

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

José Mario Leal Martins Costa

A IMPORTÂNCIA DA GEOMORFOLOGIA NOS ESTUDOS RIPÁRIOS:
Estudo de caso da bacia do rio Apuaê-Mirim, norte do Estado do Rio Grande do Sul

PORTO ALEGRE

2020

José Mario Leal Martins Costa

A IMPORTÂNCIA DA GEOMORFOLOGIA NOS ESTUDOS RIPÁRIOS:
Estudo de caso da bacia do rio Apuaê-Mirim, norte do Estado do Rio Grande do Sul

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Nina Simone Vilaverde Moura.

Linha de Pesquisa: Análise Ambiental.

PORTO ALEGRE

2020

José Mario Leal Martins Costa

A IMPORTÂNCIA DA GEOMORFOLOGIA NOS ESTUDOS RIPÁRIOS:
Estudo de caso da bacia do rio Apuaê-Mirim, norte do Estado do Rio Grande do Sul

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Aprovada em ___ / ___ / 2020.

Prof.^a Dr.^a Nina Simone Vilaverde Moura – Orientadora
Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

Prof.^a Dr.^a Cláudia Câmara do Vale
Universidade Federal do Espírito Santo – UFES

Prof. Dr. Adriano Severo Figueiró
Universidade Federal de Santa Maria – UFSM

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer
Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

CIP - Catalogação na Publicação

Costa, José Mario Leal Martins

A importância da geomorfologia nos estudos
ripários: Estudo de caso da bacia do rio Apuaê-Mirim,
norte do Estado do Rio Grande do Sul / José Mario Leal
Martins Costa. -- 2020.

206 f.

Orientadora: Nina Simone Vilaverde Moura.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS, 2020.

1. Geomorfologia. 2. Ambientes ripários. 3.
Hidrogeomorfologia. 4. Hidrologia de águas
subterrâneas. 5. Bacia do rio Apuaê-Mirim. I. Moura,
Nina Simone Vilaverde, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por suas bênçãos e proteção, e por todas as oportunidades ofertadas. Agradeço aos meus amados pais, Mario D' Amato Martins Costa e Marilene D' Amado Martins Costa, por seus esforços, pelo carinho e dedicação. Agradeço a minha querida companheira, Priscila Daiane Pavan, por seu afeto e apoio incondicional. Agradeço a minha orientadora, Nina Simone Vilaverde Moura, pela sua confiança, paciência e precioso auxílio na realização deste trabalho, bem como aos demais professores e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFRGS. Agradeço aos colegas da UFFS que se dispuseram a me ajudar nos aspectos procedimentais daquela instituição. Agradeço aos funcionários do Laboratório de Análises de Solo e Água da URI Erechim, pela extrema atenção e cordialidade com que me trataram, e pela zelosa execução dos serviços solicitados.

“O mundo é um belo livro,
mas pouco útil para quem não sabe ler”.
(CARLO GOLDONI)

RESUMO

O presente trabalho traça uma discussão sobre a importância da geomorfologia na determinação de ambientes ripários tomando por referência o estudo de caso da bacia hidrográfica do rio Apuaê-Mirim, situada na região norte do Estado do Rio Grande do Sul. A questão principal trabalhada na pesquisa balizou-se no indicativo de como a geomorfologia atua como fator controlador, seja como condicionador ou como limitador, na consolidação espacial dos ambientes ripários. Para tanto, foi utilizada uma abordagem multiescalar referenciada sistemicamente aos cursos d'água, remetendo a três níveis de análise espacial, sendo estes a da rede de drenagem (ou da bacia hidrográfica), a dos segmentos dos rios, e a dos trechos dos rios. Para a primeira instância foram avaliadas as influências litoestruturais e climáticas (pretéritas e atuais) inerentes à evolução geomorfológica regional e à constituição dos vales, na segunda, foram considerados os aspectos morfométricos dos vales associados com os tipos de relevos, e na última, as relações das formas de relevo nos fundos de vales (planícies, formas das vertentes, perfis transversais dos vales, etc) com aspectos hidrogeomorfológicos e pedológicos para identificar e caracterizar os ambientes ripários ocorrentes. A realização deste estudos pautou-se na execução de trabalhos de campo em associação com atividades de geoprocessamento, para a análise dos fatos geomorfológicos e a obtenção dos resultados. De forma geral, foi constatado que a geomorfologia (na sucessão hierarquizada de formas em múltiplas escalas espaciais) exerce grande influência sobre as condições de existências e o modo pelo qual são constituídos os ambientes ripários dentro da área de estudo.

Palavras-chave: Geomorfologia. Ambientes Ripários. Hidrogeomorfologia. Hidrologia de águas subterrâneas. Bacia do rio Apuaê-Mirim.

ABSTRACT

The present paper traces a discussion about the importance of geomorphology in determining riparian environments taking as a reference the case study of the hydrographic basin of the Apuaê-Mirim river, located in the northern region of the State of Rio Grande do Sul. The main question addressed in the research was based on the indication of how geomorphology acts like a controlling factor, either as a conditioner or as a limiter, in the spatial consolidation of riparian environments. For this purpose, a multiscale approach referenced systematically to water courses was used, alluding to three levels of spatial analysis, these being the drainage network (or the hydrographic basin), the river's segments, and the river's reach. For the first instance, the lithostructural and climatic influences (past and present) inherent to the regional geomorphological evolution and the constitution of the valleys were evaluated, in the second, the morphometric aspects of the valleys associated with the types of reliefs were considered, and in the last, the relationships the forms of relief at the bottom of valleys (plains, the slopes' shapes, cross-sectional profiles of valleys, etc) with hydrogeomorphological and pedological aspects to identify and characterize the riparian environments that occur. The realization of these studies was based on the execution of field work in association with geoprocessing activities, for the analysis of geomorphological facts and for obtaining the results. In general, it was found that geomorphology (in the hierarchical succession of forms in multiple spatial scales) has a great influence on the conditions of existences and on the way in which riparian environments are constituted within the study area.

Keywords: Geomorphology. Riparian Environments. Hydrogeomorphology. Groundwater hydrology. Basin of the Apuaê-Mirim River.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 – Ilustração demonstrando a mensuração do gradiente hidráulico.....	43
Figura 02 – Ciclo hidrológico da encosta.....	45
Figura 03 – Diagrama do conceito de Hidrogeomorfologia e do seu objeto proposto por Goerl et al. (2012).....	46
Figura 04 – Fluxograma de interações “biogeomórfias” ripários.....	47
Figura 05 – Condições de área ripária com diferentes topografias locais.....	49
Figura 06 – Representação esquemática de uma zona ripária e do alcance de sua influência sobre os ambientes aquáticos e terrestres, bem como das principais funções e processos que promove.....	61
Figura 07 – Os três níveis escalares de análise definidos para o estudo.....	68
Figura 08 – Croqui representando a identificação dos compartimentos do relevo na área de estudo, a partir das descontinuidades topográficas.....	69
Figura 09 – Ação da curvatura vertical sobre a hidrologia de superfície.....	73
Figura 10 – Zonas hidrológicas do solo.....	75
Figura 11 e 12 – Previsão do ponto de inversão ecossistêmica entre a zona ripária e terra firme a partir dos declives das encostas adjacentes aos cursos d'água.....	79
Figura 13 – Traçados definidos para os perfis topográficos na bacia do rio Apuaê-Mirim.....	82
Figura 14 – Mapa com as localizações e a distribuição dos poços registrados no SIAGAS para a área de estudo.....	84
Figura 15 – Mapa com os agrupamentos de sub-bacias na área de estudo.....	85
Figura 16 – Possíveis direções para o fluxo de água, por pixel, utilizado pelo algoritmo “flow direction D8”.....	88
Figura 17 – Localização da área de estudo.....	96
Figura 18 – Perfil geológico Três Forquilhas/RS – Tainhas/RS, apresentando 13 derrames sucessivos.....	101
Figura 19 – Perfil geológico Iraí/RS – Frederico Westphalen/RS, descrito por Gomes (1996).....	101
Figura 20 – Mapa geológico abrangendo a região da área de estudo e do município de Machadinho/RS.....	102
Figura 21 – Recorte da área de estudo em Mapa Geológico a partir de levantamento realizado na escala 1:750.000, apresentando as Fácies da Formação Serra Geral que abarcam a bacia do rio Apuaê-Mirim.....	104
Figura 22 – Mapa geomorfológico segundo a classificação do IBGE (1986), com recorte relativo à área de estudo.....	109
Figura 23 – Solos da área de estudo, conforme mapeamento na escala 1:250.000.....	114

Figura 24 – Perfil longitudinal do rio principal demonstrando pontos de inflexão ao longo do trajeto.....	117
Figura 25 – Mapa apresentando os sistemas de falhas e a rede hidrográfica da bacia do rio Apuaê-Mirim.....	120
Figura 26 – Croqui com as discontinuidades principais registradas nos levantamentos dos perfis transversais e interfluviais.....	122
Figura 27 – Mapeamento das Unidades Geomórficas da bacia do rio Apuaê-Mirim.....	123
Figura 28 e 29 – Fotos do relevo nos “Altos de Erechim”, onde está assentada a cidade de Erechim.....	124
Figura 30 e 31 – Fotos das formas de relevo sobre as superfícies dos grandes alinhamentos interfluviais.....	125
Figura 32 e 33 – Formas de relevos planos, constituindo acumulações aluviais nos fundos de vales do rio Toldo.....	126
Figura 34 – Foto panorâmica apresentando, à esquerda e à direita, forma de relevo relativas às remanescências das Superfícies Degradadas e Residuais, tendo ao fundo, após os vales dissecados do rio Caçador, as elevações dos conjuntos de maior amplitude altimétrica e com fortes desníveis ao norte da bacia do Apuaê-Mirim.....	127
Figura 35 – Borda da frente de dissecação no vale do rio Tigre.....	128
Figura 36 – Borda da frente de dissecação, tendo ao centro o vale dissecado pelo rio Apuaê-Mirim.....	128
Figura 37 – Foto interna ao vale do rio Apuaê-Mirim, apresentando os Patamares em Ambiente de Dissecação Nível 1 (A) e Nível 2 (B), tendo ao fundo os patamares das Unidades “Patamar Estrutural por Resistência Litológica” (C), e “Superfícies Degradadas e Residuais” (D).....	128
Figura 38 – Vista do fundo de vale do rio Apuaê-Mirim, um pouco após a confluência entre os rios Tigre e Toldo.....	130
Figura 39 – Relevo em elaboração constituindo interflúvio do rio Apuaê-Mirim (A), tendo ao fundo os Patamares em Ambiente de Dissecação Níveis 1 (B) e 2 (C).....	130
Figura 40 e 41 – Planícies alveolares embutidas em ambiente de dissecação, situadas nos fundos de vale do rio Apuaê-Mirim.....	131
Figura 42 – Conjuntos de relevo notáveis que se destacam na bacia do rio Apuaê-Mirim.....	132
Figura 43 – Mapeamento das Unidades Geomórficas da bacia do Apuaê-Mirim, com elementos de declividade.....	133
Figura 44 – Localização dos segmentos, trechos e pontos adotados no estudo.....	134
Figura 45 – Posição do segmento Apuaê UG7 na bacia hidrográfica, com recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.....	136
Figura 46 e 47 – Direções dos fluxos de água no Trecho A.....	137

Figura 48 e 49 – Direções dos fluxos de água no Trecho B.....	140
Figura 50 e 51 – Direções dos fluxos de água no Trecho C.....	144
Figura 52 – Posição do segmento Apuaê UG6 na bacia hidrográfica, com o recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.....	146
Figura 53 e 54 – Direções dos fluxos de água no Trecho D.....	149
Figura 55 – Posição do segmento Toldo UG3 na bacia hidrográfica, com o recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.....	152
Figura 56 – Posição do segmento Tigre UG5 na bacia hidrográfica, com o recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.....	158
Figura 57 e 58 – Direções dos fluxos de água no Trecho F.....	159
Figuras 59, 60 e 61 – Fotos dos trechos A, C e F, respectivamente, apresentando fundos de vales onde as vertentes convergem diretamente para o canal fluvial.....	168
Figura 62 – Croqui representando os perfis transversais dos trechos que abrangem os pontos B1, D2 e E2, com as indicações das posições dos mesmos, das posições das canaletas de drenagem dos terrenos, das medidas envolvidas, e das declividades associadas.....	170
Figuras 63 e 64 – Ação da declividade e do comprimento de rampa, respectivamente, sobre a hidrologia da encosta.....	175
Figuras 65 e 66 – Fotos das planícies alveolares nos trechos B e D, respectivamente.....	179

LISTA DE QUADROS

Quadro 01 – Identificação e distinção dos ambientes ripários e de terra firme...	59
Quadro 02 – Caracterização dos ambientes ripários e de terra firme, conforme correlação entre os modelados de fundo de vale, os regimes hídricos dos solos e os grupos hidrofuncionais das formações vegetais.....	60
Quadro 03 – Sistematização de subdivisões na bacia hidrográfica para o estudo das redes de drenagem.....	65
Quadro 04 – Alguns eventos e processos que controlam os habitats dos cursos fluviais em diferentes escalas espaço-temporais.....	66
Quadro 05 – Variáveis gerais para classificação dos habitats por capacidade potencial.....	67
Quadro 06 – Relação entre as classes e as formas de relevo.....	70
Quadro 07 – Conceituações das formas de relevo adotadas para a pesquisa....	71
Quadro 08 – Profundidade média das raízes das plantas.....	78
Quadro 09 – Agrupamentos de sub-bacias representativas dos rios principais definidos para análise.....	85
Quadro 10 – Fração textural de partículas do solo conforme a escala de Atterberg modificada.....	91
Quadro 11 – Classes de drenagem dos solos.....	93
Quadro 12 – Caracterização geológica da Formação Serra Geral e das Fácies que ocorrem na área de estudo com base no Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, na escala 1:750.000.....	103
Quadro 13 – Classificações propostas para o relevo do Estado do Rio Grande do Sul por autores.....	107
Quadro 14 – Sistematização dos Táxons de mapeamento geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL.....	108
Quadro 15 – Classificação geomorfológica para a área de estudo de acordo com o RADAMBRASIL.....	109
Quadro 16 – Tipologias climáticas propostas por Rossato (2011) para a área de estudo.....	112
Quadro 17 – Designação das Unidades Geomórficas estabelecidas no mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do Apuaê-Mirim.....	123
Quadro 18 – Estruturação dos respectivos conjuntos de segmentos, trechos e pontos.....	134
Quadro 19 – Associação entre classes de drenagem dos solos e grupos hidrofuncionais com a ocorrência de ambientes ripários por ponto de observação na área de estudo.....	174

Quadro 20 – Esquematização dos resultados verificados na pesquisa para a área de estudo, apresentando os delineamentos dos aspectos geomorfológicos, sucessivamente ordenados, que influem na constituição e caracterização dos ambientes ripários a eles associados..... 184

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Altura aproximada da ascensão capilar (h) para diferentes granulometrias, conforme distintos autores.....	75
Tabela 02 – Informações dos pontos consultados no SIAGAS em torno da estratigrafia local.....	83
Tabela 03 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto A1.....	139
Tabela 04 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto B1.....	142
Tabela 05 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto B1, conforme análise laboratorial.....	142
Tabela 06 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto D1.....	149
Tabela 07 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto D2.....	150
Tabela 08 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto D2, conforme análise laboratorial.....	150
Tabela 09 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto E1.....	154
Tabela 10 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto E1, conforme análise laboratorial.....	155
Tabela 11 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto E2.....	156
Tabela 12 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto E2, conforme análise laboratorial.....	156
Tabela 13 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto F1.....	160
Tabela 14 – Dados morfométricos dos vales e de ordenamento fluvial por segmentos de rios.....	161

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

APP – Área de Preservação Permanente

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

SIAGAS – Sistema de Informações de Águas Subterrâneas

SIG – Sistema de Informação Geográfico

UFFS – Universidade Federal da Fronteira Sul

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

URI – Universidade Regional Integrada do Alto Uruguai e das Missões

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
1.1	PROBLEMA E JUSTIFICATIVA.....	21
1.2	OBJETIVOS GERAL E ESPECÍFICOS.....	27
1.3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	28
1.3.1	Zonas ripárias: caracterização, funcionalidades e nomenclaturas..	28
1.3.2	Vegetação, hidrologia e aspectos geológico-geomórfológicos na interface das zonas ripárias.....	33
1.3.3	Evolução e tendências futuras nos estudos das zonas ripárias.....	52
2	TEORIAS E METODOLOGIAS.....	58
2.1	TEORIAS E METODOLOGIAS.....	58
2.2	PROCEDIMENTOS TÉCNICOS E OPERACIONAIS.....	79
3	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	96
3.1	A ÁREA DE ESTUDO.....	96
3.1.1	Geologia.....	98
3.1.2	Geomorfologia.....	106
3.1.3	Clima.....	112
3.1.4	Solos.....	113
3.1.5	Vegetação.....	115
3.2	MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO NA ESCALA DA BACIA.....	117
3.2.1	Superfícies dos Altos de Erechim.....	123
3.2.2	Superfícies Degradadas e Residuais.....	124
3.2.3	Patamar Estrutural por Resistência Litológica.....	126
3.2.4	Patamares em Ambiente de Dissecção – Níveis 1 e 2.....	127
3.2.5	Fundo de Vale em Ressalto e Relevo em Elaboração.....	128
3.2.6	Fundos de Vales em Ressalto.....	130
3.2.7	Outros aspectos geomorfológicos complementares.....	131
3.3	ESCALAS DOS SEGMENTOS E DOS TRECHOS.....	134
3.3.1	Segmento Apuaê – UG7.....	135
3.3.1.1	Trecho A.....	136
3.3.1.2	Trecho B.....	139
3.3.1.3	Trecho C.....	143
3.3.2	Segmento Apuaê – UG6.....	145
3.3.2.1	Trecho D.....	146
3.3.3	Segmento Toldo – UG3.....	151

3.3.3.1	Trecho E.....	152
3.3.4	Segmento Tigre – UG5.....	157
3.3.4.1	Trecho F.....	158
3.4	ANÁLISES COMPARATIVAS DOS RESULTADOS, E DISCUSSÕES..	160
3.4.1	Evolução morfofenética e o contexto das orientações geomorfológicas nas conformações dos ambientes ripários da área de estudo.....	177
3.5	ANÁLISE INTERPRETATIVA.....	181
4	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	187
	REFERÊNCIAS.....	190
	ANEXO A – LAUDOS DE ANÁLISES FÍSICAS DOS SOLOS.....	198

1 INTRODUÇÃO.

O reconhecimento de uma crise ambiental em âmbito global que emergiu nas últimas cinco décadas tem promovido o desenvolvimento de inúmeras políticas públicas de cunho ambiental, dentre as quais encontram-se particulares esforços na conservação dos recursos hídricos, crescentemente demandados pelas sociedades humanas, e sobre as formações florísticas nativas. Na interface entre os ambientes dulcícolas e os das formações vegetais terrestres, encontra-se um tipo específico de ecossistema, porém com características transicionais entre os ecossistemas aquáticos e terrestres, reconhecido pela denominação de “ripário” (dada a sua proximidade aos corpos d’água).

Os ecossistemas ripários promovem um grande leque de funções ambientais na proteção e manutenção do equilíbrio de sistemas aquáticos, apresentam uma imensa riqueza de diversidade biológica, e exercem a conectividade entre diferentes ambientes aquáticos e terrestres. Outrossim, sofrem um extenso histórico de degradação ambiental ocasionada pelas variadas atividades humanas, que exercem contínua pressão sobre estes ambientes a partir de inúmeros interesses individualizados, colocando-os entre os ecossistemas mais ameaçados globalmente. Isto tem motivado uma crescente quantidade de estudos e de ações em diferentes instâncias globais, de naturezas acadêmicas, institucionais e públicas, visando a conservação e a recuperação das formações ripárias, seja pelo seu direito intrínseco de existência, seja pelo importante papel que exerce para a proteção dos recursos hídricos e dos processos ecológicos aquáticos e terrestres.

Estas práticas têm suscitado uma grande pluralidade de metodologias que visam identificar e delimitar as zonas ripárias, efetuadas nas mais variadas abordagens e áreas de atuação disciplinares, favorecendo a aquisição crescente de conhecimentos sobre estes ambientes, e de técnicas apropriadas para tratá-los. Entrementes, as variações nas abordagens, balizadas nas interpretações de cada pesquisador e nas bases conceituais de seus ramos científicos, por outro lado, não favorece o estabelecimento de critérios uniformes, homogêneos e consensuais para a definição de uma metodologia unívoca, e de aplicabilidade genérica à delimitação das zonas ripárias.

Sendo ambientes dotados de grande variabilidade espaço temporal, caracterizados pela resposta de processos hidrológicos em conjuntura às propriedades da topografia, dos solos, e da vegetação (entre outros), apresentam-se com amplas possibilidades de conformações e com extremos dinamismos, o que lhes confere alta complexidade estrutural e composicional. Tais fatores tornam os espaços ripários difíceis de serem devidamente identificados em suas extensas condições de ocorrências, e, por conseguinte, bastante difíceis de serem delimitados.

As associações com elementos ambientais que possuem indicadores passíveis de identificação das peculiaridades ripárias, como o solo (coloração e regime hídrico) e a vegetação (estrutura e composição), são amplamente empregados nas metodologias nacionais que se destinam à diferenciação e delimitação daqueles espaços. Entretanto, tais metodologias não consideram a influência das formas do relevo (ou o fazem timidamente) enquanto sustentáculo de todos aqueles processos, sendo um forte condicionante no direcionamento e no desenvolvimento das dinâmicas hidrológicas que são diretamente relacionadas com a ocorrência de zonas ripárias.

Se na produção nacional esta percepção é ainda muito incipiente, constata-se a longas datas na literatura internacional a ocorrência de estudos de vínculo direto entre a geomorfologia e os espaços ripários. Estes estudos iniciaram-se na correlação entre as formas de relevo fluviais e a vegetação por volta dos anos 1930, e progrediram para análises mais holísticas a partir dos anos 1970/80.

Atualmente, com os avanços nas geotecnologias e a grande difusão no uso das mesmas, assim como a maior facilidade de acesso a uma grande quantidade de dados gerados (como as derivadas de sensoriamento remoto por plataformas orbitais), muitos estudos sobre as zonas ripárias estão convergindo para a elaboração e a aplicação de modelos ambientais, com o fim de buscar identificá-las dentro das paisagens fluviais das bacias hidrográficas, e delimitá-las. Esta tendência pode ser interessante por um lado, no que tange à definição de políticas públicas, subsídios ao planejamento ambiental, ou às medidas de proteção. Por outro, deixa

de promover pesquisas sobre questões ainda não respondidas sobre as dinâmicas e o funcionamento das zonas ripárias, podendo levar a simplificações de um ambiente que é imensamente complexo. Neste contexto, observa-se uma tendência crescente à utilização de modelagens e de mensurações indiretas no modo pelo qual vem se processando estes estudos em âmbito global, valorizando-se análises paramétricas e dispensando as investigações de processos.

Mesmo na aplicação de procedimentos automatizados, a vegetação geralmente é tomada como referência para a delimitação das zonas ripárias. Ainda que aquela represente uma boa indicadora das condições de saturação dos solos, sendo tal correlação adotada como limitante ripário em grande parte das pesquisas, não é aconselhado que a mesma sirva de critério exclusivo para a caracterização dos ambientes ripários. Mesmo em condições naturais, onde estariam preservadas as formações vegetais originais, o uso deste princípio pode induzir a interpretações errôneas na caracterização e na delimitação das zonas ripárias, quer seja pelas variações micro ambientais capazes de interferir na distribuição das espécies e na transição com ecossistemas limítrofes, quer seja pela influência exercida pela disposição das formas topográficas ao fundo dos vales. Os questionamentos sobre o referencial vegetacional adquirem maior amplitude quando consideradas as intervenções de origem antropogênica, capazes de interferir não apenas na ocorrência e composição das espécies nativas, como também modificar profundamente as condições ambientais que lhes são mantenedoras, principalmente no que se refere à hidrologia.

A hidrologia de águas subterrâneas é um aspecto essencial nos ambientes ripários, mas também é uma segmentação de um sistema hidrológico mais amplo, que permeia outros sistemas terrestres. Desconsiderando os volumes de água que transitam na interface entre os sistemas bióticos e atmosférico, a parcela de água que flui e que é armazenada nos sistemas terrestres é fortemente influenciada pela geologia e pela geomorfologia regional, ao mesmo tempo em que também as influencia, em um estado de contínua interação mútua e de auto ajustamentos entre fluxos e formas.

Esta questão demonstra porque os estudos relativos aos processos hidrológicos situam-se entre os mais complexos em meio àqueles de cunho ambiental, uma vez que se dedicam a previsibilidade dos caminhos possíveis assumidos pelos fluxos de água, assim como a quantificação e a qualificação das parcelas de volumes inerentes a cada fluxo. Os níveis de complexidade adquirem vultuosas proporções quando são considerados ainda os meios físicos de propagação, envolvendo as suas formas e constituições, bem como as interrelações de transmissões, cujas facilidades e/ou resistências ao trânsito da água condicionam os direcionamentos dos fluxos.

Disto, concebe-se que: se a vegetação ripária representa um indicador das condições de águas subsuperficiais associadas a níveis elevados de saturação do solo, e, se a hidrologia é direcionada pelas condições geológicas e geomórfológicas, então, pode-se atribuir um forte peso ao papel hidrogeomorfológico e hidrogeológico no desenvolvimento dos ambientes ripários.

Mais além, deve-se considerar o desencadear da dinâmica hidrológica em função do relevo tanto sob os aspectos de coberturas naturais do solo, como em condições de perturbações de ordem antropogênica, através das mudanças no uso da terra. O uso e a cobertura da terra constituem um grande fator de influência na hidrologia local, com possíveis repercussões sistêmicas nas escalas regionais. Conforme as alterações locais, tem-se respostas diferenciadas no balanço entre a água que infiltra e a água que escorre superficialmente, bem como no volume e no tempo de chegada destas aos rios, e destes últimos aos seus exutórios, de onde a resultante do balanço entre a vazão e a dimensão, implicará em plena fluidez ou em manchas de acumulação.

É importante considerar que as modificações que eventualmente se processem sobre a vegetação ripária, inclusive a sua remoção, não eliminam a própria zona ripária em si, até porque esta última remete a um espaço específico situado às margens dos corpos d'água superficiais. Sob esta premissa, trata-se de um ambiente que se conforma ordenado pela associação entre a geomorfologia e a hidrologia, conferindo as condições de existência para a vegetação ripária. Para um aprimoramento dos estudos direcionados a este tema, é importante perceber que a

vegetação não deve ser considerada como o critério chave, mas como um indicador para as condições ambientais que denunciam a ocorrência de espaços ripários. Ao seu turno, os critérios hidrogeomorfológicos parecem estipular melhor as peculiaridades ripárias para fins de caracterização, e de demarcação de fronteiras transicionais com os ecossistemas de terra firme.

Compreende-se, porém, que não há um elemento preponderante na caracterização das zonas ripárias que denote maior importância que os demais. É preciso considerar o entendimento daqueles ambientes a partir de uma articulação sistêmica entre os fatores ambientais. Nesta linha de pensamento, a remoção da vegetação, embora não elimine a existência do espaço ripário, promove alterações hidrológicas, seja no fluxo superficial, seja na variabilidade do lençol freático, o que, por sua vez, implica em modificações nos processos morfodinâmicos, podendo influir nas morfologias do relevo. Isto apenas reforça a importância destes ambientes e a sua fragilidade diante de transformações humanas no uso e cobertura do solo.

A orientação do presente trabalho, quando abarca a importância geomorfológica, conduz à busca do estudo ripário compreendendo o elemento suporte ao desenvolvimento daqueles ambientes. Traduz a noção de espacialidade, mas também da disposição e do formato daquele espaço que, simultaneamente, integra-se como parte, mas que também condiciona processos. Trata da forma que sustenta e é sustentada, que influencia e é influenciada, que se encontra intrincada em uma interação contínua, auto ajustando-se a condições de equilíbrio dinâmico.

O contexto das formas de relevo, a sua vez, exige uma abordagem espacial e temporal que extrapole o nível de observação do imediatismo local. Decorrente do princípio multidimensional de formas embutidas em formas, cada qual com seus atributos, com suas gêneses e suas redes de influências, mas sinérgica e hierarquicamente interrelacionados, faz-se mister a observação em múltiplas abrangências espaciais, denotando uma variabilidade temporal correlacionável a cada qual. Naturalmente, a cada escala espaço-temporal, emergem novas propriedades do conjunto observado que, muitas vezes, não pode ser percebida em um recorte inferior, e que também se dilui demais na observação do todo.

Processos e dinâmicas esboçam-se diferentemente em distintas escalas espaço-temporais, seja no contexto geomorfológico, seja no contexto hidrológico. Por conseguinte, variações escalares também demonstrarão respostas diferentes no comportamento das assembleias de vegetação associadas aos ambientes ripários.

Partindo-se de uma abordagem multiescalar de fatos sucessionais associados, compreende-se que os processos ocorrentes sob a influência do trabalho fluvial conduzem à construção de formas capazes (ou não) de promover condições hidrogeomorfológicas favoráveis ao campo das interações no âmbito do ambiente ripário, mas que também estão subordinadas às orientações definidas pelo macrorrelevo (no âmbito dos Domínios Morfoestruturais e das Regiões Geomorfológicas) e pela geologia, quer seja pela orientação das redes de drenagem, pelas declividades dos leitos, pelas limitações físicas e geométricas impostas pelas associações de formas, entre outros.

Neste viés, o presente estudo buscou demonstrar o papel da geomorfologia na explicação da gênese dos espaços ripários, dos condicionantes que controlam os seus comportamentos, bem como dos fatores que os identificam e os distinguem em relação a outros ambientes de fundos de vales, tomando por estudo de caso a bacia hidrográfica do rio Apuaê-Mirim, no norte do Estado do Rio Grande do Sul.

1.1 PROBLEMA E JUSTIFICATIVA.

Os ecossistemas marginais aos corpos d'água, denominados de ripários, apresentam extrema importância ambiental, seja pelo seu papel ecológico enquanto conector entre os ecossistemas aquáticos e terrestres (abrigo condições específicas de existência para comunidades bióticas diversas e adaptadas a distintas condições de umidade), seja pelas suas múltiplas funções ambientais relativas à proteção e funcionalidade dos sistemas fluviais e lagunares (entre as quais encontram-se a proteção das margens de rios e lagos, a filtragem de sedimentos e poluentes carregados em direção aos corpos d'água, a formação de corredores ecológicos, etc.).

Apesar da ampla importância que possuem em vários contextos ecológicos e socioambientais, são ambientes bastante frágeis e vulneráveis, e se encontram entre os mais degradados e ameaçados do mundo em decorrência das inúmeras intervenções humanas sobre os mesmos e sobre as fontes de água, as quais envolvem desde práticas agrícolas, até obras hidráulicas direcionadas a processos de drenagem urbana e rural, ou destinadas ao aproveitamento dos recursos hídricos e hidroelétricos.

Muitos países têm estabelecido políticas e legislações específicas à proteção dos ecossistemas ripários como resultado da preocupação suscitada com a condição presente destes ambientes perante as transformações as quais têm estado sujeitos, e com a perenidade dos serviços ambientais essenciais que lhes são inerentes. No Brasil esta proteção ocorreria por intermédio do instituto jurídico Área de Preservação Permanente (APP), estabelecido a partir do Código Florestal Brasileiro de 1965 (Lei Federal Nº 4.771/65), com algumas alterações promovidas ao longo das décadas por legislações correlatas, e que perdura até a atualidade através da Lei Federal Nº 12.651/12. Entrementes, o modelo rígido e generalista da legislação brasileira para estes ambientes, balizado em faixas espaciais pré-definidas ao longo dos corpos d'água, com classes de larguras associadas às dimensões dos cursos d'água (conforme suas larguras), e das acumulações superficiais de água (áreas de extensão), tem provocado muitas críticas por parte dos agentes de instituições públicas e por acadêmicos de distintos campos de conhecimento, por compreenderem a complexidade própria a estes ambientes, e a sua diversidade de formação pela influência de distintos fatores condicionantes que interagem de modo contínuo e variado.

No âmbito científico, por exemplo, Abood e Maclean (2011), expõem como as abordagens que utilizam faixas de larguras fixas (*buffers*, no inglês) para delinear as zonas ripárias têm provado ser inadequadas, e apontam para os relatos de Skally e Sagor (2001) sobre a dificuldade em usar larguras fixas de acordo com diretrizes designadas, dadas as muitas variáveis que envolvem os cursos d'água (como condições locais e o tipo de corpo d'água) que precisam ser incorporados dentro de um processo de delineamento de limites. Ainda conforme aqueles primeiros, o uso

de uma largura ripária fixa somente leva em conta o curso d'água, e ignora a geomorfologia do entorno e a vegetação associada.

Convém ainda observar que a APP de cursos d'água, tal como está estabelecido por seu dispositivo legal, não protege verdadeiramente as zonas ripárias, mas, em grande parte dos casos, apenas uma parcela destas. Na medida em que se pode considerar as planícies de inundação ativas, em toda sua amplitude, como espaço de abrangência das zonas ripárias, a adoção de faixas de proteção medidas a partir do leito regular (o referencial do leito maior deixou de ser aplicado com a edição da Lei 12.651/12), apenas resguardariam os espaços destinados às formações ciliares, e não a totalidade dos espaços ripários. Em algumas situações, a extensão desta tipologia de APP pode até coincidir com as zonas ripárias, mas o fato concreto é que a legislação brasileira se moldou à proteção das matas ciliares apenas, ignorando o contexto ecossistêmico das formações ripárias.

Em alguns países têm se buscado há algumas décadas meios mais aprimorados de identificação e delimitação dos ecossistemas ripários propriamente ditos, respeitando as diferenciações físicas e biológicas regionais, com vistas ao estabelecimento de procedimentos mais eficazes de zelo e proteção destes espaços. Isto tem promovido o desenvolvimento de muitos estudos, práticas de manejo e propostas metodológicas por parte de inúmeros pesquisadores pertencentes a diferentes áreas do conhecimento de distintos institutos e universidades mundiais, com maior destaque produtivo nos Estados Unidos, na Europa Ocidental e na Austrália. No Brasil, entretanto, somam-se ainda poucos trabalhos focados no estudo das zonas ripárias, sendo que destes, grande parte se destina ao levantamento fitossociológico das formações florísticas ou à recuperação de matas ciliares, praticamente não aventando (com poucas exceções) a possibilidade de estudos integrados dos elementos condicionantes daqueles ambientes. Por sua vez, estudos associativos entre a geomorfologia e os ambientes ripários no contexto nacional são raros, remetendo mais a análises embasadas na interação conflituosa entre os usos e da terra e as APPs, mediante a geração de mapas com o emprego das geotecnologias.

Este quadro, em parte, pode decorrer do histórico de consolidação das ciências no país, que resultou na compartimentação dos conhecimentos em áreas específicas, sem muitas permutas, tampouco interdiologações entre os campos de atuação. Permaneceram visões conceituais tradicionais que sustentaram *modus operandis* básicos no modo de fazer ciência em cada área de conhecimento. Aos botânicos, e áreas afins, caberia a competência de estudar a relação da vegetação com o ambiente, assim como as origens e atributos das formas do relevo competiriam aos geomorfólogos, e as questões relativas à análise espacial aos geógrafos, entre outras relações de campos de conhecimentos com suas respectivas competências. Somente após os estudos de cunho ambiental, avolumados a partir dos anos 1970, é que as intenções de pesquisa tentam transpor-se de abordagens multidisciplinares para interdisciplinares.

Ainda assim, tornou-se uma prática comum no país a concepção de que os estudos ripários concernem especificamente à identificação e caracterização das formações vegetais ocorrentes em condições de alta saturação dos solos, às margens dos corpos d'água. A vegetação praticamente especifica o espaço ripário, e se apresenta como o centro das avaliações nos estudos desta natureza. Os demais elementos giram em torno dela, como assessórios, e não como partes integrantes de um sistema interativo do qual a própria vegetação participa com forte dependência.

Ademais, em uma realidade de frequentes degradações e interferências sobre os espaços às margens dos cursos d'água, como comumente encontra-se no Brasil, não obstante as disposições legais de proteção daqueles mesmos, permanece a questão de como proceder na identificação e na caracterização de ambientes ripários na ausência, ou na total descaracterização da vegetação original, se esta, comumente, é adotada como parâmetro específico de estudo. Esta questão é importante não apenas para os estudos acerca das zonas ripárias, mas também para as atividades associadas à recuperação destes espaços, e àquelas direcionadas à elaboração de políticas públicas de proteção. Uma solução pode ser aventada na caracterização do suporte físico que constitui o ambiente ripário, que o condiciona, mas também o limita espacialmente na interação com os corpos d'água,

aos fundos de vale, cujas conjunturas de fatores e condições criam potencialidades ecológicas de existência para aquele mesmo.

É compreensível o debate em torno do estudo ripário sob a perspectiva da vegetação, ou do ambiente em si, uma vez que realmente existe uma ambiguidade do fato do ambiente poder ser considerado como um indicador da vegetação, e a vegetação como um indicador do ambiente (MULLER, 1997). Notoriamente, grande parte dos estudos, partindo do ponto de vista biológico, adotaram a viés da vegetação enquanto fator identificador dos espaços ripários, mas as imprecisões nesta relação podem conduzir a omissões e erros interpretativos. A inversa, ou seja, a caracterização do ambiente enquanto condicionante das tipologias vegetacionais parece menos sujeita a equívocos.

Nesta concepção última, em conformidade com o exposto por Naiman *et al.* (1997), a vegetação ripária, dotada de grande variabilidade espaço-temporal, reflete a inerente heterogeneidade física da bacia hidrográfica e dos processos que modelam a sua morfologia, e constitui um produto de interações entre os fatores biofísicos (seja oriundo do presente ou do passado). Nas palavras daqueles autores, “a base para o entendimento das dinâmicas da vegetação ripária, portanto, é a geomorfologia da bacia hidrográfica e os processos físicos ali ocorrentes” (p. 289, tradução nossa), os quais justificam as variações nas extensões longitudinais e laterais daqueles ambientes.

Estudos realizados nesta linha têm reforçado a importância da geomorfologia na constituição e configuração do espaço ripário. Kovalchik e Chitwood (1990), por exemplo, propuseram uma classificação para as zonas ripárias baseada na geomorfologia, suplementando a tradicional classificação baseada apenas na vegetação. O trabalho de Evans (2003), por sua vez, indica que as variáveis geomórficas se apresentam como boas preditoras da distribuição de espécies raras, considerando a geomorfologia um modelo para a distribuição das espécies ripárias.

Embora as discussões aqui engendradas possam assemelhar à continuidade do impasse estabelecido entre botânicos e geomorfólogos surgida nos anos de 1960 em torno do tema, conforme descrito por Muller (1997), o intuito do trabalho não é

seguir por esta senda. É natural, porém, que cada pesquisador exalte a sua área de atuação na análise de um objeto comum às ciências, não sendo diferente neste caso. Na perspectiva aqui traçada, toma-se a importância do relevo na sustentação dos ambientes, sendo outros fatores avaliados como indicadores no mutualismo que envolve a caracterização intrínseca de um ambiente, e a diferenciação do mesmo perante os demais a ele circundantes. Verdadeiramente, uma distinção é feita no sentido de compreensão da geomorfologia enquanto um forte condicionante na formação e orientação da estrutura dos ambientes ripários, ao passo que a vegetação, na presente percepção, exerce a função de um indicador ambiental, subordinado às condições hidrológicas e edáficas. Estas últimas, por sua vez, também têm relação com as formas do relevo, uma vez que estas mesmas atuam diretamente sobre o regime hídrico do solo em escala local, regulando o volume, o direcionamento e a fluidez da água a partir das vertentes (SILVA, 2011 apud JESUS *et al.*, 2015).

Outrossim, cabe ressaltar que a essencialidade da vegetação ripária não passa despercebida, tampouco torna-se relegada na perspectiva ora traçada. Balizando-se em Debano e Schmidt (1989), tem-se que a estabilidade sistêmica dos ambientes ripários decorre da combinação conjunta de fatores dentro de uma bacia hidrográfica, mas, dentre aqueles, a vegetação assume notória importância devido as funções que exerce, principalmente no que toca a contenção de processos erosivos e a infiltração das águas.

Neste sentido, compreende-se que, se a geomorfologia é concebida enquanto condicionante, mas também limitadora, no desenvolvimento de ambientes ripários, a vegetação é tida, além de uma indicadora ambiental, como um fator regulador e mantenedor salutar daquele ambiente, no sentido de proteção contra processos modificadores e desestabilizantes (sobre solos, sedimentos e formas fluviais) e de controle dos fluxos hidrológicos.

Embora o enfoque sobre a geomorfologia a coloque como a força de controle dos ambientes que se desenvolvem sob a sua influência, a estimativa ora traçada é de buscar uma interpretação de relações integradas em uma abordagem holística, considerando a transponibilidade temática entre as formas do relevo, a geologia, os

solos, a hidrologia e a vegetação, através de uma ótica sistêmica, com apelo à ecologia da paisagem.

Assim, a aparente lacuna que decorre da importância e das influências ocasionadas pelos processos de ordem física na constituição e na dinâmica dos espaços ripários, principalmente no que tange à integração entre a geomorfologia e a hidrologia (e que são capazes de contribuir na caracterização e na delimitação destes ambientes), foi o fator preponderante que motivou o estudo em pauta.

O intuito aqui presente foi o de buscar estabelecer a relação das formas geomorfológicas em diferentes contextos escalares (ênfatisando aquela dos fundos de vale), com a ocorrência de processos hidrológicos, permeando as propriedades dos solos e suas interações com os fatores anteriores, para compreender a conformação e a extensão dos espaços físicos formados nas adjacências dos cursos d'água, apresentando características ripárias, de modo que seja possível distingui-las dos ambientes de terra firme.

1.2 OBJETIVOS GERAL E ESPECÍFICOS.

O estudo em pauta tem por objetivo averiguar a influência geomorfológica na formação dos ambientes ripários, e na distinção destes em relação aos de terra firme na bacia hidrográfica do rio Apuaê-Mirim/RS.

Objetivos específicos:

- Utilizar os conhecimentos teóricos obtidos nos levantamentos bibliográficos para estruturar o modelo de concepção e análise dos espaços ripários, estabelecendo as devidas correlações entre a geomorfologia, a hidrologia, os solos e a vegetação;
- Estabelecer uma classificação geomorfológica da área de estudo baseado nas discontinuidades topográficas do relevo e na classificação do IBGE (1986), considerando a sucessão hierarquizada de formas, e a abordagem

em três níveis escalares de análise correlacional: bacia hidrográfica, segmentos e trechos;

- Associar adequadamente as relações entre as formas do relevo e o comportamento hidrológico, integrados aos demais fatores ambientais, na estruturação dos vales e das morfologias de fundos de vales, buscando demonstrar suas influências de controle e orientação no desenvolvimento dos espaços ripários da área de estudo;
- A partir da análise comparativa dos resultados, abrangendo adequadamente os fatos associados às respectivas escalas espaciais, buscar padrões de comportamento/funcionamento ripário para distintas configurações geomórficas e ambientais encontradas na área de estudo, indicando possíveis extensões destes espaços e limitantes com os ecossistemas de terra firme.

1.3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.

1.3.1 Zonas ripárias: caracterização, funcionalidades e nomenclaturas.

De uma forma geral, e em aspecto consensual entre os diferentes estudiosos de distintas áreas, a zona ripária pode ser compreendida como um ecossistema transicional entre os ecossistemas terrestres e de águas doces, lindeiros aos corpos de água naturais e artificiais, e dotados da alta complexidade e dinamismo espacial e temporal. Do mesmo modo, é reconhecida unanimemente a importância daquelas áreas pelas funções biológicas e físicas que promovem.

Apesar de ocuparem apenas uma pequena parte da área total de uma bacia hidrográfica, representam fontes críticas de diversidade dentro dos ecossistemas florestais, possuem um alto grau de conexão com outros tipos de habitats, e favorecem a movimentação, ou a dispersão, de muitas espécies silvestres (OAKLEY *et al.*, 1985). De acordo com Gregory *et al.* (1989), as áreas ripárias constituem as maiores rotas para o fluxo de água, sedimentos, nutrientes, plantas e animais dentro de um sistema de rede de drenagem.

Embora muitos autores considerem a zona ripária como um ecótono, estando definido entre os leitos dos rios e as terras firmes, Neiff (2003; 2005) esclarece que as diferenças fisionômicas, florísticas e estruturais das suas formações vegetais parecem determinar que estas mesmas possuam características próprias. Conforme o autor, o termo “ecótono” tem sido utilizado de modo distinto ao seu significado original, principalmente a partir da década de 1980, quando começou a ser usualmente definido para sistemas de transição entre duas comunidades e paisagens. Esta condição, porém, representa apenas uma das propriedades dos ecótonos, que também deve envolver a percepção de tensão entre as comunidades. Muitos exemplos de “transição” têm se referido na realidade a sistemas de estrutura intermediária, que nem sempre poderiam evoluir para um ou outro dos sistemas adjacentes. Na compreensão do autor, portanto, a maior parte das formações vegetais ribeirinhas não constituem ecótonos, visto que, embora exerça um ativo intercâmbio de entidades bióticas entre os ambientes aquáticos e terrestres, constituem ecossistemas bastante abertos, com estrutura e dinâmica própria, e muito diferentes daqueles ecossistemas terrestres e aquáticos aludidos.

Outro importante aspecto diferencial entre ecossistemas, mencionado por alguns autores, e que envolvem as zonas ripárias, remete à distinção destas com as áreas alagadas, brejosas ou pantanosas (denominadas regionalmente no Estado do Rio Grande do Sul por banhados). Ohmart e Anderson (1986, apud ZAIMES *et al.*, 2007) explicam que ambos os termos (correspondentes no inglês a *riparian zones* e *wetlands*) são frequentemente intercambiados, mas não são necessariamente sinônimos. Para Baker *et al.* (2006), as primeiras constituem ecossistemas que ocupam áreas transicionais entre os ecossistemas terrestres e aquáticos, ao passo que as últimas estariam associadas a áreas onde, em circunstâncias normais de suporte, permite o predomínio de vegetação com o ciclo de vida tipicamente adaptada a solos em condições de umidade. Se as definições apresentadas por estes autores não favorecem uma distinção nítida entre ambos ecossistemas, a apresentada por Oakley *et al.* (1985) parece esclarecer melhor a situação. Para estes últimos, as áreas alagadas (*wetlands*, em inglês) referem-se àquelas que são permanentemente ou intermitentemente inundadas, onde o lençol de água é normalmente no nível, ou próximo, a superfície, ou onde a terra é coberta por águas

rasas, não excedendo 6,6 pés (aproximadamente 2,01 m) de profundidade para águas baixas. Nestas áreas ocorrem solos hídricos, e a vegetação é composta por espécies aquáticas flutuantes ou submersas, e hidrófitas emergentes que requerem condições de solos saturados ou sazonalmente saturados para crescimento e reprodução.

Embora a zona ripária seja distinta aos ecossistemas de áreas alagadas, ela pode ocorrer às suas margens (tal qual com outros ecossistemas aquáticos, como rios e lagos), no estado intermediário (ou transicional) com os ecossistemas terrestres.

As zonas ripárias podem ser encontradas em uma larga variedade de condições ecológicas, climáticas, hidrológicas e geomorfológicas, ocorrendo em diferentes latitudes (do Equador até os climas temperados) e altitudes, o que permite uma ampla variedade de comunidades ripárias por conta de mudanças na precipitação, na temperatura, e em demais aspectos regionais (NEIFF, 2005; ZAIMES, 2007; CLERICI *et al.*, 2011). Da mesma forma, apresentam variabilidade ao longo do curso d'água, conforme as características do rio vão se alterando.

Entre os vários aspectos que conferem importância aos ecossistemas ripários, destacam-se as funções que efetuam na recarga de aquíferos subterrâneos, na proteção dos barrancos e dos corpos d'água, e na melhoria qualitativa e quantitativa dos recursos hídricos. Neste contexto, a vegetação constitui um dos principais e mais importantes componentes do ecossistema ripário, uma vez que contribui: com o aumento da capacidade de armazenamento de água; efetua a filtragem superficial de uma porção considerável dos sedimentos e poluentes carregados pelas enxurradas; atua, através do seu sistema radicular, na retenção de nutrientes liberados dos ecossistemas terrestres (denominado “efeito tampão”) e na estabilização de ribanceiras e margens de rios; favorece o equilíbrio térmico dos corpos d'água através do sombreamento das copas; além de constituir habitat de animais silvestres e estabelecer rotas de migração e de dispersão de elementos da biota (HINKEL, 2003; LIMA, 2008; LIMA e ZAKIA, 2001; ZAKIA, 1998).

Não obstante a sua importância ecológica e aos serviços ambientais que promove (associados principalmente aos ambientes aquáticos), frequentemente são descaracterizadas e degradadas por consequência das atividades humanas (com interesses conflitantes entre agricultores, pecuaristas, mineradores, entre outros), tornando-se de crescente importância a integração das mesmas aos planejamentos regionais e agroambientais, visando manejá-las e recuperá-las para que sejam capazes de exercer as suas funcionalidades hidrológicas, ecológicas e geomorfológicas, essenciais na busca pela sustentabilidade (ATTANASIO *et al.*, 2006; LIMA, 2008).

Decorrente do reconhecimento de sua importância, as zonas ripárias vêm ganhando crescente interesse no Brasil nas últimas quatro décadas, principalmente por diversos pesquisadores de distintas áreas de conhecimento, sobretudo pela questão da conservação dos recursos hídricos no país (SILVA, 2003).

O termo ripário deriva da palavra original latina “*riparius*”, que significa “margem de rio”, ou “próximo à margem de um rio” (ZAIMES, 2007; ABOOD e MACLEAN, 2011). Na extensa literatura científica internacional, que vem se ocupando dos estudos destes ambientes há mais de um século, foram propostos uma infinidade de termos para designá-los, tornando difícil a referência a uma única terminologia bem estabelecida (KOBİYAMA, 2003; ABOOD e MACLEAN, 2011; CLERICI *et al.*, 2011). Conforme Abood e Maclean (2011), mais de 35 terminologias para as áreas ripárias e a vegetação adjacente ao sistema aquático foram mencionadas por Fischer *et al.* (2001), e mais de 100 anos de definição e conceitos publicados na literatura internacional foram sumarizadas por Verry *et al.* (2004). No Brasil, Kobiyama (2003) apresentou um extenso quadro com os diferentes termos e definições utilizados para designar a zona ripária nos idiomas português, inglês e japonês, totalizando 31 definições distintas entre si, abarcando o período de 1987 a 2003.

Naturalmente, esta pluralidade e grande variabilidade nas definições surgem do entendimento individual de cada pesquisador, das distintas disciplinas, e das agências envolvidas, ou da perspectiva funcional das zonas ripárias. Cada definição tem critérios próprios para definir e delinear o limite da zona ripária (ABOOD e

MACLEAN, 2011). Da mesma forma, Kobiyama (2003) entende que, entre as diversas funções das zonas ripárias, cada qual vem sendo pesquisada individualmente, sendo difícil a uniformização do termo diante da alta complexidade e das numerosas funções dessas áreas, visto que cada pesquisador pensa de maneira diferente. Para Gregory *et al.* (1989), as zonas ripárias ocorrem em interfaces, que tornam mais complexas as definições: interfaces ecológicas entre diferentes ecossistemas, e interfaces conceituais entre diferentes disciplinas científicas.

Apesar da série de definições encontradas na literatura, e das variadas perspectivas sobre o mesmo objeto, Clerici *et al.* (2011), ao avaliarem definições sistematizadas no período de 1985 a 2004 por Verry *et al.* (2004) e Collins *et al.* (2006), chamam a atenção para dois pontos importantes que devem ser observados: o termo “ripário” aparece com bastante frequência nos arranjos entre definições diferentes; e, sendo as zonas ripárias caracterizadas pelos gradientes nas condições ambientais, nos processos ecológicos, e entre espécies animais e vegetais, aquelas não estão diretamente atribuídas a limites discretos, independente dos critérios considerados.

Embora diferentes disciplinas adotem o mesmo termo para descrever diversos objetos de estudo, ou, ao contrário, utilizem diferentes termos para definir o mesmo conceito, encontra-se com frequência, entre os termos utilizados para designar estes ambientes, a denominação específica “zona ripária” (CLERICI *et al.*, 2011).

De acordo com Zaimes (2007), o termo “ripário” foi inicialmente utilizado nos EUA no começo do século XIX como um termo legal para descrever a propriedade de terra situada junto a um riacho ou rio, visando resolver os conflitos acerca do uso da água (Doutrina dos Direitos Riparianos, formulada no leste dos EUA, e ainda em uso), embora tal conceito legal provenha originalmente de uma adaptação da lei comum inglesa (VERRY *et al.*, 2004). Conforme aquele primeiro autor, não está bem claro quando os cientistas passaram a adotar o termo “ripário” para descrever as áreas adjacentes a córregos, rios e lagos, mas o termo começou a aparecer na literatura científica a partir da década de 1970.

Kobiyama (2003) explica que, para a designação deste tipo de ambiente no Brasil, tornou-se mais popular a utilização do termo “mata ciliar”, entretanto, considera o emprego do termo “ripário” mais adequado, visto que este é dotado do significado de próximo ao corpo d'água, apresentando maior referência à água e à sua amplitude espacial, ao passo que aquele primeiro traz apenas um significado de proteção marginal, tal como os cílios. A substituição do termo “ciliar” por “ripário” também é compartilhada por Hinkel (2003), que compreende o uso do termo vegetação ripária mais adequado à aplicação de qualquer vegetação marginal, uma vez que a definição do termo ripário permite a abrangência não apenas da vegetação relacionada ao corpo d'água, mas também daquela localizada nas suas margens.

1.3.2 – Vegetação, hidrologia e aspectos geológico-geomorfológicos na interface das zonas ripárias.

O elemento vegetacional aparece fortemente focado na maioria dos estudos sobre zonas ripárias, sendo frequentemente utilizado como um forte indicador da estrutura e extensão deste ecossistema, sobretudo por encontrar-se relacionado a influência hidrológica que recebe a partir dos corpos d'água e de seus regimes sazonais. A zona ripária está intimamente ligada ao curso d'água (LIMA e ZÁKIA, 2001), e a presença de água é um fator importante na ocorrência e na distinção da vegetação. Para Attanasio *et al.* (2006), a vegetação ripária é o resultado da atuação diferencial da umidade e do encharcamento do solo na seletividade das espécies, sendo, portanto, indicadora das condições de saturação do solo e, conseqüentemente, da zona ripária.

Em concepção similar, Zaimes *et al.* (2007) também compreendem que a diversidade e a diferenciação da vegetação ripária, intrinsecamente e em relação à vegetação de terra firme, é reflexo da influência hídrica dos corpos de água adjacentes, que atuam sobre os níveis de umidade dos solos dentro das áreas ripárias.

Decorrente desta variação hidrológica, a vegetação ripária demonstra alta complexidade e variabilidade, tanto na composição de espécies como na extensão espaço-temporal, não apenas dentro de um determinado trecho de rio, por exemplo, como também ao longo de todo o curso de água, estando diretamente associado a aspectos topográficos, edáficos, e climáticos (regimes de precipitação, volumes pluviométricos, etc.).

Lima (2008), explica que a elevada frequência de alterações hidrológicas naturais nas zonas ripárias propicia condições para que a vegetação apresente alta variação em termos de estrutura, composição e distribuição espacial, a qual deve ocorrer tanto ao longo do curso d'água (refletindo variações que resultam da dinâmica dos processos fluviomórficos), como também lateralmente, relacionando-se às condições de saturação do solo, que tende a diminuir conforme há um distanciamento do canal, influenciando na composição das espécies. Conforme ainda este último autor, ao citar Gregory *et al.* (1992), os processos físicos que moldam continuamente os cursos d'água (tratando-se dos intervalos de recorrências de cheias anuais até as seculares), impõem também a necessidade de se considerar um padrão temporal de variação da zona ripária. Desta forma, as zonas ripárias apresentam-se como um produto das interações do passado e do presente entre os fatores biofísicos (ANDERSON, 2012).

Perante as frequentes observações da relação direta entre a hidrologia e a adaptabilidade da vegetação a condições distintas de umidade ao longo do espaço ripário, muitos autores terminam por associar a vegetação ripária à própria zona ripária, e, nesta condição, utilizam a própria vegetação como principal delimitador daquele ambiente. Oakley *et al.* (1985) exemplificam esta tendência mencionando a usual prática de se identificar os limites entre os espaços ripários e os de terra firme através da mudança na composição e na abundância relativa de plantas, associado com o fim da alta umidade dos solos.

Polvi *et al.* (2011), por sua vez, expõem que a comum associação das zonas ripárias com comunidades de plantas específicas pode ocasionar erros e omissões, assim como as definições que empregam uma ênfase hidrológica na saturação dos solos pela água subterrânea (ao menos em parte da estação de crescimento).

