelling". **Computers and Graphics**, 15(6): 13-22, 1996.

CAMPELLO JÚNIOR, J.H.; CASEIRO, F.T. **Método de estimativa da evapotranspiração potencial**. Cuiabá: UFMT, 1989. p. 3-30. Relatório de Pesquisa UFMT/SAGRI/PRONI 02/89.

CAMPELLO JÚNIOR, J. H. et al. Caracterização macroclimática de Cuiabá. In: ENCONTRO NACIONAL DE ESTUDOS SOBRE O MEIO AMBIENTE, 3., Londrina, 1991. **Anais**. Londrina: UEL/NEMA, 1991. p. 542-552.

CASSTENSSON, R. Water resources conflict in integrated river basin development: the case of Kaviling river. In: LUNDQVIST, J.; LOHM, U.; FALKENMARK. M. (Eds.). **Strategy for river basin management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p. 245-254.

CASTRO, P. S.; VALENTE, O. F.; COELHO, D. T.; RAMALHO, R. S. Interceptação da chuva por mata natural secundária na região de Viçosa - MG. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, 7(1): 76-89, 1983.

CAYAN, D. R.; RIDDLE, L. G.; AGUADO, E. The influence of precipitation and temperature on seasonal streamflow in California. **Water Resources Research**, Washington, 29(4): 1127-1140, 1993.

CEDRAZ, M. Gerenciamento dos recursos hídricos: um tema em discussão. In: MUÑOZ, H. R. (Org.). **Interfaces da gestão dos recursos hídricos: desafios da lei de águas de 1997**. Brasília: MMA/SRH, 2000. p.110-126.

CHAVES, H. M. L. É possível recuperar rios assoreados? **Ação Ambiental**, Viçosa, MG, 1(3): 17-19, 1998.

CHENG, J. D. Streamflow changes after clear-cut logging of a pine beetle-infested watershed in Southern British Columbia, Canada. **Water Resources Research**, Washington, 25(3): 449-456, 1989.

CHIARANDA, R. **Efeitos da compactação do solo em mudas de *Eucalyptus torelliana* f. muell e de *Eucalyptus grandis* hill ex- maiden**. Piracicaba, 1989, 136 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

CHOW, V. T. **Handbook of applied hydrology**. New York: McGraw Hill, 1964. p. 4/39-4/72.

CHOW, V. T. MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W. **Applied hidrology**. New York: McGraw Hill, 1988. 571 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2.ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188 p.

CHU, P. S. A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. **Journal of Climatology**, 5: 403-416, 1985.

CICCO, V.; ARCOVA, F. C. S.; SHIMOMICHI, P. Y.; FUJIEDA, M. Interceptação das chuvas por floresta natural secundária de Mata Atlântica, São Paulo. **Silvicultura em São Paulo**, São Paulo, 20/22: 25-30, 1986-1988.

CLARK, G. M.; MUELLER, D. K.; MAST, M. A. Nutrient concentrations and yields in undeveloped stream basins on the United States. **Journal of American Water Resources Association**, Washington, 36(4): 849-860, 2000.

CLAUSEN, J. C.; MEALS, D. W. Water quality achievable with agricultural best management practices. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, 44(6): 593-596, 1989.

CLOW, D.W.; MAST, M.A. Long-term trends in stream water and precipitation chemistry at five headwater basins in the northeastern United States, **Water Resources Research**, Washington, 35(4): 541-554, 1999.

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 93-148.

COLLINS, B. D.; PESS, G. R. Evaluation of forest practices prescription from Washington's Watershed Analysis Program. **Journal of American Water Resources Association**, Washington, 33(5): 969-996, 1997.

CONCEIÇÃO, P. N. (Coord.). **Projeto de perenização da bacia hidrográfica do rio Pari**. Brasília: ABEAS, 1996. 86 p.

CONCEIÇÃO, P. N. (Coord.). **Manejo da bacia hidrográfica do rio Coxipó-Açu para a conservação de seus recursos hídricos**. Brasília: ABEAS, 1997. 116 p.

CONCEIÇÃO, P. N. Os habitats da área de influência do APM Manso. In: ALHO, C. J. R. (Coord.). **Fauna silvestre da região do rio Manso – MT**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente – Edições IBAMA/Centrals Elétricas do Norte do Brasil, 2000. p. 31-128.

COOPER, J. R.; GILLIAM, J. W.; DANIELS, R. B.; ROBARGE, W. P. Riparian areas as filters for agricultural sediment. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, 51(3): 416-420, 1987.

CORDEIRO NETO, O. M.; DUTRA FILHO, D. O aporte de fósforo ao Lago Paranoá (Brasília). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, Fortaleza, 1981. **Anais**. Rio de Janeiro, ABES, 1981. p. 11-19.

CORRÊA, A. N. S.; ARONOVICH, S. Influência da queima periódica sobre a vegetação e sobre a fertilidade dos terrenos de pastagens. **Revista da Sociedade Brasileira de Zootecnia**, Viçosa, MG, 8(2): 332-347, 1979.

CORRÊA – FILHO, V. **História de Mato Grosso**. Várzea Grande: Fundação Júlio Campos, 1994. 102 p. Coleção Memórias Históricas.

COSTA, L. M. da. Manejo de solos em áreas reflorestadas. In: BARROS, N. F. de; NOVAIS, R. F. de. (Eds.) **Relação solo – eucalipto**. Viçosa, MG: Folha de Viçosa, 1990. p. 237-264.

COSTIN, A. B. Runoff and soil and nutrient losses from a improved pasture at Ginnenderra, Southern Tablelands, New South Wales. **Australian Journal of Agricultural Research**, Canberra, 31(5): 533-546, 1980.

CUNHA, F. C. A.; FIAUX, E. M. C.; MENDONÇA, F. A. Degradação ambiental e poluição hídrica no alto ribeirão Cambá/Londrina. In: 3º ENCONTRO NACIONAL DE

ESTUDOS SOBRE O MEIO AMBIENTE, 3., 1991, Londrina. **Anais**. Londrina: UEL/NEMA, 1991. p. 86-95.

DANIELS, R. B.; GILLIAM, J. W.; Sediment and chemical load reduction by grass and riparian filters. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, 60(2): 246-251, 1996.

DAVIS, E. A. Conversion of Arizona Chaparral to grass increases water yield and nitrate loss. **Water Resources Research**, Washington, 20(11): 1643-1649, 1984.

DEBUSSCHE, JM.; RAMBAL, S.; LEPART, J. Les changement de l'occupation des terres on region mediterranne humide: avaliation des consequences hydrologiques. **Acta Oecologica**, 8(4): 317-332, 1987.

DEMATTE, J. L. I. **Manejo dos solos ácidos dos trópicos úmidos: região Amazônica**. Campinas: Fundação Cargill, 1988. 215 p.

DEUS, C. E. **O papel da formiga saúva (Gênero ATTA) na hidrologia e erosão dos solos em ambientes de pastagem, bananal, SP**. Rio de Janeiro, 1991, 236 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.

DHAR, S. K. Rehabilitation of degraded tropical forest watershed with people's participation. **Ambio**, Estocolmo, 23(3): 216-221, 1994.

DIAS, A. C. C. P.; NORTCLIFF, S. Effects of two land clearing methods on the physical properties of an oxisol in the Brazilian Amazon. **Tropical Agriculture**, Port of Spain, 62(2): 207-212, 1985^(a).

DIAS, A. C. C. P.; NORTCLIFF, S. Effects of tractor passes on the physical properties of na oxisol in the Brazilian Amazon. **Tropical Agriculture**, Port of Spain, 62(1): 207-212, 1985^(b).

DIAS, L. N. **Estudo integrado da bacia hidrográfica do reservatório Passaúnas (Araucária – Paraná – Brasil) considerando a interrelação da ocupação dos solos com a qualidade das águas**. São Carlos, 1997. 141 f. Dissertação (Mestrado em Ciências). Universidade Federal de São Carlos.

DIAS, M. A. F. S.; REGNER, P. Simulation of mesoescale circulation in a deforest area of Rondonia in the dry season. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Eds.). **Amazônia deforestation and climate**. Chichester: John Willey & Sons, 1996. p. 531-547.

DICKSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A. Modelling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parametrizations. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, Londres, 114(480): 439-462, 1988.

DIXON, J. E.; STEPHENSON, G. R.; LINGG, A. J.; NAYLOR, D. V.; HINMAN, D.D. Comparision of runoff quality from cattle feeding on winter pastures. **Transaction of the ASAE**, St. Joseph, 26(8): 1146-1149, 1983.

- DOLEY, D. Tropical and subtropical Forests and woodlands. In: KOZLOWSKY, T. T. (ed.). **Water deficits and plant grow**. New York: Academic Press, 1981. p. 209-323. v. 6.
- DONS, A. The effect of large-scale afforestation on Tawarera river flows. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 25(2): 61-73, 1986.
- DORAN, J. W.; SCHEPERS, J. S.; SWANSON, N. P. Chemical and bacteriological quality of pasture runoff. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, 36(3): 166-171, 1981.
- DOUGLAS, E. M.; VOGEL, R. M.; KROLL, C. N. Trends in flood and lowflows in the United States: impact of spatial correlation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 240(1): 90-105, 2000.
- DOUGLAS, J. E.; SWANK, W.T. Effects of management practices on water quality and quantity. [s.l.]: **USDA Forest Service, Coveeta Hidrologic Laborations**, General Technical Report NE 13, 1975. 13p.
- DRAPER, N.; SMITH, H. **Applied regression analysis, second edition**. 2.nd. New York: John Willey & Sons, 1981. 709 p.
- DREW, D. **Processos interativos homem – meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1983. 206 p.
- DUELL, J. R. The sensitivity of northern Sierra Nevada streamflow to climate change. **Water Resources Bulletin**, Washington, 30(4): 841-859, 1994.
- DUFFY, P. D.; SCHREIBER, J. D.; McCLURKIN, D. C.; McDOWELL, L. L. Aqueous-and-sediment-phase phosphorus from five southern pine watersheds. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 7: 45-50, 1978.
- DUNNE, T. Sediment yeld and land use in tropical catchments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 42(2): 282-300, 1979.
- EAGLESON, P. S.. Emergence of global scale hydrology. **Water Resources Research**, Washington, 22(9): 6S-14S, 1986.
- EDWARDS, D. R. et al. Effects of BMP implementation on storm flow quality of the two northwestern Arkansas streams. **Transaction of the ASAE**, Saint Joseph, 40(5): 1311-1319, 1997.
- EDWARDS, D. R., et al. Fecal coliform and *streptococcus* concentration in runoff from grazed pastures northwest Arkansas. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 33(2): 413-422, 2000.
- EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação do solo**. Brasília: EMBRAPA, 1999. 412 p.

ENGLLEN, G. B.; JONES, G. P. Developments in the analysis of groundwater flow system. Amsterdam, **IAHS Publication**, n.163, 1986.

FAURE, H.; GAC, J. Y. Will the Sahelian drought in 1985? **Nature**, Londres, 291: 475-478, 1985.

FELLER, M. C. Water balance in *Eucalyptus regnans*, *Eucalyptus obliqua* and *Pinus radiata* forest in Victoria. **Australian Forestry**, Melbourne, 44(3): 153-161, 1981.

FELLER, M. C.; KIMMINS, J. R. Chemical characteristics of small streams near Haney in southwestern British Columbia. **Water Resources Research**, Washington, 15(2): 247-258, 1979.

FELLER, M. C.; KIMMINS, J. R. Effects of clearcutting and slash burning on stream chemistry and watershed nutrient budgets in southwestern British Columbia. **Water Resources Research**, Washington, 20(1): 29-40, 1984.

FEPAM/GTZ. Documento final de encaminhamento de propostas. In: PRIMEIRO ENCONTRO NACIONAL PARA DISCUSSÃO SOBRE A RESOLUÇÃO Nº 020 DO CONAMA/86. Porto Alegre, 1997. **Anais**. Porto Alegre, FEPAM/GTZ, 1997. p. 33-47.

