



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**  
**MESTRADO EM GEOGRAFIA**



**BRUNO AUGUSTO CANDELARI**

**MORFOGÊNESE E MORFODINÂMICA DA PLANÍCIE ALVEOLAR DO RIO  
BUFADEIRA, FAXINAL-PR**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**MARINGÁ**

**2015**



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**  
**MESTRADO EM GEOGRAFIA**



**BRUNO AUGUSTO CANDELARI**

**MORFOGÊNESE E MORFODINÂMICA DA PLANÍCIE ALVEOLAR DO RIO  
BUFADEIRA, FAXINAL-PR**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá como pré-requisito para a obtenção do título de mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes

**MARINGÁ**

**2015**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

(Biblioteca Central - UEM, Maringá – PR., Brasil)

Candelari, Bruno Augusto

C216m      Morfogênese e morfodinâmica da planície  
alveolar do Rio Bufadeira, Faxinal, PR / Bruno  
Augusto Candelari. -- Maringá, 2015.

70 f; Il., color., tabs., maps

Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes.

Dissertação (Mestre em Geografia)-Universidade  
Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas,  
Letras e Artes, Pós-graduação em Geografia.

1. Geografia física. 2. Análise ambiental.  
3. Geomorfologia. 4. Morfogênese. 5.  
Morfodinâmica. 6. Planície alveolar. 6. Rio  
Bufadeira - Morfogênese. I. Fortes, Edison,  
orient. II. Universidade Estadual de Maringá.  
Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Pós-  
graduação em Geografia. IV. Título.

21.ed. 918.162

Cicilia Conceição de Maria

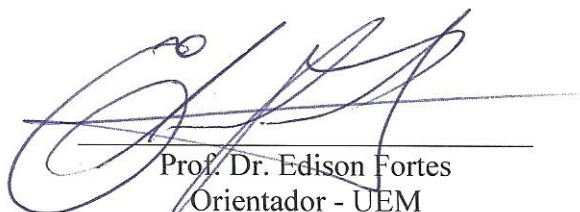
CRB9- 1066

MORFOGÊNESE E MORFODINÂMICA DA PLANÍCIE ALVEOLAR DO RIO  
BUFADEIRA, FAXINAL - PR

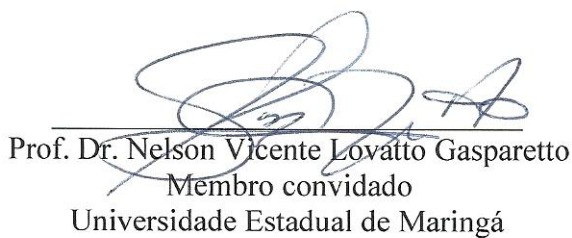
Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa: Análise Ambiental

Aprovada em 13 de abril de 2015.

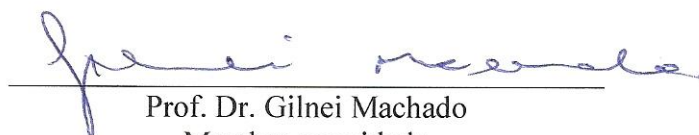
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Edison Fortes  
Orientador - UEM  
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto  
Membro convidado  
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Gilnei Machado  
Membro convidado  
UEL

Dedico este trabalho à minha família: meus pais Valternei Candelari e Fatima Aparecida Fernandez Candelari, minha irmã Ariane Andrezza Candelari, meu cunhado Rogério Marcatto Sitta, minha sobrinha Lara Candelari Sitta e ao João Araujo da Silva.

## AGRADECIMENTOS

A Deus, por toda saúde, proteção e suporte nos momentos mais difíceis.

Ao meu orientador professor Dr. Edison Fortes, por estar ao meu lado durante todo o período de elaboração deste trabalho, no qual sempre me orientou e contribuiu da melhor forma possível para o sucesso deste, e também por toda a paciência e compreensão nos momentos em que tive maiores dificuldades.

Ao professor Dr. Mauro Parolin, por todo o auxílio prestado durante a realização da pesquisa, o qual contribuiu significativamente com o trabalho.

Aos colegas Michael Sordi, Bruno Camolezi e Rafael Stevaux, pela ajuda prestada nos trabalhos de campo.

Aos professores Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto e Dr. Mauro Parolin pelas valiosas contribuições oferecidas na banca de qualificação.

A CAPES pela bolsa de mestrado concedida durante todo o período da pesquisa.

Ao Vanderlei Grzegorzczuk, por todo auxílio nos procedimentos realizados no laboratório do Grupo de Estudos do Meio Ambiente (GEMA-UEM).

A secretária do programa de pós-graduação em Geografia da Universidade Estadual do Paraná, Miriam de Carlos, por todos os auxílios prestados durante a pesquisa.

Aos amigos do Laboratório de Estudos Paleoambientais da Fecilcam (LEPAFE) pela ajuda durante a realização dos procedimentos laboratoriais.

A minha família, pelo incentivo a trilhar o caminho do estudo, pelo amor incondicional, além de todo o suporte financeiro e afetivo. Sem vocês eu não teria chegado até aqui.

Ao João Araujo da Silva, que assim como minha família, esteve ao meu lado durante todo este tempo, oferecendo todo o apoio e suporte necessário.

Muitas pessoas passaram por minha vida durante este período e de alguma forma contribuíram para o sucesso deste trabalho. Para não cometer injustiças, assim como também para não estender demais, deixo o meu mais sincero agradecimento a todos.

## RESUMO

O estudo dos depósitos sedimentares que compõem a planície alveolar do baixo curso do rio Bufadeira mostrou uma íntima relação desses materiais com as estruturas tectônicas regionais e locais, bem como com os litotipos presentes na bacia hidrográfica. Embora não seja possível ainda estabelecer associações seguras com possíveis movimentos neotectônicos, a bacia de recepção desses sedimentos encontra-se associada a falhas N-S que afetam a Formação Rio do Rasto e que favorecem o escoamento do rio Bufadeira, neste local. A análise dos depósitos, a partir da metodologia de associação de fácies, proposta Miall (1996), demonstrou que os depósitos têm gênese variada, desde depósitos de fluxos torrenciais, vinculados a leques aluviais provenientes das escarpas adjacentes a planície alveolar, até depósitos de barra de canais e planície de inundação. Ainda que a datação por  $^{14}\text{C}$  tenha sido feita em apenas um dos depósitos, é possível definir uma relação temporal entre os pontos estudados por meio das características estratigráficas, em que a presença de depósitos mais antigos de blocos e cascalhos estão diretamente associados a fluxos de detritos pseudoplásticos e fluxos de detritos ricos em clastos, vinculados a ambiente de alta energia (Fácies Gm e Gci), enquanto que os depósitos mais jovens associam-se à deposição fluvial em planície de inundação (Fácie Fl) e depósitos de fluxos gravitacionais (Fácie Sm). Depósitos sedimentares, com materiais tanto finos como grossos, e imaturos, cuja gênese indica deposição a partir de leques aluviais, podem ocorrer às vezes até próximos às margens do rio Bufadeira, onde são retrabalhados e incorporados ao sistema fluvial atual. A análise do conteúdo fitolítico do Perfil 1 demonstrou através das formas encontradas em abundância (*Bilobate*, *Bulliform* e *Elongate*) que a formação da planície alveolar do rio Bufadeira passou por momentos em que houve maior e menor deposição de sedimentos devido às alterações climáticas, seja pelo fato de que apenas as formas mais robustas permaneceram conservadas (o que pode implicar que o ambiente em que foram depositados era de alta energia), como também pela ausência destas microformas a partir da fácies P, voltando a aparecer somente na camada superficial, resultado da deposição da vegetação atual. Todos os dados obtidos, junto aos dados pluviométricos, que indicaram variação significativa no volume de precipitação na década de 1980, principalmente no ano de 1983, onde a datação da fácies P indica idade calibrada o mesmo período, revelam que a dinâmica hidrossedimentológica da planície alveolar do rio Bufadeira passou por diversas mudanças no decorrer do tempo, principalmente nas últimas décadas, alternando entre períodos de maior e menor umidade.