Conforme os autores, estes parâmetros não coincidem com as observações de campo, onde é possível verificar áreas raramente inundadas que sustentam vegetação ripária.

Decerto, a vegetação constitui um elemento essencial da zona ripária, e atua como a principal promotora de grande parte dos serviços ambientais inerentes a esta última, entretanto, não deve servir de parâmetro praticamente unívoco na delimitação daquele ambiente.

A adaptabilidade da vegetação a distintas condições de umidade do solo ao longo das áreas ripárias é algo de importante consideração, bem como os estudos correlacionais entre os tipos vegetacionais e o regime hídrico do solo. Pode-se questionar, entretanto, a adoção de critérios-chaves de análise associados à ocorrência e à distribuição de espécies específicas, e o uso daqueles primeiros como fatores de delimitação de zonas naturais com características distintas (áreas ripárias e de terra firme).

Apesar da vegetação ripária ser constituída por espécies fortemente adaptadas a condições de alta umidade, não raras vezes ocorrem situações de ocorrência de espécies de zonas ripárias em ambientes de terra firme, e vice-versa. Do mesmo modo, há variações vegetacionais dentro da própria zona ripária, que é dado pelas variações hidrológicas, edáficas, e topográficas (CURCIO *et al.*, 2006), que torna ainda mais complexa a identificação e a delimitação destes espaços.

Alguns autores consideram que as incongruências surgidas entre a descrição da vegetação em associação com a caracterização do seu ambiente de ocorrência decorrem das dificuldades históricas no estabelecimento de sistemas de classificação da vegetação consensuais e com critérios bem definidos.

Muller (1997) expõe que no início do século XX a vegetação era classificada de acordo com parâmetros taxonômicos ou fisionômicos, cujas oposições conduziram a formação de duas escolas botânicas, sendo compreendido apenas a partir da metade daquele século que as abordagens taxonômicas e fisionômicas eram, em verdade, complementares. O desenvolvimento do conceito de

ecossistema por Tansley em 1935, e de paisagem por Troll em 1950 trouxeram à tona questões ambíguas na classificação da vegetação, pois era comum a descrição da mesma com absoluta imparcialidade e independência do ambiente, enquanto os novos conceitos traziam o fato de que o ambiente pode ser considerado com um indicador da vegetação e a vegetação como um indicador do ambiente.

Harris (1988), por exemplo, menciona que os próprios sistemas existentes de classificação da vegetação ripária até a década de 1980 não se baseavam na associação entre vegetação, condições geológicas, e hidrologia.

Sobre esta questão, Muller (1997) indica a polêmica surgida nos anos de 1960 entre botânicos e geomorfólogos, onde os primeiros consideravam, até aquela década, a vegetação como o melhor parâmetro integrador do ambiente, ao passo que os últimos compreendiam que as formas do relevo se apresentavam como melhores integradores do ambiente do que a vegetação. Neste aspecto, os postulados geomorfológicos sobre as planícies de inundação apresentavam uma percepção muito mais acurada, porque os processos morfodinâmicos relacionados aos fluxos, a erosão, a sedimentação, e a flutuação do lençol freático claramente estabeleciam uma regra primária na estruturação da vegetação. Uma única unidade morfológica podia englobar um amplo leque de ambientes fluviais e de condições de substrato e, portanto, podiam ser compostos por um ou mais biótopos objetivamente definíveis.

Benda *et al.* (2004) expõem que os princípios da geomorfologia fluvial tem guiado o desenvolvimento de muitos estudos de ecologia ripária desde a metade do século passado, a exemplo do influente conceito de *Continuum fluvial* desenvolvido por Vannote *et al.* (1980), que prediz o gradual ajuste da biota e de processos ecossistêmicos no rio de acordo com a perspectiva de mudanças graduais nas propriedades hidrológicas e geomórficas para jusante. Harris (1988), entretanto, indica que as classificações da vegetação que se fazem na totalidade dos cursos d'água com base no conceito de *continuum fluvial*, apesar de promoverem um entendimento geral da paisagem ribeirinha, acabam criticadas por não reconhecerem os efeitos locais específicos dados pela geologia e outros fatores.

Para muitos autores, balizados na então concepção de interrelacionamento entre as formas de ambientes fluviais e a vegetação, as larguras das planícies de inundação passaram a ser consideradas como os limites laterais das zonas ripárias (LIMA e ZÁKIA, 2001; LIMA, 2008). Polvi *et al.* (2011), entretanto, compreendem que a noção de equivalência entre área ripária e planície de inundação pode ser enganosa, principalmente se o curso d'água não possuir verdadeiramente uma planície, como ocorre em regiões montanhosas, onde a vegetação ripária é fortemente afetada por colúvios, ou onde os terrenos são profundamente “entrincheirados”.

Por outro lado, alguns outros autores fazem a distinção entre a vegetação de planície e a vegetação marginal aos corpos d'água (NEIFF, 2005), considerando ambas como constituintes da zona ripária, e dando uma percepção de amplitude deste ambiente para além dos limites das planícies. Johnson e Haight (1985, *apud* KOVALCHIK E CHITWOOD, 1990), por exemplo, compreendem que a zona ripária pode ser composta pelos ecossistemas ripários, que envolvem as superfícies fluviais frequentemente inundáveis, úmidas ou encharcadas (denominadas mesoripárias), e pelos ecossistemas transicionais, que situam-se entre os ecossistemas ripários e os de terra firmes, e que incluem superfícies fluviais secas como planícies inativas e terraços (denominadas xeroripárias).

Muitas classificações ripárias focam sobre as associações de plantas hidrófilas (Cowardin *et al.*, 1985). Estas classificações caracterizam adequadamente comunidades de plantas terrestres, mas elas falham quando direcionadas às amplas gamas de processos ecológicos e associações de comunidades com a interface terra-água, e encoraja inapropriadamente um rígido delineamento de limites ripários (ANDERSON, 2012, p. 5 – tradução nossa).

Para Clerici *et al.* (2011), as zonas ripárias não se referem apenas àquelas áreas associadas com os indicadores das planícies de inundação, mas também incluem aquelas porções de terra firme (ou terras altas, do inglês *uplands*), distantes da borda, mas que tem uma interação direta água-terra. Ainda que ambas sejam consideradas como integrantes da zona ripária, apresentam estrutura, composição e adaptabilidade a umidade e a ação das águas lóxicas de forma diferente. Curcio *et al.* (2006), por exemplo, demonstra diferenças entre vegetações hidrófilas, higrófilas e mesófilas, ou seja:

- Espécies hidrófilas – são aquelas encontradas em solos com elevado grau de hidromorfia, nos regimes de drenagem muito mal e mal drenado; solos sob esse regime possuem o lençol freático muito próximo e/ou na superfície durante grande parte do ano, apresentando gleização dentro dos primeiros 50 cm de profundidade.
- Espécies higrófilas – são aquelas que se situam sobre solos com níveis de hidromorfia (expressos pela gleização), porém em profundidades entre 50 e 100 cm, caracterizando regimes imperfeito a moderadamente drenados.
- Espécies mesófilas – são aquelas que estão sobre solos com regimes bem, acentuadamente, fortemente e excessivamente drenados; solos sob essa condição podem apresentar mosqueados / gleização, porém em profundidades superiores a 100 cm.

Outro aspecto que precisa ser considerado nesta discussão, além das variações internas às formações vegetais, refere-se às variações morfológicas nos micro sítios dos leitos e da própria planície diante de alterações provocadas pela dinâmica fluvial, implicando em rearranjos topográficos, e mudanças nos processos erosivos e deposicionais, que podem remover parte da vegetação ripária, ou reorganizar a sua estrutura, composição e densidade de acordo com novas condições de equilíbrio (Polvi *et al.*, 2011; DÖRING e TOCKNER, 2008).

Kolvalchik e Chitwood (1990) explicam que uma associação de plantas ripárias é uma coleção de vegetação nativa em equilíbrio com o ambiente sobre uma superfície fluvial, sendo que a reunião de equilíbrios do ambiente é o potencial vegetacional da superfície fluvial, que pode mudar com o tempo através de mudanças no solo e nas características da água em resposta aos efeitos de erosão e deposição nas imediações dos cursos d'água.

Isto demonstra, naturalmente, uma correlação que vai além daquela entre a vegetação e os níveis de umidade do solo, mas que também abarca as conformações do terreno em uma condição de mutabilidade espaço-temporal

resultante de variados processos geomorfológicos, que abrangem desde as conformações dos vales até as disposições das deposições aluviais.

Existe uma grande variabilidade no tamanho e na complexidade vegetal das zonas ripárias por causa de muitas combinações possíveis entre as características físicas e biológicas. Estas características incluem gradientes dos cursos d'água, elevação, solos, aspectos, topografia, quantidade e qualidade da água, tipo de fundo do rio, e comunidades de plantas. [...] Deposições fluviais e a erosão influenciam as características topográficas da planície de inundação e tem pronunciado efeito sobre a composição vegetal e as condições de habitats das zonas ripárias (OAKLEY *et al.*, 1985, p. 60-61 – tradução nossa).

Zaimes *et al.* (2007) consideram a água, o solo, e a vegetação como os três principais fatores que caracterizam as áreas ripárias, entretanto, também reconhecem que características regionais, a geologia, a topografia, e a elevação podem influenciar e resultar em diferentes tipos de áreas ripárias. Também Anderson (2012) compreende que a água subterrânea governa a estrutura e a composição da vegetação ripária, mas que aquela, por sua vez, é fortemente influenciada pelos aspectos geológicos e topográficos.

Para Oakley *et al.* (1985), entre os vários fatores que mais frequentemente são mencionados para definir as características e as funções das zonas ripárias, os cinco mais importantes são a topografia, a vegetação, a água superficial, o solo e o clima local. O fato é que muitos estudos acerca das zonas ripárias e de seus limitantes são balizados no exame de seletas facetas da ecologia ripária, havendo pouco desenvolvimento em conceitos integrados com as propriedades físicas, químicas e biológicas da interface entre os ecossistemas aquático e terrestre (GREGORY *et al.*, 1989). Esta questão também é defendida por Kobiyama (2003) e Lima (2008). O primeiro autor propôs desde 1989 o uso do termo “Geobiohidrologia” enquanto ramo de estudo para tratar dos ecossistemas ripários, no qual estabelece um esquema de interação entre processos hidrológicos, geomorfológicos e biológicos para definir aqueles últimos. Considerando a existência de uma diversidade de paisagens a partir de uma rede fluvial (mesmo que integrada a um único tipo climático), compreende que os processos geobiohidrológicos de cada paisagem diferem-se umas das outras. Para o segundo autor, os estudos iniciados no Brasil em torno das zonas ripárias também tem dado ênfase aos aspectos florísticos e fisionômicos de remanescentes de matas ripárias, assim como aos

modelos de recomposição das mesmas, deixando um hiato na forma como são caracterizadas as zonas ripárias e no modo como variam em função das condições locais, levando em conta a constituição destes espaços a partir da interação com a geologia, com a geomorfologia, com o regime de chuvas, e, naturalmente, com a vegetação ripária.

Döring e Tockner (2008) consideram a hidrologia como a variável mestre na formação das zonas ripárias. De fato, estes ambientes têm origem diretamente vinculada à influência exercida pela proximidade de corpos d'água, estão sujeita a variações de amplitude espacial em consonância com as oscilações dos regimes dos níveis de água, e, sobretudo, ocorrem nos fundos de vales e áreas baixas, que funcionam como zonas de descargas hidrológicas nas bacias hidrográficas, e que apresentam espaços saturados ou altamente saturáveis pela proximidade do lençol freático. Ademais, a própria vegetação ripária, bastante distinta das vegetações de terras firmes e interflúvios (ATTANÁSIO *et al.*, 2006), resultam das condições hidrológicas bastante específicas daqueles ambientes, conforme já mencionado anteriormente.

De acordo com Zaines *et al.* (2007), a principal razão para as diferenças na densidade e na diversidade de vegetação entre as zonas ripárias e as de terra firme está nas fontes da água para ambas. Nas áreas de terra firme, encosta acima, a precipitação é a principal fonte de água para a vegetação, ao passo que a vegetação situada na zona ripária, além da própria precipitação, recebe a água que provém tanto das porções de terra firme (através dos fluxos de superfície, de subsuperfície, e pelos processos de recarga dos aquíferos), como também do sistema aquático. Desta forma, as áreas ripárias possuem mais fontes e maiores quantidades de água se comparado às de terra firme adjacentes, e são adaptadas aos frequentes distúrbios ocasionados pelas inundações (eventos que a vegetação de terra firme não experimenta). Estes dois fatores explicam as distinções das vegetações entre estes ambientes.

O trânsito dos fluxos de água, em seus distintos segmentos (ao alcançar os solos por meio da precipitação), depende de diversos fatores que vão desde o uso e a cobertura da terra (que pode favorecer a infiltração ou o escoamento superficial),

passando pelas características dos solos (textura, porosidade, condutividade hidráulica, entre outros), até a configuração morfológica dos elementos do vale fluvial, incluindo as propriedades das vertentes (forma, extensão e declividade), da planície de inundação (forma, largura, aspectos micro-morfológicos, etc.), e do curso d'água (no que tange aos seus aspectos hidrológicos, mas também às dinâmicas geomorfológicas que se processam no seu canal de drenagem e que o remodelam).

Sendo a gravidade a força dominante no movimento da água (CHRISTOFOLETTI, 1981; HEATH, 1983), os gradientes altimétricos, as declividades topográficas, e as conformações da superfície (morfologias) constituem elementos importantes que regem os sentidos, as direções e as velocidades dos fluxos d'água, tanto superficiais como subsuperficiais (desconsiderando, naturalmente, fatores que interferem neste trânsito, como obstáculos oferecidos pelas vegetações e seus escombros, propriedades físicas dos solos, entre outros).

Neste sentido, a compreensão da geomorfologia e da geologia faz-se necessária para a concepção da dinâmica hidrológica de um lugar, pois através destes campos de conhecimento pode-se compreender a origem das formas e das litologias que as sustentam, a evolução pedogenética consorciada à morfogênese, as características e propriedades dos aquíferos formados (livres e confinados), e os processos pretéritos e atuais dos sistemas físicos integrados (geológicos, geomorfológicos e climáticos) responsáveis pela composição da topografia.

A água superficial é a fonte primária de entrada de água terrestre para as zonas ripárias; Contudo, muitas áreas úmidas ripárias são primariamente caracterizadas pelas influências das águas subterrâneas, e a persistência da umidade é o resultado de uma relativa estabilidade de influxos para as águas subterrâneas através das alternâncias sazonais e de ciclos climáticos anuais. A seu turno, as águas subterrâneas e de superfície são largamente controladas por características geológicas como a topografia, a permeabilidade dos solos, e características hidráulicas da estrutura geológica subjacente (ANDERSON, 2012, p. 6 – tradução nossa).

Para Vidon e Hill (2004), a hidrologia das zonas ripárias é fortemente influenciada pela configuração hidrogeológica da paisagem, o que engloba desde a posição da zona ripária na bacia hidrográfica em relação aos fluxos superficiais e subterrâneos, até características geológicas topográficas e estratigráficas (considerando as propriedades hidráulicas dos sedimentos). Ainda conforme os

autores, a topografia afeta a funcionalidade hidrológica das zonas ripárias, uma vez que o gradiente de inclinação (no sentido para a margem) influencia o gradiente hidráulico, bem como o volume e a velocidade da entrada de água naqueles ambientes. Neste ínterim, ressaltam a importância em se considerar as propriedades hidráulicas dos sedimentos, visto que sedimentos com baixa condutividade hidráulica podem desviar a água para cima ou para baixo, alterando os caminhos de escoamento subterrâneo na zona ripária.

A água entra nos sistemas de água subterrânea nas áreas de recarga (ao longo dos interflúvios), e move-se através deles, em função dos gradientes hidráulicos e das condutividades hidráulicas, para as áreas de descarga, ou seja, os rios e as planícies de inundação (OAKLEY *et al.*, 1985). O movimento das águas subterrâneas é muito lento, e a sua velocidade depende do gradiente hidráulico (Figura 01), o qual é dado pela relação entre as diferenças das cargas hidráulicas de dois poços sequenciais (na direção do movimento da água subterrânea), e a distância entre estes poços (considerando todos os outros fatores do solo constantes). A carga hidráulica, por sua vez, refere-se à altura de um ponto na superfície freática em relação ao plano de referência (*datum* vertical).

O movimento dos fluxos de águas entre as áreas de recarga para as de descarga também depende de outros fatores controladores além do gradiente hidráulico, remetendo ainda à condutividade hidráulica proporcionada pelos interstícios e poros dos diferentes tipos de materiais dos meios transmissores de água. Este movimento das águas subterrâneas, considerando os fatores controladores, são expressos através da denominada Lei de Darcy (HEATH, 1983; TINDALL e KUNKEL, 1999), conforme apresentado a seguir:

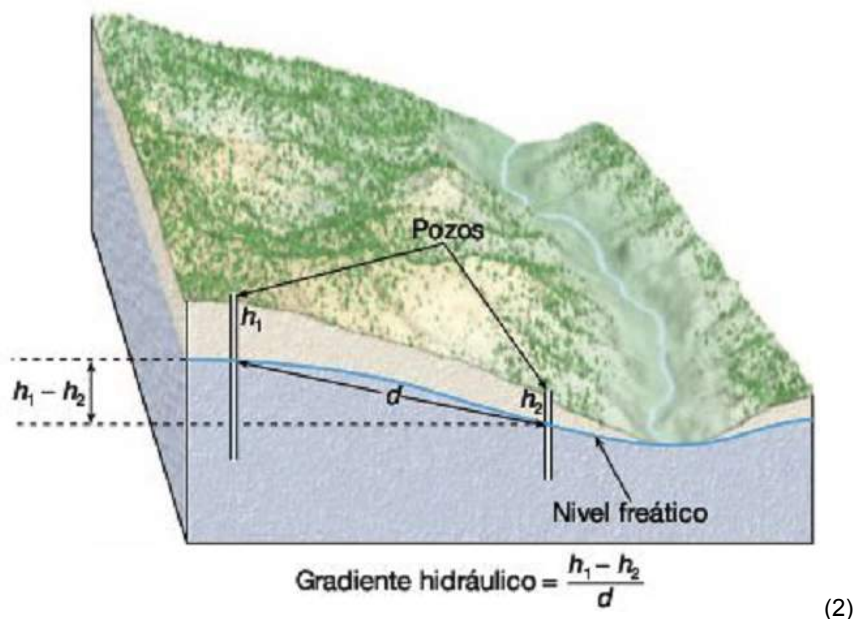
$$Q = A \cdot K \cdot h/d \quad (1)$$

Onde: Q é o volume de água por unidade de tempo;
A é a área da secção transversal do fluxo de água;
K é a condutividade hidráulica; e,
h/d é o gradiente hidráulico.

Naturalmente, com o aumento das declividades topográficas, há uma variação também na inclinação da superfície freática, com incremento do gradiente hidráulico, e conseqüente aumento da velocidade das águas subterrâneas (considerando aquíferos homogêneos e isotrópicos, e desconsiderando a interferência de outros

condicionantes no movimento das águas). Isto indica uma associação entre as variações dos movimentos hidráulicos nos aquíferos não confinados em relação às variações na topografia da superfície.

Figura 01 – Ilustração demonstrando a mensuração do gradiente hidráulico, dado pela diferença das cargas hidráulicas h_1 e h_2 de dois poços sequenciais, dividida pela distância entre estes.



Fonte: TARBUCK e LUTGENS, 2005.

Tais processos estão associados às geometrias, constituições e estruturas das encostas, cujos estudos implicaram no desenvolvimento de uma sub-disciplina intitulada por “Hidrologia de Encostas” (KIRKBY, 1978; ANDERSON e BURT, 1990 apud LIMA, 2008).

No âmbito da hidrologia de encostas tem-se a compreensão dos caminhos preferenciais assumidos pelos fluxos de água na integração entre a vertente, os aquíferos e o canal fluvial, bem como os processos que decorrem desta rede de fluxos. Conforme Dunne (1982), foi Robert E. Horton o primeiro a desenvolver nos anos de 1930/40 uma teoria interrelacionando a infiltração e o escoamento (*runoff*), demonstrando as suas consequências para o manejo da terra e da água, e quem conduziu os experimentos iniciais sobre estes processos.

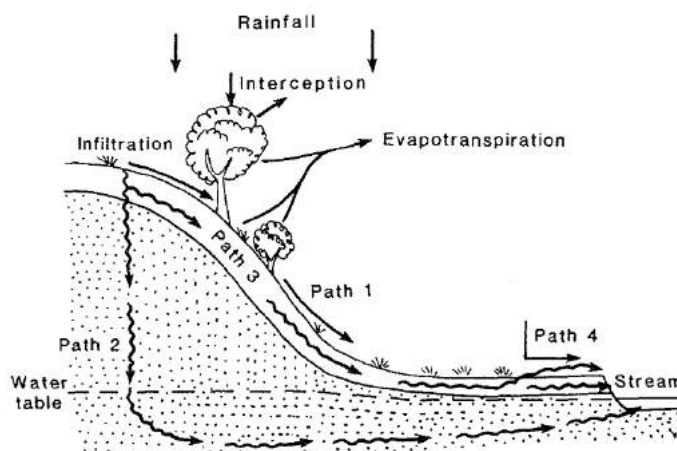
De acordo com a teoria de Horton, a água precipitada sobre uma superfície é absorvida até alcançar um valor máximo denominado “capacidade de infiltração”,

que após excedida conduz à acumulação de água na superfície, preenchendo as suas pequenas depressões, para posteriormente escoar encosta abaixo como um lençol d'água irregular, caracterizando o processo denominado por “escoamento superficial” (DUNNE, 1982; HIGGINS *et al.*, 1988).

Dunne (1982) explica que a ocorrência do fluxo superficial (*overland flow*) depende principalmente das características da superfície que controlam a infiltração, dentre os mais importantes estão a vegetação (visto que uma densa cobertura vegetal protege a superfície do solo e promove material orgânico para o mesmo), e as propriedades dos solos (texturas mais grosseiras podem absorver a água da chuva em taxas maiores que os solos siltosos ou argilosos).

De forma geral, os fluxos de água podem seguir ao menos quatro caminhos possíveis, conforme esquematizado na Figura 02: O primeiro, remete ao fluxo superficial gerado quando a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo; O segundo, comum nas regiões úmidas e densamente vegetadas (onde a infiltração é alta o suficiente para absorver toda a água, exceto nos casos das tempestades mais intensas), quando o solo e a rocha subjacente são profundos e permeáveis, onde a água infiltrada percola através do solo (armazenando-se nos poros, aumentando o teor de umidade do solo e, conseqüentemente, a condutividade hidráulica), seguindo seu caminho descendentemente até alcançar o lençol freático, fluindo através deste por um caminho curvo até o canal fluvial; O terceiro ocorre quando a água que percola verticalmente encontra um horizonte impeditivo e é desviada lateralmente, migrando lateralmente encosta abaixo, deslocando para o canal fluvial a água estocada no solo que fluía lentamente durante os dias e semanas precedentes, constituindo o fluxo subsuperficial raso (*shallow subsurface flow*); O quarto refere-se a emersão da água subsuperficial à superfície, por onde escoar como um fluxo de retorno (*return flow*) em direção ao canal fluvial, podendo dar-se em circunstâncias nas quais a água emerge por uma face livre, como na margem de um rio, em barrancos ou escarpas, ou quando o fluxo subsuperficial é aumentado pela infiltração, e atinge um ponto sobre a encosta na qual excede a capacidade de saturação do solo devido à redução no gradiente, na condutividade hidráulica, ou na espessura do regolito (DUNNE, 1982; HIGGINS, 1988).

Figura 02 – Ciclo hidrológico da encosta.



Fonte: HIGGINS *et al.*, 1988, p. 385.

Entrementes, os processos condicionantes de formação e evolução das encostas, que definem em um contexto espaço-temporal maior a influência de sistemas geomorfológicos superiores, e que atuam concomitantemente nas dinâmicas hidrológicas enquanto também se transformam a partir das ações destas, implicam na existência de uma esfera de análise mais abrangente entre a geomorfologia e a hidrologia, e que abarca processos muito além daquelas das “hidrologias de encostas” puramente, constituindo o ramo de estudo denominado de “hidrogeomorfologia”.

De acordo com Goerl *et al.* (2012), o termo “hidrogeomorfologia” foi inicialmente utilizada por Scheidegger (1973), definindo-a como o estudo das formas causadas pela ação das águas (o que praticamente enquadraria toda a geomorfologia, dado que a água é o principal agente modelador da paisagem). Cerca de vinte anos após, Okunishi (1991; 1994) definiu-a como o estudo entre as interações dos processos hidrológicos e geomorfológicos, mais especificamente a interação entre os sistemas fluviais e de vertentes.

Com base nas diversas definições de hidrogeomorfologia, Goel *et al.* (2012) perceberam um consenso na percepção de que este ramo de estudo se configuraria na união entre a geomorfologia e a hidrologia (embora esse entendimento ainda não se dê de forma clara), e propõem três modelos de compreensão de como a relação entre a hidrologia e a geomorfologia estão sendo trabalhados pelos pesquisadores

da atualidade (sendo os dois primeiros os mais utilizados): (1) Uma superposição das duas ciências entre suas áreas comuns, sem necessariamente haver uma interface entre elas; (2) Intersecção entre hidrologia e geomorfologia, daquilo que se torna o objeto comum às duas ciências; (3) A hidrogeomorfologia como ciência própria, incorporando elementos de ambas ciências, mas possuindo atributos próprios.

Adotando uma aproximação ao terceiro modelo, Goerl *et al.* (2012, p. 107) definem a hidrogeomorfologia como uma “*ciência que busca compreender como os processos hidrogeomorfológicos contribuem para a formação e evolução da paisagem e ainda como as formas do relevo condicionam ou controlam os processos hidrológicos em diferentes escalas temporais e espaciais*”, ou seja, que remete à compreensão de que o processo modifica a forma (exerce controle sobre a evolução e a formação da paisagem) que, por sua vez, condiciona o processo (controle da forma sobre a hidrologia).

Figura 03 – Diagrama do conceito de Hidrogeomorfologia e do seu objeto proposto por Goerl *et al.* (2012).



Fonte: GOERL *et al.*, 2012, p. 110.

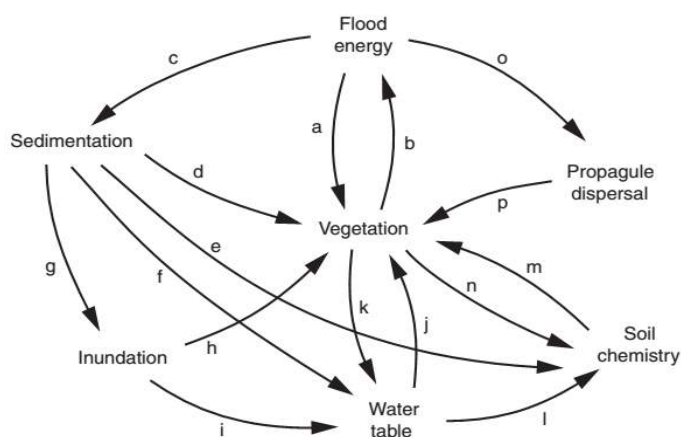
A hidrogeomorfologia, portanto, compondo um estudo integrado dentro de uma concepção sistêmica, arraigado ao princípio geomorfológico do “processo-forma”, tem como escopo a interação entre os sistemas geomorfológico e hidrológico, com feedbacks entre ambos, implicando em um processo de autoajuste contínuo e multiescalar (temporal e espacialmente) estabelecido entre as formas do relevo e as dinâmicas da água em seus variados ciclos.

Por este viés, portanto, pode-se conceber desde a evolução de um sistema de drenagem que modela uma determinada bacia hidrográfica, até os processos responsáveis pelas gêneses e dinâmicas de uma encosta ou de uma planície de inundação. Com efeito, estabelece-se um processo sucessional e hierarquicamente estruturado dentro da bacia hidrográfica, que justifica a organização da sua rede hidrográfica, a formação e evolução dos vales, e a constituição dos ambientes de fundo de vale (incluindo os canais de drenagem e os modelados fluviais), influenciando diretamente na conformação e configuração dos espaços ripários e das formações vegetais associadas.

Para Polvi *et al.* (2011), a vegetação ripária representa a síntese de processos geomórficos e hidrológicos, sendo que as comunidades ripárias podem ser transitórias, tendo por base o tempo, as perturbações, e as recuperações.

Nesta mesma concepção, Bendix e Stella (2013) descrevem como os processos hidrogeomorfológicos, relacionados principalmente aos regimes de perturbação física promovidos pelos rios, podem influenciar a vegetação ripária tanto nos aspectos demográficos como na determinação do fator de limitação de crescimento das plantas. Ainda conforme os autores, havendo mútua influência entre a vegetação e os processos hidrogeomorfológicos, também ocorrem feedbacks entre ambos, procedendo-se conforme o diagrama apresentado na Figura 04, que ilustra a complexidade das interações e feedbacks “biogeomórficos” ripários.

Figura 04 – Fluxograma de interações “biogeomórficas” ripários.



Fonte: BENDIX e STELLA, 2013, p. 61.

De modo geral, uma grande gama de estudos que buscam estabelecer a relação entre as zonas ripárias e a geomorfologia, o fazem no âmbito da relação imediata da vegetação com as dinâmicas fluviais (padrões de canais, processos sedimentares fluviais, etc). Muitos estudos ainda se desenvolvem sob esta perspectiva, a exemplo da obra organizada por Bennett e Simon (2004), "*Riparian vegetation and fluvial geomorphology*", reunindo uma coletânea de variadas pesquisas balizadas naquela mesma percepção interrelacional. Seguindo pelo mesmo princípio, o termo "Geomorfologia Ripária" (*Riparian Geomorphology*) foi sugerido por Webb (2007) para designar o estudo da interação dinâmica e complexa existente entre a vegetação ripária, a morfologia e a evolução de canais fluviais, e as planícies de inundação.

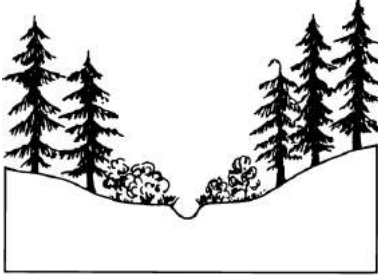
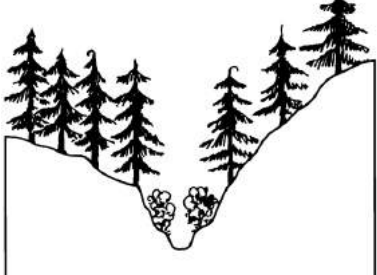
De fato, muitos estudos que perfazem desde os anos de 1930, conforme indica Bendix e Stella (2013), demonstraram uma relação direta e de interdependência entre a vegetação ripária e a morfologia fluvial, havendo mútua reciprocidade entre ambas, entretanto, a esfera de influência da geomorfologia sobre as formações ripárias não se restringe apenas a esta escala de interação.

Uma compreensão incompleta dos fatos pode advir daquela perspectiva caso seja ignorado, ou conferido importância inferior ao papel regulador efetuado pelos diferentes tipos de vales na constituição dos espaços ripários. A visão do pesquisador, ao estreitar-se somente para a escala de análise das dinâmicas fluviais, pode tornar-se reducionista, não permitindo contemplar a influência de interações que se processam em níveis geomorfológicos superiores, dotados de maiores amplitudes e alcances de processos.

Em uma primeira aproximação à concepção da influência direta dos vales sobre as formações ripárias, tem-se a observação de Oakley *et al* (1985), que, ao tratar da importância da topografia para as zonas ripárias (por determinar os meios pelos quais se dá o balanço entre erosão e deposição), indica dois exemplos de vales cujas características topográficas influem nas formações ripárias (Figura 05): um mais amplo, constituída por áreas abertas, como nas planícies de inundação, onde impera a deposição; e, outro mais estreito, entrincheirado, onde impera a erosão. No primeiro caso, os solos tendem a ser mais profundos e frequentemente

de textura mais fina, ao passo que no segundo, a tendência é que os solos sejam mais rasos e de textura mais grosseira.

Figura 05 – Condições de área ripária com diferentes topografias locais.

			
A. Amplo, área aberta.		B. Estreito, Área entrincheirada.	
Declividade local:	30%	Declividade local:	60% - 80%
Localização:	Planície de inundação bem desenvolvida. Também inclui áreas úmidas.	Localização:	Planície de inundação pobremente desenvolvida.
Processo dominante:	Deposição.	Processo dominante:	Erosão ativa e transporte.
Solos:	Profundo, e textura frequentemente fina.	Solos:	Frequentemente raso e textura grosseira.
Luz solar:	Durante todo ano.	Luz solar:	Parcialmente bloqueado com frequência nos meses de inverno, ou longos períodos do dia.
Ventos:	Relativamente aberto para perturbações.	Ventos:	Relativamente protegido.
Vegetação e estrutura:	Variações localizadas no tipo de solo, umidade, e perturbações frequentemente criam alta diversidade.	Vegetação e estrutura:	Frequentemente limitada.

Fonte: Adaptado de OAKLEY *et al.*, 1985.

Estudos de Harris (1988) realizados na Serra Nevada Oriental (Califórnia, EUA) demonstraram uma significativa associação entre os tipos geomórficos de vales e a composição da comunidade ripária. No sentido inverso, o autor também indica que os padrões verificados em comunidades ripárias de áreas montanhosas também refletem as diferenças na geomorfologia e na litologia dos vales, que por sua vez, afetam intensamente o comportamento dos cursos d'água e os processos de formação de planícies.

De modo similar, Polvi *et al.* (2011) também indicam em seus estudos que as características, em escala local, dos canais e dos vales de trechos de rios estão correlacionados com a largura dos espaços ripários. De modo geral, compreendem que os vales deveriam ser primeiro classificados dentro dos processos dominantes, visto que refletem o tipo e as magnitudes dos distúrbios que um dado trecho, e área de leito maior excepcional, irão experimentar. Conforme os autores, a geometria do

vale desempenha um papel no controle do comportamento do canal fluvial, de modo que os rios fortemente “entrincheirados” não apresentarão potencialidades de mobilidade lateral.

Embora Polvi *et al.* (2011) compreendam que as características da escala local e do vale de um trecho de rio tenha uma correlação mais forte com a largura das matas ripárias do que as características da bacia, os estudos de Engelhardt *et al.* (2012), vem demonstrando exatamente o contrário, ou seja, que a geologia e a geomorfologia na escala da bacia hidrográfica estão fortemente relacionados com a extensão e a composição da vegetação ripária. Para Lotspeich (1980, apud KOVALCHIK e CHITWOOD, 1990), os efeitos erosivos impulsionados pelo clima sobre a geologia na interface das bacias hidrográficas, acabam por determinar a estrutura e o funcionamento das zonas ripárias, e, por isso, propõe a bacia hidrográfica como uma estrutura conceitual para um sistema de classificação natural para este fim. Na mesma direção, Baker (1989) expõe que a geologia e as diversas propriedades morfométricas da bacia hidrográfica são importantes preditores dos tipos de vegetação, muitas vezes em grau superior às das variáveis locais de caracterização dos canais.

Estudos realizados por Evans (2003) demonstraram mudanças no padrão de composição das espécies ripárias na medida em que variam as escalas espaciais de análise, de forma que a redução na escala de observação (partindo das escalas de segmentos e trechos para a unidade geomórfica) apresenta um aumento das espécies ripárias chave em ampla cobertura, e uma redução nas espécies raras de ocorrências locais. Conforme a autora, estes resultados indicam que a escala da unidade geomórfica melhor descreve manchas de diferentes composições de espécie, visto que permite identificar múltiplos gradientes de variações ambientais.

Apesar da importância assumida pelos conjuntos de processos em cada escala, não se pode esquecer que, dentro de uma perspectiva sistêmica, a sucessão de processos em distintas escalas é que executa a real funcionalidade de um ambiente, não havendo maior ou menor predominância de um sobre outro, e sim uma ação complementar entre os mesmos. Baker (1989) coloca que apesar da controvérsia estabelecida entre alguns pesquisadores, com uns enfatizando as

dinâmicas populacionais em microescalas, e outros sobre as dinâmicas da paisagem em macroescala, não há necessariamente uma distinção nas influências de ambas escalas conforme estas visões opostas podem sugerir. O autor sugere uma visão unificada, na qual ambas escalas desempenham um papel, de forma que suas respectivas influências possam operar simultaneamente, como parte de uma hierarquia de influências multiescalar, conforme já se presencia a longo tempo nos estudos de climatologia e geomorfologia.

Compreendendo, porém, esta perspectiva de análise das zonas ripárias, de hierarquização de processos em múltiplas escalas na estruturação dos ambientes ripários, alguns pesquisadores já procuram desenvolver modelos e propostas balizados nestas articulações. Kovalchik e Chitwood (1990), por exemplo, propuseram um sistema de classificação para zonas ripárias baseado na geomorfologia, indicando quatro níveis de tratamento interrelacionados: área fisiográfica; bacia hidrográfica; formas do relevo ripário (considera, nos segmentos de zonas ripárias, fatores físicos como gradiente e largura do fundo de vale, processos fluviais, material parental dos solos, entre outros); e, associação entre superfície fluvial com a vegetação ripária (considerando como superfícies fluviais as planícies ativas, terraços, leitos maiores, etc., e compreendendo que as associações ripárias respondem a diferenças na estrutura e textura dos solos, e nos lençóis freáticos daquelas superfícies fluviais). Esta mesma perspectiva é também utilizada por Frissell *et al.* (1986), e por Gregory *et al.* (1989), ao indicarem uma classificação para habitats de cursos d'água baseada em uma estrutura de trabalho hierarquizada, que segue desde a escala da bacia de drenagem até as microescalas (microhabitats de *pools* e *riffles*) dos trechos de rios.

No contexto hidrogeomorfológico, não apenas ocorrem variações nas articulações de processos geomorfológicos sobre as formações vegetais ripárias dentro de um princípio multiescalar hierarquizado como apontam Frissell *et al.* (1986) e Gregory *et al.* (1989), como também compreende-se uma diferente interação com processos hidrológicos em escalas espaço-temporais distintas, conforme coloca Anderson (2012). Estes aspectos confluem para a construção de uma metodologia integrada em diferentes escalas para o estudo das zonas ripárias, e serão melhor tratados posteriormente.

1.3.3 Evolução e tendências futuras nos estudos das zonas ripárias.

Conforme Bendix e Stella (2013), os estudos que buscavam estabelecer associações entre as formas fluviais e a vegetação iniciaram nos anos de 1930, sendo que os mesmos se ocupavam mais em descrever os padrões do que compreender os processos que os influenciavam. Havia, porém, poucas exceções que apesar de serem minoria, traziam colaborações notáveis na investigação da relação entre a vegetação com a frequência e duração das inundações.

Ainda conforme os autores, houve uma grande ampliação no interesse da ecologia ripária nos anos de 1980, que conduziram para estudos que buscavam estabelecer sistemas de classificação das comunidades ripárias com as formas da terra, bem como a quantificação dos processos físicos que as sustentavam. Nos anos 1990 iniciaram o desenvolvimento de modelos quantitativos pelos pesquisadores, buscando vincular as respostas da vegetação aos controladores hidrológicos e hidráulicos.

A maior disseminação de pesquisas focadas na modelagem, visando a representação de ambientes e a simulação das suas dinâmicas, deriva dos progressivos avanços computacionais e da possibilidade de processar celeremente uma ampla rede de interrelações envolvendo volumosas variáveis e múltiplos processos. Conjuntamente a computadores modernos (alta capacidade de processamento e de armazenamento), foram também estabelecidas condições para o desenvolvimento de softwares sistemicamente mais complexos, com maiores capacidades correlacionais entre os dados e de interface mais acessível a distintos usuários, o que favoreceu uma maior adesão de pesquisadores a esta prática.

O mesmo avanço tecnológico que promoveu o desenvolvimento de ferramentas para os processamentos de dados ambientais empregadas nas modelagens, também aprimorou os métodos de mapeamento digitais desde a década de 1960. Como o dimensionamento espacial e a devida correlação entre os seus atributos é essencial para estes procedimentos, a associação entre estas tecnologias tornou-se tão íntima que é difícil distinguir entre os softwares atuais

aqueles que são exclusivos à modelagem ou ao mapeamento (havendo, ainda, muitos casos de agregações entre programas distintos através de parcerias entre os desenvolvedores). De um modo ou outro, tornaram-se essenciais os procedimentos de georeferenciamento, os bancos de dados correlacionais, as álgebras de mapas, entre outros, que implicam na geração de informações que remetem a modelos associados à dimensão espacial, cuja representação dinâmica ou resultados gerados são passíveis de mapeamento.

Com a recente aceleração das performances da computação e o desenvolvimento de softwares – ambos com custos decrescentes – muitas das dificuldades para a captura, armazenamento, processamento e visualização de dados espaciais tem sido progressivamente superadas. Portanto, os operadores de SIG podem se sentir prontos para entrar em uma nova era, com perspectivas ilimitadas para a análise e a modelagem ambiental através do processamento de dados geocodificados múltiplos, com múltiplas fontes e em múltiplos formatos (MULLER, 1997, p. 412, tradução nossa).

Christofolletti (1999, p. 08) compreende um modelo como “qualquer representação simplificada da realidade, ou de um aspecto do mundo real que surja como de interesse ao pesquisador, que possibilite reconstruir a realidade, prever um comportamento, uma transformação ou uma evolução”, alertando para o fato de que não se trata da realidade em si representada, mas apenas a visão e o modo pelos quais o pesquisador percebe e compreende uma realidade. Ainda conforme o autor, qualquer modelo deve ser construído com base na logicidade do raciocínio (sendo este um requisito mínimo e necessário), e deve conter pressupostos, deduções e conclusões.

Segundo o autor, os modelos tradicionais desenvolvem-se em linguagens verbalizadas, mas balizadas no contexto de todo um raciocínio lógico. Mormente, é empregada a lógica formal da matemática ou da análise de sistemas para avaliar a consistência daqueles modelos, visto que é considerado mais fácil detectar um raciocínio falso dentro de estruturas matemáticas do que quando expressas em palavras.

Ainda conforme Christofolletti (1999), a abordagem sistêmica é essencial para a orientação dos procedimentos de modelagem de sistemas ambientais, sendo esta enquadrada no contexto abrangente da análise espacial, cujos produtos devem ser

mapeáveis por intermédio dos Sistemas de Informação Geográficos (SIGs), que são tecnologias altamente visuais e orientadas para a graficacia (ou seja, para a habilidade em proceder a comunicação da informação espacial através da imagem gráfica).

O referido autor explica que as nuances tipológicas dos modelos e de suas características também se revelam no campo dos Sistemas de Informação Geográficos (SIGs), ou seja, como a espacialidade é uma característica inerente aos sistemas ambientais, há grande significância dos SIGs nos procedimentos de modelagem.

Neste sentido, Muller (1997) descreve que há grande aceitabilidade na ideia de que o ambiente pode ser primeiramente descrito e analisado por disciplinas ou variáveis independentes, sendo possível realizar posteriormente a integração de dados ou a modelagem daquele mesmo com o uso da computação.

Do mesmo modo, Fitz (2008) compreende que a modelagem, na perspectiva do interesse prático dos SIGs, remete à elaboração de representações virtuais que fazem uso de estruturas conceituais preconcebidas para a simulação de um espaço real, dando-se por procedimentos que estabelecem relacionamentos entre as entidades.

O geoprocessamento, definido por este último autor como o conjunto de tecnologias que permite manipular, analisar, simular modelagens e visualizar dados georeferenciados, tornou-se mais rápido, dinâmico e preciso através dos SIGs, sistema constituído por um conjunto de programas computacionais de modo integrado, que objetiva o tratamento de dados espaciais (coleta, armazenamento, recuperação, manipulação, análise e visualização), referenciados a um sistema de coordenada. Também no âmbito do geoprocessamento, e fortemente vinculado aos SIGs, as técnicas de sensoriamento remoto apresentam-se atualmente como um importante meio de captação de dados digitais (associados à energia refletida ou absorvida da superfície terrestre), passíveis de armazenamento, manipulação e análises. Muitos dos softwares de SIG disponíveis no mercado apresentam várias

ferramentas para o trabalho com esta tecnologia, incluindo possibilidades de modelagem espacial.

Atualmente, a adoção de imagens de sensores orbitais estão sendo largamente aplicados nos estudos acerca das zonas ripárias, principalmente devido a grande disponibilidade ofertada por uma gama variada de satélites com sensores imageadores, com crescente melhoramentos nas resoluções espectrais, radiométricas e espaciais, que conferem maior precisão e confiabilidade no tratamento dos dados, e com custos mais acessíveis, principalmente comparados aos produtos aerofotográficos.

Imagens multiespectrais de satélites tem sido usado em estudos de zonas ripárias para promover informações em grande escala. O avanço das imagens de satélite tem promovido a cobertura de largas áreas a custos relativamente baixos (LYMBURNER, 2005, p. 5-3, tradução nossa).

Conforme Baker *et al.* (2006), o uso de sensores multiespectrais não gera perdas significativas na qualidade dos dados quando comparadas às fotografias aéreas convencionais, pois mesmo com relativa redução nas resoluções espaciais, constata-se um aumento nas resoluções espectrais e radiométricas.

Conforme Muller (1997), as investigações de campo e a fotointerpretação foram suplementados por imagens multiespectrais de satélite desde a década de 1970, mas os dados de resolução grosseira não permitiram a obtenção de informações sobre uma comunidade ripária individual, sendo mais adequadas para o mapeamento de amplas classes de cobertura da terra. Conforme a autora, retratando a realidade dos anos 1990, uma abordagem satisfatória da vegetação exigiria medidas de reflectância capazes de detalhar a composição e a distribuição detalhada das espécies, que poderiam ser ofertadas por satélites de uso militar, cuja resolução espacial é relativamente alta.

As imagens orbitais disponibilizadas pelos sensores da IKONOS e do Quickbird, apresentam uma alta resolução espacial, capaz de promover uma maior distinção entre elementos da superfície terrestre. Entretanto, conforme aponta Lymburner (2005), os custos para a obtenção de dados através destes sensores

para largas áreas (o que geralmente é requerido para estudos que abrangem as extensões das bacias hidrográficas) podem ser extremamente altos. Pelas experiências do referido autor, as exigências de imagens de satélites para a classificação da cobertura da terra e da vegetação, envolvendo critérios relativos a resolução espacial inferior a 30 metros por pixel, a amplitude de captura abrangente para a área de estudo, e a um baixo custo, são perfeitamente atendidos pelo sensor do ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), ao passo que os dados obtidos pelos sensores TM (*Thematic Mapper*) e MSS (*Multispectral Scanner System*) do Landsat (largamente utilizado em estudos ambientais pela sua facilidade de acesso, e sem custos), apresentam limitações na habilidade em distinguir faixas estreitas de vegetação ripária dadas pelo tamanho dos pixels (equivalente a 30 metros).

Por sua vez, Baker *et al* (2006) indicam variados estudos sobre mapeamentos de áreas úmidas utilizando o sensor TM do Landsat, que demonstraram uma maior acurácia total em comparação a outros sensores orbitais. Balizados nos resultados daqueles estudos, os autores indicam que a acurácia não é sacrificada com os métodos de identificação automático de áreas úmidas, ou com o uso de dados espaciais mais grosseiros para as análises na escala da paisagem.

De qualquer modo, é importante notar que os mapeamentos efetuados em torno das zonas ripárias, mesmo com empregos de imagens orbitais, são baseados no comportamento espectral da vegetação, ainda que referente à relação desta com as condições de umidade. Independente dos métodos, ou dos procedimentos utilizados, observa-se que o parâmetro central para fins de identificação e delimitação das zonas ripárias continua sendo a vegetação quase que exclusivamente.

Grande parte dos modelos que buscam estipular, de modo automatizado, feições ou limitações das zonas ripárias, principalmente nos esforços efetuados em âmbito internacional, estão focados na intenção de favorecer o planejamento, a gestão, e a elaboração de políticas públicas para aqueles espaços. O objetivo almejado geralmente recai na determinação rápida, em ampla cobertura espacial, com o menor custo e tempo de captação/geração de dados de processamento, para

que sejam produzidas informações relevantes e cruciais para a tomada de decisão nas etapas de planejamento, e de parâmetros pré-determinados para o monitoramento ambiental.

Entretanto, apesar de um crescente emprego das geotecnologias nos estudos relativos às zonas ripárias, e de consideráveis evoluções nos modelos automatizados que visam identificar padrões ou manchas de ocorrência destes ecossistemas, alguns processos que explicam o funcionamento hidrogeológico e hidrogeomorfológico das mesmas ainda precisam ser elucidados.

Em um contexto antagônico, embora Muller (1997) compreenda que os estudos conceituais sobre as zonas ripárias tenham sido considerados mais importantes no passado do que as atividades de mapeamento, devido a falta de dados espacialmente distribuídos sobre planícies de inundação (mapa detalhado de frequência de inundação, mapas de solos e mapas de flutuação do lençol freático), e a falta de ferramentas apropriadas para colecioná-los, Christofolletti (1999), a seu turno, esclarece que mesmo que os modelos aumentem a eficácia da análise dos sistemas ambientais, eles nunca poderão substituir as observações de campo e os experimentos de laboratórios.

Neste sentido, Vidon e Hill (2004) expõem que, não obstante o reconhecimento da importância da configuração hidrogeológica da paisagem, os pesquisadores ainda não se dedicaram ao estudo relativo às características das espessuras dos aquíferos de terra firme (ou de terras altas, pela denominação inglesa "*uplands*"), ou como a conjuntura entre a topografia e a litologia podem ser usadas para compreender e prever o funcionamento hidrológico das zonas ripárias, entre outros aspectos. Da mesma forma, Silde e Onda (2004, apud GOERL *et al.*, 2012) afirmam que muitas questões relacionadas à hidrogeomorfologia ainda carecem de estudos aprofundados, e que precisam ser mais bem respondidas, entre as quais estão aquelas associadas à interação entre encosta, canal e zona ripária.

2 TEORIAS E METODOLOGIAS.

2.1 TEORIAS E METODOLOGIAS.

As zonas ripárias decorrem de condições específicas de transição entre espaços úmidos e de terra firme, ocorrendo no entorno de rios, lagos, alagados, pântanos, ou outros corpos de água de regiões interioranas ou litorâneas. Por isso, convém observar que o estudo ora efetuado remete às zonas ripárias de corpos de água doces e lóticos, ou seja, de cursos fluviais.

No desenvolvimento deste trabalho optou-se por uma definição de zona ripária similar a expressa por Kobiyama (2003) que, semelhantemente a descrição dada por Gregory *et al* (1986), a compreende enquanto espaço tridimensional que contém vegetação, solo e rio, estendendo-se horizontalmente até o alcance da inundação e verticalmente da base do regolito (abaixo) até o topo da copa da floresta (acima). Ainda conforme aquele primeiro autor, o termo “zona ripária” tem melhor referência para o trato do espaço físico tridimensional (ou seja, a zona ripária implica apenas em espaço), enquanto o trato do sistema, processos e mecanismos tem melhor aceção no uso do termo “ecossistema ripário”.

Por esta questão, também serão utilizados neste trabalho os termos associativos “espaços ripários”, quando remetendo ao trato especificamente espacial, e “ambientes ripários”, quando focado no contexto do ambiente em si, considerando o conceito apresentado por Christofoletti (1999, p. 37), enquanto “condições, circunstâncias e influências sob as quais existe uma organização ou um sistema”, podendo ser afetado ou descrito por aspectos físicos, químicos e biológicos, tanto naturais como construídos pelo homem.

Balizando-se na concepção acima, com algumas considerações de autores outros, Costa (2010) complementa a definição de zona ripária descrevendo-a como o espaço tridimensional de limitação gradual e pouco definida lateralmente, que se encontra ao longo dos corpos d'água, constituindo um ecossistema de transição entre os ecossistemas terrestres e os aquáticos. Ao considerar as morfologias dos fundos de vale associados com o grau de influência hidrológica do curso fluvial

(superficialmente e subsuperficialmente), o referido autor compreende que muitos ambientes podem ser conformados nos contatos flúvio-terrestres (no que se designa como espaço marginal aos cursos d'água), entre os quais podem estar o próprio ambiente ripário.

[...] no transcurso de um rio é possível encontrar uma grande variedade de tipos de ambientes desenvolvidos as suas margens, derivados da associação entre os fatores topográficos, hidrológicos, pedológicos, biológicos, entre outros, mormente condicionados pelas disposições do relevo, donde o resultado final nem sempre é assemelhado a concepção comum de zona ripária (COSTA, 2010, p. 82).

Considerando a constituição de ambientes marginais aos cursos d'água através da associação entre o nível de entalhe do canal e a declividade das rampas marginais, o autor supra traçou alguns aspectos teóricos descritivos para diferenciar espaços ripários daqueles de terra firme, sendo assim caracterizados (em um contexto geral) de acordo com o apresentado no Quadro 01.

Quadro 01 – Identificação e distinção dos ambientes ripários e de terra firme.

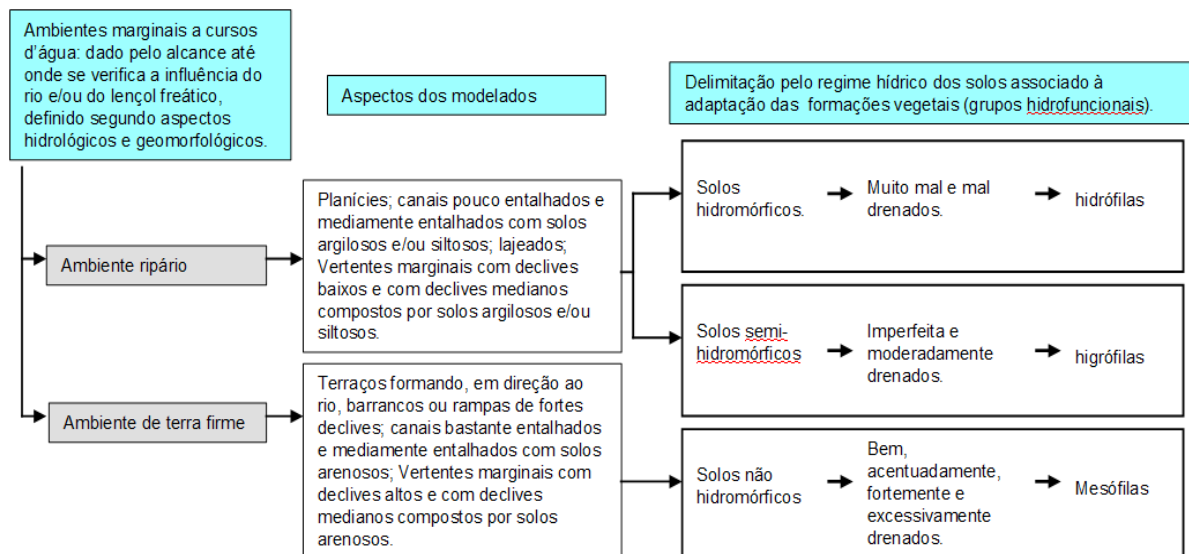
Podem ser considerados ambientes ripários:	Aqueles que demonstram aspectos transicionais entre ecossistemas aquáticos e terrestres, onde se presencia algum nível de influência hidrológica do sistema rio (superficial e/ou subsuperficialmente), com terrenos saturados ou altamente saturáveis, onde se observa a ocorrência de solos mal drenados ou hidromórficos, e de formações vegetais adaptados a um alto nível de umidade.
Ambientes com maiores tendências às características de terra firme:	Aqueles onde a interface terra-água é constituída por barrancos ou rampas de altas declividades, de forma que o nível freático exerça um efeito mínimo ou nulo sobre a camada superficial do terreno (mais especificamente sobre a zona do solo), cujas características diferem dos encontrados nos ambientes ripários.

Fonte: Costa, 2010.

Além do entalhe do canal fluvial especificamente, deve-se considerar também a modelagem do relevo pelos sistemas fluviais, donde resultam os modelados de dissecação e de acumulação conformando as geometrias dos vales e de seus elementos (vertentes, planícies, terraços, etc.). Por esta questão, o autor também considerou pelo menos quatro tipos de modelados de vales para identificar as situações de ocorrência, modo de formação, e possíveis extensões dos ambientes ripários em contraste com aqueles classificados como de terra firme. Assim, foram consideradas as ocorrências de formas a partir das combinações entre as vertentes, os terraços e as planícies, em perfil transversal, entrecortados pelo canal fluvial.

Na situação das vertentes, em convergência para as planícies ou diretamente para o rio, Costa (2010) indicou a importância não apenas dos valores de declives, como também das características dos solos no que tange aos seus aspectos físicos, principalmente os referentes às profundidades e as texturas dos mesmos, o que influi na relação com a hidrologia (proximidade do lençol freático e ascensão capilar), denunciando os regimes hídricos inerente aos solos, e que influem diretamente na ocorrência dos tipos vegetacionais. Considerando estas situações, com base nas orientações de Curcio *et al.* (2006), o autor buscou refinar um pouco mais as condições teóricas de caracterização e diferenciação entre os ambientes ripários e de terra firme, associando-os com as classes de drenagem dos solos e com os tipos vegetacionais conforme suas especializações dentro de grupos hidrofuncionais (Quadro 02).