FERRAZ, F. F. de B. **Aplicação de sistema de informações geográficas em estudo de área urbana de Piracicaba sujeita à inundação**. Piracicaba, 1996. 134 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo.

FERREIRA, A.B.H. **Novo dicionário Aurélio**. São Paulo: Nova Fronteira, 1996. 1516 p.

FERREIRA, M. M. **Física do solo**. Lavras, ESAL/FAEPE, 1994. 63 p.

FERREIRA DA COSTA, R.; FEITOSA, J. R. P.; FISCH, G.; SOUZA, S.S.; NOBRE, C. A. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e de pastagem na Amazônia. **Acta Amazônica**, Manaus, 28(4): 395-408, 1998.

FIGUEIREDO, A. **A propósito do boi**. Cuiabá: EdUFMT, 1994. 226 p.

FIGUEIREDO, L. H. A.; BAHIA, V. G. Controle da erosão em terras não cultivadas. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 19(191): 79-84, 1998.

FIGUEIROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western South America. **Climanálise**, São José dos Campos, 5(6): 36-45, 1990.

FIREY, W. Some contributions of sociology to the study of natural resources. In: LEE, R.G.; FIELD, D. R.; BURCH JR, W. R. (Eds.). **Community & Forestry: conservation on the sociology of natural resources**. Boulder: Westview Press, 1990. p. 15-26.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, Manaus, 28(2): 101-126, 1998.

FISCHER, D. C.; OPPENHEIMER, M. Tendencial trends of nitrogen and phosphorus inputs by grazing. **Ambio**, Estocolmo, 20:102-108, 1991.

FLEMING, T. H. Secular changes in Costa Rican rainfall: correlation with elevation. **Journal of Tropical Ecology**, 2(1): 87-91, 1986.

FLINN, D. W.; BREN, L. J.; HOPMANN, P. Soluble nutrient inputs from rain and outputs in stream water from small forested catchment. **Australian Forestry**, Melbourne, 42(1): 39-49, 1979.

FONTANELLI, R. S.; JACQUES, A. V. A. Melhoria de pastagem natural: ceifa, queima, diferimento e adubação. **Revista da Sociedade Brasileira de Zootecnia**, Viçosa, MG, 17(2): 180-194, 1988.

FRANCIS, F.O. **Hidráulica de meios permeáveis**: escoamento em meios porosos. Rio de Janeiro: Interciências; São Paulo: EDUSP, 1980. 169 p.

FRANK, B.; PINHEIRO, A.; BOHN, N. Relações entre a gestão de recursos hídricos e uso do solo: o caso da bacia do Rio Itajaí – SC. In: MUÑOZ, H. R. (Org.). **Interfaces da gestão de recursos hídricos: o desafio da lei de águas de 1977**. 2.ed. Brasília: MMA/SRH, 2000. p.199-218.

FRANKEN, W.; LEOPOLDO, P. R.; MATSUI, E.; RIBEIRO, M. N. G. Estudo da interceptação da água da chuva em cobertura florestal Amazônica do tipo Terra Firme. **Acta Amazonica**, Manaus, 12(2): 327-331, 1982.

FRITSCH, J. M. Les effects du défrichement de la forêt Amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie des petits bassins versants. **ORSTROM Editions**, Paris, 1992.

FREEZE, R. A.; WITHERSPOON, P. A. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. **Water Resources Research**, Washington, 2(4): 641-656, 1966.

FURLAN, J. L. A. **Caracterização hidroclimática da Bacia Amazônica**. São Paulo, 1997. 84 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia**. 2.ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1988. 291 p.

GARY, H. L.; JOHNSON, S. R.; PONCE, S. L. Cattle grazing impact on surface water quality in a Colorado Front Range stream. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, 38(2): 124-128, 1983.

GASH, J. H. C. An analytical model for rainfall interception by forests. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Londres, 105(1): 43-55, 1979.

GBUREK, W. J.; SHARPLEY, A. N. Delineating sources of phosphorus export from agricultural watersheds. In: ASAE ANNUAL INTERNATIONAL MEETING, Minneapolis, 1997. **Paper**. Minneapolis, ASAE, 1997. 10 p.

GENT JR., J. A.; BALLARD, R.; HASSAN, A.E. The impact of harvesting and site preparation on the physical properties of lower coastal plains forest soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, 47(3): 595-598, 1983.

GENT JR., J. A.; BALLARD, R.; HASSAN, A.E.; CASSEL, D. K.. Impact of harvesting and site preparation on properties of Piedmont forest soils. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, 48(1): 65-145, 1984.

GENTRY, A. H.; LOPES – PARODI, J. Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. **Science**, Washington, 210: 1354–1356, 1980.

GENTRY, A. H.; LOPES – PARODI, J. Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. **Replay. Science**, Washington, 215: 427, 1982.

GLEADING, M. Long term effects of fertilizer applications. In: CATT, J. A. (Ed.). **Farming and the quality of natural waters**. [s.l.]: IACR, 1989.

GOERDT, W. J.; SOUZA, D. M. G. de; LOBATO, E. Fosforo. In: GOERDT, W. J. (Ed.). **Solos dos cerrados: tecnologias e estratégias de manejo**. São Paulo, Nobel; Brasília, EMBRAPA-CPAC, 1985. p.129-166.

GOLDEBERG, M. C. Sources of nitrogen in water suppliers. In: WILLRICH, T. L.; SMITH, G. E. (Eds.). **Agricultural practices and water quality**. Ames, The Yowa University Press, 1970. p. 94-124.

GONÇALVES, N. A. Sustentabilidade dos ecossistemas urbanos e rurais. In: I CONGRESSO NACIONAL DE INTERCIÊNCIA DO MEIO AMBIENTE. Fortaleza, 1997. **Anais**. Fortaleza: Universidade Federal do Ceará/Universidade de Fortaleza, 1997. p. 151-157.

GOSH, R. C.; SUBBA RAO, B. K. Forests and floods. **Indian Forestry**, Dhera Dun, 105: 249-259, 1979.

GOSS, M. J.; RUSSEL, R. S. Effects of mechanical impedance on root growth in barley (*Hordeum vulgare* L.). **Journal of Experimental Botany**, Londres, 31(121): 577-588, 1980.

GREACEN, E. L.; SANDS, R. Compaction of forest soil. A review. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, 18: 163-189, 1980.

GRESSER, M.; KILLHAN, K. EDWARDS, T. **Soil chemistry and its applications**. Cambridge: Cambridge University Press, 1993. 192 p. (Cambridge Environmental Chemistry Series n° 5).

GROISMAN, P. Y.; EASTERLING, D. R. Variability and trends in total precipitation and snowfall over the United States and Canadá. **Journal of Climate**, 7: 184-205, 1994.

GUIMARÃES, J. L. F. **Relação entre a ocupação do solo e o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica do rio Pequeno – São José dos Pinhais**. Curitiba, 2000, 205 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) - Universidade Federal do Paraná.

GUTIERREZ – HERNANDEZ, C. Problemas del manejo del recurso água bajo condiciones de escasez y incertidumbre. In: MANEJO DE ECOSISTEMAS HIDROLOGICOS Y TERRESTRES, Turrialba, 1998. **Proceedings**. Turrialba: IDE/CATIE, 1988. 25 p.

GUTHRIE, H. B.; ATTIWILL, P. M.; LENNING, R. Nutrient cycling in a *Eucalyptus obliqua* (L'Herit) forests. II – a study in a small catchment. **Australian Journal of Botany**, 26: 189-201, 1978.

HALBERT, C. L.; LEE, K. N. The timber, the fish, and wildlife Washington state: implementing alternative dispute resolution in Washington State. **The Northwest Environmental Journal**, 6(1): 139-175, 1990.

HARR, R. D. Water flux in soil and subsoil in a steep forested slope. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 33(1): 37-58, 1977.

HARR, R. D.; HARPER, W. C.; KRYGIER, J. T.; HSIEH, F. S. Changes in storm hydrographs after road building and clear-cutting in the Oregon Coast Range. **Water Resources Research**, Washington, 11(4): 436-444, 1975.

HARR, R. D.; FREDIKSEN, R. L.; ROTACHER, J. Changes in streamflow timber harvesting in Southwestern Oregon. **USDA Forest Service**, Pacific Northwestern Experiment Station, Portland, Research Paper, PNW-249, 1979. 22 p.

HARR, R. D.; LEVNO, A.; MERSEREAU, R. Streamflow changes after logging 130-year-old Douglas-Fir in two small catchments. **Water Resources Research**, Washington, 18(3): 637-644, 1982.

HASSAN, F. A. Historical Nile flood and their implications for climatic change. **Science**, Washington, 212: 1142-1145. 1981.

HATTINGER, H. Torrent control and road bank for forest road in the mountains with a note on erosion problems in the tropics. In: FAO (Ed.). **Technical Report/Austria Training Course of Forest Roads and Harvesting in Mountain Forests**. Viena, 1976. p.133-148.

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R. E.; DURBIDGE, J. B.; KENNEDY, P. J.; McGUFFIE, K.; PITMANN, A. J. Tropical deforestation modelling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, Washington, 98(D4): 7289-7315, 1993.

HERNANI, L. C.; SAKAI, E.; LOMBARDI NETTO, F.; LEPSCH, I. F. Influência de métodos de limpeza do terreno sob floresta secundária em latossolo amarelo no Vale da Ribeira: II – perdas por erosão. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, 11(2): 215-219, 1987.

HERWITZ, S. R. Interception storage capacities of tropical rainforest canopy trees. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 77(3): 237-252, 1985.

HEWLETT, J. D. **Principles of forest hydrology**. Athens: University of Georgia Press, 1982. 183 p.

HEWLETT, J. D.; LULL, H. M.; REINHARDT, K.G. In defense of experimental watershed. **Water Resources Research**, Washington, 5(1): 306 – 316, 1969.

HEWLETT, J. D.; DOSS, R. Forests, floods and erosion: a watershed experiment in the Southeastern Piedmont. **Forest Science**, Washington, 30(4): 424-434, 1984.

HEWLETT, J. D.; POST, H. E.; DOSS, R. Effect of clear cut silviculture on dissolved ion export and water yield in the Piedmont. **Water Resources Research**, Washington, 20(7):1031-1038, 1984.

HILL, A. R. Stream phosphorus export from watershed with contrasting land uses in southern Ontario. **Water Resources Bulletin**, Washington, 17(4): 627-634, 1981.

HIRSCH, R. M.; MILLER, T. L.; HAMILTON, P. A. Using today's science to plan for tomorrow water policies. **Environment**, 43(1): 8-17, 2001.

HISCOCK, K.M.; LOVETT, A.A.; BRAINARD, J.S.; PARFITT, J.P. Groundwater vulnerability assessment: two case studies using GIS methodology. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, 28: 179-184, 1995.

HODNETT, M. G.; PIMENTEL, L. da S.; ROCHA, H. R. da; CRUZ SENNA, R. Seasonal soil water storage changes beneath Central Amazonian rainforest and pasture. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 170(2): 233-254, 1995.

HOFMANN, L.; RIES, R. E. Relationship of soil and water characteristics to erosion and runoff on pasture and range. **Journal of Soil And Water Conservation**, Ankeny, 46(1): 143-147, 1991.

HOLT, R. F.; DOWDY, R. H.; TIMMONS, D. R. Chemical of sediments in water. In: **Agricultural practices and water quality**. Ames, The Iowa University Press, 1970. p. 21-34.

HOPMANN, P.; FLINN, D. W.; FARREL, P. W. Nutrient dynamics of forested catchments in Southeastern and changes in water quality and nutrient export following clearing. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 20(2): 209-231, 1987.

HORNBECK, J. W.; REINHARDT, K. G. Water quality and soil erosion as affected by logging in steep terrain. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, 19(1): 23-27, 1964.

HORNBECK, J. W.; PIERCE, R. S.; LIKENS, G. E.; MARTIN, C. W. Moderating the impact of contemporary forest cutting on hydrologic and cycles. **IAHS Publications**, Amsterdam, 11: 423-433, 1975.