**PALAVRAS-CHAVE:** Morfodinâmica, Análise de Fácies, Planície Alveolar, Fitólitos.

## ABSTRACT

The studies about the sedimentary deposits in the alveolate plain flood of the lower course of the Bufadeira river showed a straight relation of these materials with the regional and local tectonic structures, as well as the rock structures contained in the watershed. Although it isn't possible to establish certain relations with possible neotectonic movements, the watershed that receives these sediments are associated to faults from N-S that affects the Rio do Rastro formation, favoring the continuous flowing of the Bufadeira river on this place. The deposits analysis, using the methodology of faces association by Miall (1996), showed that these deposits has different sources from each other, since torrential flows, associated to alluvial fans from the adjacent escarpments to the alveolate plain flood, even the channel bar deposits and from the own plain flood. Even if the  $^{14}\text{C}$  dating has been made only in one of the six deposits, it is possible to define a temporal relation between all places studied by the stratigraphic features of all deposits, where the presence of older deposits are made of rocky blocks and clasts associated to high-energy environments (Gm and Gci faces), while the younger deposits are related to fluvial deposits on the plain flood (Fl faces), containing thin and thick materials, whose the origin indicates deposition from alluvial fans that can occur sometimes next to the riverside, where the sediments are removed and incorporated to the current fluvial system. The phytoliths analysis of the Profile 1, showed by the phytolith forms and shapes largely found (*Bilobate*, *Bulliform* and *Elongate*), that the origin of the alveolate plain flood of the Bufadeira river passed through moments of higher and lower sediment deposition due to climatic changes, associated to the information that only the robust forms had kept preserved (what means that the environment where these phytoliths were deposited was a high-energy kind), as the absence of these forms after the P faces, appearing again only in the surface, due to the deposition of the current vegetation. All data obtained, with the rainfall data, that showed significant variation on the rainfall of the 1980's, mainly in 1983, when the  $^{14}\text{C}$  dating of the P faces indicated the same calibrated age, reveals that the hydrosedimentological dynamic of the alveolate plain flood of the Bufadeira river had several changes through the last decades, changing from more to less humid seasons.

**KEY-WORDS:** Morphodynamic; Faces analysis; Alveolate plain flood; Phytoliths.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Procedimentos laboratoriais para a análise granulométrica. A-) Amostras sobre o agitador eletrônico; B-) Amostras em provetas para a etapa da pipetagem.....	4
Figura 2 – Procedimentos de extração e identificação dos fitólitos. A-) Queima da matéria orgânica presente no sedimento; B-) Identificação das formas encontradas por meio do microscópio.....	5
Figura 3 – O sistema em uma vertente.....	8
Figura 4 – Formas de terreno a partir da combinação da curvatura horizontal e vertical.....	9
Figura 5 - Fotomicrografia de algumas formas de fitólitos. As fotografias foram tiradas com microscópio óptico 40x. a, b, c) <i>bilobate</i> ; d) <i>rondel</i> ; e) <i>globular echinate</i> ; f) <i>cylindricalpolylobate</i> . Barra = 21 µm.....	13
Figura 6 – Classificação dos padrões de drenagem por Schumm (1981).....	15
Figura 7 – Tipos de terraço segundo Christofolletti. A-) Terraço embutido; B-) Terraço encaixado.....	18
Figura 08 – Localização do município de Faxinal-PR no mapa do estado do Paraná. Destaque para os pontos de coleta em campo sobre a imagem de satélite extraída do <i>software</i> GoogleEarth®.....	23
Figura 9 - Localização da bacia hidrográfica do Rio Ivaí com destaque à bacia hidrográfica do rio Bufadeira.....	24
Figura 10 – Temperatura média mensal de Mauá da Serra-PR do período de 1979 à 1991.....	25
Figura 11 – Média histórica da precipitação anual do município de Faxinal-PR de 1975 à 2004.....	26

Figura 12 – Precipitação média anual (mm) do município de Faxinal-PR nas décadas de 1980, 1990 e 2000.....	27
Figura 13 – Média anual de dias chuvosos nas décadas de 1980, 1990 e 2000 no município de Faxinal-PR.....	27
Figura 14 – Domínios fitogeográficos do estado do Paraná. Destaque para o município de Faxinal-PR.....	28
Figura 15: Perfil do Relevo Paranaense.....	29
Figura 16 - Modelo Digital do Terreno da bacia hidrográfica do rio Alonzo. Observar o enxame de diques, formando elevações alongada, de direção NW-SE associadas a Formação Serra Geral. No segmento norte, parte jusante, a escarpa cuestiforme de direção NE-SW.....	31
Figura 17 - Mapa de Índice de Deformação Neotectônica Relativa para a bacia hidrográfica do Rio Alonzo. O número três representa a bacia hidrográfica do rio Bufadeira.....	32
Figura 18 - Perfil Longitudinal do rio Alonzo, Litologias ao longo do Canal e Índice de Gradiente RDE.....	33
Figura 19 – Relevo esquemático mostrando as relações morfoestruturais da bacia do rio Bufadeira. A área de estudo encontra-se no bloco inferior à direita.....	34
Figura 20 – Distribuição dos compartimentos Morfotectônicos da bacia do rio Bufadeira.....	37
Figura 21 - Foto aérea do baixo curso do rio Bufadeira, com detalhe da área de estudo e da cachoeira Véu de Noiva que limita os compartimentos morfoestruturais CMCB e CMSI.....	38
Figura 22 – Unidades estratigráficas e relações com as unidades de vertentes estruturais (UVE) da área de estudo.....	39
Figura 23 – Modelo Digital de Elevação da carta topográfica de Faxinal-PR (SG-22-V-III-1). Em destaque a área de estudo.....	41
Figura 24 - Vista parcial da planície Alvéolar do rio Bufadeira (A), do local da pesquisa. Observar a barra central e lateral de cascalho (B).....	42
Figura 25 - Cachoeira "Véu de Noiva", em segundo plano mostrando o contexto de suas escarpas com os pedimentos vertente abaixo na forma de leques aluviais.....	43