Quadro 02 – Caracterização dos ambientes ripários e de terra firme, conforme correlação entre os modelados de fundo de vale, os regimes hídricos dos solos e os grupos hidrofuncionais das formações vegetais.

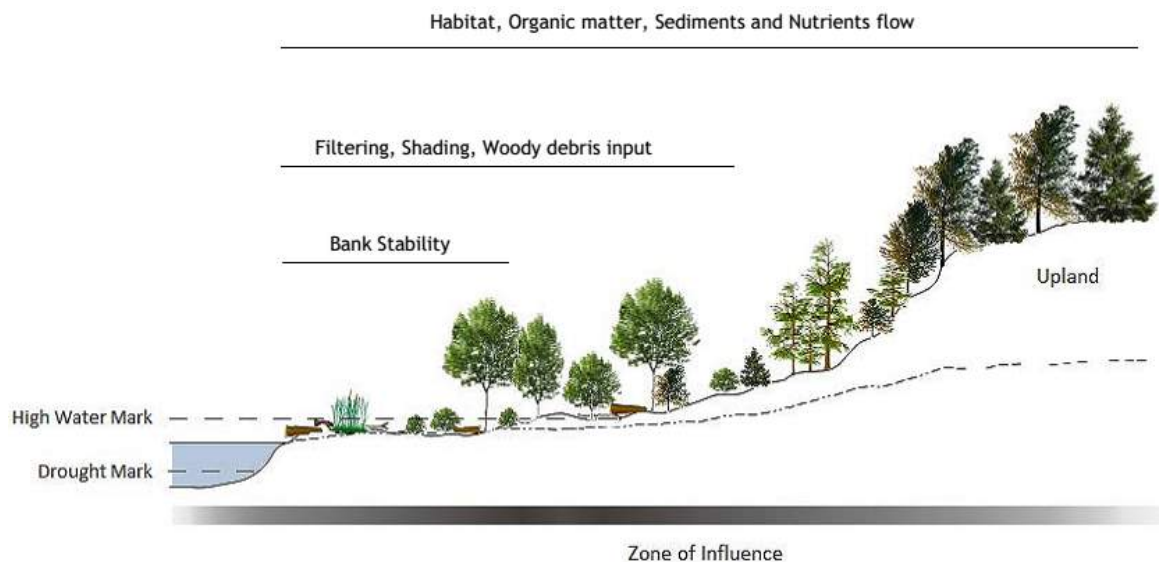


Fonte: COSTA, 2010.

Convém salientar, porém, que há aqui uma interpretação diferente para os limites horizontais das zonas ripárias, contrária àquela adotada por Kobiyama (e outros autores), não sendo considerados aqueles primeiros equivalentes às margens da planície de inundação, mas passíveis de se estenderem no sentido das terras firmes, nas bases das encostas, a partir de influências hidrológicas subsuperficiais (conforme indicado na Figura 06).

Normalmente, as zonas de declives próximas que estão ecologicamente conectadas com as áreas de corpos d'água mais baixas por hidrologia superficial e subterrânea, às vezes também são definidas como áreas de influência ripária (ILHARD *et al.*, 2000; IRC, 2002 apud CLERICI *et al.*, 2011, p. 8 – tradução nossa).

Figura 06 – Representação esquemática de uma zona ripária e do alcance de sua influência sobre os ambientes aquáticos e terrestres, bem como das principais funções e processos que promove.



Fonte: CLERICI *et al.*, 2011, p. 08.

Desta forma, a concepção apresentada considera as planícies como integrantes da zona ripária em toda a sua extensão, só não as compreende imediatamente como limites desta última, podendo estender-se os níveis de umidade caracteristicamente ripários às rampas laterais de acordo com a inclinação das vertentes, a incisão do canal, e a profundidade e textura do solo (no tocante à condutividade hidráulica e à ascensão capilar).

Resultantes destas combinações, podem ocorrer formas de fundo de vale que permitem a permanência de níveis de umidade nos solos das bases de vertentes, dados pela influência hidrológica do curso d'água adjacente e/ou pela proximidade do lençol freático, que condicionam a ocorrência de espécies vegetais adaptadas e que configuram características de áreas ripárias. Tais condições constituem espaços transicionais, sendo progressivo no sentido do curso d'água e com características declinantes conforme seguem no sentido encosta acima. As condições de umidade do solo nestas situações, e a consequente caracterização ripária nas rampas laterais aos cursos d'água, tem suas extensões transversais e longitudinais (e equivalência

de área de ocorrência) variantes em função dos declives e formas das vertentes marginais, bem como das texturas e espessuras dos solos destas.

Embora uma análise inicial de identificação e mensuração de espaços ripários tenda a ser realizada a partir da observação das extensões dos processos e das áreas de ocorrência imediatas àqueles mesmos (requerendo o uso de escalas espaciais grandes, com altos níveis de detalhamento, e escalas temporais variando de dias a anos), é extremamente importante a consideração dos processos que ocorrem na escala da bacia hidrográfica (cujas escalas, espaciais e temporais, poderão variar conforme as dimensões da bacia em pauta, e dos procedimentos adotados para a sua análise).

Abood e Maclean (2011) colocam que, embora o ambiente ripário seja tipicamente definido pelas condições locais, também responde pelas influências dos processos climáticos e geológicos dentro de uma escala continental por meio da interconexão entre as bacias de drenagem. De modo geral, o aspecto climático é referente ao mesoclima inerente à bacia de drenagem, resultando da interação entre os inputs recebidos pelos sistemas climáticos macros e as dinâmicas internas à bacia que influem no balanço hídrico da mesma. Por sua vez, a estrutura geológica orienta os fluxos de água (superficiais, subsuperficiais e canalizados), e as formações e dinâmicas dos aquíferos (confinados e não confinados), sendo essencial na compreensão da organização das redes de drenagem e no desenvolvimento de processos hidrogeomorfológicos (que são influenciados em diferentes níveis escalares, desde o nível estrutural até os relativos às feições das encostas e às morfologias de trechos dos canais fluviais).

Decorre daí a compreensão de uma sucessão de interações do tipo processo-forma (enfocadas nas dinâmicas hidrológicas que decorrem a partir dos limitantes de uma bacia de drenagem), operantes em múltiplos contextos espaço-temporais. Entretanto, para fins de realização dos estudos em pauta, podem ser concebidas, *à priori*, ao menos duas escalas espaciais de investigação: a primeira de âmbito regional, correspondente aos limites da bacia hidrográfica; e, outra abarcando os trechos de rios (dentro dos contextos geomórficos de representações locais mais significativos) com os seus respectivos espaços ripários.

Para a interpretação de sistemas fluviais, destacam-se dois níveis escalares hierárquicos (POOLL, 2002). O primeiro representa a escala da bacia (regional) e tem como principal objetivo organizar informações sobre a estruturação da rede de drenagem, considerando os principais fatores de controle [...]. O segundo nível de análise corresponde à escala do canal (local), que permite acompanhar fenômenos que ocorrem em níveis de detalhe, fundamentais para a distinção dos ambientes fluviais e estabelecimento dos limites onde eles operam (MARÇAL e NUNES, 2016, p. 23).

De modo geral, o estudo efetuado na escala da bacia tem por propósito maior a compreensão genética, evolutiva e morfológica da geomorfologia regional, ao passo que aqueles efetuados na escala dos espaços ripários tendem a melhor especificar os processos hidrogeomorfológicos e hidrodinâmicos que caracterizam e delimitam estes ambientes, e que permitem distingui-los dos ambientes de terra firme. Naturalmente, estes estudos devem promover um enfoque especial sobre as orientações e os comportamentos dos fluxos de água subterrâneas, e como estes, através das variações nas superfícies freáticas e das oscilações dos lençóis freáticos, influem na constituição dos espaços ripários.

Anderson (2012) expõe que a água subterrânea se move ao longo de linhas de fluxos organizadas no espaço, formando sistemas de fluxos, e que os fluxos subterrâneos disponíveis dentro do domínio de uma região de topografia irregular constituirão múltiplos sistemas de fluxos de diferentes ordens de magnitudes e de posições relativas no espaço. Seguindo por esta lógica, compreende três tipos distintos de sistemas de fluxos:

- Sistema de fluxo local – geralmente está a pouca distância de proximidade da superfície do solo, e emerge perto das topografias baixas ou em quebras de declives.
- Sistema de fluxo intermediário – é caracterizado por um ou mais tipos de topografia (em porções altas e baixas) localizadas entre as áreas de recarga e descarga.
- Sistema de fluxo regional – viaja a grandes distâncias e ocupa desde as topografias mais altas até as mais baixas da bacia. Constitui o topo da

hierarquia organizacional, onde todos os outros sistemas de fluxos estão inseridos.

Ainda conforme este último autor, os diferentes sistemas de fluxos podem se interporem uns sobre os outros, ou podem apenas estarem aninhados dentro do sistema de águas subterrâneas de uma bacia de drenagem. Estes sistemas de fluxos dependem de suas posições na paisagem e das características hidrogeológicas referentes às rochas e aos solos. De forma geral, a topografia apresenta importância fundamental no controle das interações entre os fluxos de águas subterrâneas regionais e locais, e nas trocas entre as águas subterrâneas e de superfície.

As explicações de Anderson (2012) demonstram que não apenas para os sistemas de fluxos de uma bacia hidrográfica é importante considerar processos macros, mesos e micros, como também sugerem que os estudos hidrogeomorfológicos efetuados entre as escalas da bacia e dos trechos de rio requerem escalas intermediárias, inseridas em um contexto hierárquico, que reflete as influências exercidas pelas orientações estruturais e litológicas de uma ordem superior sobre aquelas, e cujos resultados lhes conferem características e propriedades que promovem influências também nos níveis morfológicos de ordens inferiores

Com este intuito, compreende-se como meio de classificação escalar hierarquizada dos fatos hidrogeomorfológicos possível para o estudo em pauta, partindo dos limites da bacia hidrográfica até os ambientes às margens dos canais, o modelo hierárquico de sistemas de cursos de água proposto por Frissell *et al.* (1986), complementada pela perspectiva ecossistêmica integrada de zonas ripárias apresentada por Gregory *et al.* (1989). Aquele primeiro modelo define um sistema hierarquicamente organizado partindo da rede hidrográfica para níveis sucessivamente mais baixos (os subsistemas segmentos, trechos, pool/riffle, e microhabitats), enquanto o segundo constitui uma perspectiva hierarquizada de relações entre as formas de relevo dos vales, as comunidades de plantas ripárias e os ecossistemas aquáticos. Ambos apresentam propostas de divisões escalares

hierarquizadas para o estudo das redes de drenagem, conforme disposto combinadamente no Quadro 03:

Quadro 03 – Sistematização de subdivisões na bacia hidrográfica para o estudo das redes de drenagem.

FRISSEL <i>et al.</i> (1986)		GREGORY <i>et al.</i> (1989).	
Sistemas de cursos d'água	Incluem todos dos corpos d'água de uma bacia hidrográfica, cujo desenvolvimento e características físicas são dependentes da história geológica e climática daquela última.	Rede de drenagem	Estende-se das cabeceiras de drenagem para os estuários.
Segmentos	É a porção de um sistema de curso d'água fluindo através de um tipo único de leito rochoso, e limitado pelas junções dos tributários ou quedas d'água maiores.	Setores de uma rede de drenagem	São diferenciados pelas principais descontinuidades topográficas, tais como gradientes topográficos para os rios, planícies fluviais em vales amplos, amplas planícies costeiras, etc.
Trechos	É definido como um comprimento dentro de um segmento, situado entre descontinuidades na declividade do canal, nas encostas laterais locais, na largura do fundo do vale, e nos materiais das margens; Seu comprimento pode ser medido em metros a dezenas de metros em rios íngremes, ou possivelmente em centenas de metros ou mais em cursos d'água largos ou de quinta ordem.	Segmentos	São áreas contínuas dentro de uma drenagem formada por processos geomórficos comuns em larga escala, e que têm potenciais diferentes para o desenvolvimento de canais ativos e planícies de inundação.
Pool / riffle	É um subsistema de um trecho, caracterizando a topografia do leito, a declividade da água superficial, profundidade e padrões de velocidade. Os geomorfólogos frequentemente referem-se a estas unidades como formas de leitos (<i>bedforms</i>).	Tipos de trechos	São delineados pelos tipos e graus de restrições locais impostas pelas "paredes" dos vales em relação às margens dos canais, podendo ser "contraídos" (<i>constrained</i> – mais estreitos), ou "não contraídos" (<i>unconstrained</i> – mais largos).
Microhabitats	São definidos como manchas dentro dos subsistemas pool / riffle que têm relativa homogeneidade no tipo de substrato, e na profundidade e velocidade da água.	Unidades de canal	Representa diferentes processos de formação de leitos fluviais; são mais longos que a unidade de largura do canal, e são distinguidos com base na inclinação da superfície, grau de turbulência e extensão dos fluxos supercríticos.
		Sub-unidades de canal	Inclui características hidráulicas e geomórficas menores que a largura do canal ativo: riffles, pools, rápidos, entre outros.

Fonte: FRISSEL *et al.*, 1986; GREGORY *et al.*, 1989.

Frissel *et al.* (1986) explicam que em cada um dos níveis indicados, os sistemas tendem a desenvolverem e persistirem predominantemente para uma escala espaço-temporal específica. Neste viés, compreendem que eventos geológicos de baixa frequência e alta magnitude causam mudanças evolucionárias fundamentais nos sistemas de cursos d'água e de segmentos, ao passo que eventos geomórficos relativamente de alta frequência e baixa magnitude podem mudar a capacidade potencial dos trechos, pool/riffles, e microhabitats, ocasionando

evoluções nestes. Com base nos eventos ou processos possíveis de ocorrência para estes níveis, os autores traçaram um quadro descritivo dos mesmos para diferentes escalas espaço-temporais (Quadro 04).

Quadro 04 – Alguns eventos e processos que controlam os habitats dos cursos fluviais em diferentes escalas espaço-temporais.

Nível do sistema.	Escala espacial linear (m)	Eventos evolucionários.	Desenvolvimento de processos.	Escala de tempo – com persistência contínua (anos)
Sistema de drenagem.	10^3	Soerguimentos tectônicos; subsidência; vulcanismo catastrófico; mudanças do nível do mar; mudanças climáticas.	Aplainamento; denudação; desenvolvimento de rede de drenagem.	10^6-10^5
Segmentos.	10^2	Glaciação menor; vulcanismo; terremotos; largos deslizamentos de terra; preenchimentos aluviais ou coluviais em vales.	Migração de junções entre os tributários, e dos inícios dos leitos rochosos; desgastes “morro abaixo” de fluxos canalizados; desenvolvimento de canais de primeira ordem.	10^4-10^3
Trechos.	10	Torrentes de detritos; deslizamentos de terra; mudanças no canal; canalização, desvios ou represamentos por ação humana.	Agradação / degradação associadas com largas estruturas de depósitos sedimentares; erosão marginal; sucessão de vegetação ripária.	10^2-10

Fonte: Adaptado de FRISSELL *et al.*, 1986.

Com base nos processos geomórficos e formas mais importantes em cada quadro espaço-temporal, Frissel *et al.* (1986) desenvolveram um conjunto de variáveis gerais que representam valores ou índices de capacidade potencial (que, na obra de referência, foram definidas para classificar os habitats de cada nível hierárquico, sendo apresentadas no Quadro 05).

Embora os objetivos almejados pelos autores sejam orientados à classificação de habitats dentro de uma estrutura hierárquica a partir dos sistemas de drenagens, a existência de uma correlação direta com escalas espaço-temporais, processos e conformações geomorfológicas, permitem a adoção e adaptabilidade do referido modelo para o estudo em pauta, com as variantes de estruturação hierárquica até o nível dos trechos, e de focalização aos processos hidrogeomorfológicos. Ou seja, o intuito de aplicabilidade do modelo proposto por Frissel *et al.* (1986) para o presente estudo é o de determinar as influências geomorfológicas e hidrológicas (ou hidrogeomorfológica, em outras palavras) na conformação dos espaços ripários a partir de três níveis de análises escalares: o do sistema de drenagem da bacia que constitui a área de estudo; os dos segmentos; e,

os dos trechos (onde serão indicadas as ocorrências e delimitações das extensões das zonas ripárias).

Quadro 05 – Variáveis gerais para classificação dos habitats por capacidade potencial.

Bacia hidrográfica	Sistema de drenagem	Segmento	Trecho
Região biogeoclimática	Classe da Bacia hidrográfica	Classe do curso d'água	Classe do segmento
Geologia	Declividade e forma do perfil longitudinal	Litologia do canal	Relevo do leito rochoso, declividade
Topografia		Declividade do canal	Processos ou estruturas morfogénicas
Solos	Estrutura de rede de drenagem	Posição na rede de drenagem	
Clima		Encostas laterais dos vales	
Biota	Climax potencial da vegetação	Solos associados	Encostas laterais locais, planície de inundação
Cultura			Composição da margem
			Estado da vegetação ripária

Fonte: Adaptado de FRISSELL *et al.*, 1986.

Ainda segundo Frissel *et al.* (2012), após a definição dos níveis hierárquicos, uma classificação dentro dos sistemas de cada nível envolve mais duas etapas: o delineamento de limites entre sistemas, e a descrição de como os sistemas delineados são similares ou diferentes, atribuindo-os a algum grupo dentro de uma população total. Neste aspecto, compreende-se que a indicação de um determinado segmento, ou de um trecho dentro daquele, remete a uma conjuntura que expressa um quadro de similaridade ambiental interna, e distinguível em relação a outros no entorno.

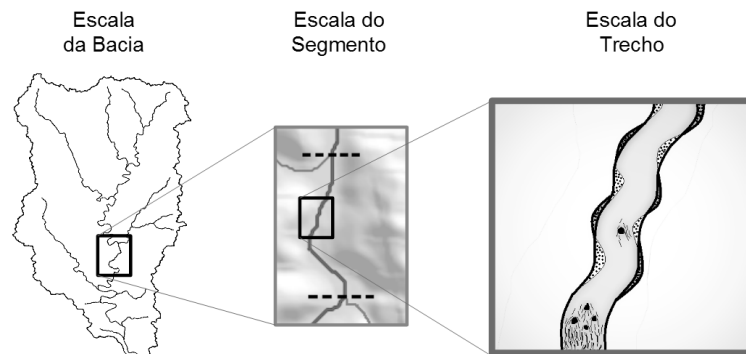
No âmbito da classificação geomorfológica, compreende-se que cada compartimento definido na escala da bacia hidrográfica, bem como cada conjunto de formas delineados nas escalas dos segmentos e dos trechos, apresentam alguma similaridade de conformação e de homogeneidade interna balizada nos critérios estabelecidos para o mapeamento dos mesmos.

Neste aspecto, também para as formações ripárias específicas a cada porção de espaço, Harris (1988) considera que para os cursos d'água e as suas comunidades ripárias, os elementos da paisagem (unidades ecológica relativamente homogênea, similar para um mosaico ou ecótipo) são identificados pelos segmentos

e trechos de rios, no que os processos geomórficos, o microclima, e as comunidades ripárias são relativamente uniformes.

Para a classificação geomorfológica utilizada como base de mapeamento das morfologias do relevo, que influem no comportamento hidrológico da área de estudo e na conformação dos ambientes ripários nos fundos dos vales, foram definidos três escalas espaciais de análise, sejam elas: a escala da bacia de drenagem (equivalendo ao sistema de cursos d'água descrito por FRISSEL *et al.*, 1986); a escala dos segmentos; e a escala dos trechos (Figura 07).

Figura 07 – Os três níveis escalares de análise definidos para o estudo.



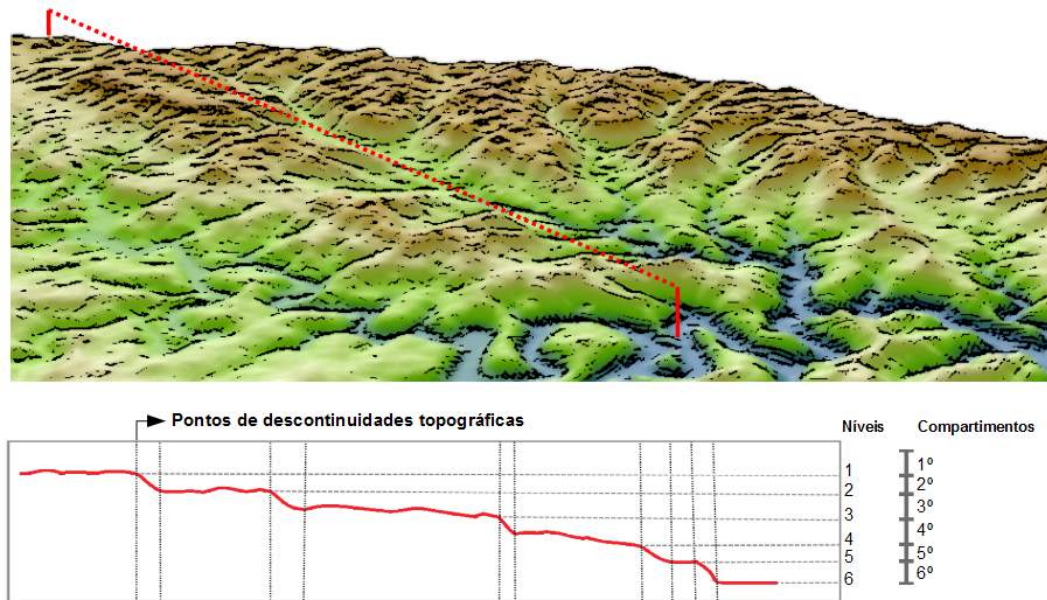
Fonte: Adaptado de FRISSEL *et al.*, 1986.

No primeiro nível, relacionado à bacia hidrográfica, tem-se a identificação dos compartimentos do relevo, delimitados a partir das discontinuidades (quebras) na topografia (Figura 08). Sob o efeito da orientação estratigráfica do embasamento geológico (dado por sucessões de camadas de derrames efusivos), os referidos compartimentos apresentam-se conformados por conjuntos de patamares, ora constituídos por extensas superfícies descontínuas, ora por agrupamentos no mesmo intervalo altimétrico, entalhadas ou isoladas por um intenso processo de dissecação fluvial.

A caracterização destas morfologias é balizada na perspectiva da relação processo-forma, sendo oriunda da oposição entre a atuação das forças exógenas e as resistências das litologias responsáveis pela sustentação do relevo, e tendo nas configurações geológicas dadas pelos diaclasamentos (sistemas de falhas e

fraturas), os alinhamentos condicionantes preferenciais para o desenvolvimento das esculturações promovidas pela rede hidrográfica.

Figura 08 – Croqui representando a identificação dos compartimentos do relevo na área de estudo, a partir das descontinuidades topográficas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A função da compartimentação, de acordo com Casseti (2005), é a de subdividir o relevo em unidades que permitam tratamento individual, sendo estas últimas resultantes de processos morfogenéticos distintos, que podem ter predominado em variadas circunstâncias em decorrência de condições litológicas, estruturais ou climáticas.

Segundo IBGE (1994), as informações relativas às declividades das encostas (bem como das morfometrias associadas ao aprofundamento das incisões e à densidade de drenagem) são auxiliares na caracterização dos compartimentos geomorfológicos. Ainda conforme este último, o uso de um mapa de declividade complementado por um mapa hipsométrico, ao permitir a percepção com a consequente definição de níveis altimétricos embutidos, tem grande utilidade na caracterização e delimitação das unidades geomorfológicas.

Silva (2007), com base nos estudos realizados no Estado do Rio de Janeiro, indica o uso de índices de desnivelamento altimétrico (baseados em cartas

topográficas) para a identificação das feições morfológicas. Para a área de estudo, relativa a bacia hidrográfica do rio Apuaê-Mirim, o uso desta técnica ganha especial importância, visto que as variações litológicas e as linhas de fraqueza nos derrames efusivos parecem associar-se às frequentes rupturas de gradiente ao longo dos perfis longitudinais dos rios (BIGARELLA *et al.*, 1994 apud THOMAZ, 2008).

Após a definição dos compartimentos (equivalentes aos setores da rede de drenagem descritos por Gregory *et al.*, 1989), buscou-se identificar e descrever as morfologias ocorrentes sobre cada qual, fazendo menção aos processos morfogenéticos responsáveis pelas mesmas. A caracterização das morfologias que compõem cada compartimento delineado (aqui denominados de unidades geomórficas), foi balizado em Florenzano (2008), que estabelece uma associação entre as formas de relevo e as classes de relevo definidas pela EMBRAPA (1979), conforme apresentado no Quadro 06.

Quadro 06 – Relação entre as classes e as formas de relevo.

Classes de relevo	Formas associadas	Características dos interflúvios	
		Topos	Vertentes
Plano	Planícies, terraços, tabuleiros, chapadas.	Planos	Tecnicamente inexistentes, quase não se pronunciando qualquer elevação, de modo que a declividade do vale, transversalmente, é o da própria planície, sendo inferior a 3%.
Suave Ondulado	Colinas.	Arredondados e/ou planos.	Interflúvios muito baixos; formas planas a convexas, de declividade entre 3 a 8%.
Ondulado	Morros e morrotes.	Arredondados.	Interflúvios médios; formas convexas, de declividade entre 8 e 20%.
Forte Ondulado	Morros e serras.	Arredondados e/ou angulosos.	Interflúvios altos; formas convexas a côncavas, de declividade entre 20 e 45%.
Montanhoso e Escarpado	Montanhas, serras e escarpas.	Angulosos.	Interflúvios muito altos; formas côncavas, de declividade superior a 45%

Fonte: Adaptado de FLORENZANO, 2008.

Cabe observar, porém, que a classificação de relevo preconizada pela EMBRAPA pauta-se em uma caracterização genérica do nível de rugosidade apresentada pela superfície do terreno de uma dada área, que pode ser associada, a grosso modo, aos modelados do relevo nos procedimentos de mapeamento automático para escalas pequenas (geralmente) ou médias (com certas extrapolações). Tal classificação, entretanto, não prevê e nem permite a distinção de formas do relevo ou de tipos de modelados especificamente, não sendo capaz de estimar as porções unitárias de ocorrência ou de extensão espacial correspondente para aqueles mesmos.

No segundo nível, relacionado à escala dos segmentos, delineados de acordo com as confluências dos rios ou por quedas de água significativas, ocorreram: (a) a identificação dos segmentos dentro dos compartimentos geomórficos, ao longo do rio principal; e, (b) a identificação dos tipos de vales. Neste último tem-se a mensuração dos gradientes altimétricos (mensurado através do perfil longitudinal), e o estabelecimento de perfis transversais aos segmentos (que os seccionam a partir dos divisores do vale), que conferem informações sobre as amplitudes verticais dos vales, e especificações sobre as suas formas (estreito/encaixado, aberto/não encaixado, profundos, rasos, etc).

A partir dos aspectos morfométricos dos vales (altura interfluvial e declividade das vertentes e terrenos adjacentes aos rios) foram definidos os tipos de relevos predominantes nas extensões dos vales (planícies, colinas, morros, escarpas), com correspondências aos Quadros 06 e 07, podendo haver descrições complementares dos mesmos (extensões, tipos de topos, outras variações).

Quadro 07 – Conceituações das formas de relevo adotadas para a pesquisa.

Colinas	Pequenas elevações do terreno, com declives suaves, inferiores a 15%, com topos arredondados e quase planos, com altitude inferior a 100 m.
Morrotos	Elevações baixas do terreno, com declividades altas, maiores do que 15%, com o domínio de topos arredondados, e com altitudes inferiores a 100 m.
Morros	Elevações medianas do terreno, com declividades médias a altas, com domínio de topos arredondados e altitudes entre 100 e 200 m.
Serras	Terrenos bastante elevados e acidentados, com domínio de topos angulares e altitudes superiores a 200 m. Podem ocorrer de modo contínuo, em conjuntos de grandes extensões, ou como elevações isoladas na paisagem.
Montanhas	Altas elevações do terreno, de aspectos fortemente ondulados, originados através de atividades tectônicas e/ou vulcânicas, ativas ou inativas atualmente, onde predominam encostas íngremes e altitudes superiores a 300 m.

Fonte: adaptado de IBGE, 2004; GUERRA, 2005-b; FLORENZANO, 2008-a.

O terceiro nível refere-se à escala dos trechos, delineados dentro dos segmentos, onde foi realizada a identificação dos aspectos geomorfológicos e pedológicos dos espaços que bordejam os trechos de rios (relativos às formas das vertentes e das características de textura e profundidade dos solos, influenciando nas classes de drenagem do solo), bem como a descrição dos seus aspectos hidrológicos e hidrogeomorfológicos (delineamento das linhas de fluxos de acordo com as morfologias dos terrenos).

Neste último nível é que se buscou identificar e delimitar os ambientes de fundo de vale, principalmente os ripários, em contraste aos de terra firme.

Considerando os processos hidrológicos das águas que fluem subsuperficialmente a partir dos sistemas de fluxos regionais, tem-se que a água é transmitida das áreas de recarga (toda a extensão dos interflúvios) para as de descarga (correntes canalizadas e planícies aluviais) predominantemente pela ação da gravidade, sendo a superfície freática uma réplica atenuada da superfície topográfica (HEATH, 1983). Entretanto, a profundidade da superfície freática é maior ao longo do divisor interfluvial do que sob a planície aluvial, e, de acordo com as formas das vertentes (convexas e côncavas), tem-se um comportamento hidrogeomorfológico similar, no sentido de que ocorre uma maior tendência da superfície freática se aprofundar nos perfis convexos, enquanto a tendência das linhas de fluxo é de convergirem nas concavidades do terreno, havendo neste último tipo de perfil uma maior interação entre a água subterrânea e os horizontes superficiais dos solos (HEATH, 1983; LIMA e ZÁKIA, 2001; VIDON *et al.*, 2004).

Neste aspecto, Freeze e Cherry (1979) indicam a existência de uma estreita interrelação entre os sistemas de fluxo de água subterrânea e o desenvolvimento geomorfológico das formas do relevo, seja pelos processos fluviais ou pelo desenvolvimento natural das encostas.

No que tange às formas assumidas pelas vertentes, influenciando no aspecto hidrogeomorfológico, Moura e Silva (2006), descrevem a classificação introduzida por Hack (1965) para os segmentos de encostas segundo seu aspecto geométrico, sendo assim disposto:

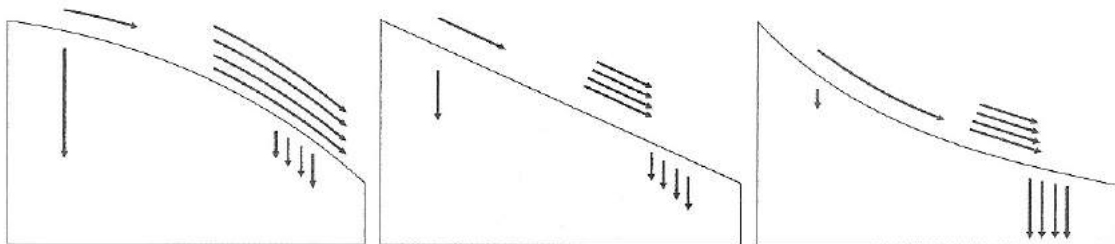
- Saliência (*Nose*), correspondente a área dos interflúvios, cujos contornos são convexos em planta e perfil;
- Encosta lateral (*Side slope*), relativa à zona de contornos aproximadamente retilíneos em planta e perfil existente entre o segmento convexo e o fundo de vale;

- Reentrância (*Hollow*), correspondente a parte central da cabeceira de drenagem, ou qualquer outra área de encosta, cujos contornos são côncavos em planta e perfil;
- Base das encostas (*Foot slope*), equivalente às áreas caracterizadas por contornos côncavos adjacentes ao canal fluvial;
- Encosta frontal (*Head slope*), relativa às áreas situadas na porção frontal da cabeceira de drenagem que apresentam contornos côncavos em planta e retilíneos em perfil.

Ainda conforme as autoras, os diferentes segmentos geométricos das encostas são caracterizados por três tipos principais de padrões de fluxos de água, assim dispostos: Linhas de fluxo divergentes nas saliências; Linhas de fluxo paralelas nas encostas laterais; e, linhas de fluxo convergentes nas reentrâncias e nas encostas frontais.

Valeriano (2008) expõe que a curvatura vertical da vertente (relativa a forma convexa/côncava do terreno analisado em perfil) está relacionada aos processos de migração e acúmulo da água no solo através da superfície (e em superfície), mobilizada pela gravidade. Uma vez que a declividade da vertente influi no equilíbrio entre o escoamento superficial e a infiltração da água no solo, e o comprimento de rampa determina a velocidade do fluxo e o grau de confluência do escoamento superficial, tem-se que a ação hidrológica desempenhada pela curvatura decorre da combinação de ambos, conforme esquematizado na figura 09.

Figura 09 – Ação da curvatura vertical sobre a hidrologia de superfície.



Fonte: VALERIANO, 2008, p. 89.

Deste modo, segundo Moura e Silva (2006), as distinções nos comportamentos hidrológicos para os diferentes segmentos geométricos das vertentes refletem na distribuição da umidade ao longo das mesmas e, por conseguinte, da vegetação.

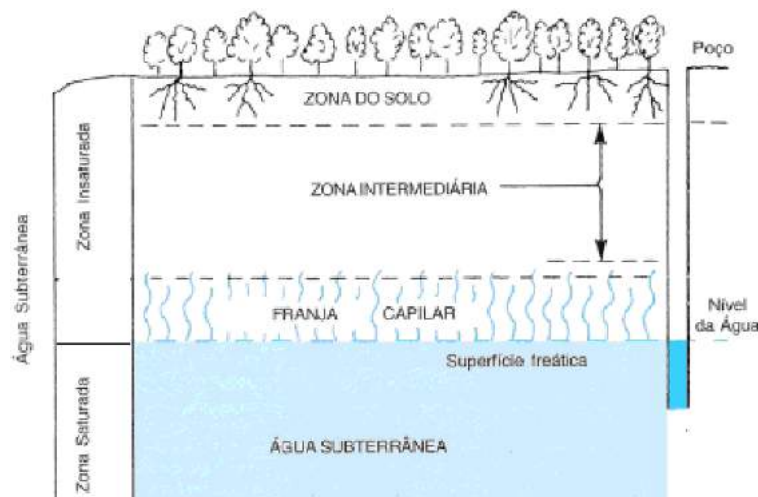
Portanto, há uma maior tendência de formação de ambientes ripários nas topografias côncavas das vertentes adjacentes aos cursos fluviais. Por sua vez, nos sopés das vertentes planas e naquelas dotadas de algum grau de convexidade (e até nos trechos superiores das vertentes côncavas), onde pode haver uma progressiva elevação da declividade, a influência hidrológica da água de subsuperfície dependerá das variações no perfil do solo.

Concernente a esta condição, os estudos de Guadagnin (2015), relativos à associação entre os atributos do relevo e as tipologias de vegetação na bacia hidrográfica do Arroio Caverá (oeste do estado do Rio Grande do Sul), demonstraram uma relação entre a vegetação ripária, a declividade, e o plano de curvatura das vertentes. Seus resultados registraram uma predominância da vegetação ripária em áreas com declives inferiores a 2%, reduzindo a sua expressividade nas declividades entre 2 e 5%, e baixa ocorrência em declives superiores a 15%. Da mesma forma, constatou uma forte predominância desta tipologia de vegetação nas porções convergentes do relevo, sendo quase duas vezes maior do que as ocorrências verificadas nas formas divergentes.

Heath (1983) compreende a água subsuperficial como toda aquela que se encontra sob a superfície da terra, ocorrendo em duas zonas diferentes (Figura 10): a zona insaturada e a zona saturada. A zona saturada é limitada em sua porção superior pelo lençol freático, e tem todos os seus interstícios cheios de água, estando aí a única situação onde a denominação “água subterrânea” aplica-se corretamente. Já a zona insaturada, sobreposta a zona saturada, apresenta-se praticamente subdividida em três partes: A zona do solo, que se estende da superfície do terreno a uma profundidade máxima de 1 ou 2 metros, e é aquela que suporta o crescimento das plantas; a zona intermediária, que difere em espessura de local para local (variando inclusive conforme a extensão da zona do solo e da franja capilar); e a franja capilar, que encontra-se na parte inferior da zona

insaturada e que faz limite com a zona saturada, dando a ascensão de linhas delgadas de água através dos poros das rochas consolidadas e semiconsolidadas, e dos materiais terrosos, através das forças de capilaridade (que resultam das forças de coesão – atração entre as moléculas de água – e de adesão – atração molecular entre a água e diferentes sólidos).

Figura 10 – Zonas hidrológicas do solo.



Fonte: Adaptado de HEATH, 1983.

No que tange à zona da franja capilar, a ascensão capilar será tanto maior quanto menor a dimensão dos poros do solo, ou seja, de acordo com as frações granulométricas dos solos, as elevações são pequenas nas equivalências das frações arenosas (poucos centímetros a dezenas de centímetros), aumentando para a fração argilosa (podendo atingir de 2 a 10 metros, em média). A tabela 01 demonstra estimativas de valores da ascensão capilar para diferentes frações granulométricas obtidas experimentalmente por alguns autores.

Tabela 01 – Altura aproximada da ascensão capilar (h) para diferentes granulometrias, conforme distintos autores.

Granulometria	Mc CARTHY, 1977.	HOLTZ & KOVACS, 1981.		PERLOFF & BARON, 1991.
	h (cm)	h – solto (cm)	h – denso (cm)	h (cm)
Pedregulho fino	2 - 10	-	-	-
Areia grossa	15	3 - 12	4 - 15	2 - 5
Areia média	-	12 - 50	15 - 110	12 - 35
Areia fina	30 - 100	30 - 200	40 - 350	35 - 70
Silte	100 - 1000	200 - 1000	250 - 1200	70 - 150
Argila	1000 - 3000	> 1000	> 1000	200 - 400 e mais

Fonte: Adaptado de COACALLA, 2012.

Coelho Netto (2003), entretanto, alerta para o fato da força capilar diminuir com o aumento da umidade do solo, sendo neutralizada quando o solo atinge a saturação. Perante esta condição, a autora expõe que a permeabilidade saturada representa a melhor condição de transmissão de água no solo.

Tratando dos perfis de solos em regiões tropicais, Porto (2003) divide os regolitos em duas grandes zonas: a saprolítica e a pedolítica, diferenciadas sobretudo pela ação pedogenética na última. A zona saprolítica desenvolve-se a partir da frente de intemperismo, sendo definido como rocha alterada com preservação de estruturas, texturas e volume do protólito, com os minerais secundários pseudomorfos sobre os primários. As suas porções inferiores comumente apresentam granulação mais grosseira e porosidade mais acentuada, ao passo que as superiores tendem a possuir uma textura mais fina, com minerais primários quase inexistentes (com exceção do quartzo e outros resistatos), e porosidade diminuta. A zona pedolítica, por sua vez, desenvolve-se acima do saprólito, distinguindo-se deste em decorrência da forte influência dos processos pedogenéticos responsáveis pela sua estruturação.

Considerando a correlação entre as zonas hidrológicas descritas por Heath (1983), com as fases do regolito indicadas por Porto (2003), e com os horizontes dos perfis de solos nas bases de encostas de fundos de vales, pode ser suposta a equivalência:

- Zona não saturada / zona do solo = pedólito, abarcando os horizontes A, E e B do solo (equivalente ao *solum*);
- Zona não saturada / zona intermediária = saprólito, correspondente à parcela insaturada do horizonte C do solo.

Nesta condição, descartando os casos de solos afetados por hidromorfismo ocorrentes nas áreas de planícies moderadamente a muito mal drenadas, pode-se conceber que: nas situações de transição entre a margem do rio e a base das encostas, onde o nível freático se afasta da superfície, mas a franja capilar é capaz de ascender até a base do *solum* (integrante da zona do solo, que abriga a vida

vegetal, e onde ocorreu a pedogênese), praticamente não haveria a ocorrência da zona intermediária, e o perfil em questão poderia ser considerado como pertencente à zona ripária. Seguindo no sentido de aclave da base da encosta, distanciando-se do curso d'água, há uma tendência natural ao aumento da declividade das vertentes e o afastamento do nível freático em relação à superfície. Nesta disposição, a franja capilar (dependendo da composição granulométrica e textural do meio) pode não alcançar mais a base do *solum*, surgindo a zona intermediária, cuja espessura dependerá da declividade e da geologia local (intensidade da ação intempérica perante a resistência litológica), bem como do grau de desenvolvimento do solo (relação com a espessura do pedólito, ou da zona do solo, decorrente da atuação dos processos pedogenéticos). A partir desta situação, a diferenciação entre os espaços de influência ripária e os ambientes de terra firme nas bases das encostas de fundo de vale podem se dar conforme o predomínio das condições mínimas de umidade que a ascensão capilar ainda pode ofertar às espécies ripárias.

Zaimes *et al.* (2007) mencionam nos trabalhos de Stromberg *et al.* (1996) a determinação de uma forte associação entre a distribuição de espécies ripárias e a profundidade do lençol freático. Este estudo demonstrou que quanto menor é a profundidade ao lençol freático necessária para uma espécie, mais dependente esta é de condições de áreas úmidas.

De acordo com Helliwell (1983; 1995 apud SANTO, 2003), a vegetação pode utilizar a água que sobe por capilaridade (cuja altura de ascensão depende da textura dos solos, conforme já mencionado), sendo que, em condições ideais, a altura máxima em que a ação da capilaridade pode ser eficiente é de 1 metro. Para que as raízes possam utilizar esta umidade, o nível de água não pode estar muito abaixo da profundidade das raízes. Da mesma forma, conforme Anderson (2012), as espécies ripárias (dependentes de água) são mais sensíveis à persistência da água subterrânea local dentro de 1 metro de profundidade da superfície, enquanto as espécies facultativas e de terra firme têm adaptação às condições de seca, e são tão menos sensíveis aos níveis da água subterrânea (por tal motivo, este autor compreende que os processos das águas subterrâneas governam as composições florísticas das zonas ripárias).

Pinto *et al.* (1976) mensuraram a profundidade média das raízes da vegetação de acordo com o porte das espécies, constituindo informação relevante, visto que através do comprimento médio das raízes, é possível verificar até que ponto as plantas podem retirar a água do solo. O quadro 08 demonstra os resultados obtidos pelos autores.

Quadro 08 – Profundidade média das raízes das plantas.

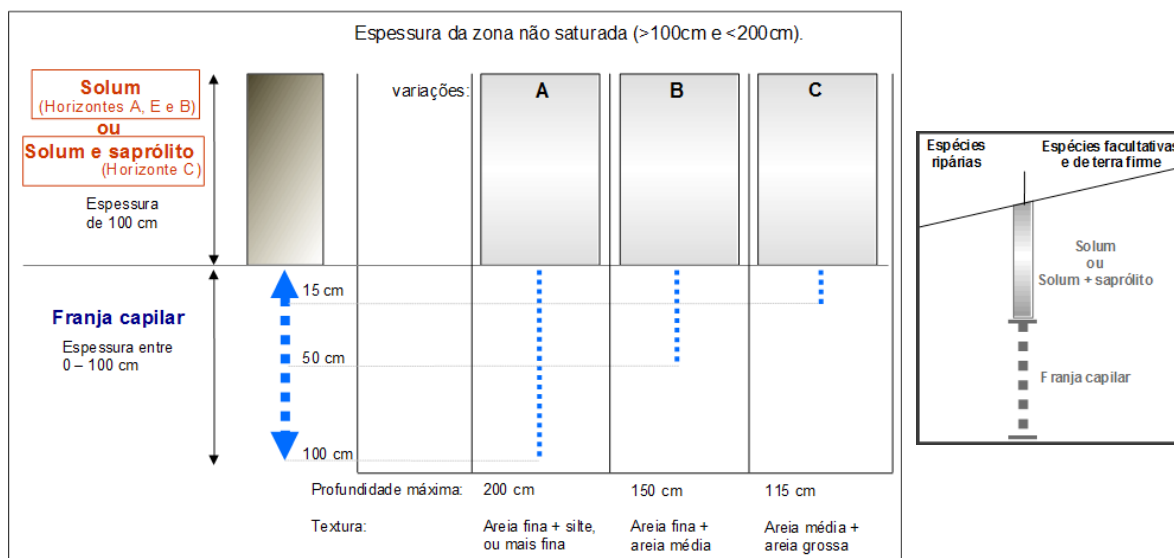
Plantas	Profundidade máxima da raiz (m)
Árvores coníferas	0,5 a 1,5
Árvores decíduas	1,00 a 2,0 ou mais
Árvores permanentes (folhas largas)	1,0 a 2,00 ou mais
Arbustos permanentes	0,5 a 2
Arbustos decíduos	0,5 a 2
Vegetação herbácea alta	0,5 a 1,5 ou mais
Vegetação herbácea baixa	0,2 a 0,5

Fonte: PINTO *et al.*, 1976.

Para fins de distinção entre os ambientes ripários e os de terra firme, balizando-se nas considerações hidrológicas supra, estima-se inicialmente como espaço ripário, a partir dos perfis de solo nas bases de vertentes adjacentes aos cursos fluviais, as situações onde a franja capilar atinja a base do *solum* (sem a ocorrência da zona intermediária), até aquelas nas quais a altura da franja capilar não seja maior do que 1 metro, e a espessura da somatória entre a zona do solo e a zona intermediária também não seja maior do que 1 metro.

As figuras 11 e 12 demonstram esta condição, estabelecendo uma previsibilidade de limitação entre a zona ripária e de terra firme em um ponto da encosta (aqui denominada de ponto de inversão ecossistêmica) no qual a associação de *solum* e *saprólito* (na parcela insaturada) apresente especificamente 1 metro de profundidade, podendo a totalidade da zona não saturada alcançar até 2 metros de espessura, variando de acordo com a relação direta entre a textura do solo e a ascensão da franja capilar. Supõe-se que até este ponto, ocorrem condições hidrogeomorfológicas adequadas para o domínio das espécies florísticas da zona ripária, ao passo que além do mesmo, passam a vigorar condições transicionais mais apropriadas para espécies facultativas e de terra firme (figura 12).

Figuras 11 e 12 – Previsão do ponto de inversão ecossistêmica entre a zona ripária e terra firme a partir dos declives das encostas adjacentes aos cursos d'água.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Naturalmente, compreendendo as oscilações sazonais dos sistemas hidrológicos fluviais e ripários, tais condições são consideradas para as épocas do ano em que a elevação do lençol freático é máxima (ou seja, nos períodos das chuvas e das cheias). Da mesma forma, o modelo é balizado nas bases de encostas compostas por rampas de acumulação coluvial, ou alúvio-colúvial, não sendo aplicável às encostas rochosas, ou demasiadamente declivosas, associadas com regolitos estreitamente espessos.

Deve-se ressaltar que a concepção apresentada é balizada nos conjuntos de informações conferidas pelas fontes de consulta, representando uma estimativa teórica, não constituindo uma condição rigidamente demarcada. A estruturação dos limites ripários / terra firme a partir das relações hidrológicas em perfis de solo em consonância com as tipologias de comunidades vegetais podem mudar de acordo com os resultados obtidos pelas mensurações em campo.

2.2 PROCEDIMENTOS TÉCNICOS E OPERACIONAIS.

A realização da pesquisa conta com etapas de nível compilatório, de atividades de gabinete, e de atividades de campo. A etapa compilatória constitui-se de levantamentos e consultas bibliográficas voltadas ao embasamento teórico e

conceitual da pesquisa, e à aquisição de informações referentes à área de estudo, bem como de estudos diagnósticos de gênese e evolução de suas paisagens.

Nas atividades de gabinete foram traçados os procedimentos inerentes ao desenvolvimento da pesquisa. Também decorreu nesta etapa a realização dos trabalhos de mapeamentos da área de estudo, sendo empregado os softwares Quantum GIS, versão 2.18.7, e SAGA GIS 2.3.1. Como base para a geração de dados de altimetria, de hidrografia e de declividade, foi utilizada uma imagem TOPODATA, com resolução de 30 metros, obtido por download no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

As imagens TOPODATA decorrem do projeto desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) na oferta de Modelos Digitais de Elevação (MDE) em cobertura nacional, elaborados a partir dos dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS). Os dados originais do SRTM, que apresentam uma resolução espacial de 90 metros, sofreram processos de pré-processamento e de refinamento através do Projeto TOPODATA, resultando em um produto com a resolução espacial de 30 metros, dispostos em arquivos articulados em conformidade com a grade de mapas na escala 1:250.000 do IBGE, para todo o território nacional.

Esta imagem foi reprojeta para o Sistema de Coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*), datum SIRGAS 2000, zona 22S, e convertida para o formato 16 bits (para evitar os pontos flutuantes dos arquivos de 32 bits). Posteriormente, a imagem TOPODATA foi corrigida hidrologicamente com o uso do algoritmo “Fill sinks (Wang & Liu)” do software SAGA GIS 2.3.1. A rede de drenagem e a delimitação da bacia foram obtidos através desta imagem corrigida com o uso do algoritmo “Channel network and drainage basins” também do software SAGA GIS.

Arquivos vetoriais referentes a altimetria e declividade foram obtidos (a partir da imagem TOPODATA previamente tratada) com o emprego do software Quantum GIS 2.18.7. O arquivo vetorial, no formato shapefile, com os limites municipais do estado do Rio Grande do Sul (segundo a base de dados do IBGE) foi obtido no site da FEPAM, ao passo que o arquivo vetorial referente ao mapeamento geológico do

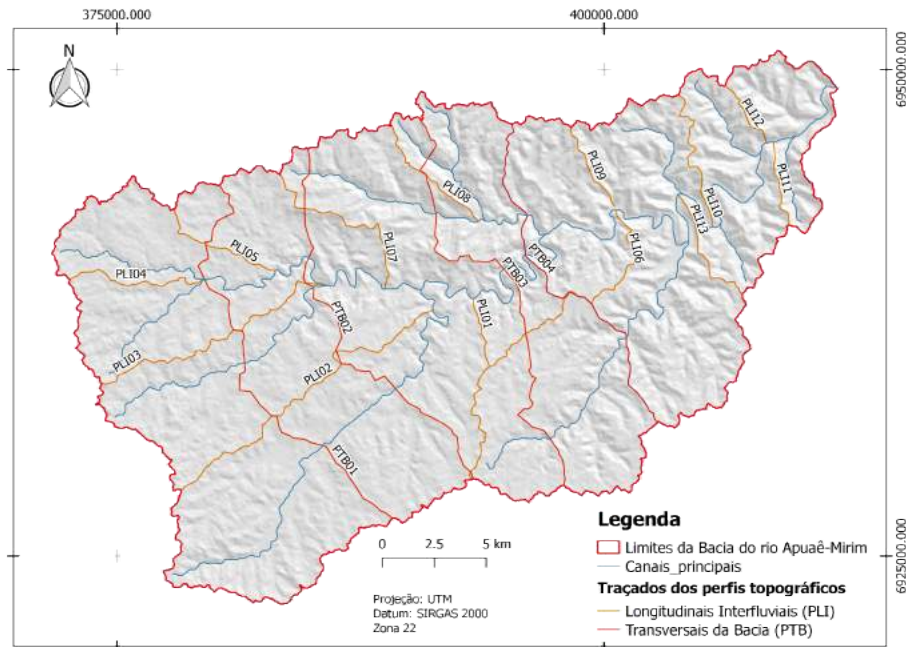
estado do Rio Grande do Sul, na escala 1:750.000 e também no formato shapefile, foi obtido no site da CPRM. Além dos dados digitais também foram utilizadas cartas topográficas (da Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército) na escala 1:50.000 em números correspondentes à extensão da área de estudo, sendo elas as cartas: Erechim (SG22-Y-D-IV-1), Gaurama (SG22-Y-D-IV-2), Maximiliano de Almeida (SG22-Y-D-V-1), e Getúlio Vargas (SG22-Y-D-IV-4).

A classificação geomorfológica adotada para o mapeamento na escala da bacia foi baseada na combinação de dados hipsométricos e de declividade para a identificação das discontinuidades topográficas e dos compartimentos do relevo. Mediante a visualização da combinação referida no Quantum GIS, foram traçados alguns perfis seccionais (Figura 13) sobre a bacia hidrográfica (com o *plugin* “*Profile Tool*”), delineados em forma de rede nos sentidos longitudinais e transversais, para a identificação e o registro das discontinuidades topográficas e a distinção dos compartimentos do relevo. Para tanto, foram definidos os rios principais de análise (e as sub-bacias agrupadas em função destes), e os principais interflúvios que os separam, que serviram de base para a definição dos perfis topográficos, assim estabelecidos:

- **Perfis longitudinais fluviais (PLF)** – ao longo dos rios principais;
- **Perfis longitudinais interfluviais (PLI)** – iniciados nos pontos mais altos dos divisores da bacia, seguindo longitudinalmente pelas cumeadas dos divisores do “espigão” (que forma o interflúvio), até o final deste, encontrando-se com o rio mais próximo em nível altimétrico mais baixo; Neste último trajeto, optou-se em seguir até os níveis dos rios pelas topografias mais declivosas, a fim de identificar mais claramente as discontinuidades.
- **Perfis transversais da bacia de drenagem (PTB)** – seccionando a bacia e os rios principais perpendicularmente, delimitando as amplitudes altimétricas entre os interflúvios e os fundos de vales. Os trajetos para estes perfis foram eleitos baseados nas formas altimétricas mais contrastantes da bacia, cruzando os declives mais acentuados e seguindo pelas cumeadas mais significativas, de forma que seja permitido cruzar perpendicularmente os rios principais interceptados. Por este

procedimento, e em decorrência da forma da bacia, os alinhamentos destes perfis apresentam-se semelhantes a semicírculos radiais.

Figura 13 – Traçados definidos para os perfis topográficos na bacia do rio Apuaê-Mirim.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os perfis longitudinais interflúvios obtidos foram analisados conjuntamente, procedendo-se o mesmo com os perfis transversais da bacia, de modo a serem registrados e tabelados os pontos de discontinuidades topográficas observados nos mesmos. Os tipos de discontinuidades foram definidos com base em Savigear (1965, apud COLTRINARI, 2011), que distingue as rupturas e as mudanças de declividade que limitam as unidades morfológicas. Neste sentido, compreende-se como “rupturas”, as junções nítidas entre duas unidades morfológicas de declividade diferente, ao passo que as “mudanças” correspondem às junções graduais que ocupam uma faixa da superfície.

Os procedimentos de análise dos perfis permitiram constatar diferentes níveis topográficos constituídos por rupturas e mudanças nas declividades, com a ocorrência de patamares de extensões variáveis (desde as mais alongadas aos menos expressivos), para cada perfil individualizado de cada grupo (longitudinal e transversal). Os valores de discontinuidades e continuidades (patamares) topográficas dos perfis foram comparados (inicialmente dentro de cada grupo, e

posteriormente entre estes), visando identificar contrastes e similaridades entre os níveis identificados, permitindo definir aqueles de maior correspondência e de melhor representatividade para a compartimentação do relevo. Desta forma, foram estabelecidos 13 níveis topográficos representando os compartimentos iniciais do relevo. Para facilitar os demais procedimentos previstos para o estudo, os compartimentos que apresentaram correspondência morfogênica ou alguma associação geomorfológica direta foram agrupados, passando a constituir 07 compartimentações que constituem as unidades geomórficas adotadas para o estudo.

Posteriormente, procedeu-se a comparação e a possível associação de algumas características litológicas relevantes com as unidades geomórficas definidas, visando identificar as influências exercidas pela geologia local sobre estas, bem como a conferência de propriedades peculiares que expliquem ou atribuam particularidades específicas àquelas unidades.

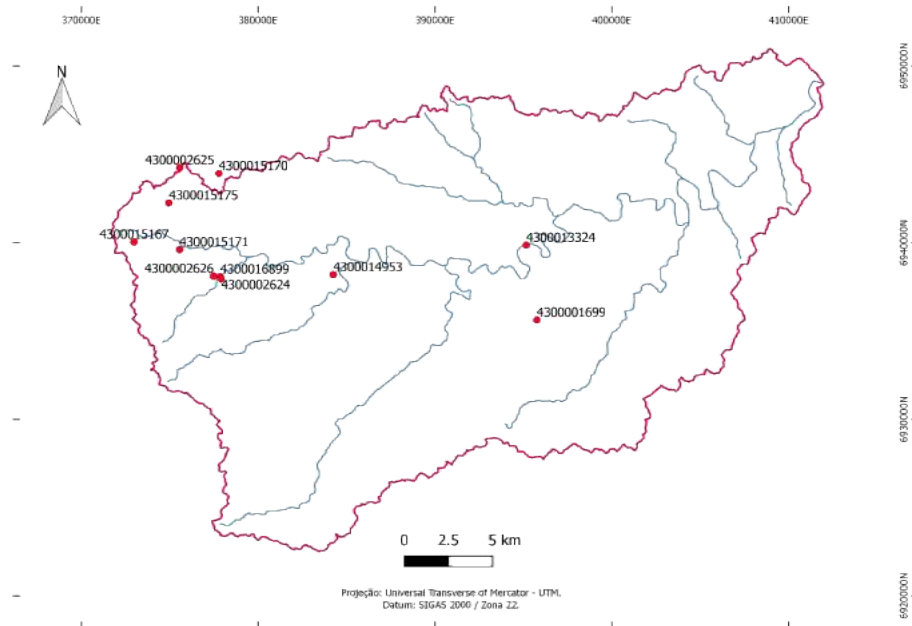
Neste aspecto, foram extraídas informações litoestratigráficas dos relatórios hidrogeológicos associados às perfurações de poços na área de estudo, e disponíveis no Sistema de Informação de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (2019). Para tanto, foram consultadas e sistematizadas as informações de 10 poços distribuídos na área de estudo (Figura 14), sendo os mesmos especificados conforme apresentado na Tabela 02.