HORNBECK, J. W.; KROPELIN, W. Nutrient removal and leaching from a whole-tree harvest of northern hardwood. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 11: 309-316, 1982.

HORNE, R.; HICKEY, J. Review. Ecological sensitivity of Australian rainforest to selective logging. **Australian Journal of Ecology**, 16(1): 119-129, 1991.

HOWELL, J. M.; COYNE, M. S.; CORNELLIUS, P. L. Effects of sediment particle size and temperature on fecal bacterial mortality rates and FC/FS. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 25: 321-329, 1986.

HSIA, Y. J. Changes in storm hydrographs after clear-cutting a small hardwood forested watershed in a Central Taiwan. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 20(1): 117-134, 1987.

HUDSON, N. **Conservacion del suelo**. Barcelona: Editorial Reveré, 1982. 335 p.

HUDSON, J. et al. Prescribed burning of *Pinus oocarpa* in Honduras: 1 – effects on surface runoff and sediment loss. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 5(2): 269-281, 1983.

HUGGETT, R. J. **Earth surface systems**. Berlin: Springer Verlag, 1985. 269 p.

HULUGALLE, N. R.; LAL, R.; TERCKVILLE, C. H. H.. Soil physical change crops root growth following methods of land clearing in Western Nigeria. **Soil Science**, Baltimore, 138(2): 172-179, 1984.

HUNT, P. G.; PETERS, R. E.; STURGIS, T. C.; LEE, C. R. Reability problems with indicator organisms for monitoring overland flow treated waste water effluent. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 8: 301-304, 1979.

IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. Rio de Janeiro; IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1994. 113p. (Manuais Técnicos em Geociências nº 5).

IBGE. **Manual técnico de uso da terra**. Rio de Janeiro; IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1995. 58p. (Manuais Técnicos em Geociências nº 7).

IBGE. **Censo demográfico 2000**: características da população e dos domicílios – resultados do universo. Rio de Janeiro; IBGE, 2001. 520p.

IMBACH, A. C.; FASSBENDER, H. W.; BOREL, R.; BEER, J.; BONNEMENN, A. Modelling agroforestry system of cacao (*Theobroma cacao*) with laurel (*Cordia alliodora*) and poro (*Erythrina poppigiana*) in Costa Rica, 4. Water balances, nutrient inputs and leaching. **Agroforestry Systems**, 8(2): 267-287, 1989.

IORUMÉ, A. Assessment of runoff and suspended sediment yield in a partially forest catchment in southern Chile. **Water Resources Research**, Washington, 26(11): 2637-2642, 1990.

IRVINE, K. N.; PETTIBONE, G. W. Planning level evaluation of density and sources of indicator bacteria in a mixed land use watershed. **Environmental Science and Technology**, 17(1):1-12, 1996.

ISGARD, E. Approach to eutrophication close to na expanding metropolis in Austrália. In: LUNDQVIST, J.; LOHM, U.; FALKENMARK. M. (Eds.). **Strategy for river basin management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p.161-170.

JACOBS, T. C.; GILLIAM, J. W. Riparian losses of nitrate from agricultural drainage waters. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 14(4): 467-472, 1985.

JAKOBSEN ,B. F.. Persistence of compaction effects in a forest Kraznozen. **Australian Forest Research**, Melbourne, 13(3/4): 305-308, 1983.

JAKOBSEN, B. F.; MOORE, G. A.. Effects of two types skidders and of a slash cover soil on compation by logging mountain ash. **Australian Forest Research**, Melbourne, 11(3/4): 247-255, 1981.

JANSON, P. E.; ANDERSON, R. Simulation of runoff and nitrate leaching from agricultural district in Sweden. **Journal of Hydrology**, Amsterdan, 99(1/2): 33-47, 1988.

JANSON, M .D.; ELLIOT, L. F.; SAXTON, K. E.; FORTIER, D. H. The effect of cattle grazing on indicator bacteria in runoff from a Pacific Nortwest watershed. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 11:621-627, 1982.

JOHNSON, H. P.; MOLDENHAUER, W. C. Pollution by sediment sources and the detachment and transport process. In: WILLRICH, T. L.; SMITH, G. E. (Eds.). **Agricultural practices and water quality**. Ames. Iowa State University, 1970. p. 3-20.

JOHNSON, M. G.; BESCHTA, R. L. Logging infiltration capacity and surface erodibility in Western Oregon. **Journal of Forestry**, Washington, 78(3): 334-337, 1980.

JOHNSON, R.A.; WICHER, D.W. **Applied multivariate statistical analysis**, 2.nd. Englewood cliffs: Prentice Hall, 1988. 606 p.

JONES, J. A. Hydrologic process and peak discharge response to forest removal, regrowth, and roads in 10 small experimental basins, Western Cascades, Oregon. **Water Resources Research**, Washington, 36(9): 2621-2642, 2000.

JONES, J. A.; GRANT, G. E. Peak flow responses to clear-cutting and roads in small and large basins, Western Cascades, Oregon. **Water Resources Research**, Washington, 32(4): 959-974, 1996.

JONES, P. D.; WIGLEY, T. M. L.; WRIGHT, P. P. Global temperatures variations between 1861 and 1984. **Nature**, Londres, 322: 430-434, 1986.

JORDAN, C. F. **Nutrient cycling in tropical forest ecosystems**. New York: John Willey & Sons, 1985. 485 p.

KAMARUZAN, J. Estimation rate of recovery of disturbed soils from ground based logging in penninsular Malaysia. **Journal of Tropical Forest Science**, Kepong, 9(1): 88-100, 1997.

KAUFMAN, H. F.; KAUFMAN, L. C. Toward the stabilization and enrichment of a forest community. In: LEE, R.G.; FIELD, D. R.; BURCH JR, W. R. (Eds.). **Community & Forestry: conservation on the sociology of natural resources**. Boulder: Westview Press, 1990. p. 24-40.

KEPPLER, E. T.; ZIEMER, R. R. Logging effects on streamflow: water yeld and summer flows at Caspar Creek in Northwestern California. **Water Resources Research**, Washington, 26(7): 1669-1679, 1990.

KING, J. G.; TENNYSON, L. C. Alteration of streamflow characteristics following road construction in Nort Central Idaho. **Water Resources Research**, Washington, 20(8): 1159-1163, 1984.

KNAPP, H. V. Hidrologic trends in the upper Mississippi River Basin. **Water International**, 19(4): 199 – 206, 1994.

KOCHENDEFER, J. N.; EDWARDS, P. J. Effectiviness of the three streamside management practices in the Central Appalchians. **USDA Forest Service**, Southeastern Forest Experiment Station, General Technical Report SE-70, 1990. p. 688-700.

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F.A. A review of the southern oscilation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, Copenhagen, 36A: 490-504, 1984.

KRASKE, C. R.; FERNADEZ, I. J. Biogechemical responses of a foreted watershed to both clearcut harvesting and papermilk sludge application. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 22: 776-786, 1993.

KREJCI, L. C.; MARTINS, L. G. C.; LOURENÇO, P. Y. Desenvolvimento do sistema radicular de *Eucalyptus sp* sob diferentes condições de solo. In: CONGRESSO FLORESTAL BRASILEIRO, Olinda, 1986. **Anais**. São Paulo: SBS, 1986. p. 70.

KRESS, M.; GIFFORD, G. F. Feccal coliform release from cattle fecal deposits. **Water Resources Bulletin**, Washington, 20(1): 61-66, 1984.

KRUG, W. R. Simulation control changes in rainfall runoff characteristics, Coon Creak Basin, Wisconsin. **Water Resources Bulletin**, Washington, 32(4): 645-752, 1996.

KRUSCHE, A. V.; CARVALHO, F. P. de; MORAES, J. M. de; CAMARGO, P. B. de; BALLESTER, M. V. R.; HORNINK, S.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. Spatial and temporal water quality variability in the Piracicaba river basin. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 33(5): 1117-1123, 1997.

LAL, R. Deforestation of tropical rainforest and hydrological problems. In: LAL, R.; RUSSEL, E. W. (Eds.). **Tropical agricultural hydrology**. New York: John Willey & Sons, 1981. p. 131-140.

LAL, R. Soil erosion in the humid tropics with particular reference to agricultural land development and soil management. In: KELLER, R.(Ed.). Hydrology of humid tropical regions. Amsterdam, **IAHS Publications**, n.140, 1983. p. 221-239.

LALANDE, A. **Vocabulário técnico e crítico de filosofia**. 2.ed. São Paulo: Martins Fontes, 1996.

LANNA, A. E. L. **Gerenciamento de bacias hidrográficas: aspectos conceituais e metodológicos**. Brasília, IBAMA, 1995. 171 p.

LANNA, A. E. L. A inserção da gestão das águas na gestão ambiental. In: : MUÑOZ, H. R. (Org.). **Interfaces da Gestão dos Recursos Hídricos: desafios da lei de águas de 1997**. Brasília: MMA/SRH, 2000. p. 75-109.

LAWSON, T. L.; LAL, R.; ODURO-AFRIYIE, K. Rainfall redistribution and macroclimates changes over a cleared watershed. In: . In: KELLER, R.(Ed.). Hydrology of humid tropical regions. Amsterdam, **IAHS Publications**, n.140, 1983. p. 141-151.

LAZLO, E.; MORGENAU, H. The emergence of interacting concepts in contemporary science. **Phylosophy Science**, 39: 252-259, 1972.

LEAL, M. Caracterização dos usos da água no Brasil e princípios básicos na gestão dos recursos hídricos. **Observatório das Águas**, Brasília, 1: 13-16, 2002.

LEAN, J.; BUNTON, C. B.; NOBRE, C. A.; ROWNTREE, P. R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R.

L. (Eds.). **Amazônia deforestation and climate**. Chichester: John Willey & Sons, 1996. p. 549-576.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Londres, 119(5): 509-530, 1993.

LEAN, J.; WARRILOW, D. A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, Londres, 342: 411-413, 1989.

LEE, R. **Forest hydrology**. New York: Columbia University Press, 1980. 349 p.

LEITCH, C. J.; FLINN, D. W. Hydrological effects of clearing native forest in North-East Victoria: the first three years. **Australian Forest Research**, Melbourne, 16(1): 103-116, 1986.

LEOPOLD, P. R.; FRANKEN, W.; MATSUI, E.; SALATI, E. Estimativa da evapotranspiração da Floresta Amazônica de terra firme. **Acta Amazônica**, Manaus, 12(3): 23-28, 1982.

LESACK, L. F. W. Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the Central Amazon Basin. **Water Resources Research**, Washington, 29(3): 759-773, 1993.

LETTENMAIER, D. P.; WOOD, A.; PALMER, R.N.; WOOD, E. F.; STAKHIV, E.Z. Water Resources implication of global warming: A.U.S. regional perspective. **Climatic change**, 43: 537-579, 1999.

LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; WALLIS, J. R. Hydro-climatological trends in the continental United States, 1948-1988. **Journal of Climatology**, 7:586-589, 1994.

LIBAULT, A. Os quatro níveis da pesquisa geográfica. **Métodos em Questão**, São Paulo, 1, 1971.

LIEBSCHER, H. J. The use of long term river level and discharge records in the study of climatic variations in the Federal Republic of Germany. In: SYMPOSIUM VARIATIONS IN THE GLOBAL WATER BUDGET, Oxford, 1983. **Proceedings**. Dordrecht, D. Riedel Publishing Company, 1983. p. 173-184.

LIKENS, G. E. An experimental approach for the study of ecosystems. **Journal of Ecology**, New York, 73: 381-396. 1985.

LIKENS, A. G.; BORMAN, F. H.; PIERCE, R. S.; EATON, J. S.; JOHNSON, N. M. **Biogeochemistry of forested ecosystems**. New York: Springer-Verlag, 1977. 146 p.

LIMA, W. de P. Interceptação da chuva por povoamentos de eucalipto e de pinheiro. **IPEF**, Piracicaba, 13: 79-90, 1976.