Figura 26 – Vista parcial da escarpa da Serra do Bufadeia. Em “A” observar extenso nível de patamar que constitui a parte superior dos arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto e a escarpa onde aflora os arenitos da Formação Botucatu. Em “B” observa-se em primeiro plano planície alveolar do Bufadeira e ao fundo a escarpa.....	44
Figura 27 - Vista parcial de depósitos da planície alveolar do Bufadeira. Em A, C, D, E e F depósitos de barras de cascalho ativas com depósitos de inundação sobrepostas. Em B canal do rio Bufadeira e barras laterais de canal em primeiro plano, na parte mediana da foto afloramento da Formação Rio do Rasto sotoposta a depósitos de leques aluviais.....	46
Figura 28 - Seção batimétrica transversal do rio Bufadeira localizado em frente ao perfil 6.....	47
Figura 29 – Aspectos gerais do Perfil 1.....	49
Figura 30 – Composição da fácies Gci do Perfil 1.....	50
Figura 31 – Composição da fácies Gms no Perfil 1.....	51
Figura 32 – Afloramentos da Formação Rio do Rastro, presentes próximos da margem direita do Rio Bufadeira, que compõe o Perfil 2.....	52
Figura 33 – Aspectos gerais do Perfil 3.....	53
Figura 34 – Perfil 4: Cobertura arenosa sotoposta sobre material da Formação Rio do Rastro. Ao fundo da foto da esquerda pode-se ver o perfil 4 e sua aparente interdigitação com o perfil 3, que forma uma superfície mais baixa e irregular.....	55
Figura 35 – Fácies que compõe o Perfil 4 e a distribuição de suas frações granulométricas.....	56
Figura 36 – Aspectos gerais do Perfil 5.....	57
Figura 37 – Canal do rio Bufadeira. À direita, margem onde encontra-se o Perfil 6. À Esquerda, depósitos aluviais em barra de pontal.....	58
Figura 38 – Aspectos gerais do Perfil 6.....	60
Figura 39 – Parte das formas de fitólitos identificadas do Perfil 1. A, B, C-) <i>Bilobate</i> ; D-) <i>Globular Echinata</i> ; E, F, G-) <i>Bulliform Paralelepipedal</i> ; H, I-) <i>BulliformCuneiform</i> ; J-) <i>Elongate</i> ; K-) <i>Saddle</i> ; L-) <i>Acicular Hair</i> .....	61
Figura 40 – Quantificação das formas e das concentrações dos fitólitos encontradas no Perfil 1.....	62

Figura 41 – Volume de precipitação anual de 1975 à 2004. Destaque para o ano de 1983.....63

### **LISTA DE QUADROS**

Quadro 1 – Nomenclatura, características e interpretação das fácies proposta por Miall (1996).....11

### **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 – Fácies encontradas nos perfis da área de estudo e seus significados.....48

## SUMÁRIO

<b>RESUMO.....</b>	<b>i</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>ii</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>iii</b>
<b>LISTA DE QUADROS.....</b>	<b>vi</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>vi</b>
<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>1. MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>2</b>
1.1 MATERIAIS CARTOGRÁFICOS .....	2
1.2 LEVANTAMENTO DE DADOS EM CAMPO.....	3
1.3 PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS .....	3
1.3.1 GRANULOMETRIA .....	3
1.3.2 EXTRAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DOS FITÓLITOS .....	4
1.3.3 DATAÇÃO ABSOLUTA .....	6
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>6</b>
2.1 AS VERTENTES .....	6
2.2 A MORFOESTRATIGRAFIA.....	9
2.3 FÁCIES E CORRELAÇÃO DE FÁCIES .....	10
2.4 FITÓLITOS COMO INDICADORES DE MUDANÇAS AMBIENTAIS .....	13
2.5 MORFOGÊNESE E PADRÕES DE CANAIS FLUVIAIS.....	14
2.6 MORFOGÊNESE DE PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO E TERRAÇOS ALUVIAIS .....	17
2.7 MÉTODO DE DATAÇÃO POR RADIOCARBONO ( <sup>14</sup> C) .....	20
<b>3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>22</b>
3.1 CONTEXTO BIOCLIMÁTICO.....	24
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEMORFOLÓGICO .....	29
3.2.1 A BACIA HIDROGRÁFICA DO ALONZO: CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL .....	30
3.2.2 A BACIA HIDROGRÁFICA DO BUFADEIRA: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, MORFOFISIOGRÁFICA E MORFOESTRUTURAL .....	33
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>37</b>
4.1 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E GEOLÓGICO LOCAL .....	38
4.2 ANÁLISE HIDROLÓGICA LOCAL .....	46
4.3 DESCRIÇÃO GRANULOMÉTRICA E FACIOLÓGICA.....	47

4.4 ANÁLISE FITOLÍTICA .....	61
<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>63</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>66</b>

## INTRODUÇÃO

Os estudos do meio atual têm sido a forma do homem conhecer e entender como eram os ambientes pretéritos, principalmente quando tratam do Quaternário. Tais pesquisas se dividem entre as que buscam compreender a gênese da morfologia da paisagem e as que objetivam identificar e analisar os agentes e mecanismos de alteração presentes.

As pesquisas acerca do Quaternário possuem três principais objetivos: fornecer subsídios para que as sociedades humanas interajam de forma menos agressiva com a natureza, proporcionar elementos necessários para o prognóstico de ocorrência de eventos naturais futuros, e orientar o desenvolvimento econômico diante as reservas dos recursos naturais (SUGUIO, 1999).

A área de estudo está localizada na região próxima ao sudeste do município de Faxinal-PR, onde pode ser observada a presença de diversas vertentes complexas ao longo das margens dos interflúvios da bacia hidrográfica. Para isto, foram produzidos materiais cartográficos, investigação em campo, análises morfoestratigráficas, análises dos fitólitos, interpretação dos dados pluviométricos da região assim como da datação por  $^{14}\text{C}$  e o levantamento bibliográfico.

O presente trabalho buscou compreender a dinâmica atual do baixo curso do Rio Bufadeira e os processos geomorfológicos que culminaram nas formas de relevo que puderam ser identificadas atualmente.

Os objetivos específicos foram:

- Identificar diferentes afloramentos que pudessem, por meio das suas especificidades, fornecer dados seguros acerca da evolução da paisagem;
- Determinar as propriedades granulométricas dos sedimentos que compõem os depósitos superficiais;
- Identificar e analisar a presença de fitólitos nos sedimentos;
- Estabelecer um marcador temporal por meio da datação por  $^{14}\text{C}$  da porção de um dos perfis;
- Obter dados referentes à vazão do rio Bufadeira e os índices pluviométricos da região;

- Relacionar todos os dados obtidos para a elaboração de um modelo evolutivo do fundo do vale do rio Bufadeira.

A partir das análises destes depósitos quaternários (geometria dos sedimentos, distribuição espacial, bioindicadores e datação), pôde-se estabelecer alguns parâmetros que condizem com a gênese e evolução da paisagem atual.

Tratando-se de uma área de estudo que carece de respostas para a gênese e evolução do moldado do relevo, é que este trabalho, por meio da associação entre os agentes climáticos e estruturais, visa contribuir para preencher as lacunas existentes no conhecimento sobre essa temática.

Por fim, diversos estudos de caráter geomorfológico e geológico na região da borda do Terceiro para o Segundo Planalto Paranaense estão sendo feitos por equipes de pesquisadores do Programa de Pós-Graduação em Geografia e do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), visando à compreensão da evolução de domínios de relevos regionais.

## 1. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a elaboração deste trabalho, os seguintes procedimentos foram realizados: revisão bibliográfica; levantamento de dados em campo; trabalho de gabinete; procedimentos laboratoriais.

### 1.1 MATERIAIS CARTOGRÁFICOS

Para a produção dos materiais cartográficos, foi feita a digitalização da carta topográfica de Faxinal (SG.22-V-B-III-1) a fim de obter informações básicas do relevo, tais como: diferenças altimétricas e de declividade.

Para a elaboração o perfil topográfico transversal de todo o vale do rio Bufadeira, foi utilizado o programa de computador *Google Earth*®, do qual, através da ferramenta “Mostrar Régua” e “Mostrar Perfil de Elevação”, foi feito o traçado do perfil e o tratamento da imagem com o editor de imagens *CorelDraw*®, para a inserção das litologias identificadas por meio das observações em campo e do referencial bibliográfico.