Tabela 02 – Informações dos pontos consultados no SIAGAS em torno da estratigrafia local.

Poço (Nº SIAGAS)	Localização	Responsável	Cota do terreno	Profundidade (m)	Coordenadas	
					X (E)	Y (N)
4300001699	Áurea/RS	CORSAN	590	161,8	395750	6935625
4300002624	Erechim/RS	CORSAN	677	60	377909	6937954
4300002625	Erechim/RS	CORSAN	798	153	375559	6944243
4300002626	Erechim/RS	Ervateira Ouro Verde	670	150	377481	6938102
4300013324	Áurea/RS	P.M. de Áurea	480	468	395156	6939857
4300014953	Erechim/RS	P. M. de Erechim	610	96	384251	6938188
4300015167	Erechim/RS	CORSAN	778	280	372985	6940045
4300015170	Erechim/RS	CORSAN	722	200	377772	6943920
4300015171	Erechim/RS	CORSAN	702	250	375551	6939611
4300015175	Erechim/RS	CORSAN	792	162	374950	6942249

Fonte: SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, 2019.

Figura 14 – Mapa com as localizações e a distribuição dos poços registrados no SIAGAS para a área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As referidas unidades geomórficas apresentam correspondência, tanto descritivas como morfogênicas, com as Unidades Geomorfológicas da classificação do RADAMBRASIL (IBGE, 1986), equivalentes ao Planalto dos Campos Gerais e ao Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai, principalmente porque constituem conjuntos de patamares compartimentados dentro destes. Portanto, na classificação adotada, foi efetuada a associação entre as características geomorfológicas das unidades geomórficas delineadas, com as Unidades Geomorfológicas do RADAMBRASIL.

Complementar ao mapeamento por identificação dos patamares, segundo descontinuidades topográficas, foi adotado também o procedimento de mapeamento de declividades para toda a extensão da bacia hidrográfica, utilizando intervalos de classes segundo EMBRAPA (1979). Neste mapeamento foram destacados os intervalos essenciais à definição de dois conjuntos de modelados: os das planícies, identificados por terrenos planos de declividade inferior a 3%; e, os das rampas em declividade superior a 20%.

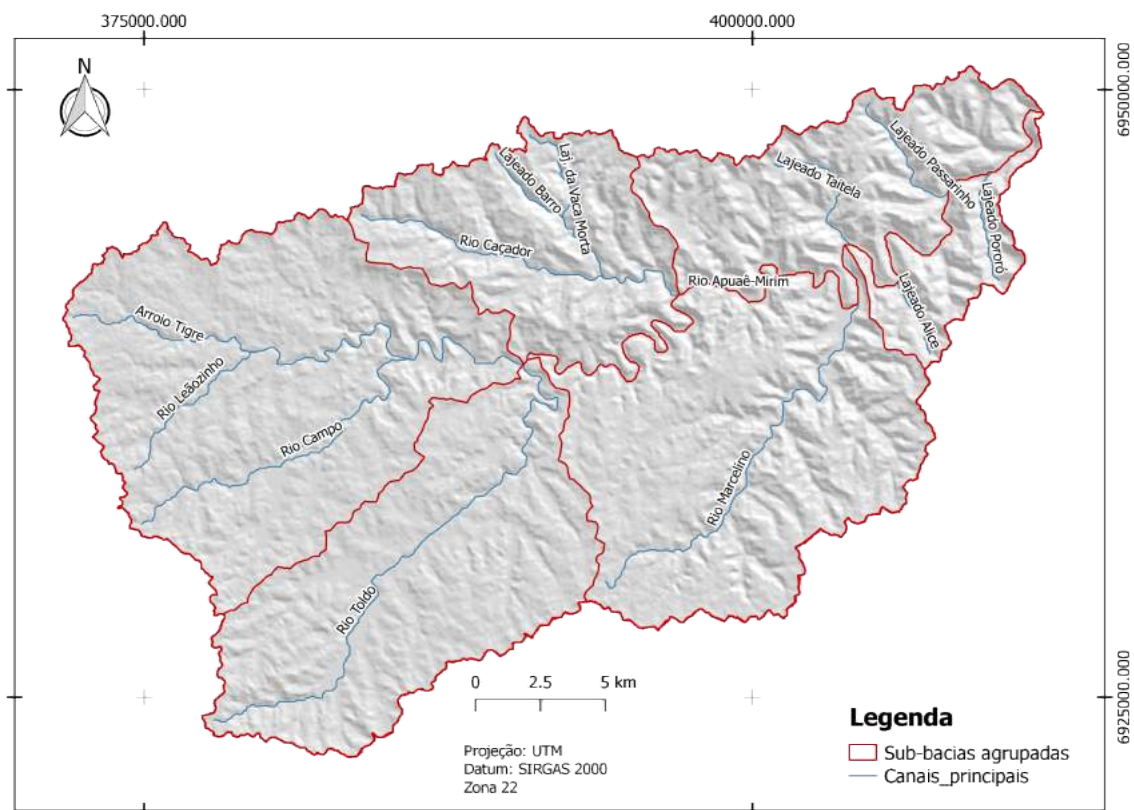
Em algumas situações, para melhorar as descrições de particularidades internas às unidades geomórficas, foram utilizados agrupamentos de sub-bacias (conforme proximidade e similaridade de relevo), indicados no quadro 09 e no mapa da Figura 15, para servir de indicativo locacional e como limitantes espaciais.

Quadro 09 – Agrupamentos de sub-bacias representativas dos rios principais definidos para análise.

Sub-bacias agrupadas	Rios principais	Posição em relação ao centro da Bacia
Rio Tigre – Campo.	Tigre e Campo	NW
Rio Toldo – Castillo – Carola.	Toldo	SW
Rio Caçador – Barro – Vaca Morta.	Caçador	N
Rio Boi Preto – Marcelino – Bonito.	Marcelino	S
Lajeados Passarinho – Taitela.	Passarinho e Taitela	NE
Lajeados Alice – Pororó.	Alice e Pororó	SE

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 15 – Mapa com os agrupamentos de sub-bacias na área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Para a definição do rio principal da bacia de drenagem, foi adotado como princípio o conjunto de segmentos de maior extensão, correspondendo ao alinhamento dos rios Tigre e Apuaê-Mirim (Observando que este último surge da

confluência dos rios Tigre e Toldo). É importante ressaltar a diferença estabelecida no uso dos termos “rios principais” (no plural), que faz referência aos rios responsáveis pela drenagem das sub-bacias agrupadas, e “rio principal” (no singular), que remete ao tronco principal da bacia hidrográfica.

A escala dos segmentos foi estabelecida a partir de dois troncos principais, que foram alinhados pelos eixos rio Tigre – Apuaê Mirim e rio Toldo Apuaê Mirim, dentro dos quais foram definidos 4 segmentos de análise. A denominação que indica estes segmentos na bacia dá-se pela associação entre o nome do rio onde se encontra o segmento, seguido pela abreviação UG (Unidade Geomórfica) e o número da unidade geomórfica onde se encontra. O procedimento para a escolha das posições dos referidos segmentos foi baseado na observação de vales considerados peculiares dentro das unidades geomórficas (efetuado por intermédio das atividades de gabinete e das campanhas de campo), considerando ainda critérios relacionados à acessibilidade, aos tipos de uso do solo, e à respeitabilidade ao direito de propriedade (exclusão de áreas rurais consolidadas com benfeitorias e culturas ativas, e autorização dos proprietários para a coleta de amostras). Deste modo, foram efetuadas as análises das características dos vales por segmentos, relativos às unidades geomórficas nas quais se encontram inseridos.

As extensões dos segmentos seguiram as indicações de Frissel *et al.* (1986), e foram limitadas pela junção de tributários (sendo considerado apenas aqueles que envolvem rios de 2ª ordem ou superiores) ou por quedas de água significantes. Neste último caso, foram consideradas as quedas de água com 10 m ou mais, tomando por referência os valores de equidistância das cotas altimétricas utilizadas no mapeamento. Os pontos equivalentes a essas condições foram definidos a partir dos perfis longitudinais dos rios (PLF), e da rede hidrográfica criada no software QGIS a partir da imagem TOPODATA hidrologicamente ajustada.

As análises morfométricas para identificar os tipos de vales e suas características, foram efetuados por meio dos perfis longitudinais e transversais gerados através do *plugin* “*Profile tool*” do software QGIS. Através dos perfis longitudinais dos segmentos foram indicados os seus gradientes altimétricos (que corresponde à relação entre a diferença das cotas altimétricas do segmento do rio e

o comprimento do mesmo) e definidas as declividades dos leitos (corresponde ao valor do gradiente altimétrico multiplicado por 100).

Do mesmo modo, por meio dos perfis transversais (delineados perpendicularmente ao eixo do vale) foram identificadas as dimensões verticais interfluviais (amplitudes altimétricas), as declividades das vertentes, e as larguras dos fundos de vales, caracterizando assim os tipos de vales e seus aspectos morfométricos. Para uma análise comparativa entre os perfis transversais de um segmento (ou, ainda, entre segmentos diferentes), foram definidas as amplitudes altimétricas médias para os interflúvios de cada segmento (que corresponde à média aritmética de todas as alturas interfluviais dos transectos de um mesmo segmento).

A análise referente à escala da zona ripária foi desenvolvida em equivalência aos trechos selecionados dentro dos segmentos de rios definidos. Para tanto, foram consideradas na adoção dos mesmos, situações que contemplassem peculiaridades dos vales, variações nas morfologias dos fundos de vales, e indicativos das conformações dos tipos de vertentes (côncava, convexas e planas). Considerou-se na análise dos trechos a adoção tanto de uma perspectiva linear, a partir dos seus perfis transversais, como areal (em planta).

Uma vez que a proposta de Frissel *et al.* (1986) não especifica precisamente a extensão dos trechos, foi adotada a indicação de Polvi *et al.* (2011), equivalendo a +/- 10 vezes a largura entre as margens do leito maior, em um segmento com gradiente e forma de vale que conservem similaridades em seu percurso. Os pontos de amostragem dentro dos trechos constituíram os pontos médios dos comprimentos relativos à extensão adotada para os trechos.

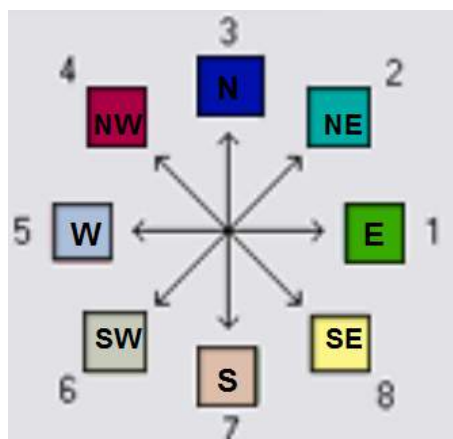
As áreas que delimitam os trechos de análise foram traçadas a partir dos pontos extremos dos trechos de rios, seguindo pelas planícies (quando existentes), e pelos divisores da vertente que contêm os pontos amostrais, de modo que abrangessem as parcelas das encostas cujos alinhamentos dos fluxos de água se direcionassem especificamente para o trecho de rio considerado. Nos pontos amostrais de cada trecho foram indicadas as formas das vertentes e medidos os

valores de declividade das mesmas em campo (com o uso de um clinômetro digital para Android, relativo ao aplicativo Dioptra, e uma haste de 2,0 m).

As linhas de fluxo relativas ao movimento das águas subsuperficiais, verdadeiramente, remetem à direção estabelecida pelo decréscimo da carga total, ou seja, pelas diferenças no gradiente hidráulico mais inclinado. Entretanto, dada a dificuldade em estabelecer um sistema de poços para a identificação dos níveis freáticos, e considerando a tendência da superfície freática em seguir a superfície do terreno, foi adotada a concepção de similaridade entre os fluxos superficiais e os subsuperficiais.

As direções estimadas para o movimento da água, que orientam as linhas de fluxo, foram geradas com o uso do algoritmo “*flow direction D8*” do provedor TauDEM (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*), versão 5.12, processado sobre a imagem Topodata (hidrologicamente corrigida) no software QGIS 2.18.7. O algoritmo cria um arquivo raster que contém a direção de fluxo de cada célula da grade matricial para um de seus vizinhos adjacentes (na ortogonal ou na diagonal), que é calculada usando a direção da descida mais íngreme. Desta forma, para definir a direção de fluxo, utiliza 8 direções possíveis para o fluxo de água, pixel a pixel, considerando o vizinho mais próximo (figura 16).

Figura 16 – Possíveis direções para o fluxo de água, por pixel, utilizado pelo algoritmo “*flow direction D8*”.



Fonte: GARBRECHT e MARTZ, 1997 apud QGIS, 2018.

Os alinhamentos dos divisores de água (*nose*) e dos talvegues (*hollow*) nas parcelas de vertentes internas às áreas dos trechos foram considerados no

mapeamento, tendo em vista os sentidos de divergência (nas formas convexas) ou de convergência (nas formas côncavas) das linhas de fluxos (os quais representam os caminhos efetuados pelas águas superficiais e subterrâneas) ao longo das encostas em direção aos fundos de vale. Estes caminhos preferenciais da água, obtidos por estes procedimentos, referem-se mais às águas superficiais, mas podem ser extrapoladas para as subsuperficiais, apesar destas poderem sofrer modificações em seus percursos reais por diferenças nas estruturas e composições dos substratos, e na condutividade hidráulica dos mesmos.

Deste modo, para o mapeamento das morfologias das vertentes nas áreas dos trechos, foi utilizado o algoritmo “*Convergence Index*” do software SAGA GIS 2.3.1, que calcula um índice de convergência / divergência da superfície em relação ao escoamento superficial. Neste cálculo são utilizados os aspectos dos pixels adjacentes a um pixel central, determinando como os valores (expressos em porcentagem) crescem ou decrescem a partir desta orientação. De forma geral, os valores negativos indicam condições de fluxo convergentes (concavidades), ao passo que os positivos estabelecem condições divergentes (convexidades). Os valores extremos +100 e -100 refletem condições máximas, relativas a um poço e ao “pico de um cone”, respectivamente, enquanto o valor zero corresponde a uma reta, ou a uma superfície plana (QGIS, 2018; FRANCO *et al.*, 2012).

Para complementar o indicativo das possíveis linhas de fluxo, foram utilizadas em conjunto com os rasters de direções de fluxos (gerado como o TauDEM), e de índice de convergência (gerado com o SAGA GIS), as linhas de cotas altimétricas, para estimar o tamanho dos vetores representativos. Visando facilitar a percepção de escoamento das referidas linhas de fluxo, foi empregado também o *plugin* “Qgis2threejs” do software QGIS 2.18.7, para a visualização em 3D das faces de encostas analisadas nos trechos.

Os procedimentos supra descritos visam o delineamento das redes de fluxos para as vertentes, para fins de análise hidrológica das mesmas nos pontos de observação. Considerando que as redes de fluxo derivam dos conjuntos de linhas equipotenciais (cujos pares de linhas adjacentes refletem a queda de carga equitativamente) e das linhas de fluxo (HEATH, 1983), convém observar que foi

adotado na pesquisa a equivalência entre as equipotenciais e as linhas de nível, pareadas com as linhas de fluxo, em semelhança ao conceito de “elemento” (áreas delimitadas por um par de segmentos de curvas de nível e um par de linhas de fluxo, dentro dos quais os fluxos ocorrem somente em uma direção), descrito por Rennó e Soares (2000). Naturalmente, as linhas de fluxo tendem a cortar as linhas equipotenciais (ora substituídas pelas linhas de nível) em ângulos retos, mas os traçados daquelas primeiras no presente trabalho foram exagerados conforme as orientações dos resultados de direções de fluxo e do índice de convergência, para ressaltar a influência das conformações superficiais das vertentes no direcionamento dos fluxos de água.

Considerando as morfologias dos trechos, foram definidos os pontos de observação e de coleta de amostras de solos (pontos de amostragem), sendo estas efetuadas durante as atividades de campo, dando-se sobre as planícies de inundação (quando existentes) e nas bases das vertentes (terço inferior), onde foram anotados os tipos de formas (convexas, côncavas ou planas) para avaliar os comportamentos hidrogeomorfológicos nas mesmas. As distâncias dos pontos amostrais em relação ao rio, e entre eles mesmos, foram medidas com o uso de uma trena, sendo medidas também as larguras do rio e as profundidades da incisão dos canais nos trechos (ou nas proximidades destes), ocorrendo ainda a descrição do tipo de material componente das bordas.

Para cada trecho considerado foram definidos até dois pontos de observação e de coleta de amostras de solos. Estes últimos foram extraídos a partir de trincheiras escavadas em cortes pré existentes nos terrenos (taludes de cortes de estradas, ou canaletas de drenagem), ou por perfurações de poços com o uso de um trado holandês (com a exposição do material escavado disposto de modo “deitado”), quando não foi possível escavar um perfil. As trincheiras foram abertas nas dimensões de 40 X 50 cm (comprimento e largura, respectivamente), e as profundidades, tanto naquelas primeiras como nos poços, foram escavadas até o contato lítico, ou até a interceptação do nível freático (alcançando cerca de 5 a 10 cm abaixo deste, como no caso das canaletas de drenagem pré-existentes). Neste último caso, a escavação não foi mais profunda, porque o intuito na atividade de

campo remetia à identificação da espessura do solo da superfície do terreno até o nível freático, sendo considerado atendido o objetivo ao ser alcançado este mesmo.

As amostras foram obtidas em profundidades diferentes ao longo do perfil, buscando estabelecer a diferenciação entre os horizontes presentes. A observação do solo em campo pautou-se na identificação da cor (conforme a carta de Munsell), da estrutura (quando possível), da plasticidade e da possível classe textural (por aferição tátil em teste de campo), sendo os procedimentos de avaliação seguidos de acordo com IBGE (2007; 2015).

No que tange à textura, IBGE (2007) esclarece que o termo é empregado especificamente para a composição granulométrica da terra fina do solo (fração menor que 2 mm de diâmetro), e expressa à participação das várias partículas constituintes do solo, em g.kg^{-1} , de acordo com a escala de Atterberg modificada (Quadro 10).

Quadro 10 – Fração textural de partículas do solo conforme a escala de Atterberg modificada.

FRAÇÃO	DIÂMETRO (mm)
Argila	< 0,002
Silte	0,002 - < 0,05
Areia fina	0,05 - < 0,2
Areia grossa	0,2 - < 2

Fonte: IBGE, 2007.

De acordo com Lemos e Santos (1996), a raridade de um solo constituído por uma única fração textural levou ao estabelecimento de classes de textura para definir as diferentes combinações de areia, silte e argila, sendo aquelas classes arranjadas de acordo com o triângulo textural do Sistema Americano (com modificações no Brasil para a classe muito argilosa), nas conformidades do Soil Survey Manual (1959, 1993).

Nas atividades de campo, as classes texturais foram aferidas de acordo com a classificação apresentada por IBGE (2015), tomando por base a plasticidade, a pegajosidade e as sensações tácteis das amostras coletadas. Embora todas as amostras de solo tenham tido as suas texturas aferidas em testes de campo, aquelas que requereram maior acurácia para o desenvolvimento de discussões mais

aprofundadas e específicas foram direcionadas para análises laboratoriais. Encontram-se nesta situação as amostras de pontos amostrais coletadas nas bases de encostas cujos modelados de vales são do tipo vertente-planície, onde as declividades são mais suavizadas e os processos hidrogeomorfológicos associados aos solos são mais perceptíveis. Dentre os pontos amostrais situados em planícies, apenas o do rio Toldo teve as suas amostras submetidas à análise laboratorial, para melhor elucidação das peculiaridades observadas em campo.

As amostras de solo foram encaminhadas para a análise física no Laboratório de Análises de Solo e Água da Universidade Regional Integrada do Alto Uruguai e das Missões (URI), no *Campus* de Erechim/RS. O método utilizado foi o do Densímetro, com os resultados expressos no material seco a 45°, sendo dispostos em porcentagens de argila, areia (areia grossa e areia fina) e silte. A classificação do solo utilizada na apresentação dos laudos de análise laboratorial foram tomadas da Instrução Normativa Nº 02, de 9 de outubro de 2008, do Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, assim estabelecida: solos tipo 1 (textura arenosa), solos tipo 2 (textura média), e solos tipo 3 (textura argilosa).

Nos pontos amostrais também foram verificados, além da espessura do solo, a profundidade e/ou o nível do lençol freático, ou de outros indícios que demonstrem a sua proximidade ou a sua variabilidade em relação à superfície (indícios de oxirredução por meio da coloração - ocorrência de concentração de óxidos de ferro ou de hidromorfia)

Foram considerados nas observações de campo a ocorrência dos materiais rochosos, na condição de protólito (expostos a partir dos taludes de corte nas estradas), dispersos na massa do solo, ou ainda sobre as superfícies dos terrenos, assim como a disposição e o estado de conservação daqueles mesmos (estado maciço ou fragmentário, e grau de atuação do intemperismo químico).

Pelos procedimentos efetuados, buscou-se ainda a identificação das classes de drenagem dos solos, e, complementarmente, a indicação dos grupos hidrofuncionais, conforme Curcio *et al.* (2006), passíveis de associação com aquelas primeiras.

Para as fases de drenagem utilizadas para a classificação hídrica dos solos, adotou-se os critérios apresentados por IBGE (2007), que são derivados do Soil Survey Manual (1951), com modificações pela Reunião Técnica de Levantamento de Solos (1979).

Quadro 11 – Classes de drenagem dos solos.

CLASSES DE DRENAGEM	DESCRIÇÃO
Excessivamente drenado	A água é removida do solo muito rapidamente; os solos com esta classe de drenagem são de textura arenosa.
Fortemente drenado	A água é removida rapidamente do solo; os solos nesta classe são muito porosos, de textura média a arenosa e bem permeáveis.
Acentuadamente drenado	A água é removida rapidamente do solo; os solos nesta classe são normalmente de textura argilosa a média, porém sempre muito porosos e bem permeáveis.
Bem drenado	A água é removida do solo com facilidade, porém não rapidamente; os solos com esta classe de drenagem comumente apresentam textura argilosa ou média, não ocorrendo normalmente mosqueados de redução, entretanto, quando presente, é profundo (a mais de 150 cm da superfície do solo; a mais de 30 cm do topo do horizonte B, ou do horizonte C, se B não existir).
Moderadamente drenado	A água é removida do solo um tanto lentamente, de modo que o perfil permanece molhado por uma pequena, porém significativa, parte do tempo. Os solos com esta classe comumente apresentam uma camada de permeabilidade lenta no solum ou imediatamente abaixo dele. O lençol freático acha-se imediatamente abaixo do solum ou afetando a parte inferior do horizonte B, por adição de água, através de translocação lateral interna ou alguma combinação dessas condições. Podem apresentar algum mosqueado de redução na parte inferior do B, ou no topo do mesmo, associado à diferença textural acentuada entre A e B.
Imperfeitamente drenado	A água é removida do solo lentamente, de tal modo que este permanece molhado por período significativo, mas não durante a maior parte do ano. Os solos com esta classe comumente apresentam uma camada de permeabilidade lenta no solum, lençol freático alto, adição de água através de translocação lateral interna ou alguma combinação destas condições. Normalmente apresentam algum mosqueado de redução no perfil, notando-se na parte baixa indícios de gleização.
Mal drenado	A água é removida do solo tão lentamente que este permanece molhado por uma grande parte do ano. O lençol freático comumente está à superfície ou próximo a ela durante uma considerável parte do ano. As condições de má drenagem são devidas a lençol freático elevado, camada lentamente permeável no perfil, adição de água através de translocação lateral interna ou alguma combinação destas condições. É frequente a ocorrência de mosqueado no perfil e características de gleização.
Muito mal drenado	A água é removida do solo tão lentamente que o lençol freático permanece à superfície ou próximo dela durante a maior parte do ano. Solos com esta classe usualmente ocupam áreas planas ou depressões, onde há frequentemente estagnação de água. Geralmente são solos com gleização e, comumente, horizonte hístico.

Fonte: IBGE, 2007.

IBGE (2007) explica que a drenagem do solo refere-se à rapidez e à facilidade com que a água recebida se escoar por infiltração e/ou escoamento, e que

o uso das fases de drenagem como critério para a delimitação de unidades de mapeamento do solo em nível de detalhe tem se mostrado bastante útil.

No aspecto de definição dos limites hidrológicos abarcados pela pesquisa, considera-se a percepção de Costa (2010) sobre as zonas ripárias, referindo-se ao alcance máximo da influência hidrológica sobre a terra em função do rio (considerando a proximidade do lençol freático, e a ascensão da franja capilar), distinguindo estes ambientes daqueles denominados de “terra firme”, conforme a proposição da concepção de ponto de inversão ecossistêmica para as bases de encostas supra descritas.

Neste sentido, não se busca identificar a variabilidade da zona ripária em seu processo de expansão e retração conforme precipitações específicas ou sazonais, uma vez que tal princípio já foi constatado através do conceito de Área Variável de Afluência (AVA) por Hewlett e Hibbert (1967), sendo aplicado e avaliado em diversificados estudos.

Da mesma forma, estabelece-se neste estudo o alcance máximo hidrológico acima mencionado a partir do leito maior do curso d'água para os trechos com vales confinados, e a partir dos limites da planície aluvial para os trechos com vales não confinados, considerando tão somente as oscilações no nível fluvial (e, por conseguinte, freático) de acordo com as sazonalidades anuais.

Compreendendo a zona ripária como aquele espaço que sofre as influências hidrológicas do rio na frequência normal de um ano (em verdade, 1,58 anos de intervalo, de acordo com Christofolletti, 1981, para a delimitação da margem plena), não há porque buscar associa-la com eventos esporádicos (ainda que extremos) que ocorrem a cada 10, 50 ou 100 anos, visto que não traduzem a condição corriqueira e normal daqueles ambientes. Até mesmo porque tem-se em mente que os eventos de natureza mais extremas podem sujeitar os rios a mudanças dramáticas em resposta àqueles, o que sugere uma alteração na relação processo forma (MARÇAL e LIMA, 2016), implicando na necessidade de uma reavaliação do trecho estudado, por apresentar outra morfologia, com dinâmica diferente em nova condição de equilíbrio.

Para balizar o estudo hidrológico e hidrogeomorfológico, foi considerada a influência do clima atual para a área de estudo, tendo em vista, particularmente o regime anual de chuvas.

De modo resumido, tem-se chuvas bem distribuídas espacialmente para a área de estudo, com uma média de precipitação anual variando entre 1700 e 2000 mm, e uma pequena redução dos totais de precipitação nos meses de inverno (ROSSATO, 2011).

Partindo do pressuposto de que as chuvas se distribuem uniformemente ao longo do ano para a área de estudo, assume-se uma concepção de baixa variabilidade do nível freático anualmente. Outrossim, ao ser considerado neste estudo o alcance máximo da influência hidrológica definida pelo rio, a partir dos limites do leito maior no sentido das encostas, optou-se em realizar as atividades de coletas amostrais e de medições em campo imediatamente após o mês outubro, que configura um dos meses mais chuvosos (além do mês de maio), de acordo com Erechim (2011). Convém ressaltar que as campanhas de campo ocorreram em períodos de, pelo menos, uma semana após a ocorrência de chuvas na região, a fim de não ocorrerem interpretações errôneas sobre os comportamentos hidrológicos nos pontos de observação.

Ao final dos levantamentos, buscou-se correlacionar as informações geradas pelos procedimentos supra indicados para descrever os aspectos geomorfológicos (tratando dos processos morfogenéticos e hidrogeomorfológicos), abarcadas desde a escala da bacia até a dos trechos, indicando como são capazes de condicionar a conformação dos espaços ripários, bem como as suas variabilidades internas e as suas distinções em relação a outros ambientes constituídos nos fundos de vales.

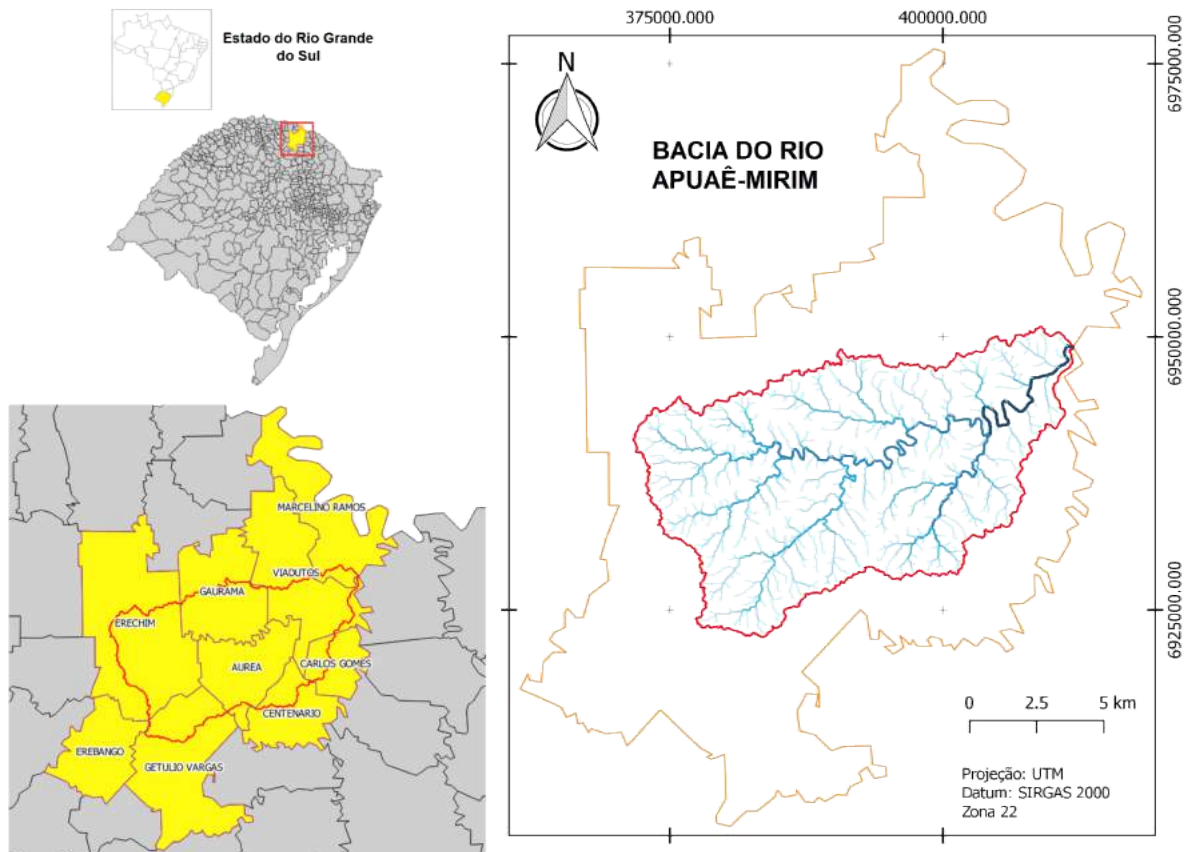
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES.

3.1 A ÁREA DE ESTUDO.

Com base nas informações obtidas na etapa compilatória da pesquisa, foram traçadas as características da área de estudo. Por este processo, foi possível adquirir um conhecimento mais aprofundado da área em contexto regional e local, e assim balizar as análises acerca do tema de estudo, correlacionando os atributos relativos à geologia, à geomorfologia, ao clima, à pedologia, à vegetação, e aos processos e atividades de natureza antrópica.

A área de estudo está situada na região Norte do Estado do Rio Grande do Sul, e é constituída pela bacia do rio Apuaê-Mirim, cuja rede de drenagem abarca grandes parcelas dos municípios de Erechim, Getúlio Vargas, Gaurama, Viadutos e Áurea (Figura 17).

Figura 17 – Localização da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O rio Apuaê-Mirim se forma da confluência dos rios Toldo e Tigre (associado com toda a rede de drenagem da sub-bacia do rio Campos), recebendo ao longo do seu curso contribuições de outras sub-bacias como os dos rios Caçador, Marcelino, Passarinho, Taitela, Pororó, entre outros, e se apresenta como um afluente do rio Apuaê que, por sua vez, é um contribuinte do alto curso do rio Uruguai.

Grande parte das nascentes dos rios Toldo, Campos e Tigre situam-se no município de Erechim, sendo que muitas daquelas, situadas na sub-bacia do rio Tigre, apresentam-se alteradas ou descaracterizadas pelo histórico processo de urbanização da sede municipal. Todas as sedes dos municípios abrangidos pela bacia do Apuaê-Mirim encontram-se sobre os divisores hidrográficos, no plano elevado de relevo suave que bordejia os vales dissecados pelos cursos fluviais que confluem para o rio Uruguai, no alto do Planalto Meridional brasileiro. Entretanto, apenas o município de Erechim parece causar uma interferência urbana direta sobre a dinâmica hidrológica das nascentes, havendo em grande parte dos demais municípios, a ocorrência das nascentes em espaços rurais, muitas vezes protegidas por pequenos remanescentes de vegetação no entorno.

As atividades econômicas desenvolvidas nos municípios que integram a bacia do rio Apuaê-Mirim (conforme informações constantes nos sites institucionais das Prefeituras Municipais de Erechim, Getúlio Vargas, Áurea, Gaurama e Viadutos) têm predomínio nos setores primários, ou seja, nas atividades relacionadas à agricultura (principalmente na prática da rotação de cultura entre o trigo, a soja e o milho), e a pecuária, com destaque para o gado leiteiro, e, em menor proporção, a suinocultura e a avicultura. Dentre os municípios em questão, Erechim apresenta-se como um centro econômico regional, concentrando as principais atividades de prestação de serviço, e o desenvolvimento de um setor industrial mais amplo e diversificado.

Pela maior participação do setor agrícola entre as atividades desenvolvidas na área de estudo, observa-se grande parte da extensão tomada por campos de agricultura e pasto, ocorrendo ainda remanescentes florestais, em estágio secundário de regeneração, que, em sua maioria, permanecem conservados, e não foram convertidos em usos agrícolas por estarem assentados em locais de topografia muito acidentada ou de difícil acesso.

3.1.1 Geologia.

A natureza das litologias presentes na área reporta aos eventos de sucessivos derrames de lava ocorridos na Era Mesozóica (derrames Juro-Cretáceos), e deram origem à Formação Serra Geral. Em decorrência, predominam na região as rochas efusivas básicas (predominando as do tipo basálticas), com segmentos de cobertura de derrames ácidos, havendo distinções nos litotipos dos derrames devido às diferenças na mineralogia e no processo de resfriamento (e consolidação), influenciando na composição e na estrutura de cada qual.

Conforme Juchem (1999), datações feitas através do método Ar-Ar indicaram que o magmatismo ocorreu no intervalo entre 137 e 127 milhões de anos, com uma duração de 10 milhões de anos, de forma que as rochas mais antigas se situariam a noroeste da Bacia do Paraná (onde predominam os tipos Pitanga e Paranapanema), e as mais jovens a sudeste (tipos Gramado e Esmeralda).

Sotoposto às camadas de rochas efusivas, encontram-se os depósitos sedimentares gondwânicos da Bacia Intracratônica do Paraná. De acordo com Leinz (1949), a Bacia do Paraná existe como província geológica sedimentária desde o Devoniano, sendo que para Almeida (1956), a centralidade enquanto principal captadora sedimentar da referida Bacia dá-se a partir do Carbonífero Inferior. Scheibe (1986) traz luz a esta questão, indicando que as bacias sedimentares brasileiras (do Amazonas, do Piauí-Maranhão, e do Paraná) tornam-se melhor individualizadas entre o fim do Siluriano e início do Devoniano, quando ocorrem deposições marinhas e do tipo deltaicas resultantes da invasão do mar em todas estas áreas. A partir do Carbonífero Inferior, é que o mar regride, e se estabelece a sedimentação continental. De acordo com este último autor, a sedimentação intracratônica continuou nas bacias sedimentares brasileiras até o Triássico Médio, quando quase cessou, sendo que na Bacia do Paraná iniciou-se a deposição do arenito Botucatu (de natureza desértica a fluvial árida), decorrente de um arqueamento crustal que antecedeu a ruptura do Gondwana. A partir desta ruptura, há cerca de 140 milhões de anos, dão-se os vulcanismos fissurais cujas lavas recobrem grande parte da Bacia do Paraná, tendo à base destas efusivas

(Formação Serra Geral) os arenitos Triássicos da Formação Botucatu, compondo o Grupo São Bento (LEINZ, 1949; SCHEIBE, 1986).

As espessuras dos derrames efusivos variam ao longo da Formação Serra Geral, sendo maior na borda oriental, nos limites entre os estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina (alcançando mais de 1000 metros), diminuindo para oeste, norte e sul, atingindo valores um pouco maiores que 100 metros no norte do estado de São Paulo e no extremo sul da fronteira do Rio Grande do Sul com o Uruguai (LEINZ, 1949; ALMEIDA, 1956).

Conforme Hartmann (2014), a grande maioria dos derrames da província vulcânica do Paraná são do tipo Pahoehoe, com estrutura de crosta inferior e superior intensamente amigdaloidais, e núcleo maciço. De acordo com o autor, os derrames de basalto apresentam espessuras na ordem de 10 a 80 m, que podem se propagar em grandes extensões de área (atingindo 100 km), devido ao deslocamento em túneis de lava. Já os riolitos podem constituir camadas extensas em superfície (de 50 a 100 km), apresentando espessura homogênea e estrutura interna maciça. Sobre esta última rocha, IBGE (1986) coloca que constituem as rochas mais abundantes da sequência ácida, com espessuras que atingem valores superiores a 100 m, sendo de difícil distinção o número de derrames por não apresentarem perfis típicos tal como o basalto.

Leinz (1949) descreve um afloramento no município de Santa Maria/RS, que permite a observação de oito derrames sucessivos, variando de 6 metros na base até 110 metros no topo (não havendo certeza se este último constitui um único derrame). Na subida de Três Forquilhas/RS para Tainhas/RS, o autor enumera treze derrames a partir dos afloramentos observados (Figura 18), cujas espessuras variam entre 50 a 130 metros (tendo espessura global de 1000 metros). Para este mesmo eixo, o autor menciona a observação, em repetidas vezes, da seguinte alternância textural dos basaltos, de baixo para cima (cujas variações lhe parecem características para uma única corrida de lava):

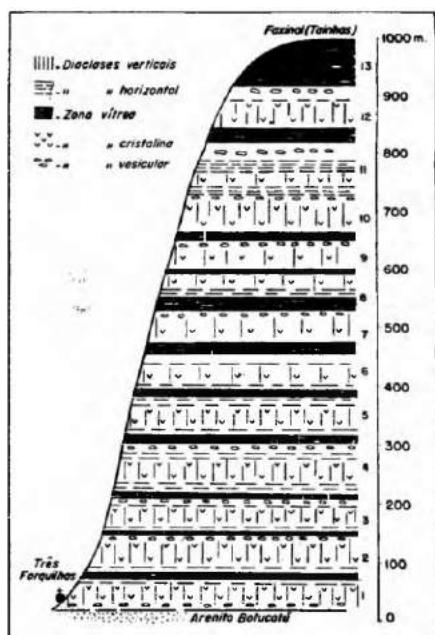
- Uma zona de basalto vítreo, de brilho de piche e coloração negra, com espessuras variando de 5 a 10 metros. Esta representa a base do derrame, com resfriamento rápido (devido ao contato com o embasamento).
- Deste último, passa gradativamente para um basalto microcristalino, rico em diaclases horizontais (diaclases de contração perto dos contatos).
- Segue-se um basalto micro a macrocristalino, com diaclases predominantemente verticais (no centro dos derrames, onde o resfriamento é lento), com até 40 metros de possança.
- Mais para o topo aparecem novamente diaclases horizontais seguidas por uma zona de 5-10 metros, rica em amígdalas vazias ou preenchidas por zeolitas, quartzo, calcedônia, entre outros. Esta faixa melafírica (rica em amígdalas) é a zona de enriquecimento de gases sob alta pressão, conjugada com resfriamento rápido em decorrência ao contato com a atmosfera.

Na região de Frederico Westphalen/RS, Gomes (1996 apud JUCHEM, 1999) efetuou um levantamento a partir de 7 perfis geológicos (individualizando 12 derrames basálticos entre as cotas 212 m e 580 m), verificando a frequente presença de arenitos vermelhos, e de brechas constituídas por fragmentos de basalto vesicular e arenito no contato entre os derrames. O autor identificou dois tipos de derrames dispostos na sequência apresentada na Figura 19, com as seguintes descrições:

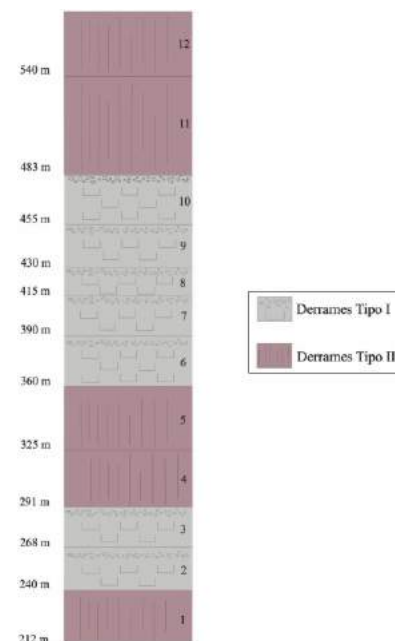
- **Derrames tipo I** – São os de menor espessura, entre 15 e 35 metros, com cores preto a cinzentas, apresentando da base para o topo um nível basal composto de rocha vesicular com pequena espessura, um nível central maciço com poucas fraturas irregulares e geralmente marcado na sua parte superior pela ocorrência de geodos, seguido de um nível vesicular de topo.
- **Derrames tipo II** – São os maiores derrames da área, com espessuras da ordem de 30 a 50 metros e cores marrom avermelhadas. Apresenta um nível basal vesicular, seguido de uma zona maciça intermediária com um padrão de fraturamento que divide a rocha em três níveis: nível "colunado" inferior e superior, onde as fraturas dividem a rocha em prismas regulares com faces pentagonais e hexagonais, e um

nível intermediário denominado de "nível de entablamento", por apresentar um fraturamento irregular, formando prismas estreitos e de faces curvas com terminações tetragonais. O topo desses derrames é marcado por um nível vesicular bem estruturado.

Figura 18 – Perfil geológico Três Forquilhas/RS – Figura 19 – Perfil geológico Irai/RS – Frederico Tainhas/RS, apresentando 13 derrames sucessivos. Westphalen/RS, descrito por Gomes (1996).



Fonte: LEINZ, 1949,p. 12.



Fonte: JUCHEM, 1999, p. 70.

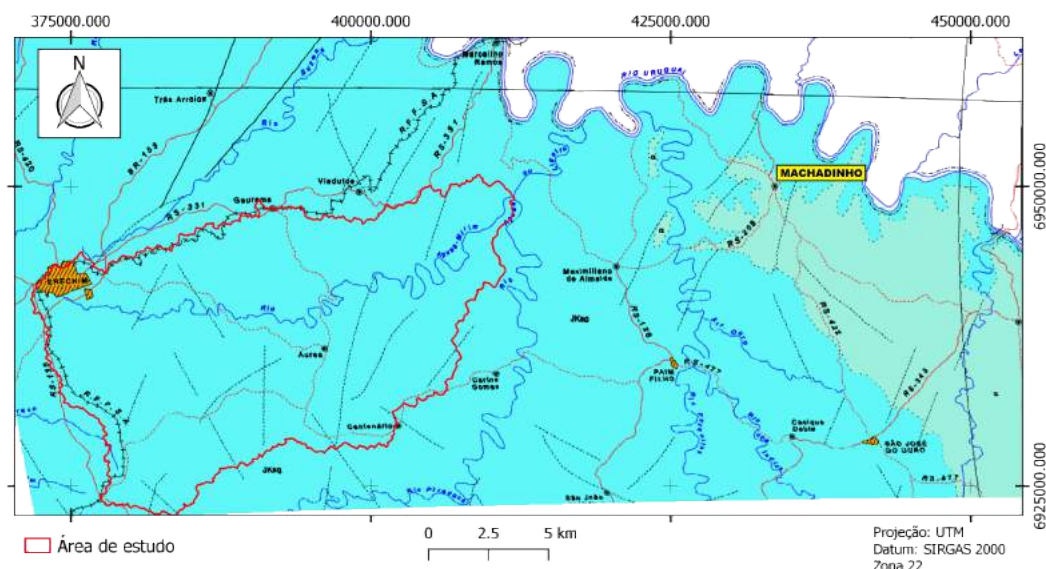
No que toca à estrutura litológica de alguns derrames, Gerrard (1988 apud THOMAZ, 2008), explica que, nas rochas efusivas do tipo basálticas, a estrutura litológica e a composição granulométrica (textural) dependem do processo de resfriamento das lavas, de modo que, em aspectos gerais, um resfriamento rápido cria uma rocha com textura microcristalina, e forma planos de fratura seguindo o contato das camadas de lavas superpostas, no sentido sub-horizontal.

Informações geológicas constantes no Memorial Técnico relativo a implantação da Usina Hidrelétrica de Machadinho (NÉSPOLI e PIZZATO, 2007), situada a cerca de 12 km a nordeste da foz do rio Apuaê-Mirim, descrevem um pacote de derrames com uma espessura local em torno de 400 a 500 m, dentro do qual foi analisado um perfil com cerca de 175 m de espessura. Neste, foram constatados sete derrames de lava, designados do topo para a base por letras de J a P, sendo as unidades J, K e L as mais espessas (de 20 a 90 m, e situadas entre

as elevações 520 e 385, aproximadamente), enquanto as inferiores, partindo da unidade M, apresentam espessuras médias em torno de 7,5 m (situadas, aproximadamente, entre as elevações de 374 a 325 m). Conforme Humes *et al.* (2003), As camadas L (espessura de 35 a 40 m) e K (espessura de 20 a 25 m) constituem derrames básicos, com um contato entre eles composto por brechas (com espessura de 15 m, no topo do derrame L), que apresenta uma baixa condutividade hidráulica. A camada J, por sua vez, constitui um extenso derrame de riolacito com uma espessura aproximada de 90 m, apresentando um sistema de fraturas subverticais e com uma inclinação média de 45°.

Até a localidade de Machadinho, conforme o mapeamento geológico do IBGE (2003a) para as folhas Erechim/Lages (na escala 1:250.000), ocorrem capeamentos sobre as rochas efusivas básicas (comumente basaltos) por rochas de composição ácida como os riolacitos, dacitos e riolitos (representado por “α” na Figura 20). Sobre o restante da extensão regional, que abarca a área de estudo, os derrames superiores são constituídos por rochas efusivas básicas toleíticas como os basaltos e os fenobasaltos.

Figura 20 – Mapa geológico abrangendo a região da área de estudo e do município de Machadinho/RS.



Fonte: IBGE, 2003a.

Juchem (1999) expõe que o grande volume de dados acumulados sobre as rochas da Formação Serra Geral permitiram, a partir das décadas de 1970/80, a divisão das mesmas em três grandes grupos: basaltos toleíticos (90% do volume

total); andesitos toleíticos (7%); e, riocacitos/riolitos (3%), sendo este último ainda subdividido nos grupos de rochas ácidas do tipo Palmas, e rochas ácidas do tipo Chapecó por Bellieni *et al.*, em 1986.

Conforme Juchem (1999) e Tratz (2009), as rochas basálticas da Bacia do Paraná foram classificadas a partir do aspecto geoquímico por Ruegg em 1975, que as dividiu segundo os teores apresentados de TiO₂ (critério este utilizado por Piccirillo *et al.* em 1988), em associação com as rochas ácidas, para a setorização da Bacia do Paraná em três subprovíncias: Setentrional, ao norte do lineamento do rio Piquiri (entre PR e MT); Meridional, ao sul do lineamento do rio Uruguai (onde predominam basaltos com baixos teores de TiO₂, que podem ser cobertos por lavas ácidas do tipo Palmas, podendo ocorrer ainda, em menor proporção, rochas ácidas Tipo Chapecó encimando o pacote vulcânico, aparecendo nas áreas de cimeira, ou intercaladas com as unidades de natureza básica); e, Central, entre os lineamentos dos rios Piquiri e Uruguai. Baseados nestas classificações, Peate *et al.* (1990) propuseram uma classificação complementar, distinguindo os tipos magmáticos basálticos com base nos teores de TiO₂, sendo assim estabelecido: Tipos Urubici e Pitanga, com altos teores; Paranapanema e Ribeira, com teores intermediários; e, Gramado e Esmeralda, com baixos teores.

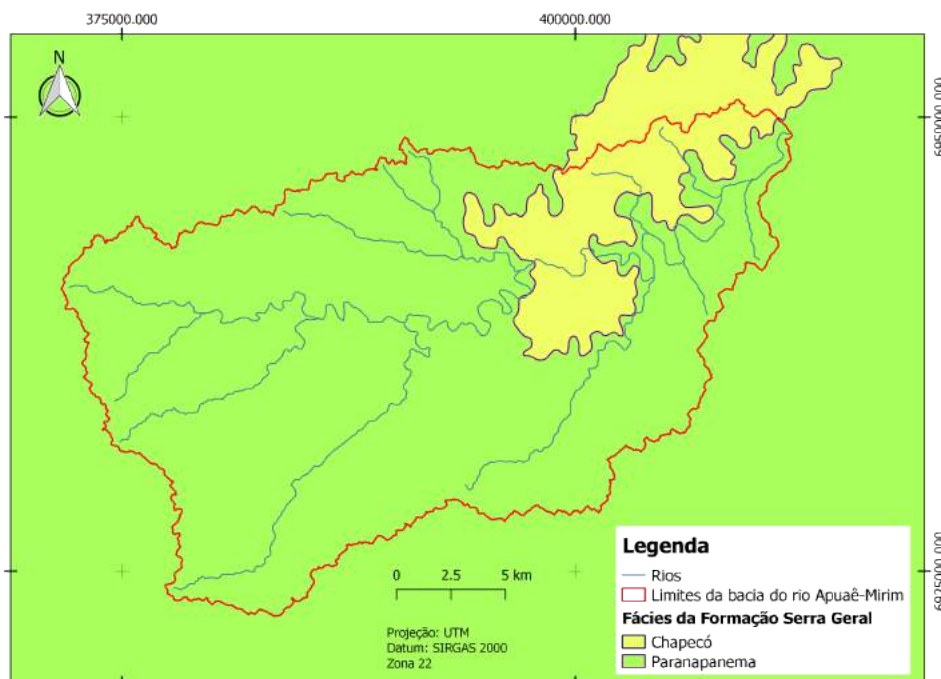
No que tange às litologias da região que abarca a área de estudo, com base no mapeamento geológico do estado do Rio Grande do Sul, produzido na escala 1:750.000 pela CPRM (2008), tem-se na Formação Serra Geral (integrada ao Grupo São Bento, situado na Província Paraná), a ocorrência das Fácies Paranapanema (de +/- 136,2 Milhões de anos) e Chapecó (de +/- 132,1 Milhões de anos), ambos do Cretáceo, cujas características são descritas no Quadro 12.

Quadro 12 – Caracterização geológica da Formação Serra Geral e das Fácies que ocorrem na área de estudo com base no Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, na escala 1:750.000.

<p>Formação Serra Geral – derrames de basalto andesitos, riocacitos e riolito, de filiação toleítica, onde intercalam-se arenitos intertrápicos Botucatu na base e litarenitos e sedimentos vulcanogênicos da porção mediana ao topo da sequência.</p>	<p>FÁCIE Paranapanema (K1βpr) – derrames basálticos granulares finos, melanocráticos, contendo horizontes vesiculares espessos preenchidos por quartzo (ametista), zeolitas, carbonatos, selodonita, Cu nativo e barita, compreende a maior concentração das jazidas de ametista do estado.</p> <p>FÁCIE Chapecó (k1αch) – derrames ácidos variando entre riocacitos a riolitos, matriz vitrofírica contendo pórfiros.</p>
---	--

Fonte: CPRM, 2008.

Figura 21 – Recorte da área de estudo em Mapa Geológico a partir de levantamento realizado na escala 1:750.000, apresentando as Fácies da Formação Serra Geral que abarcam a bacia do rio Apuaê-Mirim.



Fonte: CPRM, 2008.

Na área de estudo especificamente, tem-se uma aferição aproximada da estratigrafia local, esboçada a partir das informações sobre os poços perfurados localmente, contidas na base de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) do Serviço Geológico do Brasil (2019). Dentre aqueles poços, tem-se o da Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN), de numeração 4300016899, situado na cota altimétrica de 670 m, no município de Erechim/RS, que alcança 929 metros de profundidade, percorrendo 868 metros de espessura da Formação Serra Geral, e atravessando as Formações Botucatu e Piramboia (de 34 m e 24 m de espessura, respectivamente), até atingir a Formação Estrada Nova.

Naturalmente, não é possível estabelecer um perfil estratigráfico preciso da Formação Serra Geral na área de estudo diante das informações ofertadas pelas perfurações dos poços, pois cada qual apresenta um modo de descrição das litologias, com informações pouco detalhadas, sendo bastante incompletas em sua maioria. Entretanto, uma análise generalista apoiada na sistematização das informações ofertadas permite o delineamento de aspectos característico entre as

cotas altimétricas de 798 m até 396 m, que corresponde a um intervalo aproximado da amplitude altimétrica da bacia do Apuaê-Mirim. Deste modo, a litologia descrita é do tipo basalto, sendo comum a alternância entre aqueles de coloração cinza (que pode variar entre tonalidades esverdeadas, avermelhadas ou escurecidas), e marrom (com variações para tons escuros).

A descrição mais completa efetuada para as cotas entre 798 m e 630 m (poço nº. 4300002625) indica a ocorrência de um basalto maciço, pouco fraturado e pouco alterado capeando o topo das culminações, seguido em profundidade pela alternância entre camadas pouco fraturadas de basalto amigdaloidal e basalto homogêneo (nas demais descrições, basicamente é indicada a ocorrência de basaltos homogêneos naquele entre cotas, com as já mencionadas intercalações de cores).

Os perfis com as melhores descrições para as cotas entre 670 m e 429 m, indicam a continuidade das alternâncias entre as camadas de basaltos amigdaloidais e de basaltos homogêneos, sendo indicada uma camada de basalto maciço situada entre as cotas 622 m e 610 m. Os níveis de fraturamento apresentam-se fracos para algumas camadas, sendo que se tornam altos nas entre cotas 476 m e 429, ocorrendo próximo a esta faixa, elevados graus de alteração das rochas.

Pela natureza das informações disponíveis, não é possível estabelecer as delimitações entre os derrames basálticos, e, por conseguinte, do número de derrames existentes. Porém, as descrições litológicas de alguns poços permitem verificar disposições características na consolidação dos derrames, tal como as indicadas por Hartmann (2014), como a ocorrência de níveis basais amigdaloidais, seguidos por um núcleo homogêneo, e topos amigdaloidais, podendo dar-se camadas de brechas que marcariam o contato entre os derrames (caracterizada em melhor similaridade nos poços de nº 4300001699 e 4300014953), aproximando-se das observações de Gomes (1996 apud JUCHEM, 1999) para a região de Frederico Westphalen/RS, cujos derrames, assim como as da área de estudo, também integram a Fácies Paranapanema indicada por CPRM (2008).

A caracterização geológica, assim descrita nas linhas anteriores, favorece a compreensão da origem e da estruturação do relevo na área de estudo, contribuindo para uma análise mais concisa da geomorfologia a partir de uma escala regional.

3.1.2 Geomorfologia.

De acordo com Suertegaray (1996), até a fase anterior a formação do deserto Botucatu, a paleogeografia do Rio Grande do Sul era constituído de uma massa antiga de terrenos cristalinos (Pré-cambrianos), articulada a uma vasta área de terreno sedimentar (sedimentos gondwânicos da Bacia do Paraná), configurando, para essa época, duas unidades geomorfológicas: o Escudo Sul-Riograndense e uma vasta planície sedimentar. Após os derrames de lava fissurais que passaram a encobrir o deserto Botucatu durante o Mesozóico, tem-se ao final da Era Cenozóica a etapa de evolução geológica mais importante para a compreensão das atuais unidades geomorfológicas do estado, sendo tais processos caracterizados pelos falhamentos responsáveis pelo soerguimento do Escudo Sul-Riograndense e do Planalto Basáltico, e pelas oscilações eustáticas do Quaternário (que influenciaram na dinâmica dos processos geomorfológicos sobre estas unidades).