LIMA, W. de P. Soil moisture regime in tropical pine plantations and in cerrado vegetation in the state of São Paulo, Brazil. *IPEF*, Piracicaba, 23: 5-10, 1983.

LIMA, W. de P. The hidrology of eucalipt forest in Australia: a review. *IPEF*, Piracicaba, 28: 11-32, 1984.

LIMA, W. de P. **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas**. Piracicaba: ESALQ/USP, 1986. 242 p.

LIMA, W. de P. Escoamento superficial, perdas de solo e de nutrientes em microparcelas reflorestadas com eucalipto em solos arenosos no município de São Simão, SP. *IPEF*, Piracicaba, 38: 5-16, 1988.

LIMA, W. de P. Função hidrológica da mata ciliar. In: SIMPÓSIO SOBRE MATA CILIAR, Campinas, 1989. *Anais*. Campinas: Fundação Cargill, 1989. p. 25-42.

LIMA, W. de P. Estudo de funções de matas ciliares em microbacias hidrográficas. In: XLV CONGRESSO NACIONAL DE BOTÂNICA, Ribeirão Preto, 1995. *Anais*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Botânica, 1995. p. 1-13.

LIMA, W. de P. **Impacto ambiental do eucalipto**. 2.ed. São Paulo: EDUSP, 1996. 301 p.

LIMA, W. de P. Indicadores hidrológicos do manejo sustentável de plantações de eucalipto. In: CONFERÊNCIA IUFRO SOBRE SILVICULTURA E MELHORAMENTO DE EUCALIPTOS, Salvador, 1997. *Proceedings*. São Paulo: IUFRO/SBS, 1997. p.12-29.

LIMA, W. de P.; BARBIN, D. Efeito de plantação de *Eucalyptus* e *Pinus* sobre a qualidade da água da chuva. *IPEF*, Piracicaba, 11:23-35, 1975.

LIMA, W. de P.; REICHARDT, K. Regime de água do solo sob florestas homogêneas de eucalipto e de pinheiro. *CENA Boletim Científico*, Piracicaba, BC-043, 1977. 31 p.

LIMA, W. de P.; NICOLIELO, N. Precipitação efetiva e interceptação em florestas de pinheiros tropicais e em reserva de cerrado. *IPEF*, Piracicaba, 24: 43-46, 1983.

LIMA, W. de P.; ZAKIA, M. J. de B.; LIBARDI, P. L.; SOUZA FILHO, A. P. Comparative evapotranspiration of eucalyptus, pine and cerrado vegetation measured by the soil and water balance method. *IPEF International*, Piracicaba, 1: 5-11, 1990.

LIMA, W. de P.; SCARDUA, F. P.; MOREIRA, R. M.; MASETTO, A. V. The hidrology of a small catchment covered with 50-year old *Eucalyptus* plantation in the Itatinga Forest Experiment Station, state of São Paulo. *Scientia Forestalis*, Piracicaba, 50: 11-20, 1996.

- LINS, H. F. Interannual streamflow variability in the United States based on principal components. **Water Resources Research**, Washington, 21(5): 691-701, 1985.
- LLOYD, C. R.; GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J.; MARQUES, A. O. The measurement and modelling of rainfall interception loss for Amazonian rain forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 43: 277-294, 1988.
- LOTSPEICH, F. B. Watershed as the basic ecosystem: this conceptual framework provides a basis for a natural classification system. **Water Resources Research Bulletin**, Washington, 16(4): 581-586, 1980.
- LOUCKS, O. L. Models link land – water interactions around Lake Wingra. In: HASLER, A. D. (Ed.). **Coupling of land and water systems**. New York: Springer – Verlag, 1975. p. 53-73. (Ecological Studies no 10).
- LOWRANCE, R.; TODD, R.; FAIL, J.; HENDRICKSON JR, O.; LEONARD, R.; ASSMUSSEN, L. Riparian forests as nutrient filters in agricultural watersheds. **BioScience**, 34(6): 374-377, 1984.
- LOWRANCE, R.; LEONARD, R.; SHERIDAN, J. Managing riparian ecosystems to control nonpoint pollution. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, 40(2): 87-91, 1985.
- LUCE, C. H.; CUNDY, T. W. Parameter identification for a runoff model for a forest road. **Water Resources Research**, Washington, 30(4): 1057-1069, 1994.
- LUNDQVIST, J.; LOHM, U. FALKENMARK, M. River basin strategy for coordinate land and water conservation: synthesis and conclusions. In: LUNDQVIST, J.; LOHM, U.; FALKENMARK, M. (Eds.). **Strategy for river basin management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p. 1-17.
- LUVALL, J. C.; UHL, C. Transpiration rates for several woody successional species and for a pasture in the upper Amazon Basin in Venezuela. **Acta Amazônica**, Manaus, 20(1): 29-38, 1990.
- LYONS, J. K.; BESCHTA, R. L. Land use, floods and channel changes: upper middle Fork Willamette river, Oregon (1936-1980). **Water Resources Research**, Washington, 19(2): 463-471, 1983.
- LYONS, J.; TRIMBLE, S. W.; PAINE, L. K. Grass versus trees: managing riparian areas to benefit streams of central North America. **Journal of American Water Resources Association**, Washington, 34(4): 919-930, 2000.
- MA, L.; SPALDING, R. F. Herbicide persistence and mobility in recharge lake watershed in New York, Nebraska. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 26(1): 115-125, 1997.

MALLIK, A.V.; GIMINGHAM, C.H.; RAHMAN, A.A. Ecological effects of heater burning: I – water infiltration, moisture retention and porosity of surface soil. **Journal of Ecology**, London, 72(3): 767-776, 1984.

MALMER, A.; GRIPS, H. Soil disturbance and loss of infiltrability caused by mechanized and manual extraction of tropical rainforest in Sabah, Malasya. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 38(1): 1-12, 1990.

MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, 12: 853-863, 1992.

MARENGO, J. A. et al. Calculation of river-runoff in the GISSGCM: impact of new land surface parametrization and runoff routing model on the hydrology of Amazon river. **Climate Dynamics**, 10: 349 – 361, 1994.

MARENGO, J. A. Variations and change in South America streamflow. **Climatic Change**, Cambridge, 29: 1-19, 1995^(a).

MARENGO, J. A. Interannual variability of deep convection over tropical South America sector as deduced from ISCCP C2 data. **International Journal of Climatology**, 15: 995-1010, 1995^(b).

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case study of extreme climatic events in the Amazon Basin. **Journal of Climatology**, 6: 617-627, 1993.

MARENGO, J. A.; MILLER, J. R.; RUSSEL, G. L. ROSENZWEIG, C. E.; ABRAMAPOLUS, F. Calculation of river-runoff in the GISS GCM: impact of new land parametrization and runoff routing model on the hidrology of the Amazon river. **Climatic Dynamics**, 10: 349-361, 1994.

MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 23-50.

MARTINS, M. V.; BAHIA, V. G. Tecnologias disponíveis para controle do escoamento superficial. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 19(191): 28-34, 1998.

MARTINS, P. F. da S.; CERRI, C. C.; VOLKOFF, B.; ANDREUX, F.; CHAUVEL, A. Consequences of clearing and tillage on the soil of a natural Amazonian ecosystem. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 38(2): 273-282, 1991.

MATO GROSSO. **Leis**. Código Ambiental do Estado de Mato Grosso: Lei Complementar nº 38, de 21 de novembro de 1995. Cuiabá: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 1995. 46 p.

MATO GROSSO. **Leis**. Política estadual de recursos hídricos: Lei nº 6.945, de 05 de novembro de 1997. Cuiabá: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2001. 24 p.

MATO GROSSO. Empresa Matogrossense de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural. **Projeto de reposição florestal do rio Cuiabá**. Cuiabá: EMPAER/FEMA, 1996^(b). s.p.

MATO GROSSO. Empresa Matogrossense de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural. **Anuário agropecuário e agroindustrial de Mato Grosso**. Cuiabá: EMPAER, 1997^(b). 429 p.

MATO GROSSO. Fundação Estadual do Meio Ambiente. **Proposta de enquadramento dos principais corpos d'água da bacia do rio Cuiabá**. Cuiabá: FEMA/PNMA, 1996^(a).

MATO GROSSO. Fundação Estadual do Meio Ambiente. **Qualidade da água dos principais rios da Bacia do Alto Paraguai: 1995-96**. Cuiabá: FEMA/PNMA, 1997^(a). 118 p.

MATO GROSSO. Fundação de Pesquisas Cândido Rondon. **Anuário Estatístico do Estado de Mato Grosso 1986**. Cuiabá: Fundação de Pesquisas Cândido Rondon, 1988. 907 p.

MATO GROSSO. Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral. **Guia para identificação dos principais solos do Estado de Mato Grosso**. Cuiabá: SEPLAN/PRODEAGRO/PNUD, 1995^(a). 118 p.

MATO GROSSO. Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral. **Caracterização hidrográfica do Estado de Mato Grosso**. Cuiabá: SEPLAN/PRODEAGRO/PNUD, 1995^(b). 542 p.

MATO GROSSO. Secretaria de Estado de Planejamento e Coordenação Geral. **Anuário Estatístico do Estado de Mato Grosso**. Cuiabá: SEPLAN, 2002.

MATHAN, K. K. Runoff and soil loss from watersheds under different conservation practices. **Indian Journal of Soil Conservation**, New Dehli, 24(2): 104-106, 1996.

MAXWELL, J. R.; EDWARDS, C. J.; JENSEN, M. E.; PAUSTIAN, S. J.; PAROT, H.; HILL, D. M. A hierarquical framework of aquatic ecological units in North America (Nearctic Zone). **USDA Forest Service**, North Central Forest Experiment Station, General Technical Report NC-176, 1995. 72 p.

MAY, R. M. Le chaos en biologie. **La Recherche**, Paris, 22(232): 588-598, 1991.

McCASHION, J. D.; RICE, R. M. Erosion on logging roads in northwestern California: how much is avoidable? **Journal of Forestry**, Washington, 81(1): 23-26, 1983.

McCLURKIN, D. C. et al. Water quality effects of clearcutting upper coastal Loblolly Pine plantations. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 14(3): 329-332, 1985.

McIVOR, J. G.; WILLIAMS, J.; GARDNER, C. J. Pasture management influences runoff and soil movement in the semi-arid tropics. **Australian Journal of Experimental Agriculture**, 35(1): 55-65, 1995.

MECHOSO, C.; PEREZ IBARREN, G. Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. **Climatic Change**, Cambridge, 23: 267-286, 1992.

MEGAHAN, W. F.; CLAYTON, J. L. Tracing subsurface flow on road-cuts on steep forested slopes. **Journal of Soil Sciences**, St. Joseph, 47(6): 1063-1067, 1983.

MENDONÇA, F. A. **Geografia e meio ambiente**. São Paulo: Contexto, 1993. 82 p.

MESQUITA, M.da G. B. de F.; OLIVEIRA, G. C. de; PEREIRA, J. C. Cobertura vegetal x erosão. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 16(176): 57-61, 1992.

MILLER, M. H.; ROBINSON, J. B.; COOTE, D. R.; SPIRES, A. C.; DRAPER, D. W. Agriculture and water quality in the Canadian Great Lakes Basins. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 11(3): 487-493, 1982

MILNE, C. M. Effects of a livestock wintering operation on a western mountain stream. **Transaction of the ASAE**, St. Joseph, 19(4): 518-522, 1976.

MIRANDA, L.; AMORIM, L. **Mato Grosso: atlas geográfico**. Cuiabá: Entrelinhas, 2000. 40 p.

MOEHRING, D. M.; RAWLS, I. K. Detrimental effects of wet logging. **Journal of Forestry**, Washington, 68(1): 166-167, 1970.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, 2(1): 107-117, 1987.

MOLION, L. C. B.; MORAES, J. C. de. Oscilação sul e descarga de rios na América do Sul Tropical. **Revista Brasileira de Engenharia**, Rio de Janeiro, 3(1): 53-63, 1987.