Além destes dados elaborados, vale citar a importância da utilização dos mapeamentos dessa região realizados anteriormente por Fortes et al. (2008; 2010), Santos (2010), Couto



(2010), Vargas (2012), entre outros, pois serviram como ferramentas de comparação para um melhor entendimento das dinâmicas naturais em nível regional.

## 1.2 LEVANTAMENTO DE DADOS EM CAMPO

A partir dos trabalhos realizados em campo foram escolhidos 6 perfis de afloramento, dos quais, 2 estão localizados às margens do Rio Bufadeira (Perfil 1 e 6), 2 estão próximos da margem direita do rio (Perfil 2 e 3), 1 sobre uma barra central (Perfil 5) e 1 sobre os depósitos de cheia (Perfil 4). Os critérios utilizados para a escolha dos perfis foram as variações da morfologia dos depósitos e a presença de depósitos sedimentares correlativos que possibilitaram a interpretação morfogênica por meio da análise morfoestratigráfica e de bioindicadores (fitólitos).

Os depósitos foram caracterizados de acordo com a cor, a granulometria, a composição, a imbricação dos seixos, entre outros. Para a classificação das fácies identificadas em campo, foi utilizada a nomenclatura proposta por Miall (1985; 1990; 1996). Tais pacotes sedimentares, por meio de suas especificidades, permitiram associar as diferentes formas de deposição do ambiente passado com os processos atuais.

Ainda nessa etapa, além das observações feitas em campo, foram coletadas amostras representativas de cada fácies para a realização de análises granulométricas, fitolíticas e para a datação por  $^{14}\text{C}$ .

## 1.3 PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS

Após a coleta dos materiais realizada nos trabalhos de campo, houve o tratamento destes por meio dos procedimentos laboratoriais.

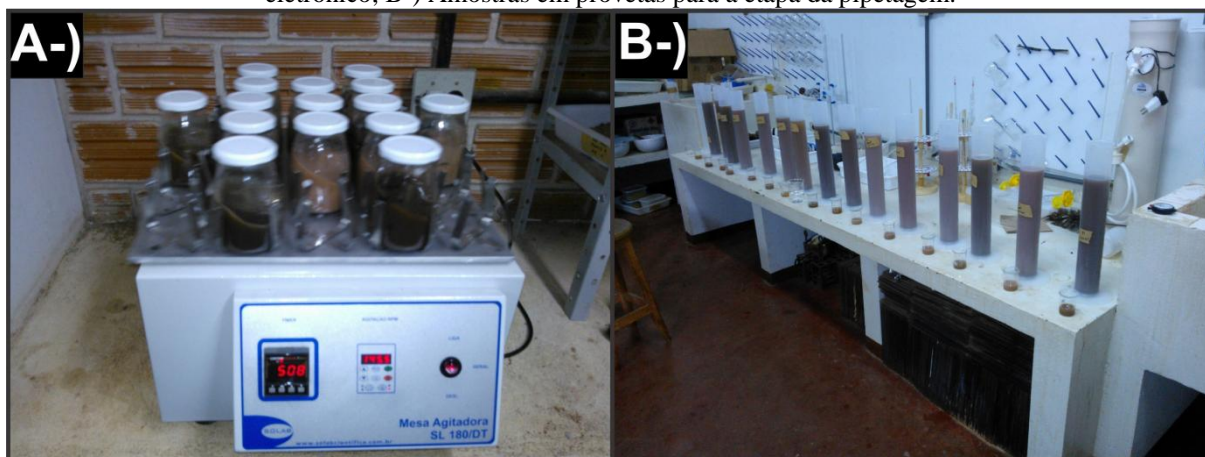
### 1.3.1 GRANULOMETRIA

Após serem levadas ao laboratório do Grupo de Estudos do Meio Ambiente (GEMA-UEM), as amostras coletadas foram secadas ao ar livre durante 7 dias. Posteriormente, o material foi destorroado e pesado para dar início ao processo de peneiramento.

Nesta etapa, foram utilizadas peneiras com abertura de 32mm, 16mm, 12mm, 8mm, 5,66mm, 4mm, 2mm, 1mm, 0,500mm, 0,250mm, 0,125mm e 0,63mm para a separação das frações mais grossas. Como parte do procedimento, o material preso em cada uma das peneiras foi pesado.

A fração fina (<2mm) foi separada das demais, sendo fracionado 20g de material os quais foram submetidos à dispersão química por meio da adição 10ml de solução de pirofosfato de sódio e 100ml de água destilada. Estas soluções foram colocadas em Becker 250ml e deixadas em repouso por 12h. Após o repouso, o conteúdo do Becker foi transferido para o recipiente do agitador mecânico, adicionando-se água para melhor funcionalidade do agitador, sendo agitadas durante 24 horas (Figura 1A).

Figura 1 – Procedimentos laboratoriais para a análise granulométrica. A-) Amostras sobre o agitador eletrônico; B-) Amostras em provetas para a etapa da pipetagem.



Fonte: Acervo do autor.

Ao final da agitação, a solução do copo foi transferida para proveta de 1000ml, passando por uma peneira de 0,63mm. O material retido na peneira foi lavado e transferido para um Becker de 250ml, onde foi seco em estufa.

As provetas foram completadas com água destilada até a marca de 1000ml, para prosseguir a pipetagem de 20ml do material (Figura 1B). Nesta etapa é incluída uma amostra genérica, preparada com 990ml de água destilada e 10ml de solução dispersante. Os intervalos de pipetagem das frações de silte e argila foram definidos de acordo com a temperatura desta amostra, conforme a lei de Stokes. Após este procedimento, as amostras foram secas na estufa, resfriadas em dessecador e pesadas.

### 1.3.2 EXTRAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DOS FITÓLITOS

Para a extração dos fitólitos dos sedimentos, foi utilizada a metodologia de Santos et al. (2011) em todo o material que corresponde os 70 cm (do topo para base) do perfil 1, de forma em que foram divididos de 10 em 10 cm. Este procedimento foi realizado no Laboratório de Estudos Paleoambientais da FECILCAM (LEPAFE) e teve seu início por meio da secagem dos materiais em estufa sob a temperatura de 100°C para a eliminação da

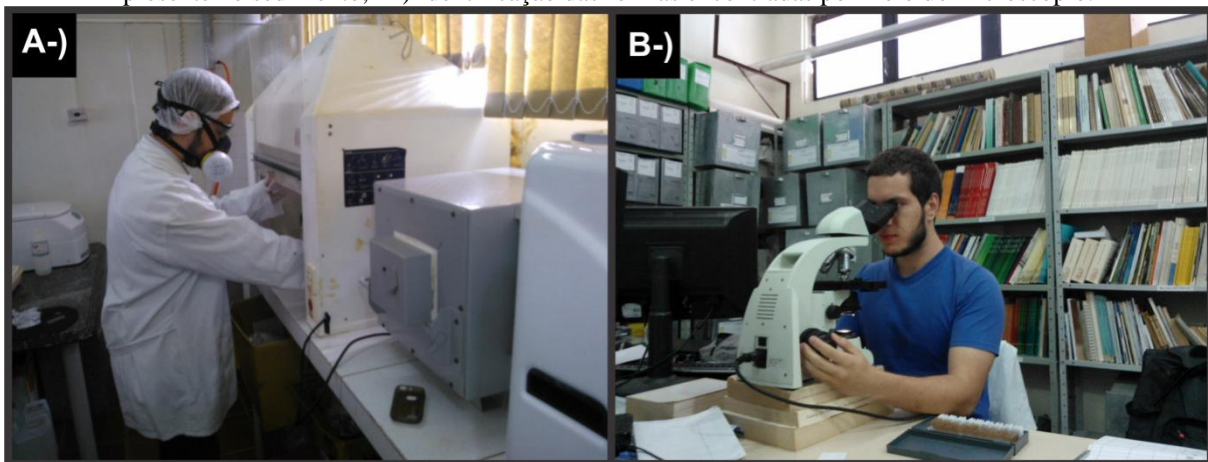
umidade, e em seguida, peneiradas em peneiras de 0,025mm de abertura. Além da eliminação da umidade, foi necessário também remover toda a matéria orgânica presente no solo, e para isso, as amostras foram queimadas em uma mufla sob a temperatura de 500°C durante 5 horas.