Ainda conforme a autora supra, foi por meio da fragmentação Gondwânica e abertura do Oceano Atlântico que se iniciaram os processos diastróficos responsáveis pelas reativações de zonas de falhas e por uma série de alinhamentos, com soerguimentos, basculamentos e abatimentos de blocos dos derrames basálticos. Tais processos promoveram a reordenação da drenagem, com o desenvolvimento do processo erosivo que permitiu a formação inicial da Depressão Periférica, bem como a erosão e o recuo das escarpas do Planalto Basáltico, assim como o aporte de material que, em parte, constituiria no Cenozóico a atual Planície Litorânea.

A configuração do relevo decorrente dos processos morfogenéticos processados no espaço do estado do Rio Grande do Sul passaram a ser estudados, compartimentados e classificados a partir da década de 1940. Gonçalves e Santos (1985) revisaram e sistematizaram as propostas de classificação para o relevo do estado desde a apresentada por Nogueira em 1948 até a de Vieira em 1984, sendo

as principais organizadas e disponibilizadas de acordo com o Quadro 13. Balizadas nas proposições de Ab'Saber (1960, 1963 e 1964), julgadas como as que melhor sistematizam a realidade do relevo estadual pelas autoras, as mesmas também apresentaram uma nova proposta de classificação geomorfológica, considerando os critérios morfoestruturais e topográficos, sendo assim delimitados: Planalto Sul-Rio-Grandense, Depressão Central, Planalto Setentrional (que corresponde ao Planalto Meridional na extensão nacional, mas que assume uma orientação setentrional no conjunto regional do relevo), e Planície e Terras Baixas Costeiras.

Quadro 13 – Classificações propostas para o relevo do Estado do Rio Grande do Sul por autores.

NOGUEIRA 1948	BERNARDES 1962	MONTEIRO 1963	AB'SABER 1964	MÜLLER 1970	CARRARO et al - 1974	MOREIRA E LIMA - 1977	MOREIRA E COSTA - 1977	VIEIRA 1984
Planalto	Planalto	Planalto das Araucárias	Planalto Meridional	Planalto Basáltico	Planalto	Planalto das Araucárias	Planalto	Planalto Arenito Basáltico
	Encosta	Zona das Missões		Cuesta do Haedo		Zona das Missões		
Sedimentos Gondwânicos	Campanha	Cuesta do Haedo	Depressão Periférica	Depressão Periférica	Depressão Periférica	Cuesta do Haedo	Depressão Central ou Periférica	Depressão Central
	Depressão Central	Depressão Central do Rio Grande do Sul		Depressão Periférica		Escudo Sul-Rio-Grandense		
Escudo Rio-Grandense	Serra do Sudeste	Serras de Sudeste	Planalto Uruguaio Sul-Rio-Grandense	Escudo	Escudo Sul-Rio-Grandense	Borda Cristalina Meridional	Escudo Sul - Rio Grandense	Escudo Rio-Grandense
Litoral ou Planície Costeira	Litoral	Baixadas ou Planícies Litorâneas Associadas	Planícies Terras Baixas Costeiras	Planície Litorânea		Planície Costeira	Domínio Litorâneo	Planície Costeira ou Litorânea

Fonte: GONÇALVES E SANTOS, 1985.

Recentemente, Suertegaray e Fujimoto (2012) propuseram uma nova classificação do relevo para o Estado do Rio Grande do Sul, alinhadas com a proposta teórico-metodológica proposta por Ross (1985) para a classificação do relevo brasileiro (que toma por referência os conceitos de morfoestrutura e de morfoescultura), e apoiadas nas classificações de Ab'Saber (1964) e de Müller Filho (1970) para o Estado. Por este meio, delinearam as seguintes unidades de relevo: Planalto Uruguaio Sul-rio-grandense, Depressão Periférica, Planalto Meridional, Cuesta do Haedo e Planície e Terras Baixas Costeiras.

A proposta de mapeamento e de classificação geomorfológica apresentada por Ross (1985), foi inspirada na proposição metodológica de Demek (1967), de

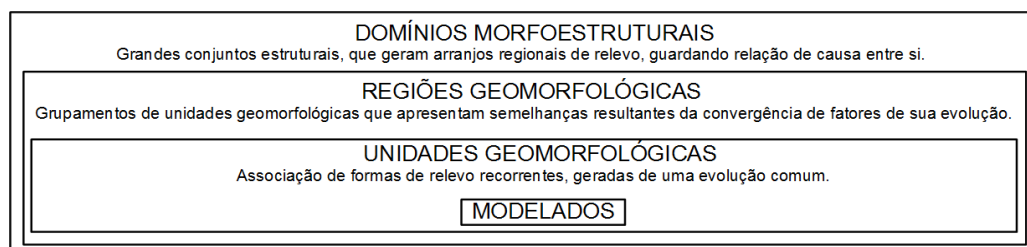
Gerasimov (1946) e de Mescherikov (1968), e na experiência obtida pelo autor enquanto participante do Projeto RADAMBRASIL, de onde aproveitou o tratamento técnico desenvolvido por este último (ROSS, 2007).

As classificações geomorfológicas executadas pelo Projeto RADAMBRASIL, no mapeamento dos diversos fatores físico-ambientais do território nacional, cuidou de identificar e compartimentar as formações geomorfológicas do Estado do Rio Grande do Sul (Folhas SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 Uruguiana e SI.22 Lagoa Mirim), cuja metodologia de trabalho permitiu delinear os processos morfogenéticos, e realçar as influências morfoestruturais e morfoesculturais sobre as formas do relevo.

O processo de classificação e de mapeamento geomorfológico deu-se com o uso de imagens de radar, procedendo-se na escala 1:250.000 (sendo posteriormente reduzida para cartas de 1:1.000.000 como produto final), e pautou-se na definição de quatro níveis taxonômicos que ordenam os fatos geomorfológicos de modo hierarquizado, conforme o princípio de grupamentos sucessivos apresentado no Quadro 14.

A classificação definida para tal mapeamento apresentou uma aproximação das propostas de Monteiro (1968) e de Moreira e Lima (1977), que também se basearam em critérios morfoestruturais (IBGE, 1986).

Quadro 14 – Sistematização dos Táxons de mapeamento geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL.



Fonte: adaptado de IBGE, 1994.

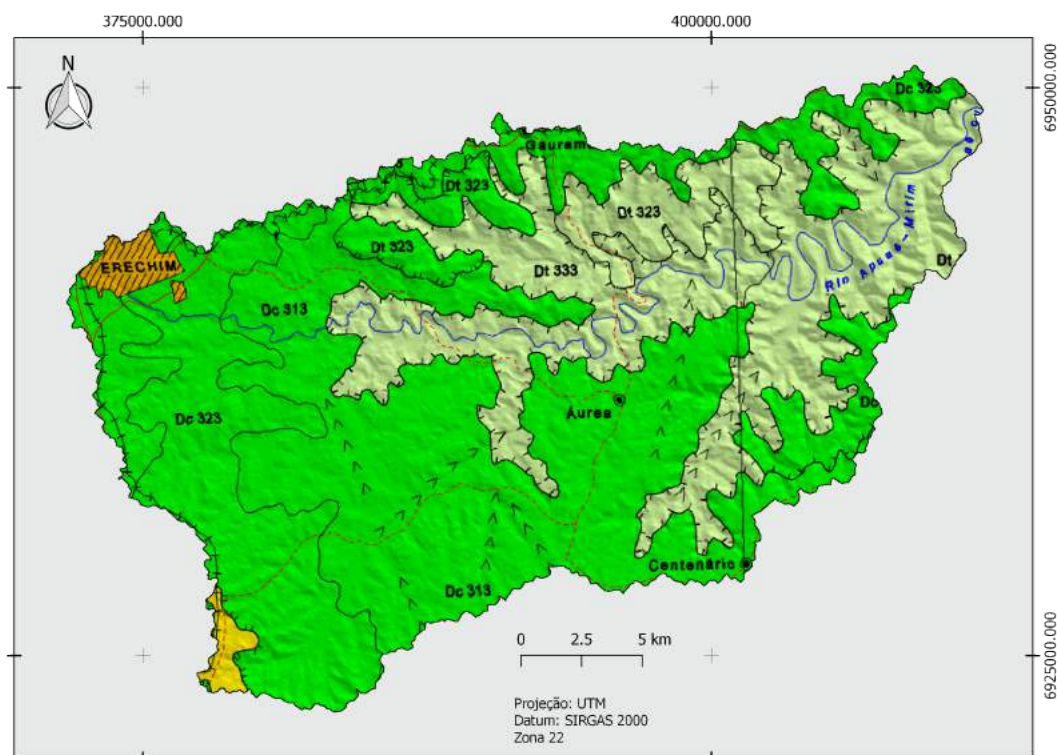
Para a área de estudo, a classificação geomorfológica derivada dos levantamentos efetuados pelo Projeto RADAMBRASIL para o Estado do Rio Grande do Sul (IBGE, 1986), focada no recorte espacial da bacia hidrográfica do rio Apuaê-Mirim, está sumarizada no Quadro 15, e está mapeada de acordo com a Figura 22.

Quadro 15 – Classificação geomorfológica para a área de estudo de acordo com o RADAMBRASIL.

Domínio Morfoestrutural:	Bacias e Coberturas Sedimentares
Região Geomorfológica:	Planalto das Araucárias
Unidades Geomorfológicas:	Planalto Dissecado Rio Iguaçu-Uruguai Planalto dos Campos Gerais.
Tipos de Modelados:	Modelado de Dissecação (Estrutural ou Diferencial).

Fonte: IBGE, 1986.

Figura 22 – Mapa geomorfológico segundo a classificação do IBGE (1986), com recorte relativo à área de estudo.



DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	REGIÕES GEOMORFOLÓGICAS	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
II - BACIAS E COBERTURAS SEDIMENTARES	PLANALTO DAS ARAUCÁRIAS	Planalto dos Campos Gerais Planalto Dissecado Rio Iguaçu - Rio Uruguai
	PLANALTO DAS MISSÕES	Planalto de Santo Ângelo

Fonte: IBGE, 2003b.

Conforme IBGE (1986), o Planalto dos Campos Gerais caracteriza-se a oeste por um relevo relativamente plano e conservado, representado por superfícies de aplanamento desnudadas retocadas e degradadas, representando na maioria das vezes estágios de degradação, geralmente separadas, por ressaltos topográficos ou escarpas, dos modelados dos sistemas morfogenéticos subsequentes. As formas de

relevo registram etapas evolutivas de dissecação, ora com áreas bastante conservadas de morfologia planar, ora com vales alargados com rupturas no declive de pequenos desníveis (plano retocado desnudado), ora com vales extensos onde se destacam resíduos da antiga superfície de aplanamento (aplanamento degradado desnudado). Os tipos de relevos apresentam-se em uma sucessão de colinas de topos planos (geralmente), com rupturas de declive nas encostas, que se encontram isoladas entre si por amplos vales de fundo chato.

As formas de relevo ao leste desta Unidade Geomorfológica são caracterizadas pela dissecação diferencial, com profundos entalhamentos fluviais embutidos em linhas estruturais. Ocorrem em alguns trechos, formas de relevo que conservam remanescentes da antiga superfície de aplanamento retocada pela ação erosiva, em meio a relevos dissecados, sendo observadas rupturas de declive no contato entre ambos.

Por sua vez, o Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai, desenvolveu-se em rochas efusivas básicas continentais toleíticas (comumente basaltos e fenobasaltos), sendo referente a manchas de maior energia do relevo, onde se processaram dissecações mais intensas (justificando a sua individualidade enquanto unidade geomorfológica, e a qualificação de dissecado na sua denominação). Pela proximidade, a área de estudo está mais relacionada ao tipo de dissecação descrita para o rio Pelotas, onde se registra uma área de maior dissecação do relevo, incrustada em meio às formas mais conservadas da Unidade Geomorfológica do Planalto dos Campos Gerais, e onde a rede hidrográfica evidencia um forte controle estrutural exercido pelas linhas de diaclasamento. Decorrente das formas sinuosas delineadas pelos vales, reflexo da concordância da drenagem com a estrutura, resultam relevos de modelado predominantemente de dissecação diferencial, que se apresentam em forma de colinas alongadas (de topos planos por vezes), com desníveis acentuados para os vales dos rios. Por vezes, o vale é profundo, apresentando vertentes de encostas íngremes com patamares estruturais.

De acordo com IBGE (1994), os modelados de dissecação do tipo estrutural ou diferencial são marcados pelo controle estrutural, indicando apenas o aprofundamento da drenagem, já que o padrão de drenagem e a sua densidade são

controlados pela tectônica e pela litologia. Disto, convém lembrar que grande parte da rede fluvial é regida por estruturas geológicas, seja por lineamentos de ordem estrutural (falhas e/ou fraturas), ou pela presença de rochas que apresentam maior ou menor resistências à incisão pela linha de talvegue (SUGUIO e BIGARELLA, 1979 apud CURCIO *et al.*, 2006).

Gerrard (1988 apud THOMAZ, 2008), expõe que as rochas ígneas caracteristicamente formam uma rede de juntas ou fraturas com origens e padrões variados, que podem estar associadas a toda massa de rocha (em contexto local ou regional), ou estar mais restrita a estrutura da própria rocha, no que tange à sua granulometria e composição química. No entendimento de Thomaz (2008), as camadas efusivas da Serra Geral cederam lugar às plataformas estruturais que regulam a progressão da erosão, de modo que pode ser dado um grande nível de importância à influência da estrutura geológica sobre a ação erosiva dos leitos fluviais.

Por sua vez, Corrêa (2004), baseada em Nakata e Coelho (1986) e em Santa Catarina (1986), expõe que, nos períodos de ocorrência e posteriores aos derrames de lava na região, houve muita influência climática a partir das variações glaciais e interglaciais, constituindo a Unidade Geomorfológica do Planalto Dissecado dos Rios Iguaçu-Uruguaí. Ainda conforme a autora, Os processos pedogenéticos nas encostas também sofreram muita influência destas oscilações climáticas desde o final do Pleistoceno, seguindo por todo o Holoceno, condicionando maior atuação do intemperismo físico nas épocas de maior seca, e a maior predominância do intemperismo químico nas épocas úmidas (com o carreamento de sedimentos e de fragmentos de rochas em diferentes tamanhos “vale abaixo”).

Apesar do forte controle estrutural que limitam os Planaltos em âmbito regional, as formas comumente dispostas em vales profundos com vertentes em patamares escalonados parecem ser pouco influenciadas pelas litologias, conforme expõe Guerra e Paisani (2010). Para estes últimos, é possível que a maioria dos patamares tenham se desenvolvido diante da evolução do relevo, controlados por processos morfodinâmicos associados a sinergia entre o recuo das encostas e a

incisão fluvial, indo de encontro às descrições de Passos e Bigarella (2006) sobre o desenvolvimento do relevo no Brasil Meridional ao longo do Quaternário.

3.1.3 Clima.

A respeito das características do clima que vigora na área de estudo, tem-se definido para o município de Erechim o predomínio do tipo climático Cfa conforme a classificação de Köppen, correspondente ao sub-tropical, com temperaturas do mês mais quente (janeiro) entre 22 e 36°C, e do mês mais frio (julho), oscilando entre 3 e 18°C. A precipitação média anual é de 1.802 mm, sendo a precipitação média mensal de 125 mm no mês de março (mais baixa) e de 195 mm em outubro (mais alta). Dados pluviométricos para o período de 1989 a 2009 indicaram que as precipitações máximas ocorrem nos meses de maio, julho e outubro, ao passo que as mínimas ocorrem no período de novembro a abril (ERECHIM, 2011).

Considerando ainda a tipologia climática proposta por Rossato (2011) para o estado do Rio Grande do Sul, a área de estudo apresentaria o tipo de clima subtropical muito úmido (Subtropical IV), encontrando-se na faixa transicional dos tipos climáticos Subtropical IVa e IVb, que apresentam as seguintes características, respectivamente:

Quadro 16 – Tipologias climáticas propostas por Rossato (2011) para a área de estudo.

<p>Subtropical IVa (muito úmido com inverno fresco e verão quente)</p>	<p>Chuva entre 1700-1900 mm/ano, com 110-140 dias de chuva; São chuvas bem distribuídas (9-12 dias ao mês), ainda que haja uma redução dos totais de precipitação nos meses de inverno.</p>
<p>Subtropical IVb (muito úmido com inverno frio e verão fresco)</p>	<p>Chuvas abundantes que oscilam entre 1700-2000 mm/ano, bem distribuídas em 130-150 dias; Mensalmente, é a região com maior quantidade de dias de chuva, totalizando 12-15 dias.</p>

Fonte: ROSSATO, 2011.

Naturalmente, a tipologia climática apresentada remete à atualidade, e integra os sistemas naturais da área de estudo no período recente da escala geológica. Retratam portanto associações aos processos e dinâmicas morfoclimáticos, pedológicos e fitofisionômicos desenvolvidos a partir do Holoceno. Sua variação temporal, entretanto, remetendo a quadros paleoclimáticos ocorrentes na região, é de suma importância para a compreensão dos processos morfogenéticos

responsáveis pela esculturação do relevo atual, e para a explicação da pedogênese e da evolução dos solos na bacia do rio Apuaê-Mirim.

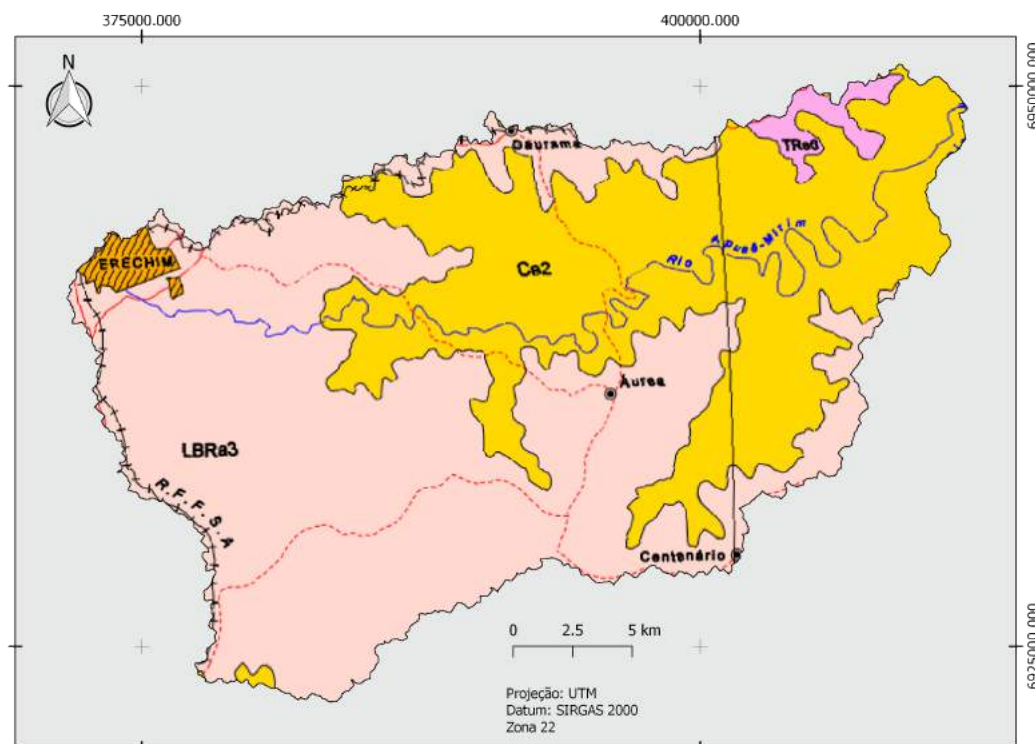
3.1.4 Solos.

No tocante ao desenvolvimento dos solos na região (decorrentes, entre outros, de influências litológicas, topográficas e climáticas), Streck (2008 apud ERECHIM, 2011), descreve os principais tipos de solos (ocorrentes em pequenas escalas de mapeamento), sendo reconhecidas as classes Latossolo Vermelho Aluminoférrico (solos bem drenados, profundos, em condições de relevo suave ondulado), Neossolo Regolítico Eutrófico (solos muito recentes, típicos de relevos planos a suavemente ondulados), e Associação de solos Cambissolo Háplico Eutrófico (solos em transformação, com condições de drenagem variando de bem drenados a imperfeitamente drenados, de acordo com a posição na paisagem, visto que ocorrem em diferentes condições de relevo) com Luvisolo Háplico Pálico (solos pouco profundos, com drenagem variada, ocorrentes em relevo plano a suavemente ondulado).

Conforme IBGE (2003c), baseado nas informações obtidas nos levantamentos do projeto RADAMBRASIL, em escala de 1:250.000, os solos que predominam nas superfícies culminantes do Planalto dos Campos Gerais são constituídos por Latossolos Bruno para Latossolo Vermelho, textura muito argilosa, A proeminente, e Nitossolos Bruno para Nitossolos Vermelho, textura muito argilosa, A proeminente, em relevo suave ondulado e ondulado (LBRa3, indicado na Figura 23).

Já para as regiões acidentadas que compõem o rebordo e os fundos do Planalto Dissecado Iguaçu-Uruguaí, ocorrem as associações Complexas de Cambissolo Eutrófico e Distrófico, textura argilosa, A chernozêmico e moderado, fase pedregosa, com Neossolos Litólicos Eutróficos, textura média e argilosa, A chernozêmico, fase pedregosa, substrato basalto, relevo forte ondulado e montanhoso, e Nitossolos Bruno Eutrófico e Distrófico, textura muito argilosa, A chernozêmico e moderado, fase pedregosa e não pedregosa, relevo forte ondulado (Ce2).

Figura 23 – Solos da área de estudo, conforme mapeamento na escala 1:250.000.



Fonte: IBGE, 2003c.

Astolfi (2011), em levantamentos de escala mais detalhada (não identificada na obra) na bacia do rio Inhandava (próxima à área de estudo), indicou a ocorrência das classes de solos Nitossolos Vermelhos aluminoférricos (ocorrentes nos terços superiores e médios das áreas de elevação), Nitossolo Vermelho Latossólico disférico, Nitossolo Vermelho distroférico, Chernossolo Argilúvico, Gleissolo Háplico, Neossolo Litólico Léptico distrófico, Neossolo Flúvico eutrófico Ta, e Cambissolo Háplico Tb.

Os tipos de solos desenvolvidos na bacia do rio Apuaê-Mirim retratam o resultado da associação entre a litologia, as morfologias do relevo, e a atuação climática (tanto a atual como a pretérita). Ao mesmo tempo que são caracterizados a partir destes fatores, também os caracterizam em suas constituições e em suas evoluções, de modo integrado, ao longo do tempo. Da mesma forma, esta interação evolutiva entre o solo com os seus agentes de formação também balizam as explicações sobre o desenvolvimento fitofisionômico na área de estudo.

3.1.5 Vegetação.

A área de estudo, inserida na região do Alto Uruguai, integra o Bioma da Mata Atlântica, onde tem ocorrência, segundo o Sistema de Classificação Fisionômico-Ecológico Neotropical adotado pelo Projeto Radambrasil, a Formação Floresta Ombrófila Mista.

Conforme IBGE (1991), a Floresta Ombrófila Mista, também conhecida como “mata-de-araucária ou pinheiral”, é uma vegetação típica do Planalto Meridional, local de ocorrência mais frequente. A composição desta vegetação sugere, em face da altitude e da latitude do Planalto Meridional, uma ocupação recente a partir de refúgios alto-montanos.

Sonego *et al.* (2007) esclarecem que Floresta Ombrófila Mista ocorre intercaladamente com áreas savânicas e estépicas, originando um sistema em mosaico que caracteriza grande parte da paisagem da região sul do país. Nos contatos com as savanas, numerosos exemplares de araucária dispersam-se sobre as mesmas, demonstrando seu potencial de dispersão. Nesta formação, a *Araucaria angustifolia* forma caracteristicamente uma cobertura contínua, dando a impressão de tratar-se de uma formação uniestratificada, embora sob as suas coberturas ocorram outras espécies de árvores, arbustos, ervas, epífitos e linas, que variam em abundância e porte dependendo do local e do estágio de desenvolvimento da comunidade.

IBGE (1991) expõe que a Floresta Ombrófila Mista apresenta quatro formações diferentes: Aluvial, em terraços antigos situados ao longo dos flúvios; Submontana, de 50 até mais ou menos 400 m de altitude; Montana, de 400 até mais ou menos 1000 m de altitude; e, Alto-montana, quando situadas a mais de 1000 m de altitude. Destes, ocorrem na área de estudo:

- A Floresta Ombrófila Mista Aluvial, uma formação ribeirinha que ocupa sempre os terrenos aluvionares situados nos flúvios das serras costeiras ou dos planaltos, e é dominada pela *Araucaria angustifolia*, associada à ecotipos que variam de acordo com as altitudes dos flúvios.

- A formação Floresta Ombrófila Mista Montana, que ocupava quase que inteiramente o planalto situado acima dos 500 m de altitude, nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Atualmente, grandes agrupamentos florísticos desapareceram, substituídos pela monocultura intercalada de soja e trigo. Neste quadro, a *Araucaria angustifolia*, ochlospécie (espécie de ampla distribuição com uniformidade morfológica mais ou menos fixa, que espelha um isolamento ambiental pretérito advindo de épocas secas ou úmidas) que emergia das matas, sobressaindo ao dossel florestal, e que ocupava cerca de 70% do Planalto Meridional, apenas apresenta uns poucos indivíduos isolados em pontos inacessíveis ou de permeio a grandes culturas de soja e trigo.

Devido a exaustiva exploração da Floresta Ombrófila Mista no Estado do Rio Grande do Sul, que decorre desde a colonização, esta se encontra praticamente no limiar do seu desaparecimento, ocorrendo ainda poucos remanescentes (profundamente alterados em sua maioria) em locais de difícil acesso, ou nas poucas unidades de conservação atualmente existentes (SONEGO *et al.*, 2007).

Conforme Erechim (2011), a cobertura vegetal remanescente na região do Alto Uruguai é de aproximadamente 20%, decorrente de diferentes históricos e intensidade de uso, e está fortemente condicionada à declividade dos terrenos, de modo que encontram-se com maior frequência e melhor estruturada nas áreas de maior declividade, onde o acesso e a possibilidade de uso são restritos.

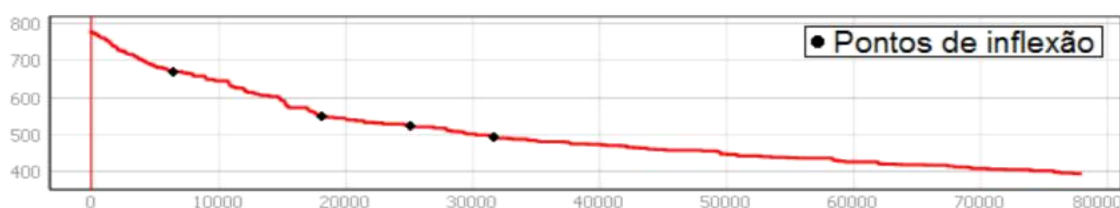
Há, portanto, uma correlação entre a conservação da vegetação remanescente e as características do relevo, sendo aquela primeira tão maior na medida em que esta última se apresente mais acidentada e menos propícia à exploração agrícola. Diante deste fato, tem-se nas áreas planas e de baixos declives as melhores condições ao uso da agricultura, repercutindo em áreas descaracterizadas ambientalmente que envolvem as planícies e terços inferiores das encostas. A remoção da vegetação nestas áreas implica em mudanças nos processos hidrogeomorfológicos e na proteção dos solos nos interiores dos vales da bacia do rio Apuaê-Mirim.

3.2 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO NA ESCALA DA BACIA.

Com base nas informações obtidas através dos procedimentos executados no software Quantum GIS 2.18.7, a bacia hidrográfica do rio Apuaê-Mirim apresenta uma extensão de área de 679,854 Km², e constitui (conforme o nível de precisão adotado por meio do referido software), uma rede hidrográfica cuja hierarquia fluvial indica um rio de 6ª ordem para o tronco principal (de acordo com a classificação de Strahler).

O rio principal constitui o conjunto de segmentos de maior extensão, correspondendo a sucessão dos rios Tigre e Apuaê-Mirim, de comprimento equivalente a 77,985 Km da nascente até a foz. O perfil longitudinal apresentado pelo rio principal indica o formato clássico côncavo indicado por Guglielmi (CHRISTOFOLETTI, 1980) para rios em equilíbrio, entretanto, também demonstram características similares ao descrito por Lima (2012), apresentando segmentos côncavos diferenciados no perfil em decorrência dos diferenciais erosivos para distintas litologias (Figura 24). Este mesmo fator estrutural explica o padrão de leitos em ressaltos verificados ao longo da extensão dos perfis de todos os rios da bacia hidrográfica, particularmente do tronco principal.

Figura 24 – Perfil longitudinal do rio principal demonstrando pontos de inflexão ao longo do trajeto.



Fonte: Elaborado pelo autor.

É notório o percurso executado pelo tronco principal do rio Apuaê-Mirim, principalmente nas somatórias de segmentos que percorrem o Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai, com sinuosas curvas na trajetória do curso d'água que conferem a impressão enganosa de um padrão de canal semelhante ao meândrico. Por este fator, alguns autores que retratam a hidrografia de rios com desenhos semelhantes no domínio da Formação Serra Geral, inseridos sobretudo no referido Planalto Dissecado, denominam estas formas como “meandros encaixados”.

Christofoletti (1980) explica que os meandros encaixados são gerados quando um rio meândrico antecedente entalha as camadas subjacentes como resposta ao rebaixamento do nível de base, passando o vale a possuir a mesma forma meandrante. Os meandros, entretanto, desenvolvem-se sobre planícies com significativa amplitude lateral, na presença de camadas sedimentares de granulação móvel (mas, coerentes, firmes e não soltas), e sem a influência do controle estrutural, havendo maior amplitude no meandramento com o predomínio da carga em suspensão de materiais finos.

Por sua vez, os segmentos de rio da bacia do rio Apuaê-Mirim apresentam-se orientados por forte controle estrutural, reflexos da influência geológica da Formação Serra Geral sobre a rede de drenagem, e sem os requisitos básicos necessários para o desenvolvimento de meandros no seu estágio inicial, antes da dissecação vertical dos rios os tornarem embutidos em vales incisos.

IBGE (1986) expõe que a drenagem regional instalou-se inicialmente sobre uma superfície plana, sem desníveis acentuados, mas obedecendo em sua instalação às feições tectônicas e litológicas que exerceram as suas influências a partir da diferença de resistência das rochas, ou pela presença de feições estruturais (como lineações e fraturas) que facilitaram o aprofundamento linear. De encontro a isto, observa-se uma grande quantidade de trechos de rios em que os canais apresentam padrões retilíneos, os quais comumente refletem um direcionamento dado por linhas de falhas.

A drenagem fluvial da área de estudo, portanto, se desenvolveu sobre um sistema de falhas e de diaclases (sobretudo devido às características de fraturamento ou de formações de junções associadas à litologia dos derrames basálticos), percorrendo os pequenos trechos dos conjuntos de alinhamentos de menor resistência ao fluxo de água e contornando os obstáculos de maior resistência, com lenta e gradual incisão fluvial, que se processou sobre a orientação daqueles controles estruturais, dando a conformação peculiar dos vales que se observa na atualidade.

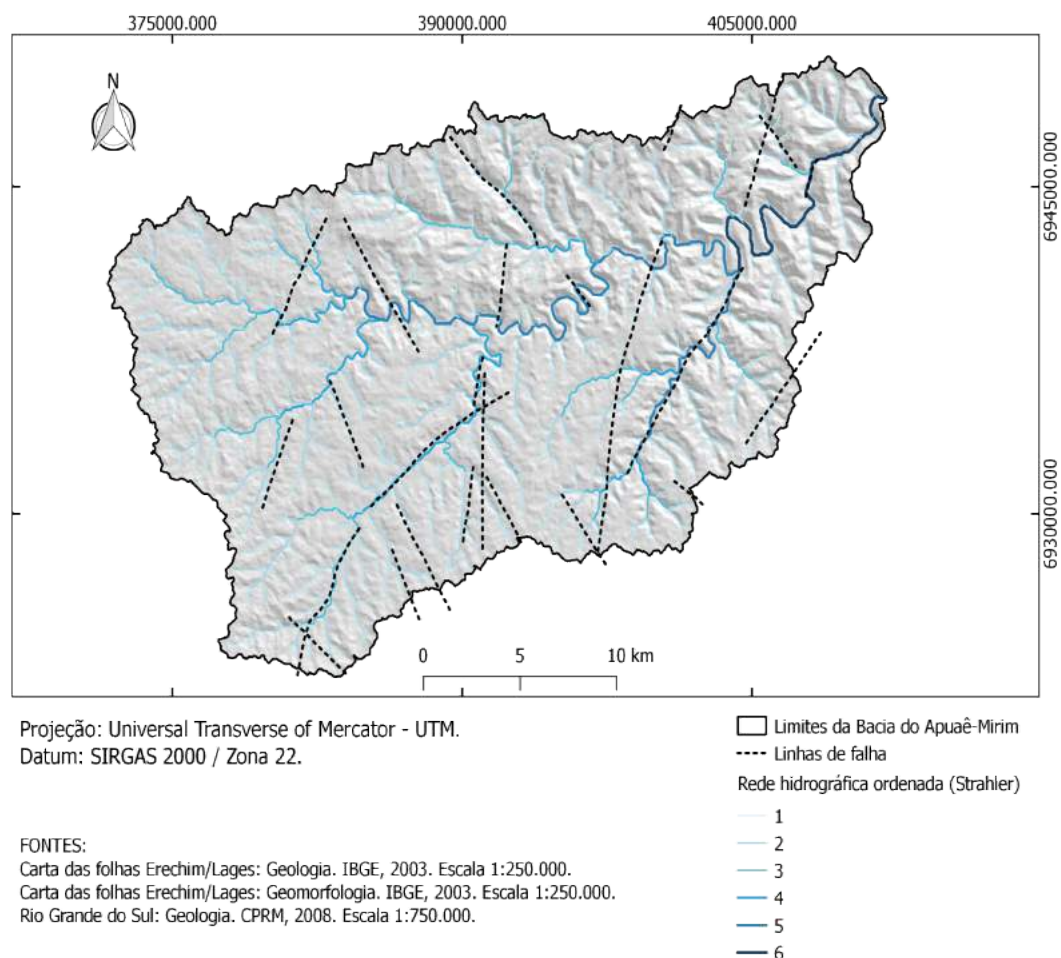
Tratz (2009) analisou um relevo semelhante no município de Guarapuava – PR, indicando que a unidade planalto dissecado evoluiu a partir da ação erosiva fluvial processada pelo entalhamento dos vales encaixados em falhas e fraturas, sendo o modelado desta unidade influenciado pela resistência das litologias, e pela grande densidade de delineamentos relacionados à falhas e fraturas, “aproveitadas” pela rede de drenagem, e configurando vales com formas típicas em “V”.

A rede hidrográfica da bacia do Apuaê-Mirim possui um padrão de drenagem paralelo, sendo frequente as sucessões de cursos d'água que fluem paralelamente, regidos pelos controles estruturais das redes de falhas. Como a orientação de declividade das camadas litoestratigráficas assentadas sobre o Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares segue do quadrante leste para o oeste (IBGE,1986), e a drenagem do rio Apuaê-Mirim segue no sentido inverso (de oeste para leste) a partir dos altos topográficos, este último classifica-se como um rio obsequente, confluindo para o rio Apuaê, que se caracteriza como subsequente, fluindo também regido por orientações estruturais até encontrar o rio Uruguai, este sim de curso coincidente com a declividade das camadas de rochas (embora também orientado por delineações de falhas), constituindo um rio consequente (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Devido à ocorrência dos derrames efusivos que compõem a Formação Serra Geral, com orientação sub horizontalizada, toda a região apresenta os conjuntos de formas superficiais estruturadas por patamares que se estabelecem pelo processo de erosão diferencial, seja pelas distintas resistências ofertadas pelas litologias (considerando as suas estruturas internas e sistemas de diaclasamento), seja pela orientação estrutural da geologia local, dada mais especificamente pelas linhas de falha.

Assim, os alinhamentos estruturais conduzidos pelos sistemas de falhas dão as orientações à rede hidrográfica e ao delineamento dos vales, e tiveram um importante papel na morfogênese da bacia do Apuaê-Mirim. Através destas redes de lineações houve o encaixamento da drenagem durante as fases de dissecação (nos períodos climáticos úmidos), que, alternadas com fases de degradação lateral, propiciaram o aparecimento de patamares escalonados (IBGE, 1986).

Figura 25 – Mapa apresentando os sistemas de falhas e a rede hidrográfica da bacia do rio Apuaê-Mirim.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Embora Guerra e Paisani (2010) tenham verificado no sudoeste do Estado do Paraná uma baixa influência das estruturas litológicas dos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral no estabelecimento dos patamares tipicamente verificados nos vales da região, compreende-se na área de estudo que as sucessões de patamares principais identificados parecem seguir uma associação entre as características das litologias quanto às suas resistências à erosão e ao grau de entalhamento/dissecação verificado na totalidade da bacia hidrográfica do Apuaê-Mirim.

Desta forma, conforme as informações contidas no SIAGAS (SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, 2019), particularmente referente ao poço nº. 4300002625, tem-se a ocorrência de uma camada de basalto maciço e pouco fraturado, com cerca de 40 metros de espessura, nas proximidades da cota altimétrica de 798 m, capeando as culminações da área de estudo. Em aspectos

gerais, as informações dos demais poços cadastrados no SIAGAS demonstram a ocorrência de grandes pacotes de basaltos homogêneos (intercaladas por algumas camadas de basalto amigdaloidal), pouco fraturados e pouco alterados, constituindo as camadas que encimam a cota altimétrica de 640 m, sendo observado, no contexto geomorfológico, extensos alinhamentos interfluviais em patamares e amplas superfícies aplanadas, com pequena incisão da rede hidrográfica.

À base daquelas formações, abrangendo as entre cotas altimétricas de 640 m e de 610 m, a ocorrência de um patamar intermediário, relativamente plano e pouco incisivo, denuncia a presença de uma litologia mais resistente, onde, a julgar pelas extensas áreas constituídas por planícies delgadas e alongadas, com grandes trechos de banhados, parece também constituir um substrato pouco diaclasado, com baixa taxa de transmissividade hidrológica.

Das informações do SIAGAS, o poço nº. 4300002626, especificamente, indica a existência de uma camada de basalto maciço com cerca de 12 metros de espessura, situado entre as cotas de 622 m e de 610, que corrobora com os resultados do mapeamento geomórfico, e com as propriedades hidrogeomorfológicas / hidrogeológicas observadas neste nível.

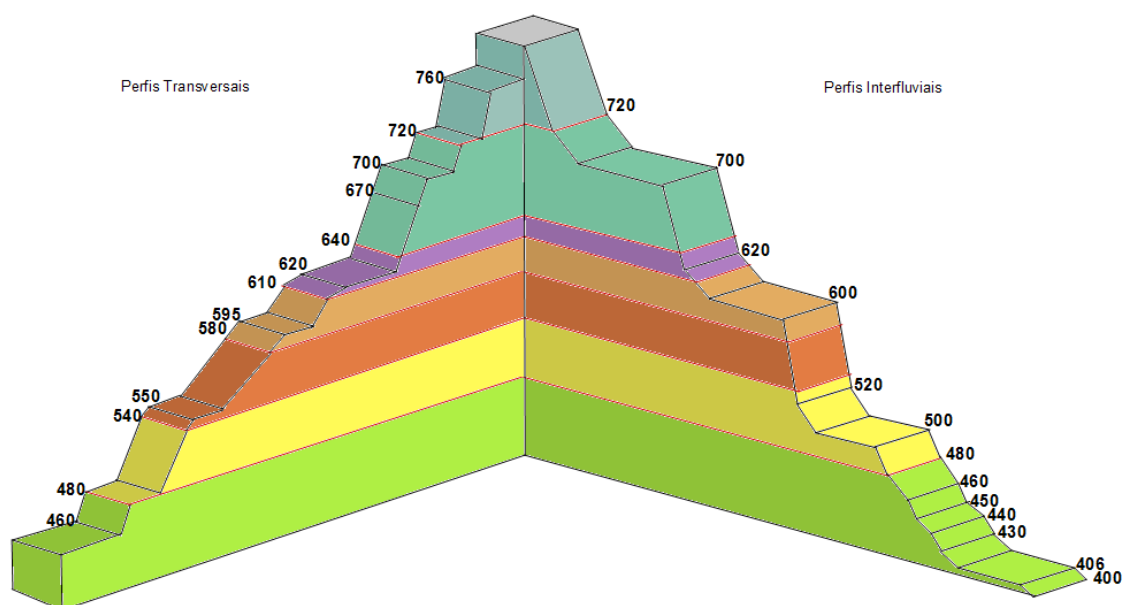
A partir da cota altimétrica de 595 m, aproximadamente, verifica-se uma dissecação mais intensa da rede de drenagem, constituindo vales mais profundos e encaixados, onde se constata, com base nas informações dos poços registrados no SIAGAS, uma maior ocorrência das litologias de basaltos vesiculares em associação a um sistema de diaclasamento nas sucessões de camadas, que passa paulatinamente de pouco fraturadas a muito fraturadas.

Em um contexto mais amplo, entretanto, referente ao aspecto comparativo entre as litoestruturas e as conformações geomorfológicas regionalmente, há concordância com Guerra e Paisani (2010) de que não há uma correlação direta entre as cotas altimétricas relativas aos limites de derrames e às rupturas de declive que delimitam os patamares. Portanto, as observações da influência estrutural sobre grandes conjuntos de patamares, ou sobre cada qual destes em particular, não

coincidem necessariamente com os valores de cotas altimétricas identificadas pelas rupturas de declives na área de estudo.

Por esta característica das formas da área de estudo se apresentarem em patamares, seja sob influência estrutural ou pela associação desta com a atuação de agentes exógenos na evolução do relevo, é que foi adotado o método de mapeamento geomorfológico a partir da identificação das discontinuidades topográficas de acordo com Savigear (1965). A partir da execução dos procedimentos balizados nas indicações deste autor, foram identificadas as discontinuidades apresentadas na Figura 26, que resultaram na identificação das unidades geomórficas na escala da bacia hidrográfica (Figura 27).

Figura 26 – Croqui com as discontinuidades principais registradas nos levantamentos dos perfis transversais e interfluviais. As faixas de cores apresentadas são equivalentes aos intervalos de cotas das Unidades Geomórficas definidas no mapeamento.



Fonte: Elaborado pelo autor.

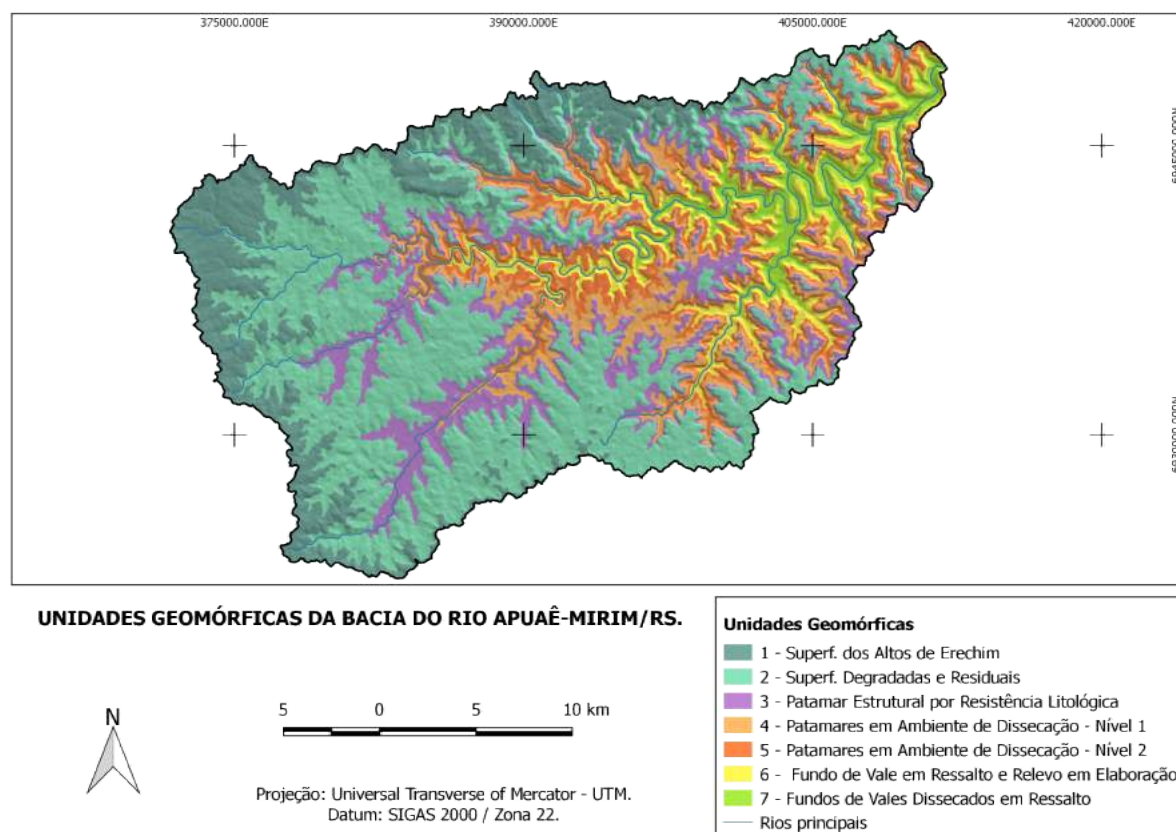
Os procedimentos de mapeamento geomorfológico, executados na escala da bacia hidrográfica, permitiram identificar 7 compartimentos morfológicos, de onde se pode aferir, a partir das suas características topográficas, as suas gêneses e os processos responsáveis pela constituição de suas formas. Estes compartimentos constituem as unidades geomórficas estabelecidas no mapeamento da bacia do Apuaê-Mirim, sendo denominadas conforme apresentado no quadro 17, e descritas subsequentemente.

Quadro 17 – Designação das Unidades Geomórficas estabelecidas no mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do Apuaê-Mirim.

COD.	UNIDADES GEOMÓRFICAS	INTERVALOS DE COTAS
1	Superfícies dos Altos de Erechim	840-720
2	Superfícies Degradadas e Residuais	720-640
3	Patamar Estrutural por Resistência Litológica	640-610
4	Patamares em Ambiente de Dissecação – Nível 1	610-580
5	Patamares em Ambiente de Dissecação – Nível 2	580-540
6	Fundo de vale em Ressalto e Relevo em Elaboração	540-480
7	Fundos de Vales Dissecados em Ressalto	480-390

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 27 – Mapeamento das Unidades Geomórficas da bacia do rio Apuaê-Mirim.



Fonte: Elaborado pelo autor.

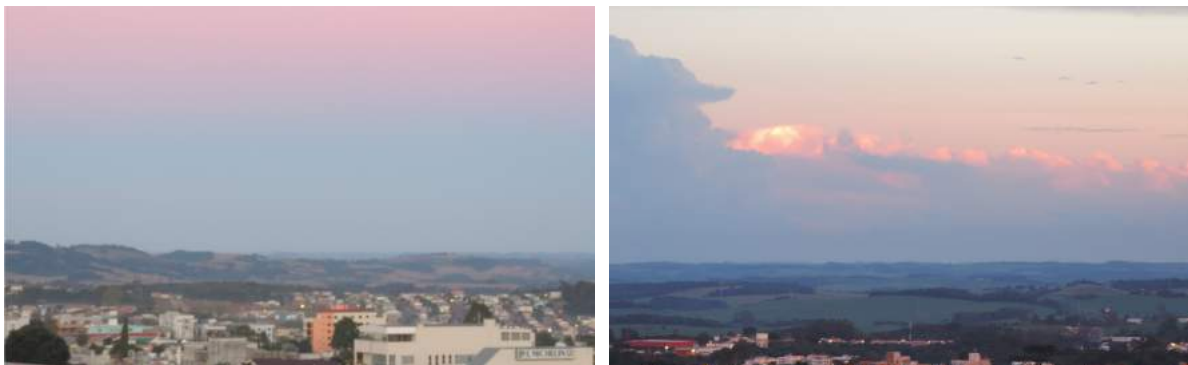
3.2.1 Superfícies dos Altos de Erechim.

Constituem superfícies remanescentes da Unidade Geomorfológica do Planalto dos Campos Gerais (conforme a Classificação do IBGE, 1986), homogeneamente dissecadas pela rede hidrográfica, sendo compostos pelos pontos de maior elevação na bacia hidrográfica do rio Apuaê-Mirim. Estes cimos, no aqui denominado “Altos de Erechim” (referente à superfície que agrupa os pontos

culminantes das imediações da área de estudo, e sob a qual está a sede municipal de Erechim), compõem os divisores de águas das principais bacias hidrográficas, cujas nascentes principais situam-se sobre esta superfície. Os cursos d'água originados a partir destas últimas drenam para o rebordo com o Planalto Dissecado dos Rio Iguaçu – rio Uruguai, fluindo através desde descendentemente com rápido acréscimo nos gradientes altimétricos em direção às confluências com o Rio Uruguai, tendo a oeste o rio Henrique (integrante da bacia do rio Passo Fundo), ao Norte as bacias dos rios Dourado e Suzano, e ao leste as bacias dos rios Tigre, Campo e Toldo (integrantes da bacia do rio Apuaê-Mirim). Ao sul, as altitudes decrescem gradualmente no contato com o Planalto de Santo Ângelo.

Tais superfícies apresentam-se suavemente onduladas nos conjuntos interfluviais, caracterizando colinas amplas de baixa amplitude altimétrica, com topos planos ou levemente convexados, e relevos ondulados nos fundos de vales, caracterizando-os como pouco dissecados, com baixas incisões fluviais.

Figuras 28 e 29 – Fotos do relevo nos “Altos de Erechim”, onde está assentada a cidade de Erechim.



Fonte: Fotos de autoria própria.

3.2.2 Superfícies Degradadas e Residuais.

Apresentam-se como superfícies degradadas e residuais sobre o Planalto dos Campos Gerais na área de estudo, trabalhadas pela rede hidrográfica, com leve aprofundamento das incisões fluviais. Suas cotas superiores constituem extensos alinhamentos interfluviais que dividem as sub bacias dos rios principais da bacia do Apuaê-Mirim. Estes alinhamentos basicamente constituem um conjunto em patamar

com linhas de cumeada próximas à cota 700 m, tendo na base deste conjunto as áreas mais rebaixadas dos substratos que sustentam os leitos fluviais.

Nesta unidade encontra-se a frente de lavra do Grupo Andreetta, que executa a mineração em basaltos porfíricos, com pequenos fenocristais de plagioclásio imersos em uma matriz afanítica (ECOPLAN ENGENHARIA, 2013). Esta característica deve estender-se ao longo da camada que sustenta esta unidade geomórfica, com exceção do platô ao nordeste da bacia e do conjunto de elevação residual ao centro, os quais apresentam em suas constituições as rochas ácidas de maior resistência erosiva da Fácies Chapecó.

Estas superfícies apresentam-se predominantemente onduladas nos patamares de topo dos grandes alinhamentos interfluviais, constituindo colinas de amplitude altimétrica pequena a média, e de topos convexados. Estes patamares de alinhamentos interfluviais apresentam-se mais extensos nas divisas de água das sub-bacias dos rios Tigre, Campo, Toldo e Marcelino, e possuem uma pequena diferença altimétrica em relação à unidade geomórfica subsequente, marcada pelas rampas de declive superior a 20% nas suas bordas. Esta ruptura com as unidades geomórficas posteriores, porém, torna-se mais pronunciada nos divisores do agrupamento de sub-bacias do rio Caçador, onde o relevo se apresenta forte ondulado a montanhoso, estando associado ao conjunto de maior amplitude altimétrica ao norte da bacia.

Figuras 30 e 31 – Fotos das formas de relevo sobre as superfícies dos grandes alinhamentos interfluviais. Coordenadas 6933456 N e 381530 E, rumo S2°W, e 6930006 N e 385538 E, rumo S74°W, respectivamente.



Fonte: Fotos de autoria própria.

3.2.3 Patamar Estrutural por Resistência Litológica.

Constitui um patamar que surge à base da unidade anterior, e que se apresenta pouco entalhado pelas redes fluviais, em situação de maior planura, e, por isso, agrupando muitos segmentos de planícies do médio curso dos rios Tigre, Campo e Toldo. Por sua configuração, quando comparadas às unidades precedentes e às posteriores, aparenta possuir como substrato uma litologia mais resistente à erosão, apresentando baixa dissecação. Excetua-se desta última característica a incisão fluvial de significativo aprofundamento ocorrente no rio Toldo, decorrente de um alinhamento de falha, limitando-se com a unidade posterior.

Entre as morfologias encontradas, tem-se colinas baixas no seu interior, podendo ocorrer amplitudes altimétricas maiores no contato com a unidade anterior. Apresenta muitos segmentos de áreas planas nos fundos de vale dos rios Tigre, Campo e Toldo, constituindo planícies, em cujas áreas se destacam porções de banhados e de solos altamente saturados, com a ocorrência de hidromorfismo.

Estas características dão o indicativo de ambientes de acumulação fluvial sobre uma litologia pouco diaclasada e com baixa transmissividade hidrológica, tal qual descrito anteriormente com base nos registros do SIAGAS, estando associado à ocorrência de uma camada de basalto maciço no mesmo intervalo altimétrico desta unidade geomórfica.

Figuras 32 e 33 – Formas de relevos planos, constituindo acumulações aluviais nos fundos de vales do rio Toldo. Coordenadas 6929902 N e 384617 E, rumo N22°W, e 6930006 N e 385538 E, rumo N8°E, respectivamente.



Fonte: Fotos de autoria própria.

Nas demais extensões da bacia, principalmente da porção central para leste, acompanha as bordas da unidade anterior, ficando à base desta, estabelecendo patamares por vezes alongados que aparentam sustentar os alinhamentos dos conjuntos residuais daquela unidade, principalmente na divisa entre os rios Caçador e Apuaê-Mirim, e na elevação isolada central (correspondente às rochas ácidas da fácies Chapecó).

Figura 34 – Foto panorâmica apresentando, à esquerda e à direita, formas de relevo relativas às remanescentes das Superfícies Degradadas e Residuais, tendo ao fundo, após os vales dissecados do rio Caçador, as elevações dos conjuntos de maior amplitude altimétrica e com fortes desníveis ao norte da bacia do Apuaê-Mirim. Coordenadas 6940195 N e 393561 E, do rumo N75°W ao S7°E.



Fonte: Fotos de autoria própria.

3.2.4 Patamares em Ambiente de Dissecação – Níveis 1 e 2.

Unidades onde se iniciam grandes desníveis em relação à anterior, apresentando rápido decréscimo altimétrico. Constituem os ambientes de dissecação fluvial pertencentes ao Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai (IBGE, 1986), nitidamente limitados na bacia por um alinhamento da borda de dissecação no contato com as unidades anteriores, tornando sobressaltadas algumas elevações residuais isoladas (que se destacam a partir dos patamares do primeiro nível destas unidades), e um conjunto de forte gradiente altimétrico, com frentes mais abruptas, ao longo do limite norte.

Estas unidades apresentam morfologias de patamares escalonados, tendo sobre as suas superfícies a ocorrência de relevos ondulados a suave ondulados, sendo a transição com as unidades subsequentes frequentemente marcada por discontinuidades topográficas caracterizadas por rampas com declives superiores a 20%. Nas áreas constituídas por extensos conjuntos de vertentes declivosas, apresentam sucessões de patamares curtos ou de ombreiras. Na porção central da

bacia, principalmente ao longo do rio principal, seus patamares frequentemente conformam os interflúvios de vales embutidos, sendo esta característica observada até as proximidades da confluência com o rio Marcelino.

Figura 35 – Borda da frente de dissecação no vale do rio Tigre. Coordenadas 6939711 N e 384609 E, rumo N76°W.



Figura 36 – Borda da frente de dissecação, tendo ao centro o vale dissecado pelo rio Apuaê-Mirim. Coordenadas 6940101 N e 391352 E, rumo S30°E.



Figura 37 – Foto interna ao vale do rio Apuaê-Mirim, apresentando os Patamares em Ambiente de Dissecação Nível 1 (A) e Nível 2 (B), tendo ao fundo os patamares das Unidades “Patamar Estrutural por Resistência Litológica” (C), e “Superfícies Degradadas e Residuais” (D). Coordenadas 6938540 N e 395214 E, rumo N58°W.



Fonte: Fotos de autoria própria.

3.2.5 Fundo de Vale em Ressalto e Relevo em Elaboração.

Interna a um ambiente de dissecação fluvial, esta unidade apresenta alguma semelhança com as unidades anteriores, apresentando patamares estreitos e curtos como divisores no transcurso do rio principal, além de ombreiras laterais, que passam a se tornar bastante frequentes a partir da confluência com o rio Caçador.

Mas também, apresenta semelhança com a unidade posterior ao constituir, no curso médio do rio principal, o ambiente de fundo de vale disposto em ressaltos

(oriundos das diferenças à resistência erosiva das litologias, acamadas subhorizontalmente).