MORAES, A. C. R. **Meio ambiente e ciências humanas**. São Paulo: HUCITEC, 1994. 100 p.

MOTTA, S. **Prevenção em recursos hídricos**. Rio de Janeiro: ABES, 1988. 222 p.

MOTTA, S. Contribuição à definição de taxas de permeabilidade na ocupação de lotes urbanos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, 17, Natal, 1993. **Anais**. Rio de Janeiro: ABES, 1993. v. 2, p.515-527.

MOURA, S. C.; MATRICARDI, W. A. T. **Projeto de desenvolvimento sócio – econômico – ambiental da comunidade Barra do Buriti, Município de Jangada – MT**. Cuiabá: GERA/CCS/UFMT, 1989. 12 p. (não publicado).

MULLER, E. L. Sediment yield on storm flow response to clear-cut harvest and site preparation in the Ouachita mountain. **Water Resources Research**, Washington, 20(4): 471-475, 1984.

MUMEKA, A. Effects deforestation and subsistence agriculture on runoff of Kafue river headwaters, Zambia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 31(5): 543-554, 1986.

MURDOCK, P. S.; BURNS, D. A.; LAWRENCE, G. B. Relations of climatic change to the acidification of surface waters by nitrogen deposition. **Environmental Science and Technology**, 32(11): 1642-1647, 1998.

MUSIS, C. R. **Caracterização climatológica da Bacia do Alto Paraguai**. Cuiabá, 1997. 65 f. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical) – Universidade Federal de Mato Grosso.

NAIMANN, R. J.; DÉCHAMPS, H. The ecology of interfaces: riparian zones. **Annual Review of Ecology and Systematics**, New York, 28: 621-658, 1997.

NAIMANN, R. J.; BEECHIE, T. J.; BENDA, L. E.L; BERG, D. R.; BISSON, P. A.; MACDONALDS, L. H.; O'CONNOR, M. D.; OLSON, P. L.; STEEL, E. A. Fundamental elements of ecologically healthy watersheds in the pacific northwest costal ecoregion. In: NAIMANN, R. J. (Ed.). **Watershed management balancing sustainability and environmental change**. New York: Springer Verlag, 1992. p.127-88.

NAPIER, T. L. Use of soil and water protection practices among farmers in the central region of the United States. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 36(4): 725-735, 2000.

NASCH, L. L.; GLEICK, P. H. Sensivity of streamflow in the Colorado Basin to climatic changes. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 125(2): 221-241, 1991.

NAVEH, Z.; LIEBERMAN, A. S. **Landscape ecology: theory and application**. 2.ed. New York: Springer – Verlag, 1993. 338 p.

NELSON, P. N.; COTSARIS, E.; OADES, J. M. Nitrogen, phosphorus and organic carbon in streams draining two grazing catchments. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 25(6): 1221-1229, 1996.

NICHOLSON, H. P. The pesticides burden in water and its significance. In: WILLRICH, T. L.; SMITH, G. E. (eds.). **Agricultural practices and water quality**. Ames: The Iowa State University Press, 1970. p.183-193.

NIELSEN, G. H.; CULLEY, J. L. B.; CAMERON, J. B. Agriculture and water quality in Canadian Great Lake Basins. II. Nitrogen. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 11(3): 493-497, 1982.

NIMER, E. Clima. In: DUARTE, A.C. (Coord.). **Geografia do Brasil: região Centro Oeste**. Rio de Janeiro: FIBGE, 1988. p.23-34.

NISHIZAWA, T.; TANAKA, M. The annual change in tropospheric circulation and the rainfall in South America. **Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology**, Serie B, 33: 107-116, 1983.

NKOUNKOU, R. R.; PROBST, J. L. Hydrology and geochemistry of Congo River system. In: DEGENS, E. T.; KEMPE, S.; WEI-BIN, G. (eds.). **Transport of carbon and minerals in major world rivers: Part 4 – Mitteilungen aus dem Geologisch - Palaontologischen Institut der Universitat Hamburg**. Hamburg: SCOPE/UNEP Sonderband, 1987. p. 483-508.

NOBRE, C. A.; SHUKLA, J.; SELLERS, P. J. Impactos climáticos do desmatamento da Amazônia. **Climanálise**, São José dos Campos, 4(9): 44-55, 1989.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, 4(8): 957-988, 1991.

ODUM, E. P. **Ecologia**. Rio de Janeiro: Ed. Guanabara, 1983. 434 p.

ODUM, H. T. The new ecology. **BioScience**, [s.l], 14(1): 14-16, 1964.

OJO, O. Rainfall trends in West Africa, 1901-1985. In: SOLOMON, S. J.; BERAN, M.; HOGG, W. (Eds.). The influence of the climate Change variability on the hydrologic regime and water resources. Amsterdam, **IAHS Publications**, n.168, 1987. p.37-43.

OLDFIELD, F. Man's impact on the environment: some recent perspectives. **Geography**, 68: 245-256, 1983.

OLIVEIRA, F. A. **Produção e qualidade da água em bacias hidrográficas contendo diferentes coberturas vegetais na região de Agudos, São Paulo**. Piracicaba, 1989. 82 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

OLIVEIRA, C. V.; BAHIA, V. G.; PAULA, M. B. de. Compactação do solo devido a mecanização florestal: causas, efeitos e práticas de controle. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 19(191): 46-48, 1998.

O'LOUGHLIN, E. M. Saturation regions in catchment and their relations to soil and topographic properties. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 53: 229-246, 1981.

OLSEN, J. R.; STEDINGER, J. R.; MATALAS, N. C.; STAKHIV, E. Z. Climatic variability and flood frequency estimation for upper Mississippi and lower Missouri rivers. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 35(6): 1509-1520, 1999.

OLSSON, M. T.. Micromorphometric evaluation of artificial compactation of fine sands till. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 17(2/3): 109-117, 1986.

OMERNICK, J. M.; GRIFFITH, G. E. Ecological regions versus hydrological units: framework for managing water quality. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, 46(5): 334-340, 1991.

OMERNICK, J. M.; BAILEY, R. G. Distinguishing between watershed and ecoregions. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 33(5): 935-949, 1997.

OPHORI, D.; TOTH, J. Relationship in regional groundwater discharge to streams: an analysis by numerical simulation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 119(2): 215-244, 1990.

ORGANIZAÇÃO INTERNACIONAL DE MADEIRAS TROPICAIS. **Diretrizes da OIMT para o manejo sustentado de florestas tropicais naturais**. Yokohama: OIMT, 1990. 18p. Série Técnica nº 5.

OSBORNE, L. L.; KOVACIC, D. A. Riparian vegetated buffer strips in water quality restoration and stream management. **Freshwater Biology**, 29: 243-258, 1993.

OWENS, L. B.; EDWARDS, W. M.; VAN KEUREN, R. W. Surface runoff water quality between unimproved pasture and woodland. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 12: 518-522, 1983^(a).

OWENS, L. B.; VAN KEUREN, R. W.; EDWARDS, W. M. Hydrology and soil losses from a high-fertility, rotational pasture program. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 12: 341-346, 1983^(b).

OWENS, L. B.; EDWARDS, W. M.; VAN KEUREN, R. Baseflow and stormflow transport of nutrients from mixed agricultural watersheds. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 20: 407-414, 1991.

PAIVA, E. M. C. D. de; CLAKE, R. T. Análise de tendência de precipitação da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Santa Maria, 10(1/2): 37-41, 1995.

PANTULU, V. R. Ecosystem modelling of a river basin. In: LUNDQVIST, J.; LOHM, U.; FALKENMARK, M. (Eds.). **Strategy for river basin management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p. 31-40.

PARANÁ. **Agrotóxicos: a realidade do Paraná**. Curitiba: Secretaria do Meio Ambiente/SUHEREMA, 1992. 94 p.

PARANÁ. **Adequação de estradas rurais em microbacias hidrográficas**. 2.ed. Curitiba: EMATER-PR, 1997^(a). 70 p.

PARANÁ. Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba. **Relatório Ambiental da Região Metropolitana de Curitiba**. Curitiba: SEPLA/COMEC, 1997^(b).

PASSOS, J. R. de S. **Modelagem e simulação de hidrógrafas**. Piracicaba, 1993. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

PEREIRA, H. C. **Land use and water resources: in temperate and tropical climates**. Londres: Cambridge University Press, 1973. 246 p.

PERSSON, L. A.; PETTERSON, J. A.; MADISON, F. W. Evaluation of sediment and in the White Clay Lake Watershed. **Water Resources Bulletin**, Washington, 19(5): 753-762, 1983.

PETERJOHN, W. T.; et al. Nutrient dynamics in an agricultural watershed: observation of the role of a riparian forest. **Ecology**, 65: 1466-1475, 1983.

PHILLIPS, P. J.; BACHMAN, L. J. Hydrologic landscapes on the Delmara Peninsula. Part 1: Drainage basin and base-flow chemistry. **Water Resources Bulletin**, Washington, 32(4): 767-778, 1995.

PIERCE, R. S.; MARTIN, C. W.; REEVES, C. C.; LIKENS, G. E.; BORMAN, F. H. Nutrient losses from clearcuttings in New Hampshire. In: SYMPOSIUM WATER IN TRANSITION, Fort Collins, 1972. **PROCEEDINGS. Urbana**, AWRA, 1972. p.285-295.

PILGRIN, D. H.; CORDERY, I.; BARON, B.C. Effects of catchment size on runoff relationships. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 58(2): 205-211, 1982.

PIRES, P. S.; MILANO, M. S. Procedimentos metodológicos de análise e avaliação de impactos ambientais. In: PARANÁ (Org.). **Manual de análise de impactos ambientais**. Curitiba: SHUREMA/GTZ, 1994. p. 32-50.

POLCHER, J.; LAVAL, K. A statistical study of regional impact of deforestation on climate in the LMD-GCM. **Climate Dynamics**, 10: 205-219, 1994^(a).

POLCHER, J.; LAVAL, K. The impact of African and Amazonian deforestation climate. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 155(3): 389-405, 1994^(b).

PONCE, V. M. **Engeneering hidrology: principles and practices**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1989. 640 p.

PORTO, R.; ZAHED, F. C.; TUCCI, C. E. M.; BIDONE, F. Drenagem urbana. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre, Ed.UFRGS/ABRH, 2000. p. 805-846.

POTTER, K. W. Hydrological impacts of changing land management practices in a moderated size agricultural catchment. **Water Resources Research**, Washington, 27(5): 845-855, 1991.

PREBBLE, R. E.; STIRK, G. B. Throughfall and stemflow on Silverleaf Ironbark (*Eucalyptus melanophloia*) trees. **Australian Journal of Ecology**, 5: 419-427, 1980.

PREBBLE, R. E.; STIRK, G. B. Hidrological effects of land use on small catchments at the Narayah Research Station, Queensland. **Australian Journal of Soil Research**, Perth, 26(1): 231-242, 1988.

PROBST, J. L. Hydroclimatic flutuations of some european rivers since 1800. In: PETTS, G. (Ed.). **Historical change of large alluvial rivers: western Europe**. Chichester: John Willey & Sons, 1989. p. 41-45.

PROBST, J. L.; TARDY, Y. Fluctuations hydroclimatiques du Bassin d'Aquitane au cour des 70 dernieres années. **Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique**, Plainville, 26(1): 59-76, 1985.

PROBST, J. L.; TARDY, Y. Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since beginning of this century. **Journal of Hydrology**, Amsterdan, 94(2): 189-311, 1987.

PROBST, J. L.; TARDY, Y. Global runoff fluctuations during the last 80 years in relations pf world temperature change. **American Journal of Science**, New Haven, 289: 267-285, 1989.

PUCKETT, L. J. Identifying the major sources of nitrate water pollution. **Environmental Science & Technology**, 29(5): 408A-414A, 1995.

PUPACKO, A. Variations in northern Sierra Nevada streamflow: implications of climate change. **Water Resources Bulletin**, Washington, 29(2): 283-290, 1993.