Posteriormente, os sedimentos foram tratados com ácido clorídrico (HCl) para que as impurezas das cinzas (resultantes do procedimento anterior) e do óxido de ferro fossem removidos, e para isso foram utilizados 25ml do ácido supracitado sobre as amostras em Béckers sob aquecimento durante 1 hora (Figura 2A). Além das cinzas e do óxido de ferro, foi necessário remover o máximo possível de argila, lavando-as várias vezes com água destilada.

Após a lavagem, as amostras foram secadas novamente em estufa sob a temperatura de 100°C, misturando posteriormente ao material seco o Cloreto de Zinco ( $ZnCl_2$ ) (densidade 2,35g/cm<sup>3</sup>) e agitado com o bastão de vidro. Logo após, o material foi centrifugado por 4 minutos, recuperando-se a porção sobrenadante e lavando-o diversas vezes com o auxílio de uma centrífuga. Com o material resultante, foram preparadas as lâminas com a adição de 50µl de material que foram secadas na chapa aquecedora e cobertas por Entellan® após o resfriamento.

A contagem dos fitólitos identificados nas lâminas delgadas preparadas pelo procedimento supracitado foi padronizada em um valor de 200 formas para cada camada do perfil (Figura 2B). Entretanto, em algumas porções, tal quantia não foi obtida, sendo apenas contabilizado o valor adquirido.

Figura 2 – Procedimentos de extração e identificação dos fitólitos. A-) Queima da matéria orgânica presente no sedimento; B-) Identificação das formas encontradas por meio do microscópio.



Fonte: Acervo do autor.

Para a obtenção dos dados de concentração dos fitólitos, foram escolhidas 3 lâminas delgadas para cada camada, das quais foram contabilizadas microformas encontradas em 3 transectos de cada, alternando-se entre transectos horizontais e verticais.

O critério da escolha da identificação e análise dos fitólitos apenas no perfil 1 se dá pelo fator da localização deste, que se encontra na margem direita do Rio Bufadeira, estando em contato constante com o canal, sendo possível diagnosticar a concentração destas microformas na carga que o rio depositou anteriormente.

### 1.3.3 DATAÇÃO ABSOLUTA

A datação absoluta da porção referente à faixa de solo do Perfil 1 foi realizada pelo Laboratório  $^{14}\text{C}$  do Centro de Energia Nuclear na Agricultura – CENA/USP. O processo foi feito utilizando a datação por radiocarbono por meio da tecnologia de espectrômetro de massa com acelerador (AMS).

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Independente da natureza do estudo, a compreensão dos conceitos base sempre será fundamental para o entendimento pleno acerca do objeto de pesquisa. Da mesma forma para geografia e a geomorfologia, ciências que constituem o cerne do presente trabalho, foi necessário o levantamento bibliográfico que têm ocorrido durante todo o desenvolvimento da pesquisa. A seguir encontram-se os conceitos utilizados para a realização do presente trabalho.

### 2.1 AS VERTENTES

O estudo das vertentes consiste em um elemento chave das pesquisas em geomorfologia. Trata-se de um complexo sistema em que os mais variados processos são responsáveis pela gênese e evolução destas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Segundo Dylik (1968), a vertente pode ser entendida como “toda superfície terrestre inclinada, muito extensa ou distintamente limitada, subordinada às leis gerais da gravidade”. O autor ainda descreve a vertente como “uma forma tridimensional modelada pelos processos de denudação atuantes tanto no passado como no presente, representando a conexão dinâmica entre o interflúvio e o fundo de vale”.

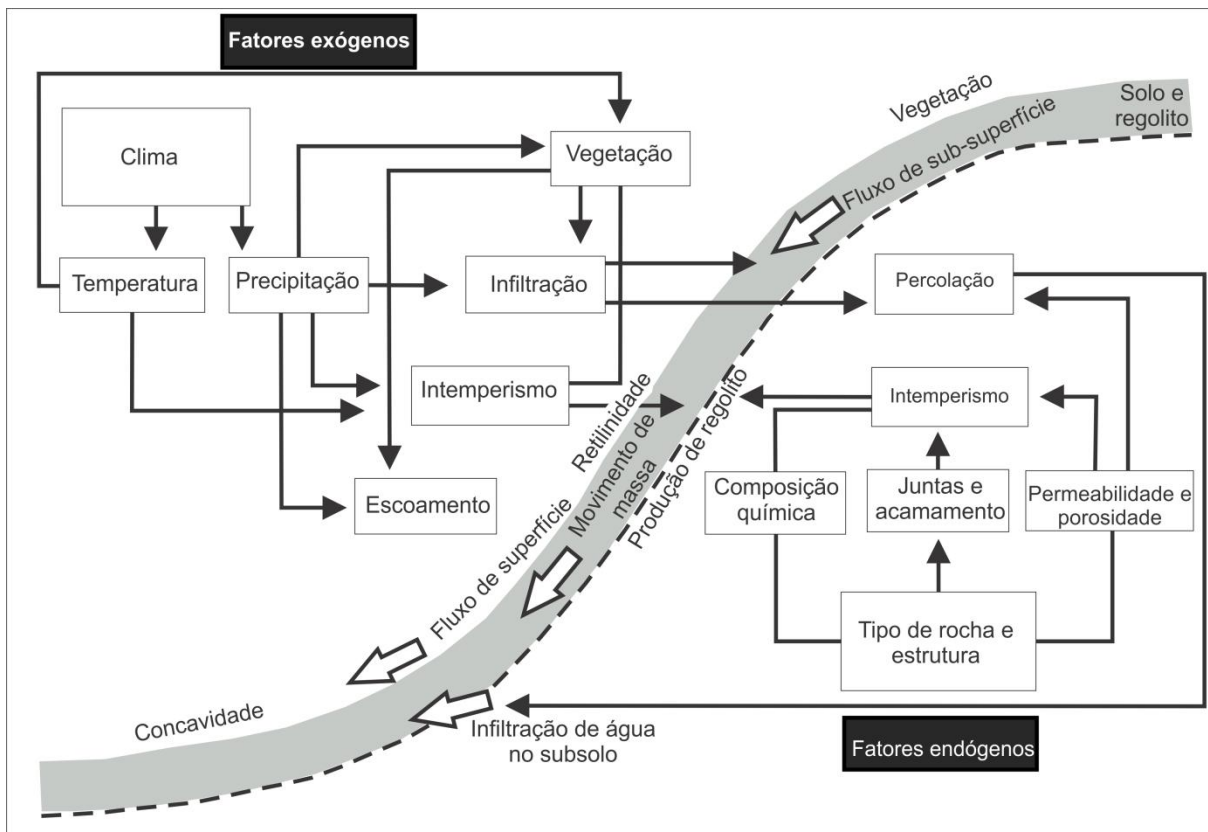
Entretanto, o limite superior da vertente nem sempre representa o interflúvio, porém se refere à extensão mais distante e mais alta da superfície de onde provém o transporte contínuo de material sólido em direção da vertente (BIGARELLA, 2003).