Por estas características, apresenta-se como uma unidade transicional entre aquelas outras, apresentando-se inicialmente como o substrato onde se desenvolvem as conformações dos fundos de vale dissecados, mas que também apresenta, mais para jusante, o resultado do trabalho de dissecação fluvial na elaboração de novos conjuntos de formas, o que remete a denominação ora recebida, cujo termo foi tomado emprestado de Paisani *et al.* (2008), a partir de descrições semelhantes efetuadas pelo autor para o sudoeste do Paraná e o noroeste de Santa Catarina.

Nos segmentos de rios em que se apresenta com características de fundo de vale em ressaltos, sobretudo no segmento entre a confluência do rio Campo com o rio Tigre, até a confluência deste último com o rio Toldo, bem como nos médios cursos dos rios Caçador e Marcelino, demonstra um relevo suave ondulado a ondulado nas bases das vertentes, com manchas alongadas e delgadas de relevo plano ao longo dos cursos d'água.

Por encontrar-se ao fundo de um ambiente de dissecação, apresenta paulatinamente, no sentido para jusante, um incremento na declividade das vertentes que acompanham lateralmente o transcurso do rio principal, passando a demonstrar vales delineados por relevos ondulados a forte ondulados (mais intensivamente após a cota altimétrica de 500 metros), mantendo esta característica até a confluência com o rio Apuaê.

A partir da cota 480, acompanhando marginalmente a unidade subsequente, começa a apresentar as características de relevos em elaboração, com a ocorrência de patamares estreitos e assentadas com topos suave ondulados (em meio aos conjuntos de vertentes dos relevos ondulados a forte ondulados), e conjuntos de morrotes e morros alongados horizontalmente de topos convexados que constituem divisores de águas por entre as curvas sinuosas desenhadas pelos vales do rio Apuaê-Mirim.

Figura 38 – Vista do fundo de vale do rio Apuaê-Mirim, um pouco após a confluência entre os rios Tigre e Toldo. Coordenadas 6939425 N e 390955 E, rumo S80°W.



Figura 39 – Relevo em elaboração constituindo interflúvio do rio Apuaê-Mirim (A), tendo ao fundo os Patamares em Ambiente de Dissecação Níveis 1 (B) e 2 (C). Coordenadas 6939972 N e 396044 E, rumo N10°E.



Fonte: Fotos de autoria própria.

3.2.6 Fundos de Vales em Ressalto.

Esta unidade apresenta-se como o substrato no qual ocorrem os elementos típicos de fundo de vale, conformados por bases de encostas, planícies e canais fluviais.

Dado o aspecto litológico e estrutural da geologia regional, onde os litotipos derivam de derrames vulcânicos acamados em uma superfície subhorizontalizada, cada qual sofrendo processos específicos de consolidação e diaclasamento, com diferentes resistências à ação do processo erosivo desempenhado, sobretudo, pelo trabalho fluvial, esta unidade apresenta o perfil longitudinal do rio principal demarcado por diversos desníveis, caracterizando uma sucessão de leitos em ressalto.

Embora a unidade do Patamar Estrutural por Resistência Litológica concentre a maior extensão de planícies da bacia, a presente unidade (não obstante a ocorrência predominante de vales entrincheirados) apresenta uma planície ampla, de caráter alveolar, na confluência dos rios Apuaê-Mirim e Marcelino. Esta é a planície de maior expressão na unidade, sendo as demais um pouco mais estreitas, compartimentadas em alvéolos e pequenas reentrâncias por entre os vales.

Figuras 40 e 41 – Planícies alveolares embutidas em ambiente de dissecção, situadas nos fundos de vale do rio Apuaê-Mirim. A primeira foto (panorâmica) ocorre nas coordenadas 6944291 N e 408003 E, do rumo N88°W ao S66°E, e a segunda nas coordenadas 6943473 N e 407407 E, no rumo S12°W.



Fonte: Fotos de autoria própria.

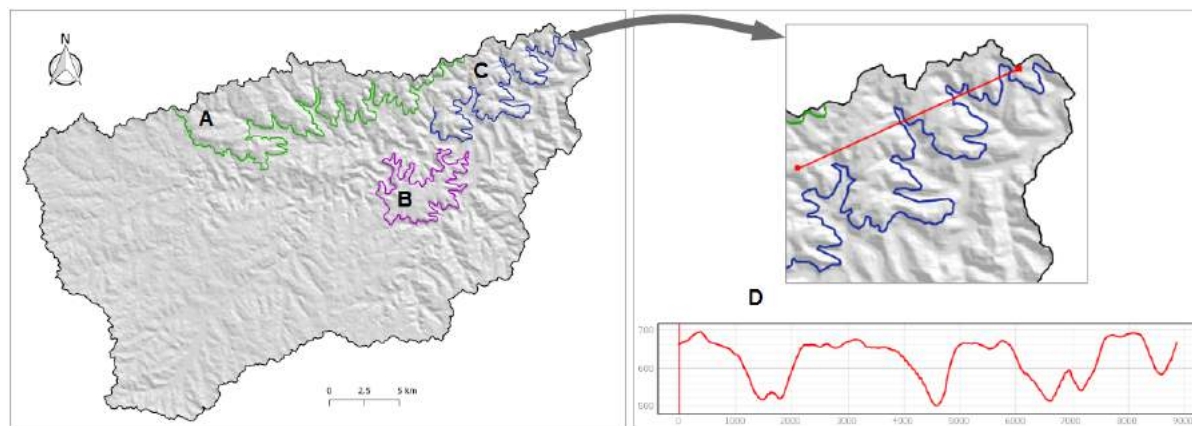
3.2.7 Outros aspectos geomorfológicos complementares.

Mesmo no mapeamento geomorfológico baseado na individualização de conjuntos de patamares de maiores similaridades, sobressaem elevações e delineações de formas notáveis, que se destacam e se distinguem dos padrões gerais utilizados na classificação adotada (com base nas rupturas e mudanças de declive), mas que também: a) denunciam processos geomórficos, e orientações estruturais peculiares; ou, b) que complementam o mapeamento por permitir agregar elementos geomórficos que normalmente não são identificados no procedimento de classificação realizado.

No primeiro caso, foram indicados o conjunto sobrepujante com fortes desníveis ao norte da bacia (Figura 42-A), e os conjuntos de elevações residuais que remanesceram sobre a litologia da Fácies Chapecó (conforme CPRM, 2008). Neste último caso, observa-se um conjunto de relevo que sobressai isoladamente no centro da bacia (Figura 42-B), e outro que se mantém altimetricamente contínuo ao longo do limite nordeste da mesma (Figura 42-C), conformado por um modelado plano no topo, que constitui um platô sustentado por rochas mais resistentes à erosão (Figura 42-D), similar à descrição de Amaral e Costa (1983, apud TRATZ,

2009) para as formas de relevo observadas no município de Guarapuava (PR) sobre rochas Tipo Chapecó.

Figura 42 – Conjuntos de relevo notáveis que se destacam na bacia do rio Apuaê-Mirim.

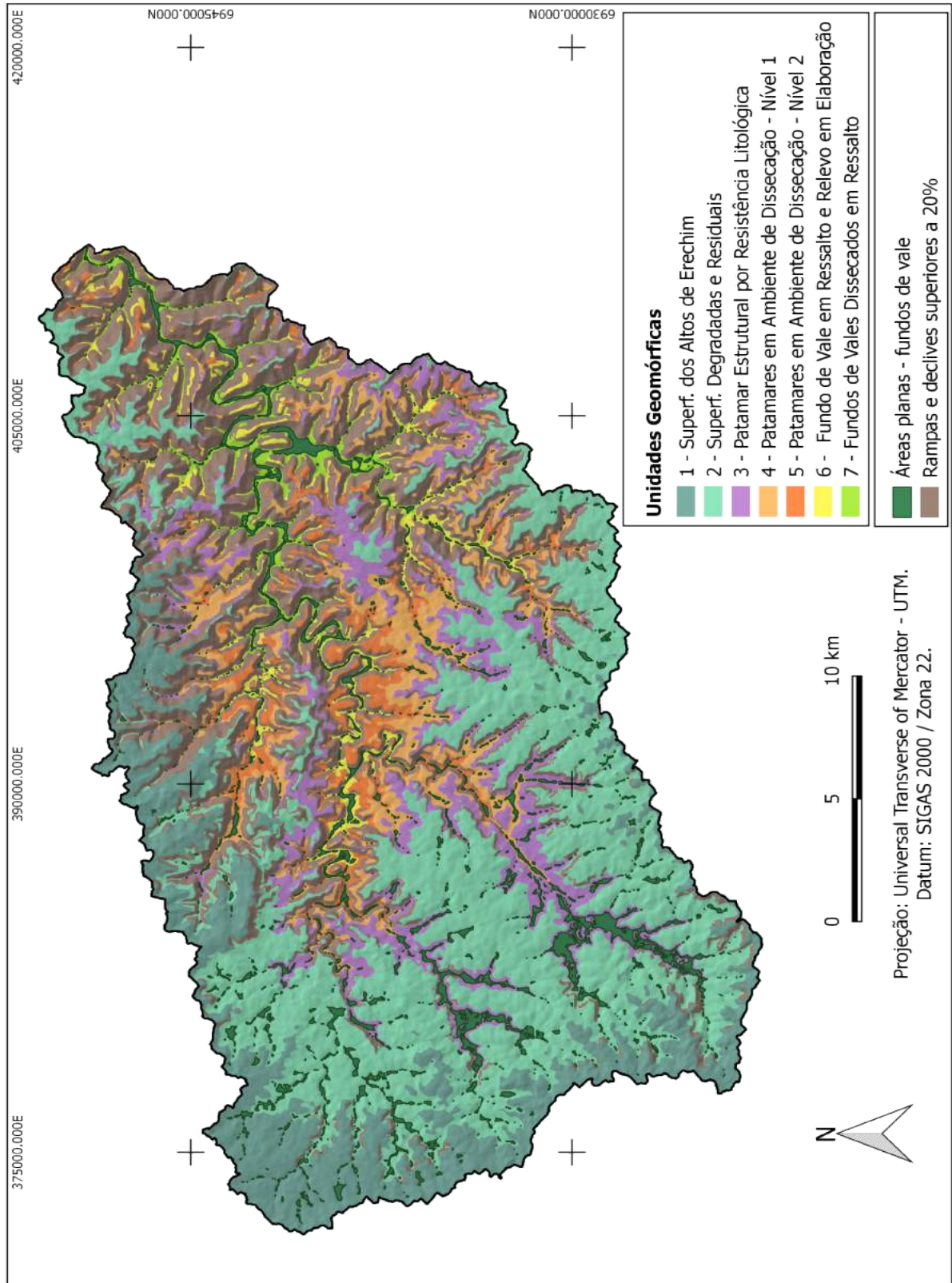


Fonte: Elaborado pelo autor.

No segundo caso, estão as áreas planas de fundo de vale (com declividade inferior a 3%), que indicam trechos de planícies e de pequenas acumulações aluviais, e as rampas com declividades superiores a 20%, que destacam em muitos alinhamentos as discontinuidades topográficas que limitam as unidades geomórficas (principalmente as bordas das frentes de dissecação entre os planaltos “dos Campos Gerais” e “Dissecados dos Rios Iguaçu-Uruguaí”), e que também associam as feições relativas aos processos denudacionais, aos depósitos coluviais, e aos afloramentos de rochas. Estas rampas constituem em muitas extensões de área os complexos de rampa de colúvio descritos por Moura e Silva (2006, p. 160), sendo entendidas como “feições deposicionais inclinadas, associadas à coalescência de depósitos coluviais que se desenvolvem em direção às reentrâncias (hollows) e fundos de vale”.

A inclusão deste últimos aspectos ao mapeamento (áreas planas e rampas superiores a 20%), remetem à agregação do fator declividade combinadamente às indicações de discontinuidades topográficas, e conferem uma melhor compreensão do relevo da área de estudo, associando as conformações em superfícies e patamares, sob a influência litoestrutural, com os conjuntos de modelados que refletem a atuação dos agentes exógenos, expressa nos processos erosivo-deposicionais, conforme observado no mapa da Figura 43.

Figura 43 – Mapeamento das Unidades Geomórficas da bacia do Apuaê-Mirim, com elementos de declividade.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3 ESCALAS DOS SEGMENTOS E DOS TRECHOS.

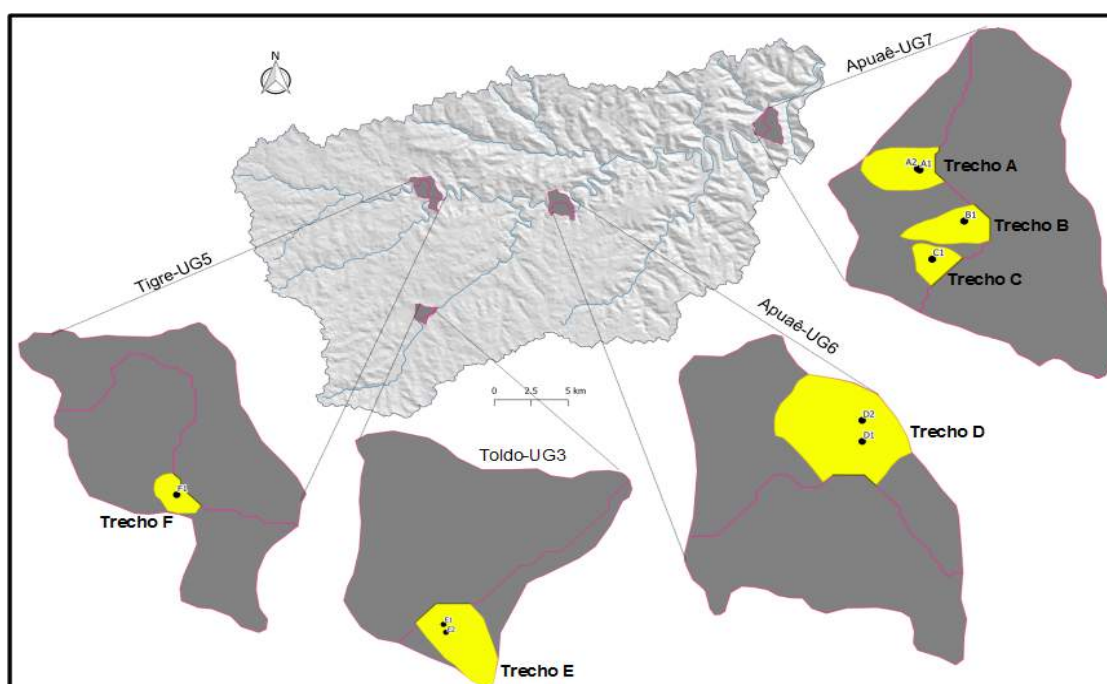
Sobre as unidades geomórficas que sustentam porções significativas do tronco principal, foram definidos os segmentos de rios que abarcam características gerais representativas àquelas primeiras. Assim, foram definidos quatro segmentos, dentro dos quais estão inserido os trechos, que foram caracterizados a partir de pontos amostrais, conforme disposto no quadro 18, e apresentado no mapa da Figura 44.

Quadro 18 – Estruturação dos respectivos conjuntos de segmentos, trechos e pontos.

SEGMENTOS	TRECHOS	PONTOS	COORDENADAS (X,Y)
Apuae-UG7	A	A1	407.679 E; 6.944.700 N
		A2	407.668 E; 6.944.712 N
	B	B1	408.003 E; 6.944.291 N
	C	C1	407.769 E; 6.943.988 N
Apuae-UG6	D	D1	394.298 E; 6.938.901 N
		D2	394.296 E; 6.939.048 N
Toldo-UG3	E	E1	384.603 E; 6.929.903 N
		E2	384.615 E; 6.929.857 N
Tigre-UG5	F	F1	384.984 E; 6.939.169 N

Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 44 – Localização dos segmentos, trechos e pontos adotados no estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3.1 Segmento Apuaê – UG7

Localizado na Unidade Geomórfica dos Fundos de Vale em Ressalto, situa-se sobre cotas altimétricas inferiores, no curso inferior do rio Apuaê-Mirim. O segmento, representativo a um rio de 6ª ordem, possui uma extensão longitudinal de 2.745,8 metros, cujas extremidades situam-se, respectivamente, nas cotas altimétricas 411 m e 405 m (representando uma diferença altimétrica de 6 m), o que implica em um gradiente altimétrico próximo de 0,00218, ou que pode ser relativo a uma declividade de 0,218%.

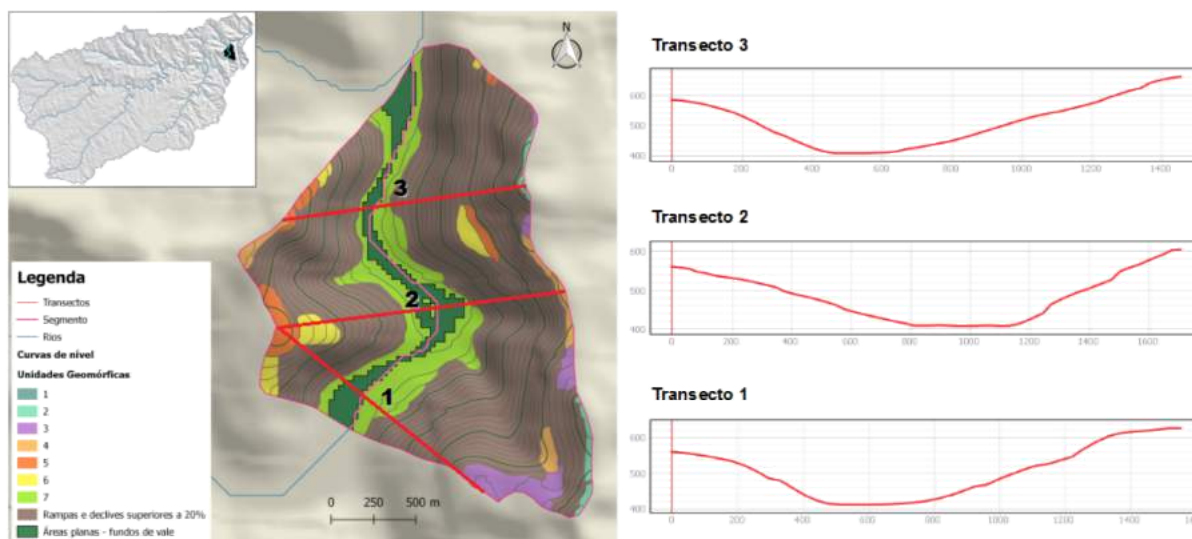
Os três perfis transversais demarcados para partes do segmento demonstram vales um pouco assimétricos (elevações ao sul maiores que as do norte, com uma diferença altimétrica média de 62,5 m), apresentando uma amplitude altimétrica média de 190,33 metros (relativa às medidas verticais entre os cumes e os talwegues).

Os topos interfluviais apresentam-se um pouco mais aguçados e convêxados, principalmente nos interflúvios ao sul, onde constituem em verdade, uma linha de cumeada sobre as Unidades Geomorfológicas dos Patamares em Superfícies Degradadas e residuais, e dos Patamares em Ambiente de Dissecção do Planalto Iguaçu-Uruguaí – Nível 1.

As larguras dos fundos de vale podem variar de relativamente estreitas a estreitas (distâncias entre dois segmentos da isolinha com a cota de menor valor altimétrico na secção do vale), iniciando no primeiro transecto com 310 metros, e estreitando a cerca de 166 metros no último transecto situado a jusante.

Conforme observado nos cortes transversais, as vertentes apresentam declividades médias (considerando um declive único para um mesmo alinhamento em cada vertente) elevadas em sua maioria, podendo apresentar valores em torno de 18% até 40%, mas predominando valores oscilando próximos a 30%. De forma geral, ao longo das extensões das vertentes, a rugosidade do relevo pode ser considerado neste segmento variando de forte ondulado a montanhoso.

Figura 45 – Posição do segmento Apuaê UG7 na bacia hidrográfica, com o recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A largura do rio medida em campo para este segmento é de 32 metros, o que indica que os trechos de análise correspondem a extensões de rio no comprimento longitudinal de aproximadamente 320 metros. Para o referido segmento, foram avaliados três trechos:

3.3.1.1 Trecho A

Neste trecho, foi efetuada a análise em dois pontos: A1, a cerca de 9 metros da margem do rio; e A2, situado cerca de 16 metros a NO do primeiro (319° de Azimute). Ambos pontos foram escavados em taludes de cortes de estradas existentes na região.

Os pontos situam-se sobre o terço inferior de uma vertente, com convergência direta para o canal fluvial (sem planície de inundação), integrando parte da concavidade da mesma (em perfil e em planta), porém sobre o eixo de curvatura entre a forma convexa e côncava. A declividade da área varia de 20 a 40%, podendo ultrapassar 60% no terço médio da vertente.

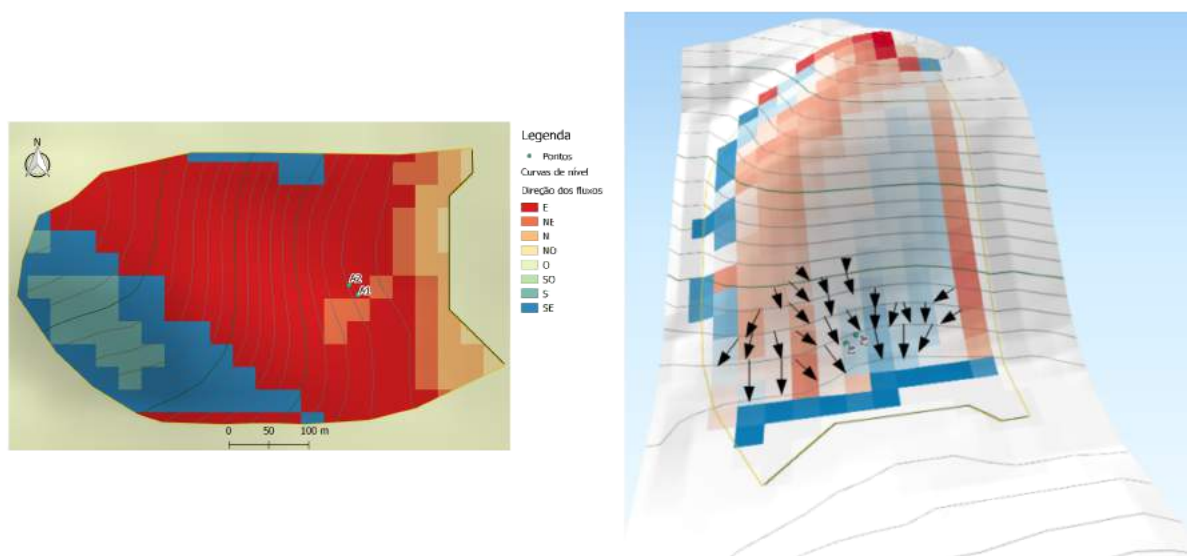
A drenagem da facie de vertente do Trecho A demonstra uma concentração de fluxo em um alinhamento semicôncavo em planta (praticamente ao centro daquela primeira), entremeado por divisores d'água em seus limites laterais. Grande

parte do volume de água que flui superficialmente e subsuperficialmente na vertente segue no sentido leste, ocorrendo uma parcela da drenagem cujo direcionamento procede para sul e sudeste a partir do divisor de água, em direção a um alinhamento côncavo ao sul do trecho (figura 46).

De um modo geral, a água flui rapidamente pela facie da vertente, dada a predominância da forma planar em perfil no terço médio (com leve concavidade em perfil e em planta na base da mesma), e a forte declividade da mesma, conforme demonstrado pela variação dos comprimentos dos vetores (em função das distâncias equipotenciais dadas pelas curvas de nível), que representam as linhas de fluxo (figura 47).

Seguindo pela distinção entre as áreas de convexidade (dispersoras de água, em tons avermelhados), e de concavidade (concentradoras de água, em tons azulados), o tracejamento representativo das linhas de fluxo demonstram que os pontos de observação situam-se em uma área de transição do fluxo, no caminho entre os fluxos de dispersão para os alinhamentos de concentração, em direção ao canal de drenagem. Embora os pontos estejam às margens da feição de concavidade, não integram uma área de acumulação de água.

Figuras 46 e 47 – Direções dos fluxos de água no Trecho A. O primeiro representa a direção dos fluxos a partir do algoritmo “Flow direction D8” do provedor TauDEM, ao passo que o segundo demonstra áreas de convergência e divergência do fluxo de água a partir do algoritmo “Convergence Index” do provedor SAGA GIS, apresentado em 3D através do *plugin* “Qgis2threejs” do software QGIS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No ponto A2, a escavação da trincheira não foi mais incisiva dada a dificuldade ofertada pelo material litólico. Entretanto, foi possível observar em perfil raso o forte predomínio de blocos rochosos (na granulometria de calhaus e matacões) concentrados na massa do solo, sobrejacentes a rochas fragmentárias em processo de intemperização, levando à compreensão de que o material parental é de natureza autóctone. Os remanescentes de rocha, caracteristicamente basalto com estrutura vesículo amigdaloidal, demonstram uma forte atuação do intemperismo químico *in situ*, apresentando alterações de coloração castanho avermelhado na sua matriz, e esverdeado nas amígdalas, onde constata-se a formação de argilominerais esverdeados, conforme descrito por IBGE (1986). O saprólito originado apresenta-se bastante argiloso, sendo observado superfícies de fricção (*slickensides*) durante a escavação.

A trincheira no ponto A1 foi escavada até a profundidade de 110 cm, sendo o solo encontrado muito pedregoso, com calhaus (20 cm a 20 mm) e matacões (>20 cm) dispersos em sua massa (principalmente a partir dos 20 cm de profundidade), ocorrendo substrato de rocha fragmentária, o que impossibilitou uma escavação mais profunda. Não houve interceptação do lençol freático na escavação, e nem sinal de oscilação de seu nível próximo, indicando que a água deve infiltrar por interstícios secundários (junções, fraturas, outras aberturas na rocha consolidada), e descarregar dentro do canal fluvial, alcançando o nível da água do rio.

O canal fluvial apresenta-se incisivo, medindo do nível do rio (na época da amostragem) até o nível da estrada (onde foi escavada a trincheira), um pouco mais de 2 metros, apresentando bordas bem definidas, constituídas por barranco agudo composto por rochas fragmentárias em uma matriz de solo. A cobertura da terra na área de coleta é caracterizada por vegetação secundária, aparentemente em estágio inicial de regeneração, visto que ocorrem poucos indivíduos de porte arbóreo, uma relativa presença de espécies arbustivas, e predomínio de espécies herbáceas.

O registro de observações das características do solo no ponto de amostra A1 consta na Tabela 03, e foi levantado em campo com base nas orientações de IBGE (2007; 2015).

Tabela 03 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto A1.

Profund. (cm)	Cor	Consistência				Sensação Táctil	Classe textural segundo teste de campo
		Seca	Úmida				
			Úmida	Plasticidade	Pegajosidade		
20-30	5YR 3/3	Ligeiramente dura	Muito friável	Muito plástica	Ligeiramente pegajosa	Ligeira sedosidade.	Francossiltosa
90	5YR 4/8	Ligeiramente dura	Muito friável	Muito plástica	Não pegajosa a ligeiramente pegajosa	Pouca sedosidade; maior sensação de atrito.	Franca

Fonte: Elaborado pelo autor.

Conforme as observações em campo, constata-se uma mudança de cor entre o horizonte superficial e o subsuperficial, passando de Bruno avermelhado escuro (5YR 3/3) para Bruno avermelhado (5YR 4/8), derivado da maior incorporação de matéria orgânica no primeiro.

A estrutura observada (tipo/subtipo) apresenta-se em blocos subangulares no horizonte superficial e em blocos angulares no subsuperficial. No aspecto textural, verifica-se também uma leve diferenciação entre os horizontes, decorrente da migração de material mais fino (principalmente na fração silte) para o horizonte inferior.

Considerando as características dos solos e do local onde estão inseridos, em conformidade com os aspectos topográficos e hidrogeomorfológicos da vertente, os pontos A1 e A2 apresentam classes de drenagem situadas entre “acentuadamente drenado” a “bem drenado”, caracterizando-se como solos não hidromórficos e associados ao grupo hidrofuncional das mesófilas.

3.3.1.2 Trecho B

Neste trecho, ocorreu a análise no ponto B1 através da perfuração de um poço com o trato holandês, e coletadas duas amostrais de material nas respectivas profundidades: entre 20 e 30 cm; e, entre 50 e 90 cm.

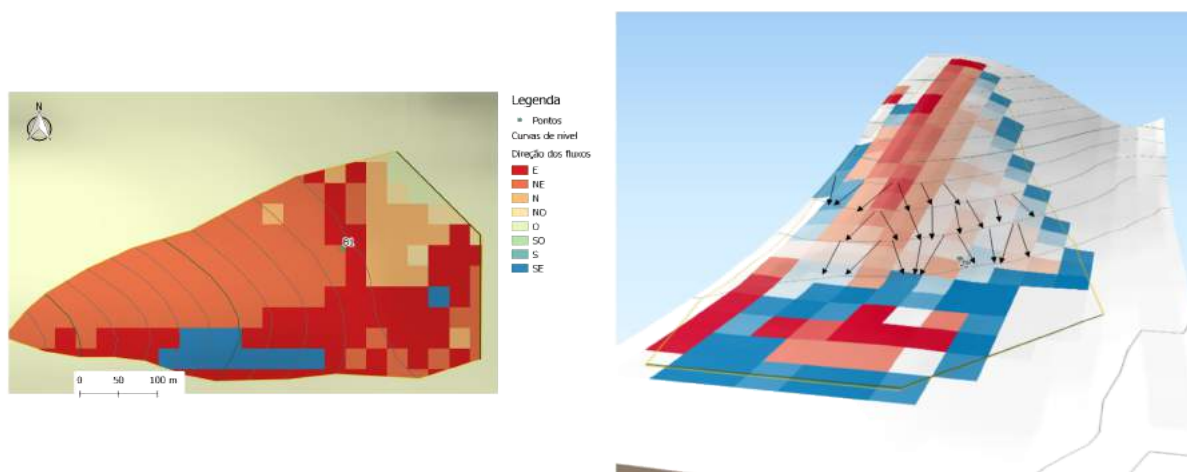
O referido ponto situa-se na base da vertente, em seu terço inferior, de forma convexa, e dista cerca de 18 metros do início de uma planície de inundação, onde

se observa um relevo plano, com afloramentos dispersos do lençol freático. A declividade que marca o desnível entre a planície de inundação e o ponto de coleta é de 8,8 %, aumentando vertente acima para 18%.

A drenagem da vertente no Trecho B é dado a partir de um divisor de água central, que direciona os fluxos superficiais e subsuperficiais para os sentidos nordeste (onde está situado o ponto B1) e sudeste (Figura 48). De um modo geral, a vertente apresenta-se convexada horizontalmente (em planta), e variando de quase plana (do terço superior para o médio) a côncava (do terço médio ao inferior) no alinhamento vertical (em perfil) da facie que engloba o ponto B1. Sob este ponto, observa-se uma microtopografia convexada, que redireciona dispersivamente os fluxos superficiais em relação àquele mesmo.

Na facie de vertente do ponto B1, observa-se que a declividade até o terço médio favorece um maior fluxo das águas, com branda desaceleração no terço inferior devido à concavidade do perfil vertical, e às mudanças nos direcionamentos dos sentidos de dispersão (predominantemente) e de concentração, dadas pelas micro variações do terreno (Figura 49).

Figuras 48 e 49 – Direções dos fluxos de água no Trecho B. O primeiro representa a direção dos fluxos a partir do algoritmo “Flow direction D8” do provedor TauDEM, ao passo que o segundo demonstra áreas de convergência e divergência do fluxo de água a partir do algoritmo “Convergence Index” do provedor SAGA GIS, apresentado em 3D através do *plugin* “Qgis2threejs” do software QGIS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na condição natural, a infiltração das águas que fluem superficialmente na base da encosta seria facilitada pela intermediação da vegetação, ocorrendo de

modo praticamente distributivo. Entretanto, pela condição de uso do solo atual (agrícola, com cultivos de milho e soja), as águas precipitadas sobre esta facie de vertente tendem a fluir superficialmente em maior proporção, drenando diretamente para a planície. Isto não indica que as águas subterrâneas não recebam contribuição por infiltração localmente, mas estas ocorrem em menor volume.

O poço perfurado no ponto B1 alcançou a profundidade de 100 cm, até a interceptação de um obstáculo rochoso, impedindo uma inserção mais profunda, não sendo possível afirmar se este reflete um leito de rocha local ou um matacão disposto na massa do solo. Como o solo não apresentou pedregosidade nem no ponto de perfuração e nem ao longo da superfície da encosta na qual está inserido, é provável tratar-se da primeira suposição.

Não houve a interceptação do lençol freático na perfuração, mas foi constatada a presença de pequena quantidade de plintita a partir dos 80 cm.

A plintita é uma formação constituída da mistura de argila, pobre em carbono orgânico e rica em ferro (ou ferro e alumínio), com quartzo e outros materiais, sendo a sua gênese relacionada com a mobilização, transporte e concentração de ferro no perfil do solo, ocorrendo no terço inferior de vertentes e em planícies aluviais, associadas a períodos de elevada umidade, geralmente ocupando posições de transição entre várzeas e o início das coxilhas (MIGUEL *et al.*, 2013).

O canal fluvial neste trecho apresenta-se incisivo, em uma profundidade de cerca de 1,5 metros, com bordas bem definidas e constituídas por barrancos de rochas fragmentárias dispersas em uma matriz de solo.

O registro de observações das características do solo no ponto de amostra encontra-se na Tabela 04, e foi levantado em campo com base nas orientações de IBGE (2007; 2015).

Por sua vez, o resultado da análise textural do solo obtido na análise laboratorial para o mesmo ponto consta na Tabela 05.

Tabela 04 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto B1.

Profund. (cm)	Cor	Consistência				Sensação Táctil	Classe textural segundo teste de campo
		Seca	Úmida				
			Úmida	Plasticidade	Pegajosidade		
20-30	5YR 2/4	Ligeiramente dura	Muito friável	Muito plástica	Ligeiramente pegajosa a pegajosa	Forte sedosidade	Francossiltosa
50-90	5YR 3/3	Macia	Muito friável	Plástica	Não pegajosa a ligeiramente pegajosa	Forte sensação de areia	Franca a francoarenosa

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 05 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto B1, conforme análise laboratorial.

Profundidade (cm)	Argila (%)	Areia grossa + areia fina (%)	Silte (%)	Tipo de solo (I.N. Nº 02/08, MAPA)	Classe textural (LEMOS e SANTOS, 1996)
20-30	24	28	48	2 (Solos de textura média)	Franca
50-90	16	51	33	2 (Solos de textura média)	Franca

Fonte: Elaborado pelo autor.

Naturalmente, foi observada uma variação de cores entre o horizonte superficial e o subsuperficial, sendo o primeiro Bruno avermelhado muito escuro, e o último Bruno avermelhado escuro. Entretanto, constata-se a ocorrência de tons escuros para todo o perfil, estando associado com a agregação de matéria orgânica à massa do solo.

Embora a sensação táctil nos testes de campo conduza à crença de uma variação textural entre os horizontes, os resultados da análise laboratorial indicam uma constância na textura média ao longo do perfil do solo. A imprecisão táctil, verificada em grande parte dos testes de campo realizados na área de estudo, decorre de uma maior presença de pequenos fragmentos de rochas na fração areia grossa, dispostos em maior volume nas faixas de maior profundidade.

Durante a perfuração, também foi notada uma diferença na umidade do solo, sendo levemente mais úmida no horizonte superficial, e seca no subsuperficial, demonstrando uma relativa facilidade de drenagem ao longo do perfil. O aspecto observado pode derivar das diferenças nas concentrações das frações granulométricas de acordo com a profundidade, uma vez que há um predomínio da fração silte no horizonte superficial, e da fração areia no subsuperficial, sendo maior

a capacidade de retenção de água residual nos poros daquele primeiro, e uma crescente condutividade hidráulica para o último.

Com base nas características geomórficas da vertente e do solo, o ponto B1 se estabelece na classe de drenagem "fortemente drenado", caracterizando-se como solo não hidromórficos e associado ao grupo hidrofuncional das mesófilas.

3.3.1.3 Trecho C

Este trecho reflete o ponto de observação C1, marcado por um corte de estrada, constituído por uma estreita camada de solo com contato lítico variando de maciço a fragmentário, situado às margens do canal do rio Apuaê-Mirim. O corte de rocha apresenta muitas parcelas de rochas pouco afetadas pelo intemperismo, demonstrando em seu interior (quando fragmentadas com o martelo de geólogo) as suas características originais ainda preservadas.

A litologia deste ponto é constituída por rochas basálticas, texturalmente afaníticas, de coloração cinza escura, com tons castanhos avermelhados quando alteradas, e possuindo estruturas amigdaloidais preenchidas por minerais como quartzos, zeolitas e calcedônias, sendo circundadas por argilominerais esverdeados quando alterados, em conformidade às descrições de IBGE (1986).

Neste ponto, a vertente, de característica planar e com solos rasos, converge em forte declividade (superiores a 30%, podendo chegar a valores um pouco acima de 50%) diretamente para o canal fluvial.

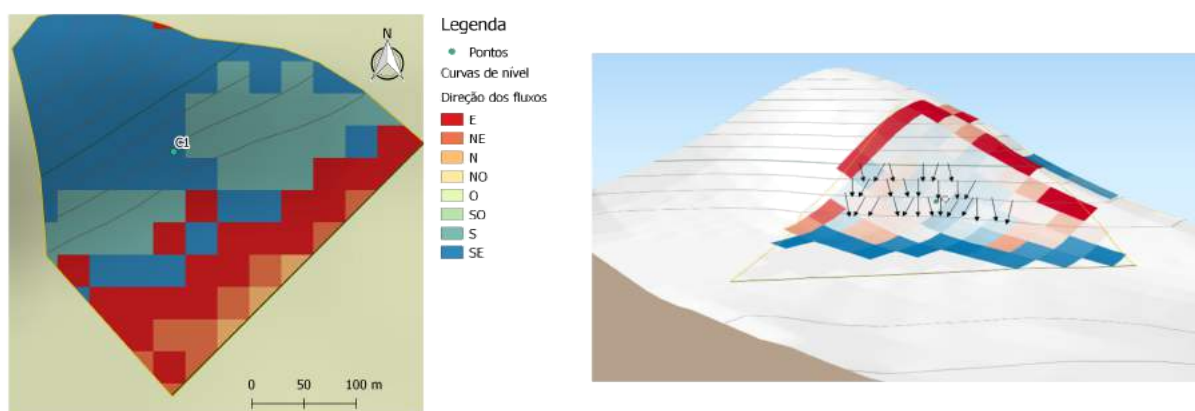
Em algumas porções do corte de rocha observa-se fracos fluxos de água que surgem do contato com a base dos perfis de solo, mas também de algumas junções, reforçando a suposição arguida no trecho A (deste mesmo segmento), de que a água subsuperficial deve fluir por interstícios secundários em substratos rochosos fraturado, em direção ao canal fluvial. Este aspecto, quando associado a um canal bastante inciso, pode tornar o nível do lençol freático mais distante da superfície, tornando-se de difícil alcance para os indivíduos vegetais, que também encontram na resistência ofertada pela litologia um grande obstáculo ao enraizamento.

Convém observar que a pequena espessura de solos (devido a forte declividade da área), associadas às extensões de afloramentos rochosos no trecho, indicam uma característica hidrológica do tipo hortoniano na vertente, prevalecendo o escoamento superficial durante as precipitações, após uma rápida saturação dos solos, sendo grande parte daquelas águas conduzida diretamente para o canal fluvial.

A facie de vertente deste Trecho apresenta uma drenagem que ocorre predominantemente na direção sudeste, apresentando variações para sul em dois pontos da base, referentes a dois pequenos focos de concentração dos fluxos dados por leves concavidades em perfil e em planta (Figura 50).

Conforme observado na Figura 51, a facie da vertente apresenta divisores de água (em tons fortes de vermelho) bem delineados para o trecho em questão, sendo o restante da superfície apresentado em tonalidades próximas ao branco, o que reforça a característica planar da vertente (embora as variações para o azul e para o vermelho indiquem pequenas variações na microtopografia da superfície).

Figuras 50 e 51 – Direções dos fluxos de água no Trecho C. O primeiro representa a direção dos fluxos a partir do algoritmo “Flow direction D8” do provedor TauDEM, ao passo que o segundo demonstra áreas de convergência e divergência do fluxo de água a partir do algoritmo “Convergence Index” do provedor SAGA GIS, apresentado em 3D através do *plugin* “Qgis2threejs” do software QGIS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Na base da vertente, os pixels de tonalidade azulada indicam os centros de concentração dos fluxos de água acusadas na Figura 50, que remetem mais ao direcionamento convergente dos fluxos nos seus trajetos, e não necessariamente a

focos de acumulação de água. De modo geral, as representações de linhas de fluxos demonstram um movimento rápido da água ao longo da face da vertente, dado pela alta declividade e pela própria morfologia daquela mesma.

O canal deste trecho apresenta-se incisivo, medindo do nível do rio (na época da amostragem) até o nível da estrada, cerca de 3 metros, com bordas bem definidas. A cobertura da terra é composta por extensa área vegetada de porte médio e densamente fechada, provavelmente mantida conservada devida à forte declividade da vertente, que oferece grande dificuldade a um uso distinto do atual no local.

3.3.2 Segmento Apuaê – UG6

Localizado na Unidade Geomorfológica dos Fundos de Vale em Ressalto e de Relevô em Elaboração, situa-se no curso médio do rio principal. O segmento, representativo a um rio de 5ª ordem, possui uma extensão longitudinal de 2.427,3 metros, cujas extremidades situam-se, respectivamente, nas cotas altimétricas 489 m e 483 m (representando uma diferença altimétrica de 6 m), o que implica em um gradiente altimétrico próximo de 0,00247, ou que pode ser relativo a uma declividade de 0,247%.

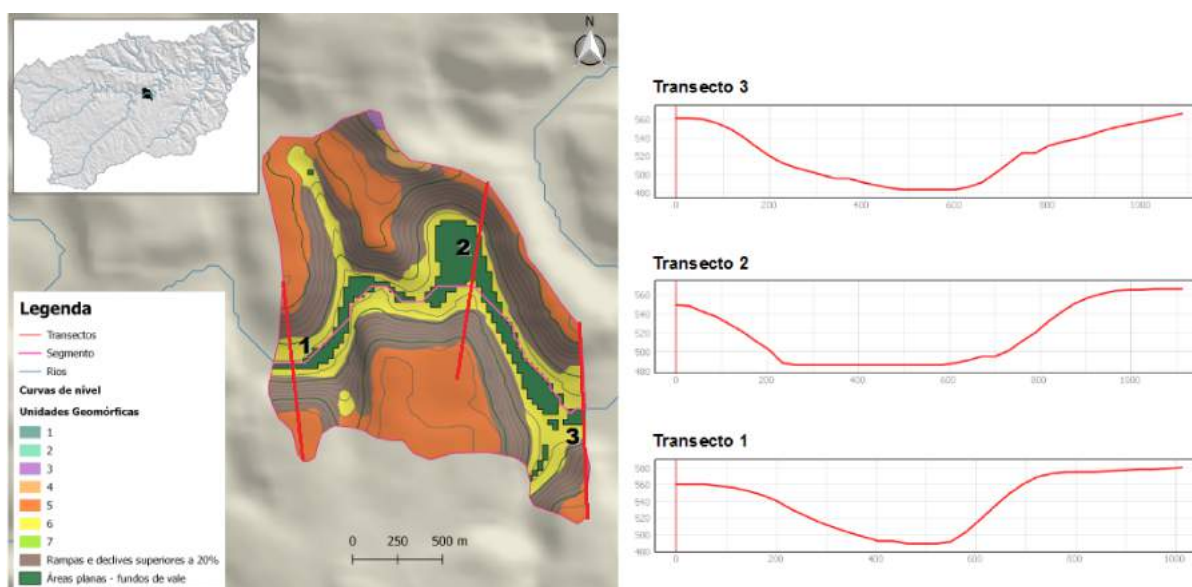
Os três perfis transversais demarcados para partes do segmento demonstram vales relativamente simétricos, apresentando uma amplitude altimétrica média de 77,16 metros, com os topos interfluviais constituídos majoritariamente por formas planas e quase tabulares demarcadas pelos patamares da Unidade Geomórfica em Ambiente de Dissecação – Nível 2.

As larguras dos fundos de vale apresentam-se relativamente estreitas no início do segmento, com 214 metros, apresentando um alargamento em sua porção média (391 metros), onde se constata uma pequena planície alveolar formada, tornando a estreitar-se ao término do segmento, com larguras na ordem de 245 metros.

As vertentes observadas pelos cortes transversais demonstram declividades médias relativamente medianas, apresentando valores variando em torno de 17% e 30%. A rugosidade do relevo para este segmento é do tipo forte ondulado (majoritariamente) para as vertentes, e ondulado a suave ondulado para os topos.

De um modo mais específico, a morfologia deste segmento pode ser descrita por bordas de dissecção delineadas pelo entalhamento fluvial, entremeando pequena planície alveolar e canal fluvial no fundo de vale, apresentando ao topo, patamares onde predominam formas colinosas. De forma mais prática, também pode ser descrito, dentro de um aspecto mais topográfico, como curso fluvial, com planície alveolar, circundados por morrotes de topos convexizados e/ou planos.

Figura 52 – Posição do segmento Apuaê UG6 na bacia hidrográfica, com o recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3.2.1 Trecho D.

Foi caracterizado através da análise de dois pontos: D1, a cerca de 80 metros do canal fluvial; e o D2, distante cerca de 115 metros do primeiro.

O primeiro ponto (D1) ocorre sobre uma planície de inundação de declividade em torno de 1 a 1,4%, e corresponde a uma trincheira escavada na borda de uma pequena canaleta pré existente (aberta para a drenagem da água no local) até a

profundidade de 55 cm (correspondendo o nível de água dentro da canaleta à profundidade de 45 cm).

O solo observado na trincheira apresentou cor e composição homogênea ao longo de todo o perfil (mesmo imediatamente abaixo do nível da água), não se constando a presença de rochas em sua massa, de mosqueamentos ou de gleização. Por isso, foi extraída apenas uma amostra de solo. O uso da terra neste ponto é do tipo agrícola, ocorrendo o cultivo de soja na época da coleta de amostras.

Conforme informações do proprietário das terras que englobam os pontos amostrais, não são raros os eventos de inundação na planície de inundação, o que indica tratar-se de um ambiente fluvial ativo.

O segundo ponto (D2) corresponde a um poço perfurado com o trato holandês, sendo coletadas 3 amostras de solo, nas respectivas profundidades: nos primeiros 20 cm; entre 50 e 60 cm; e, após 80 cm. Este ponto situa-se no terço inferior de uma vertente em formato côncavo, apresentando uma declividade em torno de 14 a 15%, sendo que na transição em direção a planície de inundação, há uma pequena rampa coluvial à base da vertente que apresenta uma declividade entre 6,8 e 7,2%.

O poço perfurado alcançou a profundidade de 100 cm, quando foi encontrado um obstáculo rochoso que impediu uma inserção mais profunda. O solo apresenta-se muito pedregoso, contendo muitos calhaus e matacões tanto em superfície, como dispersos em sua massa.

Estas características, associadas com a configuração topográfica no trajeto ao longo deste ponto para a planície, aparentam tratar-se de um ambiente de acumulação coluvial que resultou de processos de transporte de material grosseiro decorrente da evolução da encosta adjacente, e que sofreu pedogênese no local (material de origem alóctone), constituindo um indicativo da ocorrência de processos geomorfológicos derivados das oscilações climáticas Quaternárias.

Não houve a interceptação do lençol freático na perfuração, mas foi constatada a presença de plintita a partir dos 50/60 cm (com leve aumento no volume no sentido do fundo), o que indica uma variabilidade da umidade do solo a partir daquela profundidade.

A cobertura da terra neste ponto é caracterizada por vegetação secundária, aparentemente em estágio médio / avançado de regeneração, visto que ocorrem espécies arbóreas de diferentes portes, com a presença de sub-bosque e de uma camada considerável de serrapilheira, apresentando efeito de borda às suas margens devido ao aspecto semi-aberto e a ocorrência de lianas.

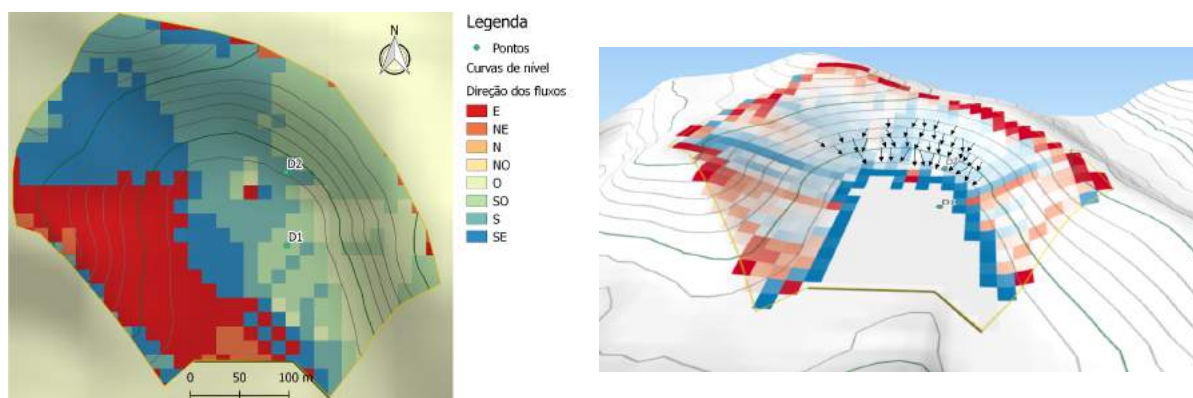
Pela morfologia do vale deste trecho, que se apresenta na forma de anfiteatro ou semelhante a uma ferradura, constata-se que a drenagem ocorre ao longo das facies das vertentes convergindo centralmente para a planície, que capta todo o volume de água antes de ser direcionado para o canal fluvial (tanto em superfície como em subsuperfície).

A Figura 53 demonstra claramente as mudanças nas orientações dos direcionamentos dos fluxos por facie de vertente no sentido de um semicírculo, iniciando por uma drenagem para leste na porção inferior esquerda até uma drenagem para oeste na porção inferior direita.

Conforme a Figura 54, o trecho representado para a análise apresenta limites hidrológicos bem definidos nas bordas da curvatura que contorna a planície (alinhamentos em tons avermelhados), dados por formas convexas em planta que constituem os divisores de água.

Ao centro daquela curvatura horizontal em forma de anfiteatro ocorre um eixo de convergência geral dos fluxos, marcada por uma grande forma côncava em planta e em perfil. Dentro desta, devido as micro variações topográficas nas vertentes, observa-se uma tendência à concentração dos fluxos de água para alguns centros (pixels em tonalidades mais azuladas) nas bases das encostas. O ponto D2 encontra-se em um destes centros de convergência.

Figuras 53 e 54 – Direções dos fluxos de água no Trecho D. O primeiro representa a direção dos fluxos a partir do algoritmo “Flow direction D8” do provedor TauDEM, ao passo que o segundo demonstra áreas de convergência e divergência do fluxo de água a partir do algoritmo “Convergence Index” do provedor SAGA GIS, apresentado em 3D através do *plugin* “Qgis2threejs” do software QGIS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O canal neste trecho apresenta-se incisivo, com profundidade (do nível do rio na época da amostragem até o nível da planície) variando entre 1,4 e 1,7 metros, e apresentando bordas bem definidas por barrancos suavemente inclinados compostos por rochas e solo (alternados ou mesclados).

O registro de observações das características dos solos nos pontos de amostra consta nas Tabelas 06 e 07, e foram levantados em campo com base nas orientações de IBGE (2007; 2015). Por sua vez, o resultado da análise textural do solo obtido na análise laboratorial para ponto D2 consta na Tabela 08.

Tabela 06 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto D1.

Profund. (cm)	Cor	Consistência				Sensação Táctil	Classe textural segundo teste de campo
		Seca	Úmida				
			Úmida	Plasticidade	Pegajosidade		
0-45	5YR 3/3	Levemente dura	Muito friável	Muito Plástica	Ligeiramente pegajosa	Forte sedosidade	Francossiltosa

Fonte: Elaborado pelo autor.

O ponto D1 apresentou composição homogênea ao longo de todo perfil, tanto na coloração, como na estrutura (tipo/subtipo: granular grumosa), ou ainda na textura. Em campo, foi observada uma cor bruno avermelhado escuro, demonstrando a incorporação de matéria orgânica no solo, não sendo constatado horizonte glei em escavação entre 5-10 cm abaixo do nível d'água, e nem mosqueamentos próximos a este ponto de contato.

Considerando as características do solo, e os aspectos relativos à morfologia e à drenagem do terreno, o ponto D1 apresenta classes de drenagem do tipo “moderadamente drenado”, caracterizando-se como solos semi-hidromórficos e associados ao grupo hidrofuncional das higrófilas.

Tabela 07 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto D2.

Profund. (cm)	Cor	Consistência				Sensação Táctil	Classe textural segundo teste de campo
		Seca	Úmida				
			Úmida	Plasticidade	Pegajosidade		
0-20	5YR 3/3	Levemente dura	Friável	Muito plástica	Pegajosa	Sensação de sedosidade	Franco-argilossiltosa
50-60	5YR 4/4	Levemente dura a dura	Friável	Muito plástica	Pegajosa	Sensação de sedosidade	Argilossiltosa
80	5YR 3/6	Levemente dura a dura (mais para o último)	Firme	Muito plástica	Pegajosa	Sensação de sedosidade e leve atrito	Argiloarenosa

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 08 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto D2, conforme análise laboratorial.

Profundidade (cm)	Argila (%)	Areia grossa + areia fina (%)	Silte (%)	Tipo de solo (I.N. N° 02/08, MAPA)	Classe textural (LEMOS e SANTOS, 1996)
0-20	28	16	56	2 (Solos de textura média)	Franco-argilossiltosa
50-60	59	14	27	3 (Solos de textura argilosa)	Argila
80	76	6	18	3 (Solos de textura argilosa)	Muito argilosa

Fonte: Elaborado pelo autor.

Conforme as observações em campo do ponto D2, verifica-se a comum diferenciação de coloração entre o horizonte superficial e o subsuperficial (Bruno avermelhado escuro e Bruno avermelhado, respectivamente), sendo o primeiro mais escurecido por conta da incorporação de matéria orgânica, mas há um retorno a cores mais escuras na camada inferior do solo (Bruno avermelhado escuro). No aspecto textural, a análise laboratorial demonstrou um incremento no volume de argila com a profundidade, passando de um solo de textura média no horizonte superficial, para um solo de textura argilosa nos horizontes subsuperficiais. Esta variação textural, com teores de frações finas crescentes com a profundidade, exerce importante ação sobre o comportamento hidrológico do solo, influenciando na sua permeabilidade (que tende a tornar-se progressivamente menor ao longo do perfil).

Conforme as características do solo e os aspectos hidrogeomorfológicos da vertente, o ponto D2 apresenta classe de drenagem do tipo “bem drenado”, caracterizando-se como solos não hidromórficos e associados ao grupo hidrofuncional das mesófilas.

3.3.3 Segmento Toldo – UG3

Localizado na Unidade Geomorfológica do Patamar por resistência litológica, situa-se no curso médio do rio Toldo, e no alto curso da bacia do rio Apuaê-Mirim. O segmento, representativo a um rio de 4ª ordem, possui uma extensão longitudinal de 1447 metros, cujas extremidades situam-se, respectivamente, nas cotas altimétricas 626 m e 624 m (representando uma diferença altimétrica de 2 m), o que implica em um gradiente altimétrico próximo de 0,00138, ou que pode ser relativo a uma declividade de 0,138%.