QIAN, , W. C. Effects of deforestation on flood characteristics with particular reference to Hainan Island, China. In: KELLER, R. (Ed.). **Hydrology of humid tropical regions**. Amsterdan, **IAHS Publications**, n.140, 1983. p. 249-258.

QIU, Z.; PRATO, T. Economic evaluation of riparian buffers in a agricultural watershed. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 34(4): 877-890, 1998.

QUENCEZ, P. Evolution de la pluviosité en Afrique de l'Oest. **Oleagineux**, [s.l] 44(4): 39-41, 1989.

RANZINI, M. **Ciclagem geoquímica de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com *Eucalyptus saligna* smith, no Vale do Paraíba, SP**. Piracicaba, 1990, 93 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) -Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

REATTO, A.; CORREIA, J. R.; SPERA, S. T. Solos do Cerrado: aspectos pedológicos. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (Eds.). **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA – CPAC, 1998. p. 89-166.

REDE/CEMAT. **Plano de conservação ambiental da PCA José Fragelli**. Cuiabá, 2001. 189 p. (não publicado)

REID, L. M.; DUNNE, T. Sediment production from forest road surfaces. **Water Resources Research**, Washington, 20(11): 1753-1761, 1984.

RESENDE, M. Aplicação de conhecimentos pedológicos à conservação do solo. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 11(128): 3-18, 1985.

RESENDE, M.; ALMEIDA, J. R. de. Modelo de predição de perdas de solos: uma ferramenta para o manejo e a conservação do solo. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 11(128): 38-54, 1985.

REYES RODRIGUES, J. J. A. Marco conceptual y legal del manejo integrado de cuencas hidrográficas. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM: INTEGRATED MANAGEMENT OF WATERSHEDS FOR MULTIPLE USE, Morélia – México, 1990. **Proceedings**. Fort Collins: USDA FOREST SERVICE, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, General Technical Report RM-198, 1990. p. 148-150.

REYNOLDS, P. J. Ecosystem approaches to river basin planning. In: LUNDQVIST, J.; LOHM, U.; MALIN, F. (Eds.). **Strategy for River Basin Management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p. 41-48.

RIBEIRO, A.; VICTÓRIA, R. L.; PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N.; MARTINELLI, L. A. Análise do regime pluviométrico da Região Amazônica a partir dos dados de 11 localidades. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Santa Maria, 10(1/2), 1995.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. Fitofisionomias do cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (Eds.). **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA – CPAC, 1998. p. 47-86.

RICE, R. M. Erosion on logging roads in Redwood Creek, Northwestern California. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 35(5): 1171-1182, 2000.

RICHEY, J. R.; NOBRE, C. A.; DESER, C. Amazon river discharge and climate variability: 1903 to 1985. **Science**, Washington, 246: 101-103, 1989.

RIEHL, H.; MEITIN, J. Discharge of the Nile river: a barometer of short-period climate variation. **Science**, Washington, 206: 1178-1179, 1979.

RIEKERK, H. Influence of silvicultural practices on the hydrology of pine flatwoods in Florida. **Water Resources Research**, Washington, 25(4): 713-719, 1989.

RILEY, S. J.. Effects of clearing and road operations on the permeability of forest soils, Karuah Catchment. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 9(4): 283-293, 1984.

ROCHA, H. R.; NOBRE, C. A.; BARROS, M. C. Variabilidade natural de longo prazo no ciclo hidrológico da Amazônia. **Climanálise**, São José dos Campos, 4(12): 36-42, 1989.

ROCHA, M. J. S. da. **Manual de projetos ambientais**. Santa Maria: Imprensa Universitária/UFSM, 1997. 423 p.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 2.ed. São Paulo: Contexto, 1991. 85 p.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia aplicada aos EIA-RIMA. In: CUNHA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Eds.). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 291-336.

ROTACHER, J. Inurases in water yield following clear-cut logging in the Pacific Northwest. **Water Resources Research**, Washington, 6(2): 653-658, 1970.

ROTACHER, J. Does harvesting in west slope Douglas-fir increase peak flows in small forest streams? **USDA Forest Service**, Pacific Northwestern Range and Experiment Station, Portland, Research Paper, PNW-163, 1973. 13 p.

RUARK, G. A.; MADER, D. L.; TATTAR, T. A. The influence of soil compaction and aeration in the root growth and vigour of a trees – a literature review. **Arboricultural Journal**, Londres, 6: 251-265, 1982.

RUEGG, E. F. et al. **O impacto dos agrotóxicos sobre o ambiente, a saúde e a sociedade**. São Paulo, Icone Editora, 1986. 54 p.

RUELLE, D. **Acaso e caos**. São Paulo: Editora da UNESP, 1993. 224 p.

RUSSEL, R. S. **Plant root system: their function and interaction with the soil**. Londres, McGraw-Hill, 1977. 298 p.

RYDING, S. O.; RAST, W. **The contrast of eutrophication of lakes and reservoirs**. Paris, UNESCO, 1989. 314 p. Man and Biosphere Series.

SAATY, T.L. A scaling method for priorities in hierarchycal structures. **Journal of math Psychology**, 15: 234-281, 1977.

SALA, M.; INBAR, M. Some hydrological effects of urbanization in Catalan rivers. **Catena**, 19(3/4): 363-378, 1992.

SALDARRIAGA, J. G. Recovery following shifting cultivation. In: JORDAN, C. F. (Ed.). **Amazonian rain forest ecosystems disturbance in recovery**. New York: Springer Verlag, 1987. p. 24-33.

SALOMÃO, F. X.de T. Controle e prevenção dos processos erosivos. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S. da; BOTELHO, R. G. M. (Orgs.). **Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 229-268.

SAMRAJ, J. P.; SHARDA, V. N.; CHINAMANNI, S.; LAKSHMANAN, V.; HALDORAL, B. Hydrological behaviour of the Nilgeri sub-watersheds as affected by Bluegum plantations. Part I: The anual water balance. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 103(2): 335-345, 1988.

SANCHEZ, P. A. **Suelos del tropico: características y manejo**. San Jose: IICA, 1980. 660 p.

SANDS, R.; GREACEN, E. L.; GERARD, C. J. Compaction of sandy in Radiata pine forest. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, 17: 101-103, 1979.

SANT'ANNA NETO, J. L. Mudanças climáticas no estado de São Paulo: variabilidade e a tendência das chuvas nos últimos 100 anos. In: MARTHOS, H. L.; MAIA, N. B. (Org.). **Indicadores ambientais**. Sorocaba: Liber Art, 1997. p. 39-50.

SANTOS, D.; BAHIA, V. C.; TEIXEIRA, W. G. Queimadas e erosão do solo. **Informe Agropecuário**, Belo Horizonte, 16(176): 62-68, 1992.

SANTOS, D. et al. Perdas de solo e produtividade de pastagens nativas com diferentes práticas de manejo em Cambissolos da microrregião dos Campos da Mantiqueira. In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE ZOOTECNIA, Lavras, 1992. **Anais**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Zootecnia, 1992. p. 45.

SANTOS FILHO, P. L. dos. **Determinação do conflito de uso dos recursos através de interpretação digital**. Cuiabá, 2000. 32 f. Monografia (Especialização em Economia e Meio Ambiente) - Faculdade de Administração, Economia e Ciências Contábeis, Universidade Federal de Mato Grosso.

SCARDUA, F. **Caracterização hidrológica de uma microbacia hidrográfica da estação de ciências florestais de Itatinga, ESALQ/USP**. Piracicaba, 1994, 94 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

SCHEIDEGGER, A. E. The fundamental principles of landscape evolution. In: AHNERT, F. (Ed.). **Geomorphological Models**. Cremligen – Destdet: Catena Verlag, 1987. p. 199-210.

SCHLOSSER, I. J.; et al. Water quality in agricultural watersheds: impacts of riparian vegetation during base flow. **Water Resources Research Bulletin**, Washington, 17(2): 233-240, 1981.

SCHUBART, H. O. R. Critérios ecológicos para o desenvolvimento agrícola das terras firmes da Amazônia. **Acta Amazonica**, Manaus, 7(4): 559-567, 1977.

SCHUBART, H. O. R. O zoneamento ecológico – econômico e a gestão dos recursos hídricos. In: : MUÑOZ, H. R. (Org.). **Interfaces da gestão dos recursos hídricos: desafios da lei de águas de 1997**. Brasília: MMA/SRH, 2000. p. 153-175.

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Tempo, espaço e causalidade em geomorfologia. **Notícias Geomorfológicas**, São Paulo, 13(25): 43-62, 1973.

SHARPLEY, A. N.; SMITH, S. J.; WILLIAMS, J. R. Nonpoint source pollutions impacts of agricultural land use. **Lake and Reservoir Management**, 4(1): 41-49, 1988.

SHARPLEY, A. N.; SMITH, S. J.; MENZEL, R. G. Phosphorus dynamics in agricultural runoff and reservoir in Oklahoma. **Lake and Reservoir Management**, 5(2): 75-81, 1989.

SHIYANG, G.; JINZE, M. Methods of land and water conservation in the Wuding river basin. In: LUNDQVIST, J.; LOHM, U.; MALIN, F. (Eds.). **Strategy for river basin management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p. 81-89.

SHUKLA, J.; MINTZ, Y. Influence of land surface evapotranspiration on the earth's climate. **Science**, Washington, 215: 1498-1501, 1982.

SHUKLA, J.; NOBRE, C. A.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, Washington, 215: 1322-1355, 1990.

SHUTTLEWORTH, W.J. et al. Eddy correlation measurements of energy oartition for Amazonion forest. **Qaurtely Journal of the Toyal Meteorological Society**, Londres, 110 (9): 1143-1162, 1984.

SIDLE, R. C.; DRLICA, D. M.. Soil compaction from logging with a low-ground pressure skidder in the Oregon. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, 45(6): 1219-1224, 1981.

SILVA, M. F. A. **Diagnóstico sócio – econômico – ambiental da comunidade Barra do Buriti, município de Jangada – MT**. Cuiabá: 1994, 67 f. Monografia (Graduação) - Faculdade de Engenharia Florestal, Universidade Federal de Mato Grosso.

SILVA, R. T. Recursos hídricos e desenvolvimento urbano. In: MUÑOZ, H. R. (Org.). **Interfaces da gestão dos recursos hídricos: desafio da lei de águas de 1977**. 2ª ed. Brasília: MMA/SRH, 2000. p. 280-293.

SILVEIRA, A. L. L. da. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre, Editora UFRGS, 2000. p. 35-51.

SIMÕES, S. J. C. **Variabilidade, fragilidade e dinâmica da paisagem em área de transição urbano – rural**. São Paulo, 1996, 205 f. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.

SIMÕES, S. J. C. A dinâmica dos sistemas e a caracterização de geoindicadores. In: MARTHOS, H. L.; MAIA, V. B. (Org.). **Indicadores Ambientais**. Sorocaba: Liber Art, 1997. p. 59-70.