Deste modo, a análise da morfologia das vertentes permite reconhecer a sequência de eventos operantes no desenvolvimento da paisagem. Pelo estudo das várias formas topográficas e dos seus depósitos colúvio-aluvionares é possível deduzir quais as condições ambientais prevalecentes durante sua elaboração e, também até certo ponto, concluir quais foram os processos que atuaram em seu desenvolvimento (BIGARELLA; MOUSINHO; SILVA, 1965).

Corroborando Bigarella, Mousinho e Silva (1965), Cruz (1982) observa que “o estudo geomorfológico da evolução atual das vertentes é extremamente importante quanto ao entendimento espaço-temporal dos mecanismos morfodinâmicos atuais e passados. Os estudos morfodinâmicos mais atuais levam ao cerne do estudo geomorfológico por excelência, ajudando o entendimento das paisagens geográficas”. Ressalta ainda que “são eles que mostram os mecanismos dessa evolução e levam ao melhor entendimento dos estudos morfogenéticos de épocas passadas”.

Deste modo, os processos morfogenéticos são os principais responsáveis pela natureza da vertente, sendo estes diretamente ligados à declividade, litologia e condições climáticas. Os processos morfogenéticos supracitados dividem-se, portanto, entre fatores exógenos e endógenos (Figura 3).

Figura 3 – O sistema em uma vertente



Fonte: Adaptado de CLARK e SMALL, 1982

Considerando a importância destes processos, Tricart (1965) demonstra que com relação ao declive, quanto maior o valor, maior a intensificação da componente paralela, reduzindo a ação da componente perpendicular, havendo um escoamento mais intenso e conseqüentemente, o aumento do transporte de detritos. Já se tratando da natureza da rocha, esta além de responder pelo comportamento da formação superficial, intervém no perfil da vertente, no seu declive médio e na velocidade de seu recuo ou evolução.

Neste contexto, o clima é caracterizado como elemento morfogenético de maior importância. Esta influência pode ocorrer de maneira tanto direta quanto indireta, de forma em que a primeira se faz mais presente em regiões desérticas ou glaciais (pela falta de cobertura vegetal), enquanto que onde a cobertura vegetal e o solo desenvolvido são abundantes, o clima atua de forma indireta (CASSETI, 2005).

Os estudos sobre os paleoclimas permitem compreender de que maneira impactaram na paisagem, podendo ser identificados no meio atual por meio de várias ferramentas, como a análise de bioindicadores e/ou por meio dos depósitos correlativos.

Os processos morfogenéticos supracitados podem moldar incontáveis variedades de perfis e declives. Entre os fatores que diferenciam uma vertente da outra, está a orientação da

encosta, o comprimento de rampa, a curvatura vertical e horizontal. A curvatura vertical refere-se à forma convexo/côncava do terreno, quando analisado em perfil. Essa variável está relacionada aos processos de migração e acúmulo de água, materiais e matéria orgânica no solo através da superfície, causados pela gravidade (CASSETI, 2005).

Simplificadamente podem ser distinguidos três tipos de vertentes ou segmentos de vertente (Figura 4): retilíneos, côncavos e convexos. No entanto, muitas encostas são compostas por mais de um desses segmentos, nesse caso fala-se em uma vertente complexa (CHORLEY et al., 1978).

Figura 4 – Formas de terreno a partir da combinação da curvatura horizontal e vertical

		Curvatura Horizontal		
		convergente	planar	divergente
Curvatura Vertical	côncava			
	retilínea			
	convexa			

Fonte: FLORENZANO, 2008

O estudo das vertentes assume importância nos estudos geográficos por dois principais motivos: a compreensão dos processos atuais nos leva a interpretar os ambientes antigos, e a noção dos tipos de materiais fornecidos aos canais fluviais (CHRISTOFOLETTI, 1980).

## 2.2 A MORFOESTRATIGRAFIA

A morfoestratigrafia faz a relação entre a geometria dos sedimentos com as formas da superfície terrestre, como um indicador cronológico, que permite correlacionar os depósitos truncados a partir das características e propriedades dos minerais e suas respectivas áreas fontes.

Segundo Frye e Willman (1962), as unidades morfoestratigráficas determinam corpos sedimentares identificáveis primariamente pela forma apresentada em superfície. Meis e Moura (1984) restringem o uso do conceito às condições nas quais for possível detectar, com base na estratigrafia, uma relação genética direta entre o depósito e a forma topográfica. Assim, para Meis e Moura (*op. cit.*), esse conceito só poderia ser usado em áreas de depósitos sedimentares com pouca ou nenhuma influência dos processos erosivos, pois caso o contrário, haveria completa alteração por parte do meio atual, impossibilitando estabelecer qualquer ligação com o ambiente passado.

Os depósitos Quaternários, objeto desse estudo, possuem como característica, relação única com a geomorfologia. Pode-se dizer que esta relação é lógica já que o relevo é produto do intemperismo, erosão, transporte e sedimentação por vários agentes, onde a gravidade é a força motriz principal. Uma grande vantagem do estudo de depósitos Quaternários reside exatamente na possibilidade de se pesquisar um material em conexão com a superfície topográfica, cuja preservação só é possível caso ocorra um evento que ocasione seu soterramento (SUGUIO, 1999).

### 2.3 FÁCIES E CORRELAÇÃO DE FÁCIES

Gressly (1938) apud Cross e Homewood (1997) define como fácies um corpo sedimentar distinguível por suas propriedades físicas, químicas e biológicas, que no conjunto, permitirá uma descrição fiel, além da distinção entre diferentes litologias.

A definição de fácies mais utilizada atualmente é a de Selley (1982), que a considera uma massa de sedimentos ou rochas sedimentares, que pode ser reconhecida e distinguida de outras pela sua geometria, composição, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e eventual ocorrência ou não de fósseis.

Segundo Etchebehere e Saad (2003), uma associação de fácies consiste em um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas, cujas características e inter-relações permitem que se possa interpretar o ambiente no qual se deu a sedimentação.

Em uma sucessão vertical, uma passagem gradacional entre duas fácies sugere que elas estão associadas, tendo sido geradas em ambientes deposicionais lateralmente contíguos, ao passo que, um contato abrupto ou erosivo pode indicar intervalos de não-deposição ou mudanças significativas no ambiente deposicional (WALKER, 1984).

Outro autor que deu grande contribuição ao estudo das fácies foi Miall (1977; 1996). O autor foi responsável por criar uma nomenclatura para designar as fácies (Quadro 1), que apesar de não ser universal, permitiu a uniformização e padronização para denominação das



fácies. A nomenclatura utilizada neste conjunto de fácies é constituída por duas letras: a primeira, maiúscula, indica a granulometria dominante e a segunda, minúscula, uma característica mnemônica qualquer, por exemplo, estruturas sedimentares presentes.