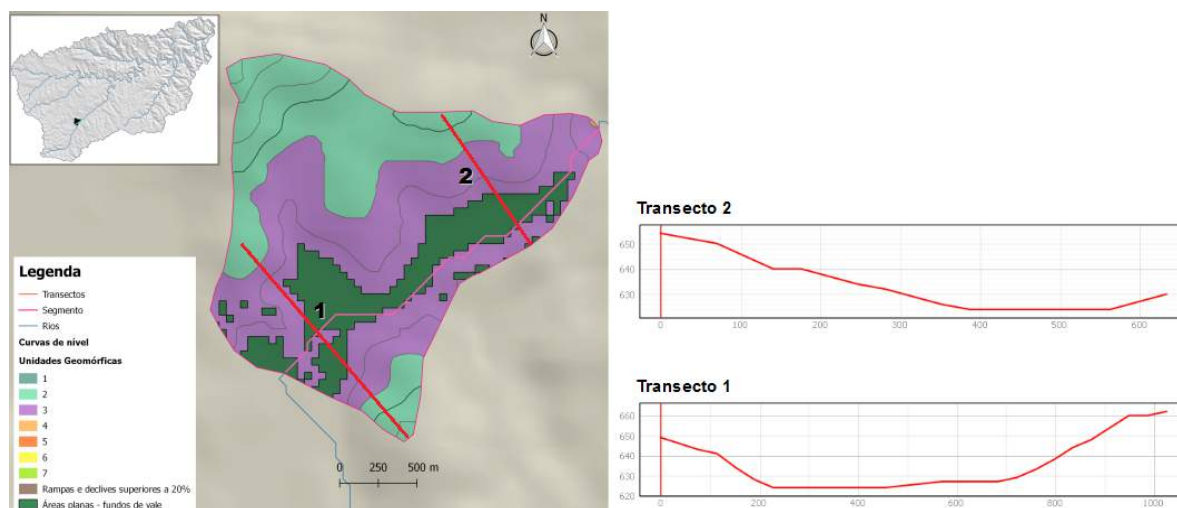
Os dois perfis transversais demarcados para partes do segmento demonstram vales notoriamente assimétricos, apresentando uma amplitude altimétrica média de 24,75 metros. A assimetria em referência demonstra uma diferença entre os interflúvios do primeiro transecto de 13 metros, e no segundo de 24 metros, isto porque os interflúvios que compõem os vales (constituídos por colinas de topos suavemente convexados) são conformados pelas elevações em declínio topográfico da unidade geomórfica anterior (Superfícies degradadas e residuais do Planalto dos Campos Gerais) para a atual, exceto o interflúvio ao sul no segundo transecto, que constitui pequena elevação na própria unidade geomórfica (explicando a forte assimetria para o vale correspondente).

Os fundos de vale apresentam-se como os mais largos entre os segmentos analisados, em consonância com as características da unidade geomórfica em que estão situados, sendo tal unidade constituída por extensas planícies que acompanham longitudinalmente os cursos d'água nos conjuntos das sub bacias Tigre, Campo e Toldo. Apresentam-se largos no início do segmento, com 548 metros registrado no primeiro transecto, reduzindo para 319 metros no segundo transecto, quando inicia um estreitamento do vale um pouco antes da queda d'água que separa a unidade atual para a posterior. O curso fluvial segue por esta última,

até a unidade subsequente, em vales mais estreitos, praticamente em um padrão de canal retilíneo, devido a orientação estrutural de uma linha de falha que rege fortemente a drenagem local.

As vertentes nos cortes transversais apresentam declividades médias relativamente suaves, com valores que variam de 7% a 12%. A rugosidade do relevo neste segmento é caracterizada pelas classes do tipo plano ao longo das planícies, e suave ondulada nas bases das vertentes, tornando-se ondulado no terço médio destas a partir do contato da unidade geomórfica dos Patamares por Resistência Litológica com a unidade antecedente. Neste último, o relevo apresenta-se suave ondulado a plano nas assentadas e nos topos das elevações. Neste aspecto, as formas de relevo para a área de abrangência do segmento podem ser caracterizadas pela ocorrência de colinas baixas com topos suavemente convexizados ou planos.

Figura 55 – Posição do segmento Toldo UG3 na bacia hidrográfica, com o recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3.3.1 Trecho E.

Foi caracterizado através da análise de dois pontos E1 e E2.

O ponto E1, a cerca de 30 metros do canal do rio, situa-se sobre uma planície de inundação de declividade em torno de 1,5 a 1,9%, correspondendo a uma

trincheira escavada na borda de uma pequena canaleta pré existente (aberta para a drenagem da água no local), até a profundidade de 95 cm (sendo 85 cm correspondente ao nível de água dentro da canaleta).

Não foi observada a presença de rochas na massa do solo, e de ocorrência rara ao longo da superfície da planície. O uso da terra para toda a extensão da área (envolvendo a planície e as encostas que a circundam) é do tipo pasto para a pecuária extensiva de um pequeno rebanho, ocorrendo pequeno remanescente de mata que acompanha as margens do rio Toldo. Conforme informações do proprietário da terra onde está o ponto amostral, há frequente evento de inundação na planície, sendo este um ambiente fluvial ativo.

O segundo ponto (E2) está a cerca de 50 metros do primeiro, e corresponde a um poço perfurado com o trato holandês, de onde foram coletadas duas amostras de solo, nas respectivas profundidades: entre 40 e 60 cm; e aos 80 cm. Situa-se no terço inferior de uma vertente côncava, com declividade em torno de 14,6%, convergindo suavemente para a planície. Em verdade, a morfologia observada no local é caracterizada por uma pequena planície circundada pelas elevações, em declives suaves, da vertente que a circunda, como em um anfiteatro.

A análise da drenagem neste trecho não foi realizada tal como nos demais, porque as imagens utilizadas para a interpretação (obtidas através dos algoritmos *Flow Direction D8* e *Convergence Index*), não apresentaram qualidade satisfatória para tal. O fato decorre das características do MDE utilizado e da pequena expressão topográfica do relevo neste trecho para a representação naquele MDE, o que não permitiu um processamento mais apurado dos dados para resultar em informações claras dos direcionamentos de fluxos e das morfologias das vertentes.

O poço perfurado alcançou a profundidade de 105 cm, quando foi encontrado um obstáculo rochoso que impediu uma inserção mais profunda. Ocorrem alguns matacões esparsamente espalhadas na superfície da encosta, mas não foi encontrado fragmentos de rocha em textura grosseira na massa do solo durante a perfuração.

Para melhor averiguar a profundidade dos solos no local, houve mais duas perfurações a partir do ponto E2, ocorrendo a 40 e a 55 metros deste, em trajeto que percorre a circunferência formada pela vertente em torno da planície onde se encontra o ponto E1. Em ambos os casos, foi rapidamente interceptado algum obstáculo rochoso, em profundidades de 45 cm e 10 cm, respectivamente. Por estas características, acredita-se que os solos da vertente se formaram a partir do substrato rochoso *in situ*, sendo de natureza autóctone, e variando de raso a pouco profundo, o que demonstra um pequeno desenvolvimento no processo pedogenético.

Não houve a interceptação do lençol freático na perfuração, mas foi constatada a presença de plintita em torno dos 80 cm de profundidade, o que indica uma variabilidade da umidade do solo a partir daquela profundidade.

O canal neste trecho possui uma largura de aproximadamente 10 metros, e apresenta-se pouco incisivo, com profundidades (do nível do rio na época da amostragem até o nível da planície), em média, inferiores a 1 metro, tendo as suas bordas esboçadas por barrancos terrosos suavemente inclinados.

O registro de observações das características dos solos nos pontos de amostra consta nas Tabelas 09 e 11, e foi levantado em campo com base nas orientações de IBGE (2007; 2015). Por sua vez, os resultados das análises texturais dos solos obtidos nas análises laboratoriais para os pontos E1 e E2 constam nas tabelas 10 e 12, respectivamente.

Tabela 09 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto E1.

Profund. (cm)	Cor	Consistência				Sensação Táctil	Classe textural segundo teste de campo
		Seca	Úmida				
			Úmida	Plasticidade	Pegajosidade		
0-55	7,5YR 2/2	Ligeiramente dura	Friável	Muito plástica	Ligeiramente pegajosa	Sedosidade, com pouca sensação de areia.	Francossiltosa
55-85	10YR 3/2	Macia	Muito friável	Plástica a muito plástica	Ligeiramente pegajosa	Forte sedosidade, com presença clara de areia	Francossiltosa a franca

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 10 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto E1, conforme análise laboratorial.

Profundidade (cm)	Argila (%)	Areia grossa + areia fina (%)	Silte (%)	Tipo de solo (I.N. Nº 02/08, MAPA)	Classe textural (LEMOS e SANTOS, 1996)
0-55	35	20	45	2 (Solos de textura média)	Francoargilosiltosa
55-85	27	41	32	2	Franca

Fonte: Elaborado pelo autor

O solo observado na trincheira do Ponto E1 apresentou variação de cor ao longo do perfil, apresentando-se Bruno escuro até os 55 cm de profundidade, e um pouco mais clara a partir desta (Bruno acinzentado muito escuro). A partir dos 85 cm, abaixo do nível da água, apresentou a cor cinza típica do horizonte glei, caracterizada pela redução do ferro em ambiente aquoso, com a ausência de oxigênio.

Na profundidade entre 75 e 85 cm, acima do nível da água, foram constatados mosqueamentos amarelo-avermelhados dados pela presença da plintita, indicando uma faixa de oscilação do lençol freático.

A estrutura do solo constatada no perfil (tipo/subtipo) varia de blocos angulares até a profundidade de 55 cm, para a de blocos subangulares entre esta profundidade e os 85 cm.

No aspecto textural, a análise laboratorial demonstrou que o solo, tanto no horizonte superficial como subsuperficial, classifica-se como de textura média, sendo que a faixa de profundidade entre 55-85 cm parece tratar-se de um horizonte eluvial, caracterizando-se pela perda no teor de argila (possivelmente migrada para o horizonte glei), e pela sua clarificação na cor.

Considerando as características do solo, em conformidade com os aspectos topográficos e de drenagem local, o ponto E1 apresenta uma classe de drenagem do tipo “Imperfeitamente drenado”, caracterizando-se como solo semi-hidromórfico e associado ao grupo hidrofuncional das higrófilas.

Tabela 11 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto E2.

Profund. (cm)	Cor	Consistência				Sensação Táctil	Classe textural segundo teste de campo
		Seca	Úmida				
			Úmida	Plasticidade	Pegajosidade		
40-60	5YR 3/3	Macia	Muito friável	Plástica	Não pegajoso a ligeiramente pegajoso	Sensação de areia	Franca

Fonte: Elaborado pelo autor.

Tabela 12 – Características texturais do solo por faixa de profundidade no ponto E2, conforme análise laboratorial.

Profundidade (cm)	Argila (%)	Areia grossa + areia fina (%)	Silte (%)	Tipo de solo (I.N. Nº 02/08, MAPA)	Classe textural (LEMOS e SANTOS, 1996)
40-60	27	15	58	2 (Solos de textura média)	Francoargilosiltosa

Fonte: Elaborado pelo autor.

A amostra de solo coletada no ponto E2 ocorreu entre a profundidade de 40 a 60 cm, apresentando uma coloração Bruno avermelhado escuro, e, segundo o teste de campo, uma textura tendendo a franca.

A camada superficial apresenta-se mais dura nos primeiros centímetros de escavação, apresentando posteriormente coloração e consistência similares ao do horizonte subsuperficial, mas com uma textura ligeiramente mais fina.

A partir dos 60 cm, foi verificada uma mudança na textura, ocorrendo grãos constituídos por pequenos fragmentos rochosos pouco alterados (correspondendo granulometricamente à fração das areias grossas), que conferem uma textura mais grosseira ao solo, sendo facilmente perceptíveis visualmente e pelo tato na matriz do solo, crescendo em volume por volta dos 80 cm.

A análise laboratorial demonstrou que a amostra de solo neste ponto encaixa-se na classe textural “francoargilosiltosa”, apresentando um maior teor de argila e menor de areia quando comparado com o previsto no teste de campo. Neste caso, como nos testes efetuados sobre as amostras de pontos anteriores, a imprecisão se deve a ocorrência daqueles grãos mais grosseiros de fragmentos rochosos na massa do solo (como descrito acima), que interferem na percepção táctil durante o manuseio. Apesar desta diferenciação, o solo no ponto E2 constitui-se como do tipo

textura média, favorecendo a permeabilidade da água e dos seus fluxos subterrâneos.

Conforme as características do solo e os aspectos hidrogeomorfológicos da vertente, o ponto E2 apresenta classe de drenagem do tipo “acentuadamente drenado”, caracterizando-se como solo não hidromórfico e associado ao grupo hidrofuncional das mesófilas.

3.3.4 Segmento Tigre – UG5

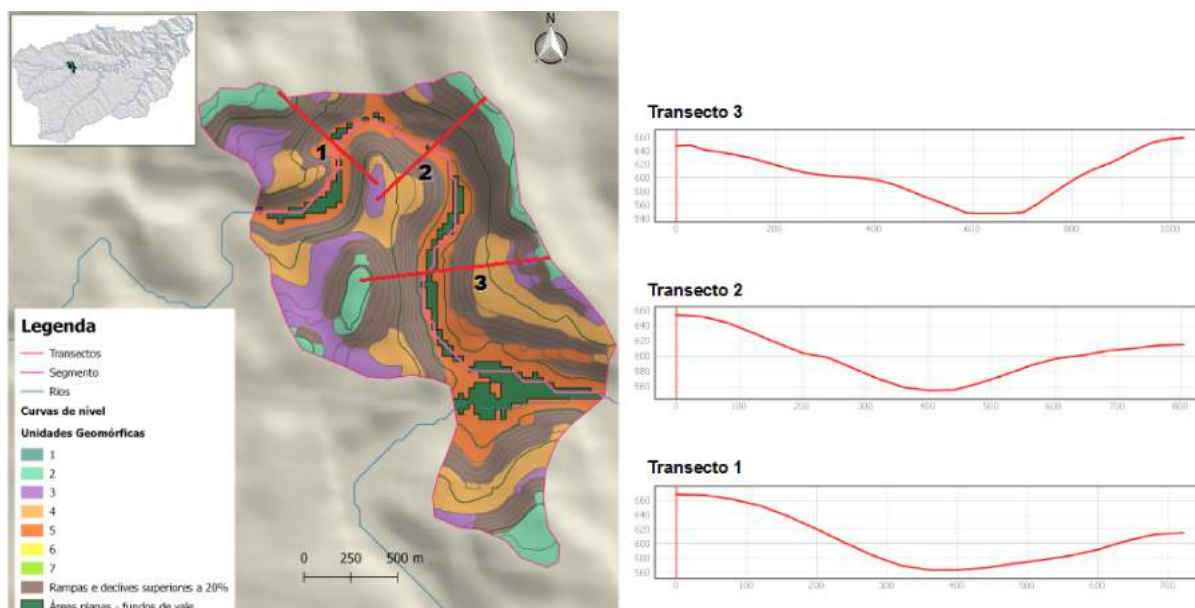
Localizado na Unidade Geomórfica do Patamar em ambiente de dissecação – Nível 2, situa-se no curso médio do rio Tigre, e no alto curso da bacia do rio Apuaê-Mirim. O segmento, representativo a um rio de 5ª ordem, possui uma extensão longitudinal de 3.579,4 metros, cujas extremidades situam-se, respectivamente, nas cotas altimétricas 571 m e 542 m (representando uma diferença altimétrica de 29 m), o que implica em um gradiente altimétrico próximo de 0,00810, ou que pode ser relativo a uma declividade de 0,810%.

Os três perfis transversais demarcados para partes do segmento demonstram vales assimétricos, apresentando uma amplitude altimétrica média de 88,33 metros, com um relevo um pouco mais acidentado (por estar na borda da dissecação) demarcados por topos convexos situados sobre a unidade geomórfica das Superfícies Degradadas e Residuais do Planalto dos Campos Gerais.

Os vales apresentam forma em “V”, com os fundos levemente achatados, mas sem a formação de planícies de inundação. As larguras dos fundos de vale apresentam-se estreitas ao longo de todo segmento, variando de 131 a 162 metros.

As vertentes observadas pelos cortes transversais demonstram declividades médias variando entre medianas e altas, apresentando valores entre 18% e 37%. A rugosidade do relevo para este segmento apresenta classes do tipo forte ondulado nas vertentes que margeiam o vale, e ondulado a suave ondulado nos topos e nos trechos de assentadas.

Figura 56 – Posição do segmento Tigre UG5 na bacia hidrográfica, com o recorte geomórfico da sua área, e posição dos transectos, com os seus respectivos perfis transversais.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3.4.1 Trecho F.

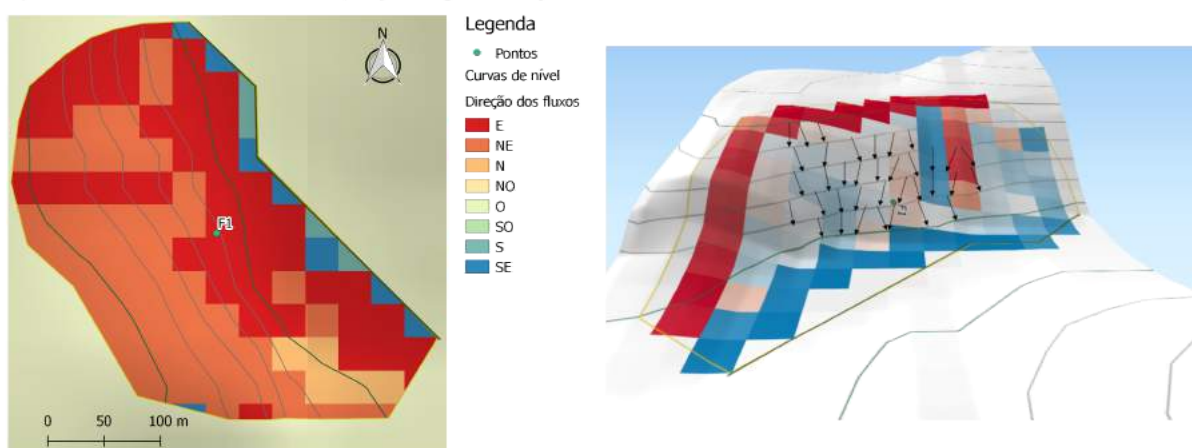
Neste trecho, foi efetuada a análise no ponto de observação F1, a cerca de 5,5 metros da borda do rio, sendo escavada uma trincheira em talude de corte de estrada pré-existente.

O ponto de observação situa-se no terço inferior de uma vertente planar em perfil, com convergência direta para o canal fluvial (sem planície de inundação). A declividade da vertente varia entre 33 e 41%.

A drenagem da facie de vertente neste trecho é direcionada para o nordeste no terço superior e médio, passando para leste na base da encosta (no sentido para o canal fluvial), e na porção norte da encosta, onde esta adquire forma côncava na sua mudança de curvatura (Figura 57). Na facie de vertente deste trecho, em semelhança aos trechos A e C, observa-se a ocorrência de fortes declividades que favorecem o fluxo rápido da água ao longo da encosta (principalmente a superficial), em direção ao canal fluvial. As orientações no direcionamento dos fluxos se modificam à mercê das microvariações na topografia da superfície da vertente, de modo que se verifica três alinhamentos de divisores principais (tonalidades

vermelhas), entremeando três alinhamentos de convergência dos fluxos (tonalidades azuis), conforme observado na Figura 58. O ponto F1 ocorre na base da porção central da vertente, que corresponde a maior extensão de área de drenagem da mesma, estando aquele mesmo no direcionamento entre um divisor e uma convergência de fluxo.

Figuras 57 e 58 – Direções dos fluxos de água no Trecho F. O primeiro representa a direção dos fluxos a partir do algoritmo “*Flow direction D8*” do provedor TauDEM, ao passo que o segundo demonstra áreas de convergência e divergência do fluxo de água a partir do algoritmo “*Convergence Index*” do provedor SAGA GIS, apresentado em 3D através do *plugin* “Qgis2threejs” do software QGIS.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A trincheira foi escavada até a profundidade de 100 cm, sendo o solo muito pedregoso, com calhaus (20 cm a 20 mm) e matacões (>20 cm) dispersos em sua massa, concentrando-se por volta dos 35 cm de profundidade, sobreposto a um substrato de rocha fragmentária, o que impossibilitou uma escavação mais profunda.

Não houve interceptação do lençol freático na escavação, e nem sinal de oscilação de seu nível próximo, indicando que a água deve infiltrar por interstícios secundários (junções, fraturas, ou outras aberturas na rocha), e descarregar dentro do canal fluvial, alcançando o nível da água do rio.

O canal apresenta-se medianamente incisivo, medindo do nível do rio (na época da amostragem) até o nível da estrada (onde foi escavada a trincheira), entre 0,7 a 1 metro, apresentando bordas bem definidas por pequenos barrancos terrosos, e alguns trechos com rochas fragmentárias imersas em uma matriz de solo. A

cobertura da terra na área de coleta é caracterizada por vegetação secundária, aparentemente em estágio médio de regeneração.

O registro de observações das características do solo no ponto de amostra consta na Tabela 13, e foi levantado em campo com base nas orientações de IBGE (2007; 2015).

Tabela 13 – Características do solo, por faixa de profundidade, levantadas em campo no ponto F1.

Profund. (cm)	Cor	Consistência				Sensação Táctil	Classe textural segundo teste de campo
		Seca	Úmida				
			Úmida	Plasticidade	Pegajosidad e		
0-20	5YR 3/3	Ligeiramente dura	Muito friável	Plástica	Ligeiramente pegajosa	Sensação de sedosidade e leve atrito.	Franca
50	5YR 4/4	Ligeiramente dura	Friável	Muito plástica	Ligeiramente pegajosa	Sensação de sedosidade	Francossiltosa

Fonte: Elaborado pelo autor.

Conforme as observações em campo, o horizonte superficial possui uma coloração Bruno avermelhado escuro, enquanto o subsuperficial apresenta-se Bruno avermelhado, decorrendo da maior incorporação de matéria orgânica no primeiro. Da mesma forma, a estrutura do solo é constituída por blocos subangulares no horizonte superficial e por blocos angulares no subsuperficial. No aspecto textural, verifica-se uma leve diferenciação entre os horizontes, decorrente da migração de material mais fino para o horizonte inferior.

Considerando as características do solo e do local onde está inserido, bem como os aspectos topográficos e hidrogeomorfológicos da vertente, o ponto F1 apresenta classe de drenagem do tipo “acentuadamente drenado”, caracterizando-se como solo não hidromórfico e associado ao grupo hidrofuncional das mesófilas.

3.4 ANÁLISES COMPARATIVAS DOS RESULTADOS, E DISCUSSÕES.

Notoriamente, a observação imediata demonstra uma sequência morfológica do relevo no sentido longitudinal do curso do rio principal de superfícies suavemente onduladas na unidade geomórfica das Superfícies dos Altos de Erechim, que

tornam-se gradativamente acidentadas principalmente a partir das unidades geomórficas Patamares em Ambiente de Dissecação – Níveis 1 e 2 (compartimentadas no Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai), onde constituem relevos caracteristicamente forte ondulados. Tais variações morfológicas constatadas nas distinções entre os patamares que compõem as unidades geomórficas aqui mapeadas também são denunciadas pelas características apresentadas pelos vales dos segmentos selecionadas, cada qual ofertando informações representativas a algumas daquelas referidas unidades. Deste modo, a caracterização morfométrica dos vales nos respectivos segmentos, conforme apresentado na tabela 14, indicam variações no grau de incisão fluvial (dado pelas amplitudes altimétricas), nas declividades médias e nas larguras dos vales, de modo que apresentam-se mais largos e menos incisivos no curso superior, passando a vales mais estreitos e de interflúvios elevados nos baixos cursos.

Tabela 14 – Dados morfométricos dos vales e de ordenamento fluvial por segmentos de rios.

Segmentos	Gradiente altimétrico	Amplitude altimétrica média (m)	Larguras dos fundos de vale (m)	Declividades médias das vertentes (%)	Ordem fluvial	Posição do curso no rio principal
APUAE-UG7	0,00218	190,33	166 a 310	18 a 40	6ª	Curso inferior
APUAE-UG6	0,00247	77,16	214 a 391	17 a 30	5ª	Curso médio
TIGRE-UG5	0,00810	88,33	131 a 162	18 a 37	5ª	Curso superior
TOLDO-UG3	0,00138	24,75	319 a 548	7 a 12	4ª	Curso superior

Fonte: Elaborado pelo autor.

Embora a rede de drenagem da bacia do rio Apuaê-Mirim seja totalmente controlada por uma forte orientação estrutural, este aspecto fica mais evidente nas unidades geomórficas inseridas no ambiente de dissecação do Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai, tanto pelas classes de relevo que as constituem, como por um maior encaixamento dos cursos d'água, o que influi no nível de desenvolvimento dos ambientes ripários.

Enquanto o segmento Toldo-UG3 apresenta as planícies circundadas por relevos suavemente ondulados a ondulados que caracterizam a unidade geomórfica dos Patamares Estruturais por Resistência Litológica (constituída por vales mais largos e limitados por colinas interfluviais de encostas e topos mais suavizadas, favoráveis a uma maior amplitude do espaço ripário), os segmentos Apuaê-UG 6 e 7

apresentam vales mais estreitos devido a um maior aprofundamento das incisões fluviais em meio a litologias mais tenras, demonstrando vales “entrincheirados” esboçados por interflúvios elevados e declivosos, que podem constituir limitantes no desenvolvimento lateral das zonas ripárias. Esta última morfologia dos vales também caracteriza o segmento Tigre UG-5, que apresenta o maior estreitamento na transversalidade dentre todos os segmentos, por encontrar-se no rebordo do ambiente de dissecação, onde há uma pronunciada incisão vertical com grande amplitude altimétrica.

Apesar de um maior encaixamento dos vales observados nos segmentos Apuaê 6 e 7, conferindo limitações à conformação dos ambientes ripários, ocorrem condições de exceções a este suposto quadro geral para os segmentos de rios situados ao fundo dos ambientes de dissecação (principalmente nas unidades geomórficas “Fundo de Vale em Ressalto e Relevô em Elaboração” e “Fundos de Vales Dissecados em Ressalto”) dadas pelas planícies alveolares embutidas naqueles, cujo modelado concede o potencial favorável à constituição daqueles ambientes, ainda que sobre a influência limitante conferida pelas “paredes” dos vales onde se encontram.

Concomitantemente, o gradiente altimétrico também demonstra grande importância na constituição de ambientes ripários, sendo compreendido que os altos gradientes, presentes nas áreas mais movimentadas, tem maior potencial erosivo e não favorecem os processos de sedimentação que auxiliam na formação das zonas ripárias, ao passo que os baixos gradientes, atuando de forma inversa, colaboram com a ocorrência de uma maior extensão ripária.

De acordo com Engelhardt *et al.* (2012), as medidas de gradiente dos rios, assim como a potência dos rios (*stream power*), apresentam-se frequentemente como fortes preditoras da vegetação ripária, independentemente da escala de abordagem. Neste sentido, ainda conforme os autores, a extensão da vegetação ripária tende a decrescer com o crescimento da potência dos rios.

Segundo Novo (2008), a potência do rio (*stream power*) é a capacidade desde rio em realizar os trabalhos de erosão e transporte, e pode ser calculada através da

expressão 3. Conforme esta última, a potência do rio tende a crescer com o aumento da vazão, da declividade do canal e com a densidade da água.

$$\Omega = \rho.g.Q.s \quad (3)$$

Onde: Ω - Potência do rio por unidade de comprimento do canal;
 ρ - Densidade da água;
 g - Aceleração da gravidade;
 Q - Descarga ou vazão;
 s - Declividade do canal.

Ainda segundo a autora supra, o rio tende a depositar grande parte da sua carga sedimentar nas seções de cursos d'água onde o gradiente do canal é pequeno, ou onde existem mudanças bruscas no gradiente e na profundidade do canal, bem como na velocidade de escoamento.

Entre os segmentos avaliados, tem-se no segmento Toldo-UG3 o mais baixo gradiente altimétrico entre todos registrados, representando os ambientes propícios à deposição aluvial que conformam os extensos modelados agradacionais de planícies da unidade geomórfica ao qual está associado. Conforme já exposto, esta unidade geomórfica concentra as maiores extensões de áreas de planícies de toda a bacia hidrográfica (atreladas aos cursos dos rios Tigre, Campo e Toldo), sendo decorrência das características litológicas do substrato, que aparenta uma baixa transmissividade da água subterrânea, resultando em muitos trechos de banhados. A proximidade do lençol freático e a ocorrência de solos hidromórficos nestas planícies, além da baixa incisão nos canais fluviais (de bordas facilmente transponíveis nos eventos de enchentes, com as águas fluviais convergindo para as planícies ativas), em semelhança ao averiguado no ponto E1 do trecho pertencente ao segmento Toldo-UG3, demonstram o ambiente típico das zonas ripárias para toda a extensão daquele tipo de modelado, excetuando-se, naturalmente, os trechos de afloramento do lençol onde prevalecem os banhados. Neste caso, é necessário estabelecer as distinções ecossistêmicas entre áreas alagadas (*wetlands*) e ripárias, conforme indicado por Oakley *et al.* (1986), Baker *et al.* (2006), e Zaines *et al.* (2007).

No outro extremo de valores de gradientes altimétricos registrados está o segmento Tigre-UG5, que apresentou-se como o mais alto, demonstrando uma

declividade longitudinal bastante superior quando comparado com os dos demais. Este segmento, que também demonstra os fundos de vales mais estreitos, limitados por interflúvios altos e declivosos (maiores que o do segmento Apuaê-UG6, situado no curso médio), apresenta tais características por encontra-se na borda de dissecação que limita os Planaltos dos Campos Gerais, e Dissecado dos Rios Iguaçu – Uruguai. A conformação geomorfológica presente neste segmento, conferindo-lhe um maior gradiente altimétrico, reflete também uma maior potência do rio nesta seção. Isto implica no predomínio dos processos de erosão e de transporte sobre os processos de deposição, sobretudo durante a ascensão da velocidade e do volume de água (e por conseguinte, da vazão) nos eventos de precipitação mais pronunciada, indicando condições de maior energia que exercem pressões sobre ambientes ripários que já possuem fortes limitações de ocorrência, e influem nos estados de equilíbrio dos mesmos, havendo alto potencial de alteração.

Os segmentos Apuaê-UG6 e 7, por sua vez, apresentam valores de gradientes altimétricos próximos, embora o primeiro, mais a montante, demonstre uma inclinação de leito um pouco mais pronunciada em relação ao segundo. Os ressaltos que caracterizam as unidades geomórficas onde estes segmentos estão inseridos parecem exercer alguma influência nos valores de gradientes altimétricos (principalmente no que se refere ao primeiro segmento, situado no curso médio), sendo verificados alguns trechos de rio constituídos por patamares alternados com sucessões de pequenas quedas d'água. O segundo segmento, não obstante encontrar-se margeado por unidades geomórficas que apresentam classes de relevos indicativas de áreas bastante acidentadas, possui um gradiente altimétrico que também reflete as características de baixo curso, onde o perfil longitudinal do tronco principal demonstra uma tendência à suavização da declividade após o trecho de maior concavidade.

Assim, apesar das limitações impostas pelas vertentes e pela maior incisão nos canais fluviais dos trechos associados a estes dois últimos segmentos, foi possível a deposição de sedimentos aluviais nas reentrâncias e nas conformações alveolares dos fundos de vales decorrentes de processos morfoclimáticos recentes (quer seja pelas dinâmicas nos pontos de confluências dos rios, quer seja pelas elevações das águas fluviais nos eventos de enchentes), constituindo pequenas

planícies embutidas, estreitas e alongadas. Estas características são mais pronunciadas nos segmentos de curso médio como o Apuaê-UG6, tornando-se menos frequente nos segmentos de curso inferior como o Apuaê-UG7, principalmente na extensão que parte deste último até a confluência com o rio Apuaê. Nestas planícies, prevalecem as características que identificam as zonas ripárias, havendo lateralmente, no sentido de aclave das vertentes, variações nas condições hidrogeomorfológicas apropriadas à instalação e permanência da vegetação ripária de acordo com cada configuração de vale em particular.

Neste aspecto, observa-se nos trechos A e C, inserido no segmento Apuaê-UG7, situações onde as vertentes convergem diretamente para o canal fluvial, sem a ocorrência de planícies, sendo caracterizadas por fortes declividades, de forma que as associações destas com os solos denunciam o pouco desenvolvimento deste últimos (caracterizados por Neossolos e Cambissolos).

Nos referidos trechos, a ocorrência de rochas próximas à superfície nos pontos de observação, seja no estado fragmentária ou maciça, aliada a profunda incisão do canal fluvial (onde o nível superficial da água em regime regular está a mais de 2 metros de profundidade em relação à borda do canal), demonstram uma clara dificuldade ao enraizamento das espécies vegetais em grande profundidade, bem como ao alcance das mesmas à água disponível sob o lençol freático.

No aspecto da hidrologia das águas subterrâneas (em conexão com o canal fluvial) para situações hidrogeológicas como as destes trechos (principalmente para o trecho C), Sen (2015) indica que as fraturas em rochas (quando não preenchidas por materiais cimentantes) facilitam o fluxo de água através das massas rochosas, uma vez que um meio fraturado oferece uma resistência relativamente menor ao movimento das águas do que um meio poroso, sendo a transmissão de água tanto maior na medida em que as fraturas se apresentarem mais longas, e com paredes mais lisas. No caso mais específico do Trecho A, conforme as explicações de Dunne (1982), a saturação em profundidade do solo durante as chuvas intensas permite a migração da água através de poros largos, aberturas de raízes e aberturas estruturais, de modo que a velocidade do fluxo pode crescer consideravelmente para os solos florestais altamente permeáveis situados sobre encostas íngremes.

Na questão da altura da franja capilar para os pontos em que os interstícios, ou poros, são secundários, constituídos por fraturamentos em rochas maciças, ou por agrupamentos de rochas fragmentárias, é provável que aquela primeira não ocorra, visto que os interstícios não possuem o tamanho suficiente para que as forças de tensão superficial possam reter água dentro deles (TODD e MAYS, 2005).

Na extensão de área que abarca os pontos A1 e A2, constata-se que as condições hidrológicas não são favoráveis ao desenvolvimento de um ambiente ripário, podendo até ocorrer vegetação de natureza ripária sob a forma ciliar nas imediações do canal (bordas), mas sem se estender no sentido ascendente da encosta, seja pelas limitações que as declividades impõem, ou pela natureza do próprio regolito. Grande parte da vegetação que cresce a partir do terço inferior da encosta, seguindo para montante de seu perfil, provavelmente utiliza a água vadosa do solo, ou seja, aquela que decorre da precipitação e que remanesce na zona aerada do solo após a infiltração, favorecendo o desenvolvimento e a permanência de espécies de terra firme predominantemente.

Nas imediações do ponto C1, por sua vez, verifica-se que a zona ripária também ficaria restrita a uma estreita faixa ciliar nas bordas do canal, onde há um potencial ao crescimento da vegetação ripária. As condições hidrogeomorfológicas já na base da encosta não permitem uma maior extensão lateral da zona ripária, limitando-a quase que abruptamente às bordas do canal, de onde emergem, em declives acentuados, os afloramentos de rochas maciças e fraturadas de basalto vesicular que compõem a vertente, sobre as quais estão sustentadas algumas camadas de solos extremamente rasas, sujeitas a movimentações em eventos hidrogeomorfológicos mais extremados. A influência da hidrologia fluvial para o desenvolvimento da vegetação ripária naquele ponto aparenta ser muito pequena (se ocorrente), uma vez que o nível de água do rio no estágio regular está há cerca de três metros de profundidade em relação a borda do canal, e a vegetação presente na vertente consegue se estabelecer nas estreitas camadas de solo sobre as rochas, ou se enraizando nas fendas e irregularidades existentes nestas últimas.

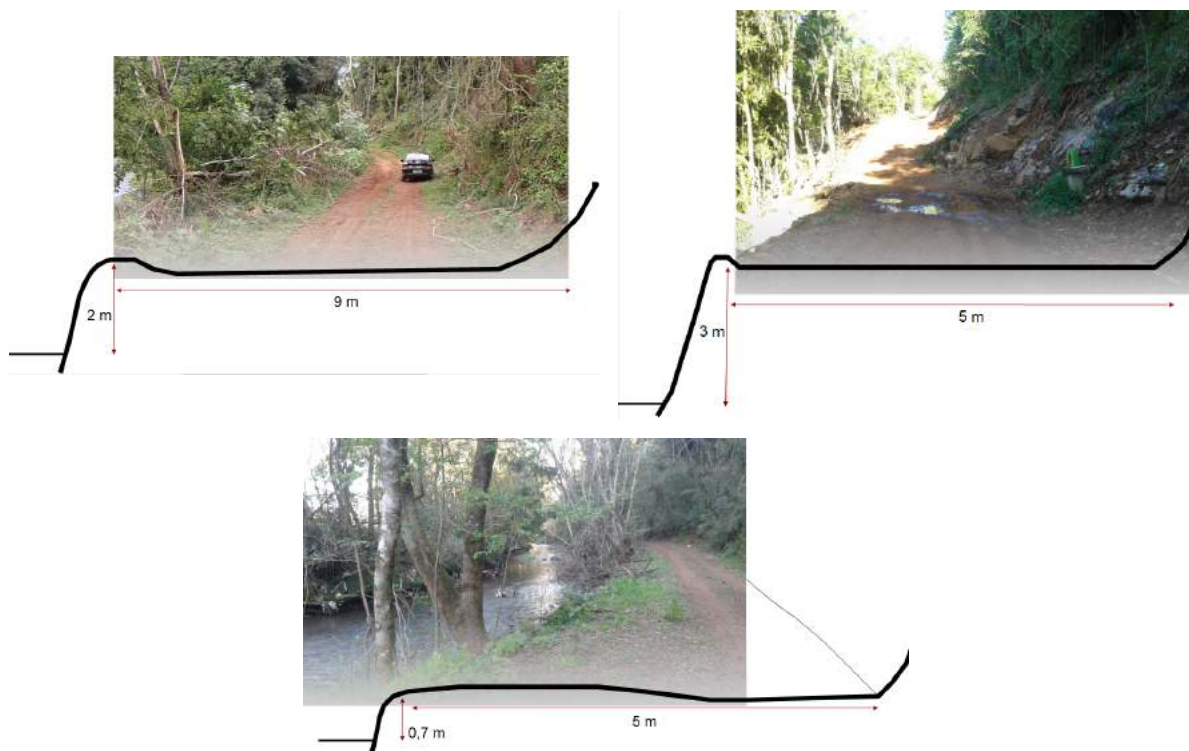
Similar às características destes trechos (A e C), o trecho F, que integra o segmento Tigre-UG5, também apresenta uma configuração de fundo de vale com as vertentes fortemente declivosas e convergentes diretamente para o canal fluvial, sendo compostas por solos pouco desenvolvidos (neossolos e cambissolos), sobre rochas fragmentárias. O principal diferencial, entretanto, está na incisão do canal fluvial, que apresenta profundidades inferiores quando comparadas com aqueles trechos do segmento Apuaê-UG7 (cerca de 1 metro, até o nível de água regular do rio). Neste caso, a zona ripária pode estender-se lateralmente um pouco mais do que o limite com a borda do canal, até a base da vertente. Apesar da dificuldade ofertada pelas rochas ao enraizamento e ao aprofundamento deste pela vegetação ripária, as condições hidrológicas para a sua sustentação são passíveis de ocorrência, uma vez que existe uma influência fluvial em subsuperfície (o nível de água do rio, e por conseguinte do lençol, é inferior a dois metros em relação à cota onde se situa o ponto F1) e em superfície (nos eventos de enchentes, quando as águas extravasam os limites do canal e bordejam as bases das encostas).

A profundidade de incisão do canal fluvial é um aspecto importante a ser considerado na indicação de ambientes ripários, não apenas ao que tange à relação entre a capacidade de armazenamento da água superficial interna ao canal e as possibilidades de transbordamento para o leito maior excepcional durante os eventos de inundações, mas também pela proximidade da água subterrânea à superfície nas imediações do canal. Guerra (2005) descreve o rio como a reunião do lençol d'água em uma calha, ou seja, a água canalizada que flui superficialmente está relativamente no mesmo nível do lençol freático para aquele ponto de interseção. Assim, conforme Engelhardt *et al.* (2012), a incisão fluvial (com o aprofundamento do nível da água que flui superficialmente) pode abaixar o lençol freático, e alterar o potencial de ocorrência de espécies ripárias para de terra firme.

Entrementes, apesar do trecho F apresentar uma maior influência das águas fluviais à base das suas vertentes, ampliando um pouco mais a abrangência de uma zona ripária para aquele mesmo, o fator topográfico, tal como ocorre com os trechos A e C, torna-se um limitante para a amplitude lateral daquele ecossistema, visto que ocorre um rápido incremento na declividade da vertente no sentido ascendente,

assumindo valores relativamente altos que não favorecem as condições hidrogeomorfológicas para a manutenção do ambiente ripário.

Figuras 59, 60 e 61 – Fotos dos trechos A, C e F, respectivamente, apresentando fundos de vales onde as vertentes convergem diretamente para o canal fluvial.



Fonte: Fotos de autoria própria.

A seu turno, os modelados de fundo de vale que possuem uma configuração de vertentes margeando planícies de inundação (interpostas entre aquelas primeiras e o canal fluvial), apresentam encostas de declividades mais brandas no seu terço inferior no contato com as planícies (para as quais convergem como rampas suavizadas de natureza coluvial ou pedogênica autóctone). Tal composição morfológica, observada nos trechos B, D e E (dos respectivos segmentos Apuaê-UG7, Apuaê-UG6 e Toldo-UG3), apresenta uma situação pela qual a influência hidrológica das águas subterrâneas, a partir do nível do rio, não apenas se estende pelas planícies, mas pode se prolongar por parcelas das bases das encostas (conforme suas declividades e características dos solos), favorecendo a permanência de espécies ripárias, conforme mencionado por Clerici *et al.* (2011).

Observa-se, no entanto, que nos trechos constituídos pelos modelados de encostas convergentes para planícies, se, por um lado, as planícies apresentam

características de ambientes ripários típicos, por outro, a base das encostas já começam a apresentar uma variação hidrológica de tendência inclinante mais para as condições de terras firmes. Neste aspecto, ocorre simultaneamente uma continuidade da amplitude da influência da hidrologia ripária na base da encosta, mas também de uma condição transitória para as terras firmes, que parece mudar rapidamente com a declividade.

Estas parcelas das bases das encostas passíveis de receber alguma influência hidrológica ripária se assemelham aos ecossistemas transicionais “xeroripários” descritas por Kovalchik e Chitwood (1990), em referência à classificação de Johnson e Haight (1985), estando situados entre os ecossistemas “mesoripários” (envolvendo superfícies fluviais inundáveis, e de molhadas a úmidas) e os de terra firme.

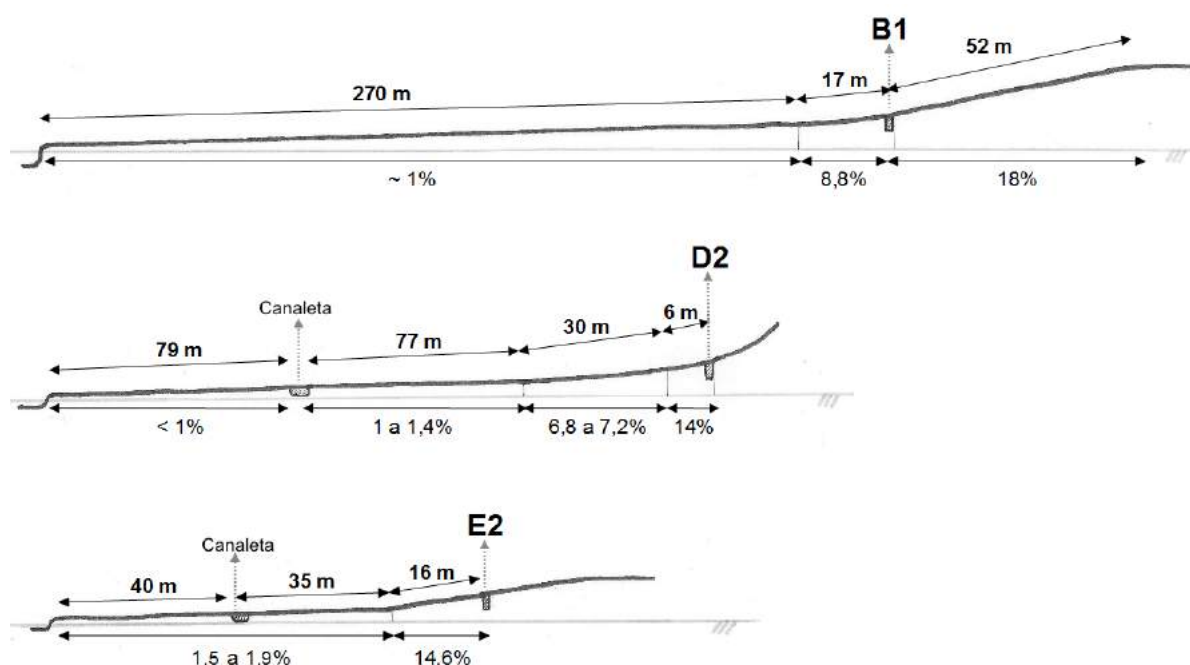
De qualquer forma, é importante observar que, dentro de um contexto ecológico, não é possível estabelecer um limite preciso e rígido capaz de delinear o fim do ecossistema ripário, e o começo do ecossistema de terra firme, como almejado por tantos. Considerando uma variação gradual entre ambas, com uma ampla possibilidade de combinações e conformações ambientais associadas às formas dos relevos de fundos de vales, é necessário considerar os fatores limitantes para as espécies vegetais ripárias (que no caso em questão, parece estar atrelada primordialmente à disponibilidade da água subterrânea a partir do nível estabelecido pelo corpo d'água mais próximo), bem como os intervalos de tolerância para as mesmas, o que explica alguma irregularidade na distribuição espacial destas no limite transicional com as espécies de terra firme. Conforme os intervalos de tolerância (aos fatores limitante) para cada espécie vegetal, associada com a maior ou menor proximidade do lençol freático, haverá situações em que a adaptabilidade de algumas assembleias de espécies ocorram em manchas espaciais muito restritas, e outras nas quais os níveis de tolerância se tornam tão altos que permitem a ocorrência de espécies ripárias dentro de ecossistemas de terra firme.

Tendo isto em mente, é possível, contudo, prever o estabelecimento do espaço transicional entre ambos ecossistemas, definidos a partir dos fatores ambientais que regulam as mudanças graduais entre os mesmos, que no caso em

pauta, estariam mais associados ao distanciamento da água subsuperficial dadas por elementos topográficos, mais especificamente ao aumento da declividade. Nos casos das formas de relevo que estabelecem rupturas nos declives, as limitações entre ecossistemas podem ocorrer quase que abruptamente, praticamente não ocorrendo gradações nas mudanças entre os mesmos. Estes espaços de transição funcionariam como zonas tampão entre os ecossistemas, e, por conseguinte, como delimitantes para os mesmos.

Na área de estudo, os pontos B1, D2 e E2 estão associados a esta situação, encontrando-se à base de encostas, no contato com planícies de inundação, em condições transicionais nos aspectos hidrogeomorfológicos entre as influências ripárias e de terra firme (Figura 62), mas apresentando distinções constitutivas que decorrem de gêneses e processos inerentes aos vales onde se encontram, em conformidade com as suas respectivas unidades geomórficas.

Figura 62 – Croqui representando os perfis transversais dos trechos que abrangem os pontos B1, D2 e E2, com as indicações das posições dos mesmos, das posições das canaletas de drenagem dos terrenos (para os dois últimos, onde estão situados os pontos D1 e E2), das medidas envolvidas (entre elementos das planícies, a partir do canal fluvial, e das bases de vertentes), e das declividades associadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os três pontos demonstram solos pouco profundos (>50 cm e ≤100 cm) a profundos (>100 cm e ≤ 200 cm), com médias oscilando próximo aos 100 cm, e

apresentam a ocorrência de plintitas a partir de profundidades diferentes: em B1, ocorre a partir dos 80 cm; em D2 entre os 50 e 60 cm; e, em E2 ocorre aos 80 cm. A questão relativa à presença de plintita é importante, e pode funcionar como um indicador das condições hidrológicas do solo, remetendo a um ambiente propício ao desenvolvimento das espécies ripárias.

A formação das plintitas está associada a áreas planas ou suavemente inclinadas onde pode ocorrer um nível freático alto e flutuante (IBÁÑEZ e COSIO, 2013), ou seja, são comuns nas bases de encostas e em planícies de inundação (MIGUEL *et al*, 2013), e resultam de ciclos de oscilação da umidade em profundidade. Os horizontes subsuperficiais nos quais as plintitas se formam geralmente se acham saturados durante uma parte do ano, mas podem ser bem drenados o bastante para que a água escape (THOMPSON e TROEH, 2002), o que também indica que podem estar associados à dificuldade ou à lenta drenagem da água, conferidas por camadas ou obstáculos que obstruem temporariamente o fluxo da água subterrânea.

Nos pontos de observação, as perfurações ocorreram até o alcance com um contato lítico, e, embora Sen (2015) descreva uma tendência da água fluir mais facilmente por entre fraturas de rochas, conforme mencionado em linhas anteriores, Jesus *et al.* (2015) expõem que os produtos do intemperismo podem preencher as fraturas, atenuando o efeito de aumento na permeabilidade gerada pela abertura das fraturas.

Portanto, a baixa percolação da água em condições de pouca porosidade no nível de contato do solo com a rocha fraturada pode resultar em um maior tempo na transferência do volume de água entre os meios, sendo que, nos eventos de intensas precipitações, devido a diminuta condutividade hidráulica vertical conferida por esta zona de contato, e ao aumento da água armazenada na camada a ela sobreposta, é possível que seja atingido o ponto de saturação naquela profundidade, e que se inicie o fluxo subsuperficial raso descrito por Dunne (1982). Infelizmente, para melhor elucidação dos processos hidrológicos ocorrentes nesta interface (solo-rocha), Jesus *et al.* (2015) enfatizam a aparente inexistência de informações sobre avaliações quantitativas do fluxo em maciços intemperizados, uma vez que os

estudos hidrogeológicos raramente consideram o efeito das camadas de intemperismo superficiais no fluxo de água subterrâneas. Desta forma, a ocorrência de períodos temporários de umidade em subsuperfície para os solos dos pontos B1, D2 e E2 parecem estar associados mais à situação descrita, sendo menos provável a hipótese de ascensão do lençol freático por entre as fissuras do substrato rochoso, motivada pela alimentação das águas subterrâneas nos eventos de precipitação.

Para os solos nos referidos pontos de observação, a diferença na profundidade de ocorrência de plintitas entre os mesmos pode decorrer, além da dinâmica hidrológica descrita, de aspectos relacionais desta com a topografia, a mudanças nos usos e coberturas das terras, e com as características texturais de cada solo.

O ponto B1 está situado sobre a rampa de menor declive em comparação aos outros dois pontos (D2 e E2), entretanto, apresenta uma das maiores profundidades de ocorrência da plintita. Entre os fatores que influem nesta situação, está a morfologia da vertente, uma vez que este ponto está sobre uma convexidade da vertente, ao passo que os demais se encontram em vertentes côncavas. Outro fator de influência remete ao tipo de uso e cobertura da terra, considerando que tanto o ponto B1 como o E2, ambos com ocorrência de plintita em maior profundidade (a cerca de 80 cm da superfície), encontram-se em áreas antrópicas agrícolas (o primeiro em área de plantio, e o segundo em área de pasto), cujas dinâmicas hidrogeomorfológicas demonstram maior intensidade dos fluxos superficiais durante as precipitações, com redução dos volumes de infiltração das águas para o incremento dos fluxos subsuperficiais. No ponto D2, por sua vez, a cobertura do solo é de natureza florestal, e a formação das plintitas iniciam em profundidades menores, comparativamente aos outros dois pontos, mesmo considerando que as declividades das rampas para os pontos D2 e E2 são praticamente as mesmas (em torno de 14%).

Por fim, as características texturais dos solos de cada ponto também parecem influir na fluidez e movimentação da água em subsuperfície, explicando as distinções nas profundidades de ocorrência das plintitas nos respectivos perfis de solo. Nos pontos B1 e E2, os solos são de textura média, inclusas nas classes franca e franco

argilo siltosa, respectivamente, demonstrando uma maior facilidade de infiltração e percolação da água, que se torna gradualmente crescente ao longo dos perfis de solo (até o contato com uma camada de reduzida condutividade hidráulica) devido ao aumento no teor de areias nas camadas inferiores, favorecendo a formação de plintitas a uma profundidade maior, em torno dos 80 cm.

Para o ponto D2, o solo de textura argilosa apresenta uma variação textural ao longo do perfil com o incremento na fração argila, passando da classe franco argilo siltosa para argila nos primeiros 60 cm, e para muito argilosa na camada inferior. Tal disposição indica uma dificuldade de percolação da água em profundidade, visto que a condutividade hidráulica decresce da superfície do solo em direção ao protólito, propiciando o armazenamento das águas da chuva nas camadas sobrepostas àquelas impeditivas ao fluxo até a saturação, podendo ser gerada uma zona de lençol suspenso, onde ocorre a movimentação lateral da água de acordo com o gradiente hidráulico em direção ao canal fluvial, podendo este volume fluir subsuperficialmente em sua totalidade se o solo for profundo e permeável o suficiente (HIGGINS *et al.*, 1988). A possibilidade de ocorrência deste processo no ponto D2, diante da compatibilidade com as condições texturais presentes no perfil de solo do mesmo, explicaria a ocorrência de plintita a partir da metade da sua espessura, distinguindo-se dos demais pontos B1 e E2.

Como o lençol freático não foi interceptado em qualquer dos pontos perfurados (principalmente nos três últimos abordados), foi aventada a hipótese de que o nível daquele primeiro se encontre abaixo do substrato rochoso fragmentário, permeando os interstícios deste. Em condições ordinárias, para precipitações regulares e de baixa intensidade, a água infiltrada percola vagarosamente ao longo do regolito, aumentando o teor de umidade nos poros (e, conseqüentemente, a condutividade hidráulica), estabelecendo um fluxo que segue descendentemente para o lençol freático, e deste para o canal fluvial (DUNNE, 1982; HIGGINS *et al.*, 1988). As condições hidrológicas estabelecidas por camadas impeditivas (por redução na condutividade hidráulica) para os pontos B1, D2 e E2, e a geração do fluxo subsuperficial raso descrito por Dunne (1982), demonstram uma permanência duradoura da água durante um grande período de tempo após as precipitações, em profundidades que podem variar de 60 a 100 cm no ponto D2, e de 80 a 100 cm nos

pontos B1 e E2. Esta configuração cria uma conectividade ecológica com os ambientes ripários, apresentando condições hidrológicas permissíveis à ocupação e permanência de espécies vegetais adaptadas à alta umidade, mas também dão os indícios da gradação destas condições em direção aos ambientes de terra firme.

Decorrente destas observações, também foi verificado que o emprego das classes de drenagem para a distinção dos ambientes ripários e de terra firme pode não ser efetivo, ou até mesmo adequado para determinadas circunstâncias. Com base na esquematização apresentada no Quadro 07 por Costa (2010), enquanto os solos com classes de drenagem enquadrados como hidromórficos e semi-hidromórficos, variando de moderadamente a muito mal drenados, foram utilizados como indicativos de ambientes ripários, aqueles com classe de drenagem considerados não hidromórficos, abrangendo dos excessivamente aos bem drenados, foram direcionados à indicação dos ambientes de terra firme.

Entretanto, mesmo que estes indicativos de diferenciação entre os ambientes pareçam coincidir com as características dos trechos A, C e F, eles já não correspondem àquelas constatadas nos pontos B1, D2 e E2, onde as condições de hidrologia de subsuperfície intrínsecas aos perfis de solos os integram ao ambiente ripário (mesmo que em estado transicional), não obstante a drenagem daqueles variar de fortemente a bem drenado, conforme apresentado no quadro 19. Este aspecto assume essencial relevância para a identificação da amplitude de ocorrência dos espaços ripários, superando a crença comum na associação restritiva dos ambientes ripários com algum grau de hidromorfismo dos solos.

Quadro 19 – Associação entre classes de drenagem dos solos e grupos hidrofuncionais com a ocorrência de ambientes ripários por ponto de observação na área de estudo.

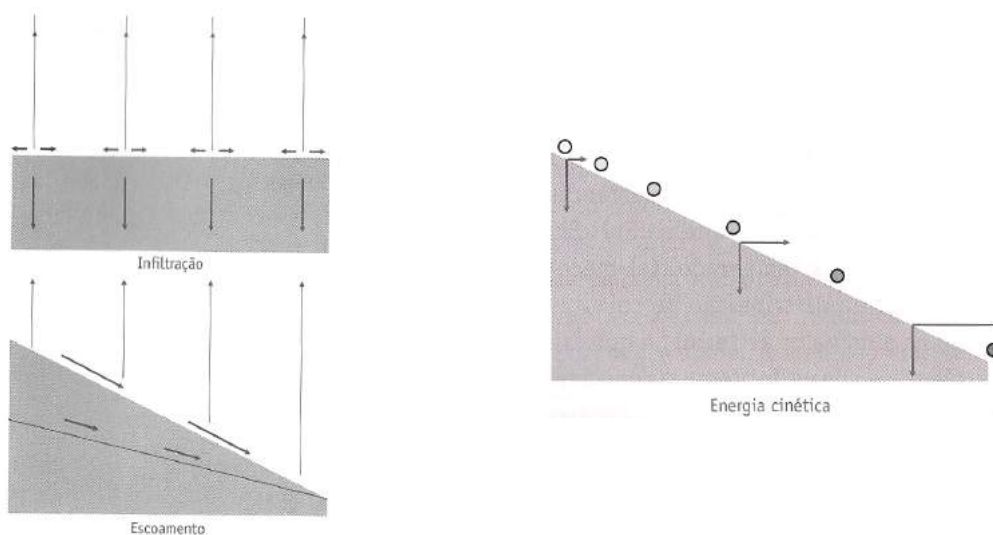
Pontos	Regime hídrico do solo e Classes de drenagem.		Grupos hidrofuncionais associados	Correspondência com o ambiente ripário
A1 e A2	Não hidromórficos	Entre acentuadamente drenados a bem drenados	Mesófilas.	Baixa
B1	Não hidromórfico	Fortemente drenado	Mesófilas.	Alta
C1	Não hidromórfico	-	Mesófilas.	Baixa
D2	Não hidromórfico	Bem drenado	Mesófilas.	Alta
E2	Não hidromórfico	Acentuadamente drenado	Mesófilas.	Alta
F1	Não hidromórfico	Acentuadamente drenado	Mesófilas	Baixa

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os aspectos hidrológicos dos solos relativos ao seu grau de drenagem, além das suas propriedades texturais, também estão vinculados à rede de fluxos hidrológicas estabelecidos pelas formas das vertentes. Este fato remete à compreensão da dinâmica hidrogeomorfológica estabelecida nas encostas dos trechos analisados.