- SMOLEN, M. D. Nutrient runoff from agricultural and non-agricultural watershed. **Transaction of the ASAE**, St. Joseph, 24(4): 981-987, 1981.
- SMITH, K.; RICHMAN, M. B. Recent hydroclimatic fluctuations and their effects on water resources in Illinois. **Climatic Change**, Cambridge, 24: 249-269, 1993.
- SMITH, K.; RICHMAN, M.B. Recent hydroclimatic fluctuations and their effects on water resources in Illinois. **Climatic Change**, 24: 249-269, 1993.
- SMITH, M. K. Throughfall, stemflow and interception in pine and eucalypt forest. **Australian Forestry**, Melbourne, 36: 190-197, 1974.
- SMITH, R. A.; ALEXANDER, R. B.; WOLMAN, M. G. Water quality trends in the nation's river. **Science**, Washington, 235: 1607-1615, 1997.
- SMITH, R.E.; BOSCH, J. M. A description of the Westfalia Catchment experiment to determine the effect on water yield of clearing riparian zone and converting indigenous forest to a eucalypt plantation. **South African Forestry Journal**, Pretória, 151: 26-31, 1989.
- SNYDER, N. J. et al. Impact of riparian forest buffers on agricultural nonpoint source pollution. **Journal of the American Water Resources Association**, Washington, 34(2): 385-395, 1998.
- SNYDER, W. M.; THOMAS, A. W.; DILLARD, A. L.; MILLS, W. C. Quantifications for visualization of the time trend. **Water Resource Bulletin**, Washington, 32(3): 521-529, 1996.
- SORANNO, P. A.; HUBEK, S. L.; CARPENTER, S. L.; LATHROP, R. C. Phosphorus loads to surface waters: a simple model to account for spatial pattern of land use. **Ecological Applications**, 6(3): 865-878, 1996.
- SOUZA, D. M. G. de; CARVALHO, L. J. C. B.; MIRANDA, L. N. Correção da acidez do solo. In: GOERDT, W. J. (ed.). **Solo dos cerrados: Tecnologias e estratégias de manejo**. São Paulo: Nobel; Brasília: EMBRAPA, Centro de Pesquisas Agropecuária dos Cerrados, 1985 p. 99-128.
- SOUZA, E. R. **Alterações físico-químicas no deflúvio de três sub-bacias hidrográficas decorrentes da atividade agrícola**. Lavras, 1996, 91p. Dissertação. (Mestrado em Engenharia). Universidade Federal de Lavras.
- STEPENSON, G. R.; STREET, L. V. Bacterial variations in streams from a Southwest Idaho Rangeland Watershed. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 7: 150-157, 1978.
- STEPHENSON, F. J.; WAGNER, G. H. Chemistry of nitrogen in soil. In: WILLRICH, T. L.; SMITH, G. E. (Eds.). **Agricultural practices and water quality**. Ames: The Iowa University Press, 1970. p. 125-141.

STONEFELT, M. D.; FONTAINE, T. A.; HOTCHKISS, R. H. Impacts of climate change on water basin in the upper wind river basin. **Journal of the American Water Resources Research**, Washington, 36(2): 321-336, 2000.

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. **American Journal of Sciences**, New Haven, 248: 673-696, 800-814, 1950.

STRAHLER, A. N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, V. T. **Handbook of applied hidrology**. New York: McGraw Hill, 1964. p. 4/39-4/72.

STROBEL, O. M. Identificação de regiões hidrologicamente homogêneas através da análise de componentes principais. **Revista Brasileira de Engenharia**, Rio de Janeiro, 3(1): 31-52, 1987.

SUHET, A. R.; PERES, J. R. R.; VARGAS, M.A. T. Nitrogênio. In: GOERDET, W. J. (ed.). **Solos dos cerrados: tecnologias e estratégias de manejo**. São Paulo: Nobel; Brasília: EMBRAPA, Centro de Pesquisas Agropecuária dos Cerrados, 1985. p. 167-202.

SWANK, W. T.; DOUGLAS, J. E. Conversion hardwood covered watershed pine reduces water yield. **Water Resources Bulletin**, Washington, 4: 947-954, 1975.

SWANK, W. T.; WAIDE, J. B. Characterization of baseline precipitation and stream chemistry and nutrient budgets for control watersheds. In: SWANK, W. T.; CROSSLEY, D. A. (Eds.). **Forest hydrology and ecology at Coweeta**. New York: Springer Verlag, 1988. p. 57-79.

SWINDEL, B. F.; LASSITER, C. J.; RIEKERK, H. Effects of clearcutting and site preparation on water yield from Slash Pine forests. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, 4(1): 101-113, 1982.

TARDY, Y.; MELFI, A. J. Mudanças ambientais e oscilações climáticas: reflexões para os geoquímicos. **Geochimica Brasiliensis**, Rio de Janeiro, 6(1): 93-99, 1992.

TARDY, Y.; VICTÓRIA, R. L.; MARTINELLI, L. A.; RIBEIRO, A.; CERRI, C.C.; PICCOLO, M.; MORAES, J. L.; PROBST, J. L.; ANDREAUX, F.; VOLKOFF, B. Hydroclimatology and biogeochemistry of the Amazon. 1. Erosion. **Chemical Geology**, Amsterdam, 107: 333-336, 1993.

TARDY, Y.; MORTATTI, J.; RIBEIRO, A.; VICTÓRIA, R. L.; PROBST, J. L. Fluctuations de la pluviosité, d'écoulement e de la température sur le bassin de l'Amazonie et oscillations du climat global au cours du siècle écoulé. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**, Serie II, Paris, 318: 955-960, 1994.

TEIXEIRA, T. D. Agricultura de montanha: geração de renda e emprego, revitalização, produtos de alta rentabilidade e alto valor agregado. **Ação Ambiental**, Viçosa, MG, 1(3): 13-16, 1998.

THELIN, R.; GIFFORD, G. F. Fecal coliform release patterns from fecal material of cattle. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 17: 492-498, 1983.

THOMAS, R. B. Problems in determining the return of a watershed to pretreatment conditions: technics applied to a study at Casper Creek, California. **Water Resources Research**, Washington, 26(9): 2079-2087, 1990.

THOMAS, R. B.; MEGAHAN, W. F. Peak flow to clear-cutting and roads in small and large basins Western Cascades, Oregon: a second opinion. **Water Resources Research**, Washington, 34(12): 3393-3403, 1998.

TIEDMAN, A. R.; HIGGENS, D. A. QUIGLEY, T. M.; SANDERSON, H. R.; BOHN, C. C. Bacterial water quality responses to four grazing strategies - comparisons with Oregon standars. **Journal of Environmental Quality**, Washington, 17: 492-498, 1988.

TONG, S. T. Y. The hydrologic effects of urban land use: a case study of the little Miami river basin. **Landscape and Urban Planning**, 19(1): 99-195, 1990.

TOWNSEND, S. A.; DOUGLAS, M. M. The effect of three fire regime on stream water quality, water yeld and export coefficients in a tropical savanna (northern Austrália). **Journal of Hydrology**, Amsterdan, 229(1): 118-137, 2000.

TRICART, J. L. F. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: FIBGE/SUPREN, 1977. 91 p.

TRIEGEL, E. K.; GWO, L. Overview of the fate of pesticides in the environment water balance, runoff vs. Leaching. In: HONEYCUTT, R. C.; SCHABAKER, D. J. (Eds.). **Mechanisms of pesticides provement into grownwater**. Boca Raton: Lews Publishers, 1994. p.1-13.

TRIMBLE, G. R.; SARTZ, R. S. How farm from a stream should a logging road be located? **Journal of Forestry**, Washington, 55: 339-341, 1957.

TRIMBLE, S. W.; WEIRICHM, F.; HOAG, B. L. Reforestation and reduction of water yeld on the Southern Piedmont since Circa 1940. **Water Resources Research**, Washington, 23(3): 425-437, 1987.

TRONDLE, C. A.; KING, R. M. The effect of timber harvesting on the Fool Creek Watershd, 30 years later. **Water Resources Research**, Washington, 21(12): 1915-1922, 1985.

TROUSE, JR., A.C. Soil physical characteristics and root growwth. In: LAL, R.; GREENLAND, D.J. (Eds.). **Soil physical properties and crop production**. New York: John Williy and Sons, 1979. p. 319-325.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Editora da UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669 p.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte e no nordeste do Brasil. Parte I: a posição da ZICT no Atlântico Equatorial. **Climanálise**, São José dos Campos, 4(7): 34-40, 1989.

VAN BUUREN, M.; KERKSTA, K. The framework concept and the hydrological landscape structure: a new perspective in the design of multifunctional landscapes. In: VOS, C. C.; OPDAM, P. (Eds.). **Landscape ecology of stressed environment**. London: Chapman & Hall, 1993. p. 219-243.

VAN LIL, W. S.; KRUGER, S. D. F.; VAN WYK, D. B. The effect of afforestation with *Eucalyptus grandis* Hill ex-Maiden and *Pinus patula* Schlecht et Chann on streamflow from experimental catchments at Mokubulann, Transvaal. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 48(1): 107-118, 1980.

VELOSO, H.P. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro: FIBGE, 1992. 92 p. Série Manuais Técnicos em Geociências número 1.

VERHOEVEN, J. T. A.; KEMMERS, R.; KOERSELMAN, W. Nutrient enrichment of freshwater wetlands. In: VOS, C. C.; OPDAM, P. (Eds.). **Landscape ecology of stressed environment**. London: Chapman & Hall, 1993. p. 33-59.

VERSFELD, D. B. Overland flow on small plots at the Jonkershoek Forestry Research Station. **South African Forestry Journal**, Pretória, 119: 35-40, 1981.

VIEIRA, L. S. **Manual de ciências do solo: com ênfase aos solos tropicais**. São Paulo: Ceres, 1988. 464 p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill, 1975. 245 p.

VINNIKOV, K. Y.; GROISMAN, P. Y.; LUGINA, K. M. Empirical data on contemporary global climate changes (temperature and precipitation). **Journal of climate**, 3: 662-677, 1990.

VITAL, A. R. T. **Efeito do corte raso no balanço hídrico e na ciclagem de nutrientes em uma microbacia reflorestada com eucalipto**. Piracicaba, 1996. 106 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

VITOUSEK, P. M.; GOSZ, J. R.; GRIER, C. C.; MELLILO, J. M. REINERS, W. A.; TODD, R. L. Nitrate losses from disturbed ecosystems. **Science**, Washington, 204: 469-474, 1979.

VOHRA, B. B. Problem related to coordinated control and management of land and water resources – some perceptions derived from the Indian experience. In: **Strategy for river basin management: environmental integration of land and water in a river basin**. Dordrecht: D. Riedel Publishing Company, 1985. p. 63-70.

VOLPATO, L. R. R. **Cativos do sertão: vida cotidiana e a escravidão em Cuiabá em 1858-1888**. São Paulo: Editora Marco Zero; Cuiabá: EdUFMT, 1993. 251 p.

WALLIG, D. E. Water in the catchment ecosystem. In: GOWER, A. M. (Ed.). **Water quality in the catchment ecosystem**. Chichester: John Wiley and Sons, 1980. p. 1-47.

WARKENTIN, B. P.. Compaction as affects soil compaction. 5.A. Effects of compaction on content and transmission of water in soil. In: BARNES, K.K.; CARLETON, W. M.; TAYLOR, H. M.; THROCKMORTON, R. I.; VANDEN BERG, G. E. (Orgs.). **Compaction of agricultural soil**. St. Joseph: ASAE, 1971. p. 127-153.

WELSCH, D. J. Riparian forest buffer: function and design for protection and enhancement of water resources. **USDA Forest Service**, Radnor, Publication NA-PR-07-91, 1991. 30 p.

WEMPLE, B. C.; JONES, J. A.; GRANT, E. Hydrologic integration of forest roads with stream networks in two forested basins in the Western Cascades, Oregon. **Water Resources Bulletin**, Washington, 32: 1195-1207, 1996.

WERT, S.; THOMAS, B. R. Effects of skidd road on diameter, height and volume growth in douglas fir. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, 45(3): 629-632, 1981.

WESKA, R.K. **Geologia da região diamantífera de Poxoréo e áreas adjacentes**. São Paulo, 1996. 240 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo.

WHITEHEAD, P. G.; ROBINSON, M. Experimental basin studies – an international and historical perspective of forest impacts. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 145(2): 217 – 30, 1993.

WIGLEY, T. M. L.; JONES, P. D. Influences of precipitation change and direct CO₂ effects on streamflow. **Nature**, Londres, 314: 140-152, 1985.

WILLIAMS, M. W.; BARON, J. S.; CAINE, N.; SOMMERFELD, R.; SANFORD JR., R. Nitrogen saturation in the Rocky Mountains. **Environmental Science and Technology**, 30(2): 640-666, 1996.

WOODS JÚNIOR, T. Teoria sistêmica avançada e a terceira onda de qualidade. **Revista Politécnica**, São Paulo, 211: 32-40, 1994.

WRIGHT, K. A.; SENDEK. K. H.; RICE, R. M.; THOMAS, R. B. Logging effects on streamflow: storm runoff at Caspar Creek in Northwestern California. **Water Resources Research**, Washington, 26(7): 1657-1667, 1990.