**Quadro 1** – Nomenclatura, características e interpretação das fácies proposta por Miall (1996)

<b>Código de Fácies</b>	<b>Fácies</b>	<b>Interpretação</b>
Gmm	Cascalho maciço, suportado pela matriz; levemente gradacional	Fluxo viscoso de detrito
Gmg	Cascalho maciço, suportado pela matriz; gradação inversa a normal	Fluxo viscoso de detrito
Gci	Cascalho suportado pelos clastos; gradação inversa	Fluxo de detritos rico em clastos
Gcm	Cascalho suportado pelos clastos e maciço	Fluxo turbulento
Gh	Cascalho suportado pelos clastos e toscamente estratificado; estratos horizontais, imbricamento dos seixos	Formas de leito longitudinais; depósitos residuais
Gt	Cascalho estratificado; estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais secundários
Gp	Cascalho estratificado; estratificação cruzada tabular	Formas de leito transversais
St	Areia fina a muito grossa podendo ser cascalhenta; estratificação cruzada acanalada	Dunas 3D
Sp	Areia fina a muito grossa podendo ser cascalhenta; estratificação cruzada tabular	Dunas 2D

Sr	Areia muito fina a grossa; laminação cruzada por <i>ripples</i>	<i>Ripples</i>
Sh	Areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação horizontal	Fluxo planar
Sl	Areia muito fina a grossa podendo ser cascalhenta; laminação de baixo ângulo (<15°)	Preenchimento de escavações
Ss	Areia fina a muito grossa, podendo ser cascalhenta; escavações ( <i>scours</i> ) largas e rasas	Preenchimento de escavações
Sm	Areia fina a grossa; maciça ou levemente laminada	Depósito de gravidade
Fl	Areia, silte, argila; laminação fina, <i>ripples</i> muito pequenas	Depósitos de transbordo, canais abandonados ou de fluxo decrescente ( <i>waningfloods</i> )
Fsm	Silte, argila; maciço	Depósitos de canais abandonados ou brejos
Fm	Argila, silte; maciço, gretas de dessecação	Canais abandonados ou depósitos de cobertura
Fr	Argila, silte; maciço, raízes, bioturbações	Solos
C	Carvão; argilas orgânicas; plantas, filmes de argila	Depósitos de brejos
P	Calcretes; feições pedogenéticas; nódulos	Solos com precipitação química

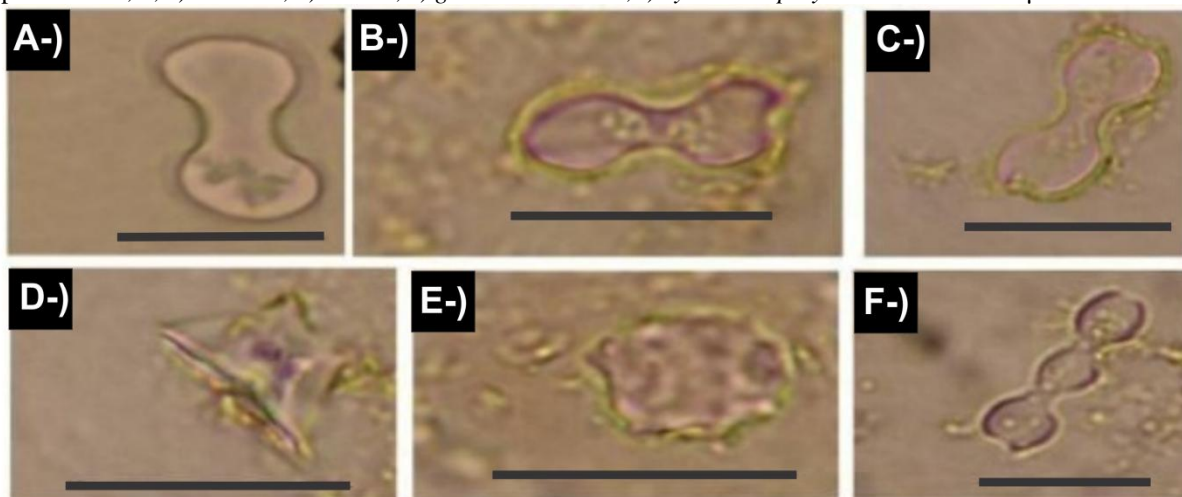
As discontinuidades detectadas na formação das fácies podem estar associadas a períodos de não sedimentação relacionados à mudança das condições ambientais. Pode ser

também gerada através de processos erosivos, podendo ter implicações temporais. As descontinuidades podem ser identificadas como relações anômalas das fácies litológicas, das mudanças na configuração das camadas e das quebras bioestratigráficas.

#### 2.4 FITÓLITOS COMO INDICADORES DE MUDANÇAS AMBIENTAIS

Os fitólitos (Figura 5) são corpos de opala biogênica formados entre as paredes das células das plantas, onde os minerais são precipitados e cristalizados, resultando em diferentes formas de acordo com o tipo de planta (COE, 2009).

Figura 5 - Fotomicrografia de algumas formas de fitólitos. As fotos foram tiradas com microscópio óptico 40x. a, b, c) *bilobate*; d) *rondel*; e) *globular echinate*; f) *cylindrical polylobate*. Barra = 21  $\mu$ m.



. Adaptado de: CANDELARI, Bruno A, 2012.

Ainda que haja a morte da planta, os fitólitos não são decompostos junto ao restante da matéria orgânica do vegetal, permanecendo depositados nos solos ou sedimentos e preservando seu tamanho e forma originais (PIPERNO, 2006).

Devido a essa alta durabilidade, seu uso abrange-se para diversas áreas do conhecimento, tais como a arqueologia, agronomia, paleobotânica, paleoecologia, pedologia, paleoetnobotânica, entre outras, auxiliando outros dados *proxy* durante o estudo em questão.

Os fitólitos podem ser produzidos nas folhas das gramíneas ou de plantas lenhosas; no tronco de árvores ou arbustos; nas folhas e raízes de gramíneas ou de plantas lenhosas; no tronco de árvores ou de arbustos (COE, 2009).

A principal função dos fitólitos nas plantas é a criação de estruturas de suporte e defesa, tanto contra agentes externos como proteção contra animais herbívoros e pragas, quanto internos como neutralização de ânions e cátions prejudiciais para as plantas (COE, 2009; TWISS 2001).

Estas microestruturas podem ser classificadas de acordo com três abordagens gerais: i) Taxonômica – a qual consiste na relação direta entre um tipo de fitólito e um táxon de planta; ii) Tipológica – em que não há ligação direta entre um tipo de fitólito e uma planta, sendo as morfologias descritas por meio de suas características visuais; iii) Taxonômico-tipológica - utilizando-se da informação taxonômica, quando conhecida, devido a sua utilidade (COE, 2009).

Devido à abundância da produção de fitólitos pelas plantas, é difícil atribuir valor taxonômico a um único fitólito. Porém, é possível identificar grupos de morfologias com valor taxonômico ao nível de tipo de vegetação. Estes grupos são chamados assembleias fitolíticas. Uma assembleia fitolítica é constituída de um número estatisticamente válido de tipologias fitolíticas e representa a produção média de fitólitos de uma vegetação em particular (COE, 2009).

Assim como as formas dos fitólitos alteram de acordo com o grupo vegetal, a quantidade em que são produzidos também é afetada por tais diferenças. Os grupos que possuem a maior produção são o das *Poaceae*, sendo 20 vezes superior ao das dicotiledôneas lenhosas (WEBB e LONGSTAFFE, 2000).

Desta forma, a utilização dos fitólitos nos estudos de reconstituição paleoambiental busca evidenciar as possíveis mudanças no tipo de vegetação de determinado local, não no sentido de determinar as espécies e sim na cobertura vegetal, por exemplo, de floresta/campo/entre outras formações vegetais, podendo estabelecer relações climáticas com estas (ALCANTARA, 2013).

Os estudos envolvendo o uso dos fitólitos nos estudos dos ambientes pretéritos ainda estão ainda em fase de expansão. Segundo Luz et al. (2013), o estado do Paraná está entre os estados com maior número de produções científicas a respeito da formação dos fitólitos em plantas modernas, bem como aplicação, como dado proxy, em estudos de reconstrução paleoambiental.