Disto, foi observado que, nos trechos A, C e F, as formas das vertentes não exercem tanta influência na orientação de fluxos de água subsuperficiais essenciais para a constituição de zonas ripárias, uma vez que, devido as frequentes formas planares (em perfil e em planta) e a forte declividade das vertentes, prevalecem os fluxos de água superficiais em um tempo de drenagem mais curto. Neste aspecto, Valeriano (2008) e Jesus *et al.* (2015) explicam que o aumento na declividade incrementa o escoamento superficial (Figura 63), principalmente se associado a um extenso comprimento de rampa (Figura 64), influenciando em uma menor infiltração da água no solo.

Figuras 63 e 64 – Ação da declividade e do comprimento de rampa, respectivamente, sobre a hidrologia da encosta.



Fonte: VALERIANO, 2008, p. 86 e 88.

Nas encostas de declives acentuados, onde as condições topográficas não favoreceram uma atuação mais intensa do intemperismo químico nos ciclos de climas úmidos, e os processos pedogenéticos tiveram pouca expressão (sendo suplantados pela morfogênese), predominam solos pouco profundos e estreitos sobre um substrato de rocha pouco alterada. Nestas vertentes, os trabalhos

hidrogeomorfológicos responsáveis pela modelagem das formas não conseguiram escavar mais os talwegues, e diferenciar nitidamente reentrâncias e saliências. Nas encostas de declives mais suaves, por sua vez, percebe-se que o trabalho da água atuou mais intensivamente na modelagem das formas da vertente, progredindo no balanço autoajustado entre a erosão e a deposição.

Assim, ocorre para os trechos B, D e E o inverso do caso anterior, visto que as concavidades e convexidades que conformam as vertentes são geometricamente mais bem esboçadas, e exercem maior influência no direcionamento das águas superficiais e, sobretudo de subsuperfície. Há maior expressão na interação hidrológica com aquelas formas no sentido de infiltração da água em decorrência da maior suavidade das declividades, principalmente nas áreas de base de encosta de maior concavidade, onde concentram-se os fluxos de água, e que favorece a ocorrência ripária, mesmo que no estado transicional.

A análise dos trechos, portanto, corrobora com a percepção de que as formações florísticas das zonas ripárias possuem uma dependência direta da correlação entre solos e a hidrologia, sendo que os processos e as dinâmicas inerentes a estes últimos, a sua vez, são regidos por aspectos geológicos-geomorfológicos.

No contexto hidrogeomorfológico, o trabalho da água influencia os processos geomórficos atuais e é influenciada pelos mesmos, tendo mantido ao longo da escala temporal o seu papel participativo no trajeto evolutivo das morfologias, cuja atuação simbiótica favorece, direciona e influencia a formação dos solos. Nas palavras de Schaetzl e Anderson (2005, p. 466, tradução nossa), “solos se formam sobre a superfície terrestre [...] mas a superfície define o solo em espaço e tempo”.

Obviamente, não se pode olvidar nesta discussão da influência exercida pelos climas (altamente diversificados na superfície terrestre) sobre muitos aspectos do ambiente físico, principalmente no que tange aos regimes hidrológicos, os solos e a vegetação, cujos quadros de atuação regional também conduzem comportamentos específicos de processos erosivos combinados que dão origem a distintos sistemas morfogenéticos (FERREIRA, 2002).

Não obstante as especificidades de cada trecho, observa-se que a associação de elementos que se integram na composição dos ambientes ripários tem expressão nas influências exercidas pelas formas geomorfológicas dos fundos de vales, cujos modelados retratam um nível hierárquico subordinado às grandes conformações do relevo nas quais estão compartimentadas. Em um contexto mais amplo, respeitando as correlações com as respectivas unidades geomorfológicas, tem-se que os ambientes conformados aos fundos de vales na área de estudo resultam da morfogênese que se processou em âmbito regional.

Convém, portanto, um sucinto repasse na cronologia geológica-geomorfológica regional para elucidar como a evolução daquelas conformações consolidaram os limites físicos imperativos na atualidade, que orientam e controlam o desenvolvimento dos ambientes ripários na área de estudo.

3.4.1 Evolução morfogenética e o contexto das orientações geomorfológicas nas conformações dos ambientes ripários da área de estudo.

Findados os eventos geológicos relativos aos sucessivos derrames efusivos a cerca de 120 milhões de anos A.P., e ao tectonismo pós-Cretáceo (que resultou em processos epirogenéticos e de diaclasamentos), o sistema de drenagem foi reorientado estruturalmente, iniciando a esculturação das formas sobre as litologias da Formação Serra Geral a partir da incisão e aprofundamento dos talwegues, e do alargamento dos vales.

Conforme IBGE (1986), a partir da instalação da drenagem no Terciário Inferior, começou a evolução do modelado de dissecação, dando-se em etapas sucessivas e descontínuas intercaladas com fases de degradação lateral, derivadas da alternância climática.

Os processos erosivos que atuaram diferencialmente sobre as camadas litológicas superpostas foram impulsionadas pelas forças climáticas oscilantes durante todo o Cenozóico, ora envolvendo climas quentes úmidos, ora sob a

atuação de climas secos, em condições menos quentes ou de invernos bem mais frios (AB'SABER, 2006).

As variações paleoclimáticas Cenozóicas influenciaram alternadamente os processos erosivo-deposicionais na evolução do relevo das regiões tropicais e subtropicais do Brasil Meridional e de Sudeste, apresentando periodicidade cíclica entre as ocorrências de degradação lateral do terreno durante a vigência de climas semi-áridos (nas épocas glaciárias), e de dissecação vertical durante os episódios interglaciais úmidos, quando a intensa atuação do intemperismo químico favoreceu a formação dos solos (PASSOS e BIGARELLA, 2006).

O processo de formação dos solos também foi influenciado pelas flutuações climáticas quaternárias, de acordo com o princípio da bio-resistasia descrita por Erhart (1966, apud AB'SABER, 2006; TRICART, 1977), o qual compreende dentro dos ciclos glaciários a alternância entre períodos de morfogênese e de pedogênese.

A morfogênese ocorre com maior ênfase nos períodos secos, dando-se através de processos denudacionais e de coluvionamento (tanto nos níveis dos patamares, como em extensas rampas por entre aqueles, onde os relevos apresentam-se mais acidentados), o qual também promove o entulhamento dos vales e as suas progressivas colmatações, sobretudo nas unidades geomórficas compartimentadas dentro do ambiente de dissecação.

Nos períodos úmidos, os cursos d'água retomam os trabalhos de escavação dos seus canais fluviais (promovendo a incisão sobre os sedimentos acumulados nos fundos de vales), aprofundando-os em conformidade com os níveis de base locais, até o limite ofertado pela resistência dos substratos rochosos que sustentam os leitos fluviais. Superficialmente, sobre os depósitos de colmatação às margens do canal fluvial, as inundações promoveram a acresção dos sedimentos de natureza aluvial. Concomitantemente, em todas as paisagens da bacia de drenagem ocorrem os processos pedogenéticos responsáveis pela formação e o desenvolvimento dos solos.

Indícios destes processos são demonstrados pelos trechos B e D (Figuras 65 e 66), onde se observam planícies alveolares que sofreram acumulações detríticas de fundos de vales sob condições paleoclimáticas semi-áridas, sob os quais processaram-se sob as condições de climas úmidos os trabalhos fluviais deposicionais e de incisão dos canais. Nos referentes casos, percebe-se com nitidez que os modelados de planície formados naqueles trechos não decorrem apenas de deposições fluviais nas atuais condições morfoclimáticas, mas que foram constituídos por material colúvio-aluvial, resultado de um processo de colmatação dos fundos de vale.

Figuras 65 e 66 – Fotos das planícies alveolares nos trechos B e D, respectivamente.



Fonte: Fotos de autoria própria.

É importante observar que os entulhamentos dos vales, em condições de confinamento em alvéolos ou reentrâncias é algo concentrado nos ambientes de dissecação, não sendo muito fortes nas unidades sobre o Planalto dos Campos Gerais. Naturalmente, também há uma diferença entre os entulhamentos dos vales e a profundidade da incisão do canal fluvial entre os trechos A, C e F, de forma que nos dois primeiros, este fator é forte, e no último, onde está a frente de dissecação, e não houve forte colmatação, a incisão do canal não é grande.

Corrêa (2004) menciona como as alternâncias climáticas processadas desde o final do Pleistoceno ocasionaram o carreamento de sedimentos de rochas para os fundos de vale e influíram na pedogênese das regiões de “encostas basálticas”. Na relação entre a geomorfologia e os solos, a autora ainda indica o relevo como um grande condicionante na origem e na evolução dos solos, onde, sob a influência do clima microrregional recente, resultou em solos profundos e bem desenvolvidos até

solos rasos e pouco desenvolvidos, dependendo da posição dos mesmos nos modelados do relevo. Neste aspecto, a autora observou na Região do Planalto Dissecado do Rio Iguaçu – Rio Uruguai do Estado de Santa Catarina a ocorrência de solos mais desenvolvidos nos topos e sob os patamares, e menos desenvolvidos nos terços médios e inferiores das vertentes.

Nos fundos de vales, sobretudo nas unidades geomórficas confinadas em ambientes de dissecção, os solos observados apresentam-se pouco desenvolvidos, tanto nas bases das encostas como nas planícies aluviais. Este quadro pode ser geocronologicamente resultante da pedogênese que se processou inicialmente ao fim da última glaciação Pleistocênica, efetuando-se sobre os sedimentos colúvio-aluviais concentrados nos alvéolos de fundos de vales, ou sobre os materiais consolidados e os inconsolidados assentados em áreas topograficamente acidentadas.

Ab'Saber (2003) descreve que os estudos paleoclimáticos disponíveis apontam para um quadro, entre 23 mil e 13 mil anos atrás, ao final do Pleistoceno, no qual as paisagens de planalto subtropical brasileiras eram dominadas por estepes geradas em condições muito secas e bem mais fria, em um cenário que envolvia solos sub-rochosos e eventualmente pedregosos nos planaltos interiores.

Notoriamente, existem diferenças no desenvolvimento dos solos entre os trechos de rio analisados a partir da unidade geomórfica dos Patamares em Ambiente de Dissecção para jusante, e aqueles situados a partir dos Patamares Estruturais por Resistência Litológica para montante. Nos primeiros, as condições hidrogeomorfológicas e os processos associados, em aspectos gerais, não favoreceram o desenvolvimento dos solos, sendo de ocorrência comum aqueles pouco evoluídos (Cambissolos) e os jovens (Neossolos), ao passo que nos últimos, principalmente nas extensões de áreas assentadas sobre as topografias mais aplainadas e pouco acidentadas, foi possível uma maior atuação pedogenética sobre os materiais de natureza autóctone, ou depositados por intermédio de processos colúviais / colúvio-aluviais.

Neste contexto, pode-se considerar as litologias da Formação Serra Geral como mais recentes na escala de tempo geológica, principalmente quando comparadas às demais litologias cristalinas do embasamento geológico brasileiro. As morfologias do relevo esculpidas sobre aquelas primeiras, foram entalhadas pelos processos erosivos atuantes ao longo do Cenozóico, ocorrendo de forma mais enfático perante as oscilações climáticas do Quaternário, denunciando, igualmente, uma origem geomorfológica recente. Disto, os solos formados na região também demonstram uma proximidade temporal à atualidade, tanto em suas gêneses, como em nível de desenvolvimento pedológico. Esta interrelação de processo vai de encontro à afirmação de Tricart (1968, apud NETO, 2008), na qual a geomorfologia estaria subordinada à Geologia Estrutural, na mesma proporção em que a pedologia estaria subordinada à geomorfologia.

Os eventos climato-geomorfológicos atuantes regionalmente são responsáveis pelas atuais conformações dos fundos de vale na área de estudo, e explicam as extensões e disposições dos espaços ripários identificados nos trechos estudados.

Disto, tem-se um forte controle estrutural que regula a amplitude lateral das zonas ripárias, embora, se constate uma ocorrência na forma mais típica e em maior abundância acima da unidade geomórfica dos Patamares Estruturais por Resistência Litológica, e uma ocorrência em alinhamentos delgados e fortemente entrincheirados, algumas vezes extensíveis por planícies colúvio-aluviais ou reentrâncias nos fundos de vales, nas unidades geomórficas compartimentadas no Planalto Dissecado Rio Iguaçu – Rio Uruguai.

3.5 ANÁLISE INTERPRETATIVA.

Com base na análise realizada na área de estudo, constata-se que os grandes conjuntos de relevo, aqui tratadas pelas unidades geomórficas identificadas e trabalhadas ao longo da pesquisa, regidas por caracteres litotectônicos, controlam e orientam os sistemas de drenagem, bem como a evolução e as conformações de relevo naquelas compartimentadas. A morfogênese daquelas macroformas também remete a origem e a formação dos vales diferenciados e analisados na escala dos

segmentos, que, por sua vez, também controlam a estruturação e o desenvolvimento dos ambientes de fundo de vale, e, por conseguinte, das zonas ripárias.

A análise de escalas sucessivas na área de estudo demonstra o diferencial de observação dos fatos geomorfológicos de acordo com as variações na escala espaço-temporal, conforme descrito por Kohler (2001), sendo mais nítida a influência dos processos endógenos, com um maior recuo temporal, à medida que a escala espacial é reduzida, e uma maior percepção da atuação de processos exógenos (principalmente associados ao clima), temporalmente mais próximos da atualidade, quando a escala espacial aumenta.

Neste aspecto, a aproximação à escala da bacia demonstra uma maior observação da influência exercida pelos aspectos litoestratigráficos e tectoestruturais na orientação da rede de drenagem e dos conjuntos de formas de relevo, havendo na escala dos segmentos um estado intermediário, no qual se verifica a dualidade de influências tanto estruturais como climáticas. A escala dos trechos, é aquela em que se tornam mais claros os processos (fluviais, coluviais, hidrológicos de água subterrânea, pedológicos, etc), e as interações entre os diversos elementos que integram os ambientes ripários.

As formas de evolução longa e que determinam as linhas gerais do relevo terrestre, [...], só podem ser estudadas no contexto da geologia, nomeadamente da tectogênese e das grandes fases de sedimentação. As formas de dimensão média, que constituem o 'modelado', no sentido que lhe dá a escola francesa, estão relacionadas estreitamente com o quadro bioclimático e o seu estudo implica a análise da sedimentação correlativa, das alterações das rochas e dos solos. As formas de pequena escala, de evolução rápida, estão ligadas aos processos, logo à física, à química e à biologia (FERREIRA, 1999, p. 26, apud FERREIRA, 2002, p. 15)

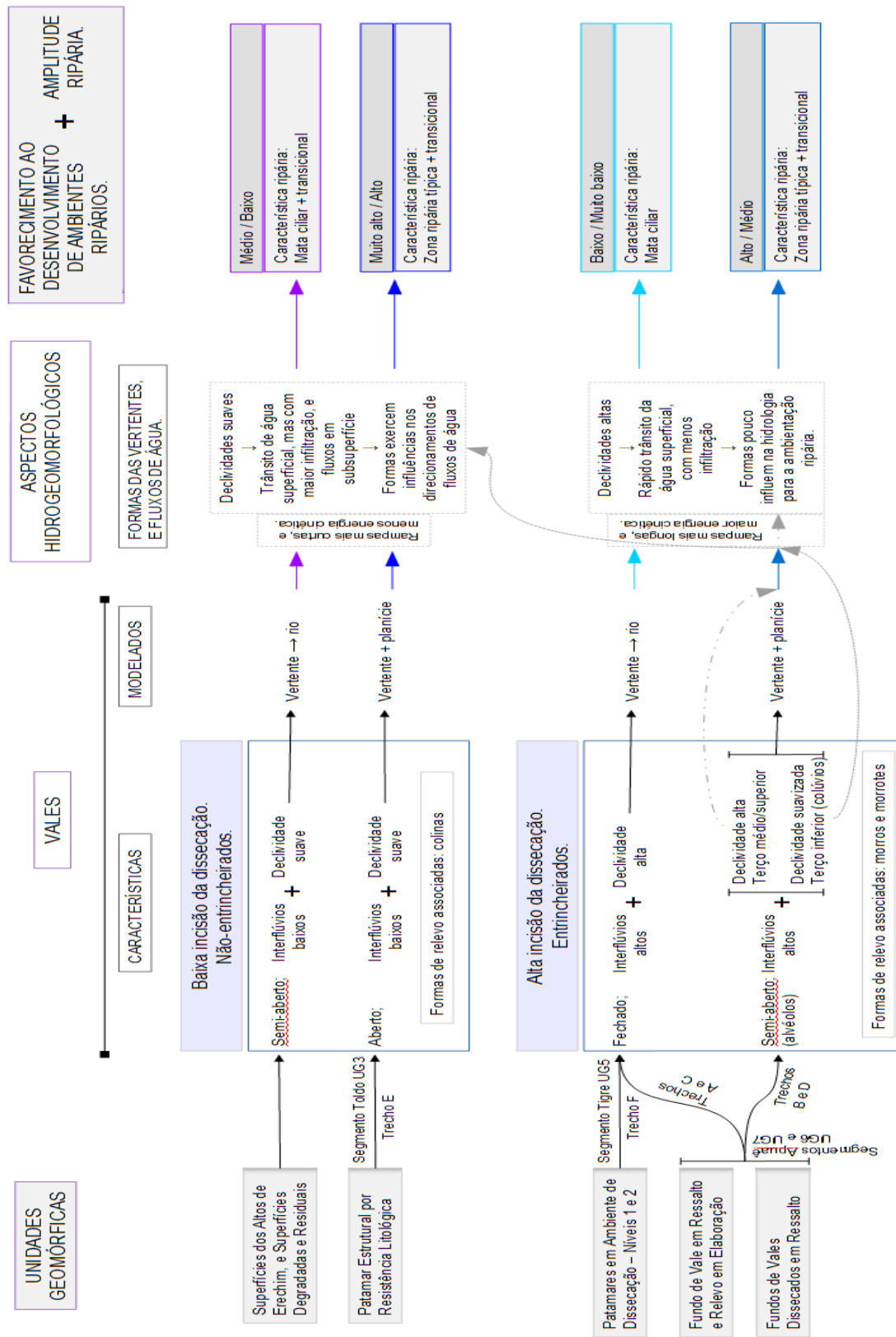
Através da análise na escala espacial dos segmentos, foi possível verificar a ocorrência de dois tipos principais de modelados para os fundos de vales e, na escala de estudo do trecho, a conformação de espaços ripários a eles associados. Os referidos modelados identificados são constituídos pelos seguintes tipos de perfis de vales: Vertentes convergentes diretamente para os rios; e, a composição vertente – planície – canal fluvial.

Neste último caso, tem-se a situação mais típica de zona ripária ocorrente nas extensões de planície, com uma leve ampliação lateral abarcando a base da encosta, constituindo um ambiente transicional, independente da unidade geomórfica onde ocorra. Naquela primeira, por sua vez, tem-se uma extensão estritamente pequena, remetendo apenas à mata ciliar, dado a grande incisão do canal (exceto para o trecho F) e a declividade das vertentes.

Esta descrição do modelado do tipo vertente associado diretamente com o canal fluvial é balizada nas observações efetuadas nos trechos de unidades geomórficas compartimentadas nos ambientes de dissecação, contudo, convém mencionar que uma situação diferente para a extensão lateral ripária pode dar-se em unidades com níveis de entrincheiramento mais brandos, como em parcelas das Superfícies dos “Altos de Erechim” e as “Degradadas e Residuais”, cujas declividades mais suavizadas nas bases de encostas dos seus vales remeteria a uma condição mais próxima à primeira situação descrita, havendo a possibilidade de ocorrência de ambiente ripário no estado transicional.

De um modo geral, considerando a sucessiva estrutura de influências geomorfológicas na bacia do rio Apuaê-Mirim, dos grandes conjuntos do relevo (dados pelas unidades geomórficas), passando pelas conformações dos vales (observáveis nas escalas dos segmentos), até os modelados dos fundos de vale (nas escalas dos trechos), capazes de condicionar ou controlar as formações dos ambientes ripários, é possível esboçar um quadro esquemático demonstrando as correlações entre o papel estabelecido pela própria geomorfologia e as características dos ambientes ripários (considerando as amplitudes espaciais e os seus potenciais ecológicos de ocorrência) para a área de estudo (Quadro 20).

Quadro 20 – Esquematização dos resultados verificados na pesquisa para a área de estudo, apresentando os delineamentos dos aspectos geomorfológicos, sucessivamente ordenados, que influem na constituição e caracterização dos ambientes ripários a eles associados.



Fonte: Elaborado pelo autor.

No quadro são estabelecidos delineamentos associativos dos tipos característicos de vales (concernentes aos graus de incisão e aos seus formatos, cujos perfis apresentam um dos dois tipos de modelados identificados na área de estudo anteriormente mencionados), com as unidades geomórficas onde são passíveis de ocorrência, havendo o indicativo de exemplificação desta correlação através da identificação dos segmentos e trechos especificamente relacionados a cada caso. Foram assim determinados quatro alinhamentos de associação constitutiva entre os aspectos geomorfológicos sucessivamente ordenados e as tipologias de ambientes ripários na bacia do rio Apuaê-Mirim.

O primeiro alinhamento não remete a um conjunto segmento/trecho analisado, mas a uma condição de previsibilidade baseada na observação de associações de formas de vertentes e comportamentos hidrogeomorfológicos verificados nos demais trechos da área de estudo.

No último alinhamento, por sua vez, observam-se desdobramentos que derivam de aspectos diferenciais ou de condições mistas possíveis para as conformações dos vales (relativos a formatos, declividades das vertentes, e tipos de modelados apresentados em perfil) nas associações, particularmente, com as unidades geomórficas designadas como de Fundos de Vales na bacia de drenagem em análise. Os referidos desdobramentos ocorrem em duas situações: uma primeira, de divergências oriundas das diferenças entre as configurações de dois conjuntos de trechos (A e C, que se alinham ao trecho F, pelas similaridades de características de vales e de modelados; e, B e D, que possuem um alinhamento próprio, refletindo as características de vales e de modelados associados às planícies alveolares); e, uma segunda, que apenas indica comportamentos hidrogeomorfológicos diferenciais para parcelas da vertente (ocorrentes justamente no alinhamento para os trechos B e D), sem que implique na dispersão do direcionamento que conjuga os condicionantes geomorfológicos ao tipo de ambiente ripário associado.

O favorecimento ao desenvolvimento dos ambientes ripários, e a dimensão da amplitude espacial para os mesmos, são representados por quantificadores de intensidade que indicam possíveis níveis de gradação que conferem um caráter de

potencialidade ripária de acordo com as conjunturas geomorfológicas delineadas no quadro. Assim, tem-se desde níveis indicativos “Baixo/Muito baixo”, relativos aos vales entrincheirados com fortes limitantes laterais dados por encostas íngremes que caracterizam os trechos A, C e F, até “Muito alto/Alto”, que correspondem às planícies associadas às bases de vertentes de declives suaves, ocorrentes nos segmentos de rios da unidade geomórfica dos Patamares Estruturais por Resistência Litológica, onde há uma condição fortemente favorável ao desenvolvimento de ambientes ripários para consideráveis extensões de áreas, que constituem os maiores conjuntos verificados para toda a bacia do rio Apuaê-Mirim.

Associados aos indicativos de potencialidades de ocorrência dos ambientes ripários, e também refletindo os caracteres de condicionamento e de limitantes geomorfológicos, tem-se a disposição de facetas daqueles ambientes, caracterizados pelos aspectos tipicamente ripários (quando as condições presentes forem especificamente propícias, aparecendo geralmente associados às áreas de planícies), em forma de mata ciliar (quando envolver apenas as imediações das bordas dos canais), e transicional (relativo às bases de encostas, no limiar com os ecossistemas de mata firme), podendo cada qual ocorrer individualmente ou de modo conjugado, de acordo com as resultantes geomorfológicas que conferem as características locais.

De um modo geral, as análises efetuadas pela pesquisa, tomando por referencial as conformações da bacia do rio Apuaê-Mirim, evidenciaram a influência exercida pela geomorfologia, no contexto das sucessões compartimentadas e hierarquizadas do relevo em múltiplas escalas, sobre a amplitude espacial de ocorrência das zonas ripárias (motivada tanto pelas limitantes físicas estabelecidas pelas formas atuais, como pelo processo de consolidação destes espaços diante de uma evolução comum durante os processos morfogenéticos), e sobre a integração de fatores associados à hidrogeomorfologia, conferindo diferentes graus de potencialidades ecológicas à existência e expressão daqueles ambientes.

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.

O trabalho aqui desenvolvido apenas retrata uma contribuição da geomorfologia ao estudo das zonas ripárias, traçando tão somente um estudo de caso que condiz com uma condição específica de um ambiente amplamente variável e multifacetado. Entretanto, ainda é ampla a gama de possibilidades e de necessidades que envolvem os estudos de geomorfologia para esta temática, podendo ser desenvolvida em muitas frentes, em variadas escalas (ou em associações pluriescalares) espaço-temporais, e em composição com outros ramos de estudo. Esta última possibilidade, em verdade, reflete uma necessidade, não havendo por hora o apelo a um estudo geomorfológico apenas dos ambientes ripários, mas a importância em se demonstrar a transdisciplinaridade do tema, de onde a própria geomorfologia compõe um elemento essencial.

De outra forma, também é necessário um maior estreitamento dos estudos emergentes que surgem desta temática com as políticas ambientais brasileiras, principalmente com o instituto jurídico Área de Preservação Permanente (APP). Embora não haja uma correlação coincidente entre o que definem os dispositivos legais pertinentes a esta última e aos espaços ripários especificamente, como discutido anteriormente, parece existir uma associação temática no contexto das pesquisas científicas nacionais, tendo se tornado de senso comum o atrelamento entre um e outro, mesmo que a correspondência real entre ambas seja, na maior parte das vezes, mínima. A importância de mais pesquisas vinculadas a esta interrelação deve-se, não à interposição de amarras entre elementos destoantes, mas pela necessidade de indicação de políticas públicas efetivamente integrativas, no sentido de proteção real dos ambientes ripários através de instrumentos a eles direcionados especificamente.

A presente pesquisa não efetuou um levantamento florístico associado aos trechos analisados, mas apenas procurou estabelecer os níveis de condições hidrogeomorfológicas que favoreceriam ou não a ocorrência das comunidades de vegetação ripária. Um reforço às conclusões alcançadas, ou um indicativo de sua imprecisão, podem ser ofertadas por futuras pesquisas complementares que

envolvam a identificação e o mapeamento de comunidades vegetais ripárias na área de estudo.

O elemento vegetal, entretanto, apesar de exercer funções essenciais à manutenção do ambiente ripário, precisa ser incorporado aos estudos desta natureza como um fator associativo e como um indicador ambiental, tal como argumentado e tomado por premissa desde a inicial do presente trabalho. Na área de estudo, por exemplo, considerando que grande parte dos pontos de observação encontrava-se desprovido de cobertura vegetal (sendo que nenhum daqueles a apresentava em sua condição original), sendo as extensões de área ocupadas por cultivos, pastos, ou por matas secundárias em diferentes estágios sucessionais, não seria possível caracterizar os espaços ripários balizados apenas nas chaves interpretativas da vegetação. Notoriamente, os espaços ripários não deixaram de existir com a remoção da vegetação natural, e, apesar das alterações sofridas, ainda apresentaram aspectos hidrogeomorfológicos que continuaram conferindo condições de existência para aqueles ambientes, tornando-os passíveis de serem caracterizados.

No tocante a este assunto, é necessário também ressaltar a importância em se associar estudos que abarquem as mudanças no uso e na cobertura do solo, assim como as demais intervenções de natureza antrópica, efetuadas nos ambientes ripários e nas suas imediações. O ponto nesta questão é que tais transformações, em conformidade com a magnitude em que se processam, ocasionam situações de desequilíbrios e de rearranjos sistêmicos capazes de ocasionar alterações nas condições ambientais e no potencial ripário, variando desde uma pequena descaracterização da zona ripária, até situações onde as condições de sustentação daqueles ambientes deixam de existir.

Novamente exemplificando a área de trabalho, foram constatadas, além da remoção da vegetação, alterações efetuadas pelos agricultores através da escavação de canaletas em áreas de planícies a fim de favorecer as práticas agrícolas, as quais modificaram a drenagem dos solos. No entanto, apesar das modificações hidrológicas efetuadas, estas apresentaram-se de baixa intensidade, e não removeram o caráter ambiental ripário daqueles espaços, que mantiveram as

condições hidrogeomorfológicas de existência para os mesmos. Mesmo que os ambientes ripários não demonstrem os mesmos comportamentos hidrológicos originais, e não seja possível retornar às condições naturais iniciais, quando apresentavam formações vegetais em maior exuberância e uma maior pujança ecológica, ainda assim permanecem as condições potenciais que os tornam passíveis de processos de recuperação ambiental, seja por intermédio humano, seja por regeneração natural.

Os estudos em torno dos ambientes ripários, portanto, envolvendo tanto as múltiplas possibilidades temáticas, como as associações integrativas e holísticas, ainda ofertam muitas sendas de investigação, e estão longe de se esgotarem. Ganham ainda maior notoriedade diante da vasta necessidade em melhor compreender as condicionantes, os mecanismos de funcionamentos e a importância destes ecossistemas, situados entre os mais degradados do globo, e assim definir os meios mais eficientes para mantê-los e protegê-los. No auxílio a esta demanda, a inclusão de uma abordagem geomorfológica balizada na análise multiescalar e na investigação de processos interassociados com a hidrologia, os solos e a vegetação, provou ser um fator de grande valia não apenas para o campo de atuação da pesquisa científica, mas também para a orientação das políticas públicas, dos projetos de planejamento ambiental, dos planos de recuperação de áreas degradadas, e de demais atividades voltadas à preservação dos ambientes ripários.

REFERÊNCIAS.

- ABOOD, Sinan; MACLEAN, Ann. Modeling riparian zones utilizing DEMs, flood height data, digital soil data and national wetland inventory via GIS. *In: AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY AND REMOTE SENSING ANNUAL CONFERENCE*, 2011, Milwaukee. **Proceedings** [...]. Milwaukee: ASPRS, 2011.
- AB'SÁBER, Aziz Nacib. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- _____. Megageomorfologia do território brasileiro. *In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.). Geomorfologia do Brasil*. 4 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.
- ALMEIDA, Fernando F. M. O Planalto Basáltico da Bacia do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 24, p. 03-34, out. 1956.
- ANDERSON, Dustin C. **How landforms and geology affect the structure of riparian areas**. 2012. 58f. Thesis (Master of Science in Land Rehabilitation) – Montana State University, Bozeman, 2012.
- ASTOLFI, R. M. **Caracterização ambiental da microbacia do rio Inhandava – RS**. 2011. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Engenharia Ambiental) – Universidade de Passo Fundo, Passo Fundo, 2011.
- ATTANASIO, C. M. *et al.* Método para a identificação da zona ripária: microbacia hidrográfica do Ribeirão São João (Mineiros do Tietê, SP). **Scientia Florestalis**, Piracicaba, n. 71, p. 131-140, ago. 2006.
- BAKER, William L. Macro and micro-scale influences on riparian vegetation in western Colorado. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 79, n. 1, p. 65-78, 1989.
- BAKER, Corey; LAWRENCE, Rick; MONTAGNE, Clifford; PATTEN, Duncan. Mapping wetlands and riparian areas using Landsat ETM+ imagery and decision-tree-based models. **WETLANDS**. v. 26, n. 2, p. 465-474, jun. 2006.
- BENDA, Lee; POFF, N. L.; MILLER, Daniel; DUNNE, Thomas; REEVES, Gordon; PESS, George; POLLOCK, Michael. The network dynamics hypothesis: how channel networks structure riverine habitats. **BioScience**, v. 54, n. 5, p. 413-427, 2004.
- BENDIX, J.; STELLA, J. C. Riparian vegetation and the fluvial environment: a biogeographic perspective. *In: SHRODER, John F. (org). Treatise on Geomorphology*. San Diego: Academic Press, 2013. p. 53-74.
- BENNETT, Sean J.; SIMON, Andrew (org.). **Riparian vegetation and fluvial geomorphology**. Washington: American Geophysical Union, 2004.
- BIFFI, Vitor H. R.; PAISANI, Júlio C. Superfícies de cimeira do Planalto das Araucárias: Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 3, p. 465-481, 2018.
- BORMA, Laura S.; GITIRANA JÚNIOR, Gilson F. N.; LUIZ, Gislaine C. Interação solo-planta-atmosfera e o papel dos solos não saturados. *In: CARVALHO, J. C.; GITIRANA JÚNIOR, G. F. N.; MACHADO, S. L.; MASCARENHAS, M. M. A.; SILVA FILHO, F. C. (org.). Solos não saturados no contexto geotécnico*. São Paulo: Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, 2015.
- CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. [S.l.]: 2005. Disponível em: <www.funape.org.br/geomorfologia>. Acesso em: 08 set. 2007.
- CHRISTOFOLETTI, Antônio. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgar Blücher, 1980.
- _____. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgar Blücher, 1981.

_____. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgar Blücher, 1999.

CLERICI, Nicola; WEISSTEINER, Christof J.; PARACCHINI M. Luisa, STROBL, Peter. **Riparian zones: where green and blue networks meet – Pan European zonation modelling based on remote sensing and GIS**. Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2011.

COACALLA, Tania Zapata. **Estimativa de propriedades hidráulicas de solos a partir do ensaio de ascensão capilar**. 2012. 166 f. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Universidade de São Paulo, São Carlos, SP, 2012.

COELHO NETTO, Ana L. Hidrologia na interface com a geomorfologia. *In*: GUERRA, Antônio J. T.; CUNHA, Sandra B. da (org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 93-148.

COLTRINARI, Lylian. Geomorfologia e dinâmica quaternária no sudeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia da USP**, v. 6, p. 7-16, 2011.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Mapa do Estado do Rio Grande do Sul: Geologia. Porto Alegre, RS: CPRM, 2008. Escala 1:750.000. Disponível em: <www.cprm.gov.br/publique/media/geologia_basica/cartografia_regional/mapa_rio_grande_sul.pdf>. Acesso em: 15 jan. 2017.

CORRÊA, Janaina. **Mineralogia e gênese das principais classes de solos de encostas basálticas do Estado de Santa Catarina**. 2004. 92 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade do Estado de Santa Catarina, Lages, SC, 2004.

COSTA, José M. L. M. **Estudo teórico sobre meios de determinação de Áreas de Preservação Permanente (APPs) marginais aos cursos d'água através da análise de fatores ambientais no âmbito da bacia hidrográfica: enfoque geomorfológico**. 2010. 170f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

CUNHA, Sandra B. Geomorfologia fluvial. *In*: GUERRA, Antônio J. T.; CUNHA, Sandra B. da (org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 211-252.

CURCIO, Gustavo Ribas; UHLMANN, Alexandre; SEVEGNANI, Lúcia. **A geopedologia e sua influência sobre espécies arbóreas de florestas fluviais**. Colombo: Embrapa Florestas, 2006. (Embrapa Florestas: Documentos, 135).

DEBANO, Leonard F.; SCHMIDT, Larry J. Interrelationship between watershed condition and health of riparian areas in Southwestern United States. *In*: GRESSWELL, R. E.; BARTON, B. A.; KERSHNER, J. L. (ed.). **Practical approaches to riparian resource management: An educational workshop**. Billings: U.S. Bureau of Land Management, 1989. p. 45-52.

DÖRING; TOCKNER. Morphology and dynamics of riparian zones. *In*: ARIZPE, Daniel; MENDES, Ana; RABAÇA, João E. (ed.) **Sustainable riparian zones: a management guide**. [s.l.]: Generalitat Valenciana, 2008. p. 24-29.

DUNNE, Thomas. Models of runoff processes and their significance. *In*: **National Research Council. Scientific basis of water resource management**. Washington: National Academy Press, 1982. p. 17-30. (Series Studies in Geophysics)

ECOPLAN ENGENHARIA. **Elaboração de projeto final de engenharia de duplicação e aumento da capacidade da Rodovia ERS-135**. Porto Alegre: Ecoplan, 2013.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. Brasília: Embrapa, 2018.

ENGELHARDT, Blake M.; WEISBERG, Peter J.; CHAMBERS, Jeanne C. Influences of watershed geomorphology on extent and composition of riparian vegetation. **Journal of Vegetation Science**, n. 23, p. 127-139, 2012.

ERECHIM. **Plano Ambiental Municipal**. Erechim: [s.n.], 2011.

EVANS, Lisa J. **The influence of fluvial geomorphology on riparian vegetation in upland river valleys**: south eastern Australia. 2003. 244 f. Thesis (PHD of Philosophy, Faculty of Applied Science) – University of Canberra, Canberra, 2004.

FERREIRA, A. de Brum. Variabilidade climática e dinâmica geomorfológica. **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, Lisboa, v. 1, p. 7-15, 2002.

FITZ, Paulo Roberto. **Geoprocessamento sem complicação**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FLORENZANO, Teresa G. Introdução à geomorfologia. *In*: FLORENZANO, Teresa Gallotti (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008. p. 11-30.

FRANCO, L.; CUELLO, A.; SERAFINI, M. C. Parametrización de la cuenca hidrográfica del río Lújan, Argentina, basada em geomática. *In*: Symposium SELPER, 15, 2012, Cayenne (French Guiana). **Anais...** Cayenne: SELPER. p. 01-08.

FREEZE, R. Allan; CHERRY, John A. **Groundwater**. New Jersey: Prentice-Hall, 1979.

FRISSELL, Christopher A.; LISS, William J.; WARREN, Charles E. HURLEY, Michael D. A hierarchical framework for stream habitat classification: viewing streams in a watershed context. **Environmental Management**, v. 10, n. 2, p. 199-214, 1986.

GEBHARDT, Karl A.; BOHN, Carolyn; JENSEN, Sherman; PLATTS, Willian S. Use of hydrology in riparian classification. *In*: GRESSWELL, R. E.; BARTON, B. A.; KERSHNER, J. L. (ed.). **Practical approaches to riparian resource management**: An educational workshop. Billings: U.S. Bureau of Land Management, 1989. p. 53-60.

GOERL, Roberto F.; KOBIYAMA, Masato; SANTOS, Irani dos. Hidrogeomorfologia: princípios, conceitos, processos e aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 13, n. 2, p. 103-111, 2012.

GONÇALVES, Jussara Maria Siqueira; SANTOS, Neida Maria dos. Análise das classificações do relevo para o Rio Grande do Sul. **Boletim Gaúcho de Geografia**. v. 13, p. 3-20, ago. 1985.

GREGORY, Stanley V.; LAMBERTI, Gary A.; MOORE, Kelly M. S. Influence of valley floor landforms on stream ecosystems. *In*: **Proceedings of the California riparian systems conference**: protection, management and restoration for the 1990's. Berkeley: USDA Forest Service, 1989. (General Technical Report PSW - 110).

GREGORY, Stanley V.; SWANSON, Frederick J.; MCKEE, W. Arthur; CUMMINS, Kenneth W. An ecosystem perspective of riparian zones: focus on links between land and water. **BioScience**, v. 41, n. 8, p. 540-551, 1991.

GUADAGNIN, Paula Mirela Almeida. **Caracterização e mapeamento da vegetação florestal e sua relação com os componentes do relevo na bacia hidrográfica do Arroio Caverá** – Oeste do RS/ Brasil. 2015. 101 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2015.

GUERRA, Antonio José Teixeira. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 4. ed. - Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005. 652 p.

GUERRA, Simone; PAISANI, Júlio César. Verificação da influência dos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral na origem de patamares na área drenada pelo rio Tamanduá – SW PR. **Geografia**, Londrina, v. 19, n. 2, p. 163-173, 2010.

HARRIS, Richard R. Associations between stream valley geomorphology and riparian vegetation as a basis for landscape analysis in the eastern Sierra Nevada, California, USA. **Environmental management**. v. 12, n. 2, p. 219-228, 1988.

HARTMANN, Léo Afraneo. A história natural do Grupo Serra Geral desde o Cretáceo até o Recente. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 36, p. 173-182, 2014.

HEATH, Ralph C. **Basic ground-water hydrology**. North Carolina: U.S. Geological Survey, 1983.

HIGGINS, C. G.; COATES, D. R.; BAKER, V. R.; DIETRICH, W. E.; DUNNE, T.; NORRIS, R. M.; KELLER, E. A.; PARKER, G. G.; PAVICH, M.; PÉWÉ, T. L.; ROBB, J. M.; ROGERS, J. D.; SLOAN, C. E. Landform development. In: **The geology of North America**: Hydrogeology. Boulder: The Geological Society of America, 1988. p. 383-400. (v. O2)

HINKEL, Rudnei. Vegetação ripária: funções e ecologia. In: SEMINÁRIO DE HIDROLOGIA FLORESTAL: ZONAS RIPÁRIAS, 1, 2003, Alfredo Wagner. **Anais [...]** Alfredo Wagner: UFSC. p. 40-48.

IBÁÑEZ, Juan Jose; COSIO, Francisco Javier M. **Plintosoles**: suelos con plintita. Jun. 2013. Disponível em: <<http://www.madrimasd.org/blogs/universo/2013/06/17/143891>>. Acesso em: 04 fev. 2019.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Folha SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 Uruguiana e SI.22 Lagoa Mirim**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. (Projeto RADAMBRASIL)

_____. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991.

_____. **Manual técnico de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1994.

_____. Folhas Erechim/Lajes: Geologia, 2003a. Escala 1:250.000. Disponível em: <https://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm>. Acesso em: 21 set. 2017.

_____. Folhas Erechim/Lajes: Geomorfologia, 2003b. Escala 1:250.000. Disponível em: <https://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm>. Acesso em: 21 set. 2017.

_____. Folhas Erechim/Lajes: Solos, 2003c. Escala 1:250.000. Disponível em: <https://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm>. Acesso em: 21 set. 2017.

_____. **Manual técnico de pedologia**. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007.

_____. **Manual técnico de pedologia**: guia prático de campo. Rio de Janeiro: IBGE, 2015.

INPE. Projeto TOPODATA. Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/topodata/>>. Acesso em: 26 jul. 2017.

JESUS, Andrelisa S.; OLIVEIRA, Maria C.; LIMA, Cláudia V.; CARVAJAL, H. E. M.; MONSALVE, Gaspar; LONDOÑO, Rubén D.; CARVALHO, José C. Influência de aspectos geológicos, hidrogeológicos, geomorfológicos e da cobertura vegetal no estado de saturação do solo. In: CARVALHO, J. C.; GITIRANA JÚNIOR, G. F. N.; MACHADO, S. L.; MASCARENHAS, M. M. A.; SILVA FILHO, F. C. (org.). **Solos não saturados no contexto geotécnico**. São Paulo: Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, 2015.

JUCHEM, Pedro Luiz. **Mineralogia, geologia e gênese dos depósitos de ametista da região do Alto Uruguai, Rio Grande do Sul**. 1999. 239 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

KOBIYAMA, Masato. Conceitos de zona ripária e seus aspectos geobiohidrológicos. In: SEMINÁRIO DE HIDROLOGIA FLORESTAL: ZONAS RIPÁRIAS, 1, 2003, Alfredo Wagner. **Anais** [...] Alfredo Wagner: UFSC. p. 01-13

KOHLER, Heinz Charles. A escala na análise geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, p. 21-33, 2001.

KOVALCHIK, Bernard L.; CHITWOOD, Lawrence A. Use of geomorphology in the classification of riparian plant associations in mountainous landscapes of central Oregon, USA. **Forest Ecology and Management**, n. 33/34, p. 405-418, 1990.

LEINZ, Viktor. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. In: **Boletim CIII**. São Paulo: USP, 1949. (Geologia nº. 5).

LEMOS, Raimundo C.; SANTOS, Raphael D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3 ed. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1996.

LIMA, Adalberto Gonçalves. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, p. 34-41, dez. 2012.

LIMA, Walter de Paula. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. 2. ed. Piracicaba: USP, 2008. 245 p.

LIMA, Walter de P.; ZÁKIA, Maria J. B. Hidrologia de matas ciliares. In: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO-FILHO, H. F. (org.) **Matas ciliares: conservação e recuperação**. 2 ed. São Paulo: FAPESP, 2001. p. 33-44.

LYMBURNER, Leo. **Mapping riparian vegetation functions using remote sensing and terrain analysis**. 2005. 246 f. Thesis (doctor of Philosophy) – University of Melbourne, Melbourne, 2005.

MARÇAL, Mônica dos S.; LIMA, Raphael N. S. Abordagens conceituais contemporâneas na geomorfologia fluvial. **Espaço Aberto**, v.6, n. 1, p. 17-33, 2016.

MIGUEL, Pablo; DALMOLIN, Ricardo S. D.; PEDRON, Fabrício de A.; FINK, Jessé R.; MOURA-BUENO, Jean M. Caracterização de plintitas e petroplintitas em solos da Depressão Central do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 43, n. 6, p. 999-1005, jun. 2013.

MOURA, Josilda Rodrigues da Silva; SILVA, Telma Mendes da. Complexo de rampas de colúvio. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.). **Geomorfologia do Brasil**. 4 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

MULLER, Etienne. Mapping riparian vegetation along rivers: old concepts and new methods. **Aquatic Botany**, n. 58, p. 411-437, 1997.

NAIMAN, Robert J.; FETHERSTON, Kevin L.; MCKAY, Steven J.; CHEN, Jiquan. Riparian forest. In: NAIMAN, R. J.; BILBY, R. E. (ed.) **River Ecology and Management: Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion**. New York: Springer, 1997. p. 289-323.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL. **Riparian areas: functions and strategies for management**. Washington, D.C.: The National Academies Press, 2002.

NEIFF, Juan José. Bosques fluviales de la Cuenca del Paraná. In: ARTURI, M. F.; FRANGI, J. L.; GOYA, J. F. (org.). **Ecología y manejo de los bosques de Argentina**. La Plata: EDULP, 2005.

_____. Planícies de inundação são ecótonos? In: HENRY, R. (org.) **Ecótonos nas interfaces dos ecossistemas aquáticos**. São Carlos: RIMA, 2003.

NÉSPOLI, Regina Stela; PIZZATO, Roberto. **Usina Hidrelétrica Machadinho: memória técnica**. Florianópolis: NPE/UFSC, 2007.

NETO, José P. de Queiroz. Relações entre as vertentes e os solos: uma revisão. *In*: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7, 2008, Belo Horizonte. **Anais** [...]. Belo Horizonte: UFMG, 2008.

NOVO, Evlyn M. L. M. Ambientes fluviais *In*: FLORENZANO, Teresa Gallotti (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008. p. 219-246.

OAKLEY, A. L.; COLLINS, J. A.; EVERSON, L. B.; HELLER, D. A.; HOWERTON, J. C.; VINCENT, R. E. Riparian zones and freshwater wetlands. *In*: BROWN, E. R. (org.). **Management of wildlife and fish habitats forest of western Oregon and Washington**. Portland: U.S. Department of Agriculture / Forest Service, 1985.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no planalto basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná / NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 4, p. 541-553, 2008.

PALMIERI, Francesco; LARACH, Jorge O. I. Pedologia e geomorfologia. *In*: GUERRA, Antônio J. T.; CUNHA, Sandra B. da (org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 59-122.

PASSOS, Everton; BIGARELLA, João José. Superfícies de erosão. *In*: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.). **Geomorfologia do Brasil**. 4 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

POLVI, Lina E.; WOHL, Ellen E.; MERRITT, David M. Geomorphic and process domain control on riparian zones in the Colorado Front Range. **Geomorphology**, n. 125, p. 504-516, 2011.

PORTO, Claudio Gerheim. Intemperismo em regiões tropicais. *In*: GUERRA, Antônio J. T.; CUNHA, Sandra B. da (org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 25-57.

QGIS Development Team, 2019. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <<http://qgis.osgeo.org>>.

QGIS. Documentação do QGIS 2.18: guia do usuário – algoritmos e processamento. Disponível em: <https://docs.qgis.org/2.18/pt_BR/docs/user_manual/processing_algs/taudem/index.html>. Acesso em 18 jul. 2018.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. **Modelos Hidrológicos para Gestão Ambiental**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. (Relatório Parcial).

ROSS, Jurandy L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 8. ed. São Paulo: Contexto, 2007.

ROSSATO, M. Suertegaray. **Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 2011, 253 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

SANTO, Sabrina M. Espírito. Vegetação ripária e manguezais: um paradoxo entre diferenças e similaridades. *In*: SEMINÁRIO DE HIDROLOGIA FLORESTAL: ZONAS RIPÁRIAS, 1, 2003, Alfredo Wagner. **Anais** [...]. Alfredo Wagner: UFSC. p. 132-138.

SANTOS, Irani dos. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. 2009. 167 f. Tese (Doutorado Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009.

SCHAETZL, Randall J.; ANDERSON, Sharon. **Soils: genesis and geomorphology**. New York: Cambridge University Press, 2005.

SCHEIBE, Luiz Fernando. A geologia de Santa Catarina: Sinopse provisória. **GEOSUL**, n. 1, p. 7-38, 1º sem. 1986.

SEN, Sekâi. **Practical and applied hydrogeology**. Oxford: Elsevier, 2015.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS. Disponível em: <<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/index.php>>. Acesso em: 26 ago. 2019.

SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. Mecanismos de geração de escoamento e áreas hidrologicamente sensíveis: uma abordagem hidrogeomorfológica para delimitação de áreas de preservação permanente. **RA'EGA**, Curitiba, n. 24, p. 227-257, 2012.

SILVA, Roberto Valmir. Estimativa de largura de faixa vegetativa para zonas ripárias: uma revisão. *In*: SEMINÁRIO DE HIDROLOGIA FLORESTAL: ZONAS RIPÁRIAS, 1, 2003, Alfredo Wagner. **Anais** [...]. Alfredo Wagner: UFSC. p. 74-86.

SILVA, Telma Mendes da. Mapeamentos geomorfológicos: escalas, aplicações e técnicas de compartimentação do relevo. **GEOUERJ**, v. 1, p. 70-92, 2007.

SONEGO, Rubia Cristina; BACKES, Albano; SOUZA, Alexandre F. Descrição da estrutura de uma Floresta Ombrófila Mista, RS, Brasil, utilizando estimadores não-paramétricos de riqueza e rarefação de amostras. **Acta Botanica Brasilica**. v. 21, n. 4, p. 943-955, dez. 2007.

SUERTEGARAY, Dirce M. A. Rio Grande do Sul: morfogênese da paisagem - questões para sala de aula. **Boletim Gaúcho de Geografia**. n. 21, p. 117-132, ago. 1996.

SUERTEGARAY, Dirce M. A.; FUJIMOTO, Nina S. V. M. Morfogênese do relevo do Estado do Rio Grande do Sul. *In*: VERDUM, R.; BASSO, L. A.; SUERTEGARAY, D. M. A. (org.) **Rio Grande do Sul: paisagens e territórios em transformação**. 2 ed. Porto Alegre: UFRGS Editora, 2012. p. 11-26.

TARBUCK, Edward J.; LUTGENS, Frederick K. **Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física**. Ed. 8. Madrid: Pearson Educación, 2005.

THOMAZ, Edivaldo L. Aspectos Geomorfopedológicos de uma vertente em área de basalto no município de Guarapuava – PR. **Mercator**, v. 07, n. 14, p. 67-85, 2008.

THOMPSON, Louis M.; TROEH, Frederick, R. **Los suelos y su fertilidad**. 4 ed. Barcelona: Editorial Reverté, 2002.

TINDALL, James A.; KUNKEL, James R. **Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers**. New Jersey: Prentice-Hall, 1999.

TODD, David Keith; MAYS Larry W. **Groundwater Hydrology**. 3 ed. Hoboken: John Wiley & Sons, Inc., 2005.

TRATZ, Elisa do Belém. **As rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná, suas características de relevo e sua utilização como recurso mineral no município de Guarapuava-PR**. 2009. 199 f. Dissertação (Mestrado de Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009.

TRICART, Jean. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977.

VALERIANO, Márcio de Morisson. Dados topográficos. *In*: FLORENZANO, Teresa Gallotti (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008. p. 72-104.

VANNOTE, Robin L. MINSHALL, G. Wayne, CUMMINS, Kenneth W. SEDELL, James R. CUSHING, Colbert E. The river continuum concept. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**, Ottawa, v. 37, p. 130-137, 1980.

VERRY, E. S.; DOLLOFF, C. A.; MANNING, M. E. Riparian ecotone: a functional definition and delineation for resource assessment. **Water, Air and Soil Pollution: Focus**, v.4, p. 67-94, jan. 2004.

VIDON, Philippe G. F.; HILL, Alan R. Landscape controls on the hydrology of stream riparian zones. **Journal of Hydrology**, n. 292, p. 210-228, 2004.

WEBB, Ashley A. Riparian Geomorphology. *In*: TRIMBLE, Stanley W. (org). **Encyclopedia of water science**. 2 ed. Danvers: CRC Press, 2007.

ZAIMES, George. Defining Arizona's riparian areas and their importance to the landscape. *In*: ZAIMES, G. (org.). **Understanding Arizona's riparian areas**. Tucson: The University of Arizona, 2007.

ZAIMES, George; NICHOLS, Mary; GREEN, Douglas. Characterization of riparian areas. *In*: ZAIMES, G. (org.). **Understanding Arizona's riparian areas**. Tucson: The University of Arizona, 2007.

ZAKIA, Maria José Brito. **Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de florestas**. 1998. 100 f. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) – Universidade de São Paulo, São Carlos, 1998.

ZINCK, J. Alfred. **Geopedology**: elements of geomorphology for soil and geohazard studies. Enschede: ITC, 2013.

ANEXO A – LAUDOS DE ANÁLISES FÍSICAS DOS SOLOS.

Apresentados na respectiva ordem, considerando os pontos de coleta e a numeração das amostras (relativas às profundidades de extração) para cada qual:

PONTO	AMOSTRA	PROFUNDIDADE
B1	1	(20 – 30 cm)
	2	(50 – 90 cm)
D2	1	(0 – 20 cm)
	2	(50 – 60 cm)
	3	(80 cm)
E1	1	(0 – 55 cm)
	2	(55 – 85 cm)
E2		(40 – 60 cm)



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO
CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/31	24	28	48

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 2**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	B1 - 1				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=5f09a49a6efa8b2db2e22ec6c235a0aa
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO
CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/32	16	51	33

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 2**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	B1 - 2				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=59260715a00852408838229ead54f05d
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO

CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/25	28	16	56

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 2**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	D2 - 1				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=3069357458240dd1e9eb7d7bc3b543e1
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO

CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/26	59	14	27

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 3**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	D2 - 2				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=69fd3c63a9e8416016f4f43639317333
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO
CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/27	76	6	18

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 3**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	D2 - 3				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=7fad56a0e7cdf6fa38217a32896a93a4
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO
CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/28	35	20	45

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 2**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	E1 - 1				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=eb9cae9e11d016a83a01b4be09f245ee
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO
CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/29	27	41	32

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 2**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	E1 - 2				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=986df0f63dd11738d517181222f9fb4f
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046



LAUDO DE ANÁLISE FÍSICA DE SOLO
CURSO DE AGRONOMIA



LABORATÓRIO DE ANÁLISES
DE SOLO E ÁGUA URI ERECHIM

Nome: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA
CPF/CNPJ: 041.448.667-69
Localidade: RUA SALVADOR NELSON FOSSATI , 29,
Município: 99712-499 ERECHIM
Solicitante: JOSÉ MÁRIO LEAL MARTINS COSTA

Recebimento: 10/10/2019
Expedição: 24/10/2019

Nº	Registro	Argila %	Areia Grossa + Areia Fina %	Silte %
1	0020/30	27	15	58

Método do Densímetro; resultados expressos no material seco a 45°C.

Classificação do Solo: **Tipo 2**

*Conforme Inst. Normativa Nº2, de 9 de Outubro de 2008 (MAPA).

Nº	Referência	Profundidade	Matrícula	Área (ha)	Outras Observações
1	E2				

Para confirmar a autenticidade deste laudo, acesse:
www.uricer.edu.br/laudo/validate?l=6306fafa29a3a68cc282a97f2c702b51
Você pode acessar o validador escaneando o QRCODE ao lado em seu celular ou tablet.



Jardes Bragagnolo
Jardes Bragagnolo
Engº Agº CREA RS 150046