WRONSKI, E. B.. Impact of tractor thinnings operations on soils tree roots in Karri Forest, Western Austrália. **Australian Forest Research**, Melbourne, 14(4): 319-332, 1984.

WÜNSCHE, W. A.; DENARDIN, J. E. Perdas de solo e escoamento superficial de água sob chuva natural em latossolo vermelho escuro nas culturas de trigo e soja.

In: ENCONTRO NACIONAL DE PESQUISAS SOBRE CONSERVAÇÃO, Passo Fundo, 1978. **Anais**. Passo Fundo: EMBRAPA – CNPT, 1978. p. 289-296.

YOHO, N. S. Forest management and sediment production in the south: a review. **Southern Journal of Applied Forestry**, Betsheda, 4(1): 27-36, 1980.

ZIEGLER, A. D.; GIAMBELLUCA, T. W. Importance of rural roads as source áreas for runoff in mountainous areas of northern Thailand. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, 196 (10): 204-229, 1997.

ZIEMER, R.R. Storm flow response to road building and partial cutting in small stream of Northern California. **Water Resources Research**, Washington, 17(4): 907-919, 1981.

8 ANEXO

ANEXO 1 – ALGORÍTMOS DOS MAPAS DERIVADOS DE SÍNTESE

POTENCIAL HIDROLÓGICO DO SOLO

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_PIS = 0.667
// Cat_PPA = 0.333

// Razão de consistência
// CR = 0.000

// Definição dos dados de entrada

Temático var1 ("Cat_PIS");
Temático var2 ("Cat_PPA");

Tabela tab1 (Ponderação);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_PIS" ,
            "Muito Baixo":0.2,
            "Medio":0.6,
            "Muito Alto":1,
            "Baixo":0.4,
            "Alto":0.8);

Tabela tab2 (Ponderação);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_PPA" ,
            "Médio":0.75,
            "Muito Baixo":0.25,
            "Alto":1,
            "Baixo":0.5);

// Definição do dado de saída

Numérico var3 ("Saida_1");

// Recuperação dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="PIS");
var2 = Recupere (Nome="PPA");

// Criação do dado de saída

var3 = Novo (Nome="PHS", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
            Min=0, Max=1);

// Geração da media ponderada

var3 = 0.667*(Pondere(var1, tab1)) + 0.333*(Pondere(var2, tab2));
}
```

POTENCIAL HIDROLÓGICO DO RELEVO

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Declividade = 0.667
// Cat_FPP = 0.333

// Razao de consistencia
// CR = 0.000

// Definicao dos dados de entrada

Tematico var1 ("Cat_Declividade");
Tematico var2 ("Cat_FPP");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (CategorialNi = "Cat_Declividade" ,
            "Muito Baixa":1,
            "Baixa":0.8,
            "Média":0.6,
            "Alta":0.4,
            "Muito Alta":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (CategorialNi = "Cat_FPP" ,
            "Muito Alto":1,
            "Alto":0.8,
            "Médio":0.6,
            "Baixo":0.4,
            "Muito Baixo":0.2);

// Definicao do dado de saida

Numerico var3 ("Saida_1");

// Recuperacao dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="Declividade");
var2 = Recupere (Nome="FPP");

// Criacao do dado de saida

var3 = Novo (Nome="PHR", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
            Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var3 = 0.667*(Pondere(var1, tab1)) + 0.333*(Pondere(var2, tab2));
}
```

POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DO MEIO POROSO

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Fat_PHR_1 = 0.163
// Cat_Fat_PHS_1 = 0.540
// Cat_Permabilidade = 0.297

// Razao de consistencia
// CR = 0.008

// Definicao dos dados de entrada
Tematico var1 ("Cat_Fat_PHR_1");
Tematico var2 ("Cat_Fat_PHS_1");
Tematico var3 ("Cat_Permabilidade");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PHR_1" ,
            "Muito Alto":1,
            "Alto":0.8,
            "Medio":0.6,
            "Baixo":0.4,
            "Muito Baixo":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PHS_1" ,
            "Muito Alto":1,
            "Alto":0.8,
            "Medio":0.6,
            "Baixo":0.4,
            "Muito Baixo":0.2);

Tabela tab3 (Ponderacao);
tab3 = Novo (Categorialni = "Cat_Permabilidade" ,
            "Alta":0.8,
            "Media":0.6,
            "Baixo":0.4,
            "Muito Alta":1,
            "Muito Baixa":0.2);

// Definicao do dado de saida

Numerico var4 ("Saida_2");

// Recuperacao dos dados de entrada
var1 = Recupere (Nome="PHR_1");
var2 = Recupere (Nome="PHS_1");
var3 = Recupere (Nome="Permeabilidade");

// Criacao do dado de saida

var4 = Novo (Nome="PAMP", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var4 = 0.163*(Pondere(var1, tab1)) + 0.540*(Pondere(var2, tab2))+ 0.297*(Pondere(var3, tab3));
}
```

CAPACIDADE POTENCIAL ORIGINAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Fat_PAMP_1 = 0.667
// Cat_VegOrig_GP = 0.333

// Razao de consistencia
// CR = 0.000

// Definicao dos dados de entrada

Tematico var1 ("Cat_Fat_PAMP_1");
Tematico var2 ("Cat_VegOrig_GP");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PAMP_1" ,
            "Muito Alta":1,
            "Alta":0.8,
            "Média":0.6,
            "Baixa":0.4,
            "Muito Baixa":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_VegOrig_GP" ,
            "GPMA":1,
            "GPAM":0.625,
            "GPM":0.5,
            "GPMAA":0.875);

// Definicao do dado de saida

Numerico var3 ("Saida_3");

// Recuperacao dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="PAMP_1");
var2 = Recupere (Nome="Vegetação_GP");

// Criacao do dado de saida

var3 = Novo (Nome="CPABORIG", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
            Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var3 = 0.667*(Pondere(var1, tab1)) + 0.333*(Pondere(var2, tab2));
}
```

EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA NO ANO DE 1966

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Fat_PAMP_1 = 0.667
// Cat_Usos_66_GP = 0.333

// Razao de consistencia
// CR = 0.000

// Definicao dos dados de entrada

Tematico var1 ("Cat_Fat_PAMP_1");
Tematico var2 ("Cat_Usos_66_GP");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PAMP_1" ,
            "Muito Alta":1,
            "Alta":0.8,
            "Média":0.6,
            "Baixa":0.4,
            "Muito Baixa":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_Usos_66_GP" ,
            "GPMEDB":0.375,
            "GPBMB":0.125,
            "GPB":0.250,
            "GPMA":1,
            "GPAM":0.625,
            "GPM":0.500,
            "GPMAA":0.875);

// Definicao do dado de saida

Numerico var3 ("Saida_3");

// Recuperacao dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="PAMP_1");
var2 = Recupere (Nome="Usos_66_GP");

// Criacao do dado de saida

var3 = Novo (Nome="CPAB_66", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
            Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var3 = 0.667*(Pondere(var1, tab1)) + 0.333*(Pondere(var2, tab2));
}
```

EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA NO ANO DE 1981

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Fat_PAMP_1 = 0.667
// Cat_Usos_81_GP = 0.333

// Razao de consistencia
// CR = 0.000

// Definicao dos dados de entrada

Tematico var1 ("Cat_Fat_PAMP_1");
Tematico var2 ("Cat_Usos_81_GP");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PAMP_1" ,
            "Muito Alta":1,
            "Alta":0.8,
            "Média":0.6,
            "Baixa":0.4,
            "Muito Baixa":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_Usos_81_GP" ,
            "GPMEDB":0.375,
            "GPBMB":0.125,
            "GPB":0.250,
            "GPMA":1,
            "GPAM":0.625,
            "GPM":0.500,
            "GPMAA":0.875);

// Definicao do dado de saida

Numerico var3 ("Saida_3");

// Recuperacao dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="PAMP_1");
var2 = Recupere (Nome="Usos_81_GP");

// Criacao do dado de saida

var3 = Novo (Nome="CPAB_81", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
            Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var3 = 0.667*(Pondere(var1, tab1)) + 0.333*(Pondere(var2, tab2));
}
```

EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA NO ANO DE 1998

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Fat_PAMP_1 = 0.333
// Cat_Usos_98_GP = 0.667

// Razao de consistencia
// CR = 0.000

// Definicao dos dados de entrada

Tematico var1 ("Cat_Fat_PAMP_1");
Tematico var2 ("Cat_Usos_98_GP");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PAMP_1" ,
    "Muito Alta":1,
    "Alta":0.8,
    "Média":0.6,
    "Baixa":0.4,
    "Muito Baixa":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_Usos_98_GP" ,
    "GPA":0.750,
    "GPMEDB":0.375,
    "GPB":0.25,
    "GPBMB":0.125,
    "GPMA":1,
    "GPAM":0.625,
    "GPM":0.500,
    "GPMAA":0.875);

// Definicao do dado de saida

Numerico var3 ("Saida_3");

// Recuperacao dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="PAMP_1");
var2 = Recupere (Nome="Usos_98_GP");

// Criacao do dado de saida

var3 = Novo (Nome="CPAB_98_TESTE", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
    Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var3 = 0.333*(Pondere(var1, tab1)) + 0.667*(Pondere(var2, tab2));
}
```


SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA NO ANO DE 2010

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Fat_PAMP_1 = 0.667
// Cat_Usos_2010_GP = 0.333

// Razao de consistencia
// CR = 0.000

// Definicao dos dados de entrada

Tematico var1 ("Cat_Fat_PAMP_1");
Tematico var2 ("Cat_Usos_2010_GP");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PAMP_1" ,
            "Muito Alta":1,
            "Alta":0.8,
            "Média":0.6,
            "Baixa":0.4,
            "Muito Baixa":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_Usos_2010_GP" ,
            "GPA":0.75,
            "GPMA":1,
            "GPMEDB":0.375,
            "GPB":0.250,
            "GPBMB":0.125,
            "GPM":0.5,
            "GPMAA":0.875,
            "GPAM":0.625);

// Definicao do dado de saida

Numerico var3 ("Saida_4");

// Recuperacao dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="PAMP_1");
var2 = Recupere (Nome="Usos_2010_GP");

// Criacao do dado de saida

var3 = Novo (Nome="CPAB_2010", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
            Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var3 = 0.667*(Pondere(var1, tab1)) + 0.333*(Pondere(var2, tab2));
}
```

SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DOS USOS DA TERRA NA CAPACIDADE POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DA BACIA NO ANO DE 2020

```
{
// Pesos a ser aplicados
// Cat_Fat_PAMP_1 = 0.667
// Cat_Usos_2020_GP = 0.333

// Razao de consistencia
// CR = 0.000

// Definicao dos dados de entrada

Tematico var1 ("Cat_Fat_PAMP_1");
Tematico var2 ("Cat_Usos_2020_GP");

Tabela tab1 (Ponderacao);
tab1 = Novo (Categorialni = "Cat_Fat_PAMP_1" ,
            "Muito Alta":1,
            "Alta":0.8,
            "Média":0.6,
            "Baixa":0.4,
            "Muito Baixa":0.2);

Tabela tab2 (Ponderacao);
tab2 = Novo (Categorialni = "Cat_Usos_2020_GP" ,
            "GPA":0.75,
            "GPMA":1,
            "GPMEDB":0.375,
            "GPB":0.250,
            "GPBMB":0.125,
            "GPM":0.5,
            "GPMAA":0.875,
            "GPAM":0.625);

// Definicao do dado de saida

Numerico var3 ("Saida_4");

// Recuperacao dos dados de entrada

var1 = Recupere (Nome="PAMP_1");
var2 = Recupere (Nome="Usos_2020_GP");

// Criacao do dado de saida

var3 = Novo (Nome="CPAB_2020", ResX=100, ResY=100, Escala=1000000,
            Min=0, Max=1);

// Geracao da media ponderada

var3 = 0.667*(Pondere(var1, tab1)) + 0.333*(Pondere(var2, tab2));
}
```