## 2.5 MORFOGÊNESE E PADRÕES DE CANAIS FLUVIAIS

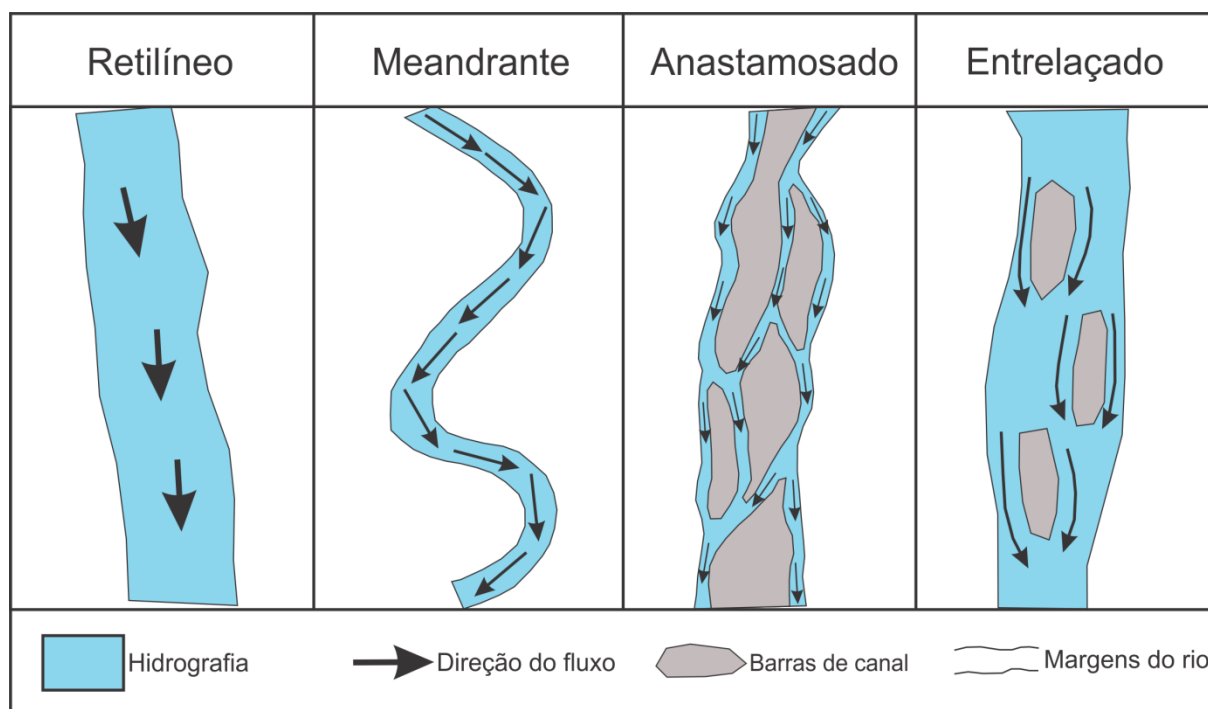
A análise da dinâmica dos canais fluviais permite identificar os processos os quais impactam diretamente na gênese e evolução do relevo. Alguns desses fatores atuam independentemente dentro do canal, outros são dependentes. Os processos independentes estão intimamente associados à litologia, relevo e clima, que definiram as características da carga sedimentar (e o tamanho dos sedimentos) e o padrão de descarga do canal. Por outro

lado, entre os fatores dependentes estão a declividade, a largura, a profundidade do canal, a velocidade do fluxo e a rugosidade do leito (BIGARELLA; MOUSINHO, 1965).

Desta forma, a morfologia dos canais fluviais e dos sedimentos que transporta são respostas diretas da ação conjunta da água e da resistência destes mesmos materiais (MORISAWA, 1985).

Com relação aos padrões de canal, Schumm (1963), baseado no grau de sinuosidade, estabeleceu as seguintes categorias: o retilíneo, o transicional e o meandrante. Posteriormente, Schumm (1968) propôs o uso do termo anastomosado para canais de padrões multicanais, com altas sinuosidades e separados por ilhas extensas, estáveis e geralmente vegetadas e o termo entrelaçado para rios os quais possibilitam a formação de barras de canal de pequeno a médio porte e o escoamento de sedimentos no sentido diligência-confluência é comum (Figura 6).

Figura 6 – Classificação dos padrões de drenagem por Schumm (1968).



Fonte: SCHUMM, 1968.

Entretanto, segundo Suguió e Bigarella (1990) tais formas podem ocorrer simultaneamente em uma mesma bacia de drenagem. Um mesmo rio ainda pode, em diferentes períodos apresentar características distintas, apresentando variações entre épocas de cheia e períodos secos (RUSSEL, 1954).

Tratando-se do padrão de drenagem entrelaçado (característico do rio Bufadeira no trecho analisado), as confluências se mostram estruturas básicas desta espécie de canal, assim como também nos anastomosados, os quais apresentam sucessivas bifurcações e confluências de dois ou mais canais (BENDA et al., 2004).

Segundo Ashmore (1985), as confluências ativas são elementos importantes de canais entrelaçados, pois agem como funis de transporte de carga de fundo, como também da distribuição e redeposição da carga suspensa, que implicarão nas mudanças da morfologia e da dinâmica do canal.

Muitos pesquisadores têm identificado as confluências e a associação entre o escoamento e a deposição de barras como a base da morfologia de rios entrelaçados, compondo suas próprias “unidades processuais” (FERGUSON, 1993).

Dentro deste padrão, a deposição em barras e o desenvolvimento de novas bifurcações são comuns em confluências nítidas. Em alguns casos, as barras podem ser originadas pela ocorrência de pulsos de aumento da carga de fundo, remodelando as configurações das confluências na formação de lobos de sedimentos (ASHMORE, 1993).

De acordo com Carson e Griffith (1987), as confluências operam principalmente como zonas de transferência de sedimentos da erosão lateral, que retrabalhará o material na formação de barras. Contudo, neste mesmo processo, pode ocorrer também a remobilização de material de antigas barras.

Portanto, as confluências também podem causar a incisão e erosão das barras, além da reorientação ou migração destas associadas diretamente com o aumento da capacidade de transporte (vazão) (ASHMORE, 1993).

Os canais entrelaçados mostram-se, desta maneira, como padrões que possuem uma capacidade de rápida resposta frente às mudanças do meio, incluindo eventos episódicos. As confluências, principais responsáveis pela migração dos sedimentos em canais entrelaçados, também podem migrar lateralmente ou no sentido da corrente, expandir ou contrair em extensão e ainda rotacionar em novas orientações. Ainda vale citar que, as confluências possuem um tempo de ação definido, as quais ao final serão abandonadas, tornando-se canais retilíneos e/ou unindo-se por migração aos canais próximos (ASHMORE, 1993).

Ainda se tratando da importância das confluências neste tipo de canal, é importante salientar que o padrão da corrente, a carga suspensa e de fundo e as mudanças morfológicas variam de acordo com o desenvolvimento de zonas de confluência e suas variações entre estados erosivos e deposicionais (VARKARIS, 1999).

## 2.6 MORFOGÊNESE DE PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO E TERRAÇOS ALUVIAIS

Segundo Schumm (1977) apud Fortes (2003) é possível observar ao longo dos vales fluviais vários setores nos quais é possível observar diferentes processos de deposição que gerarão diferentes tipos de depósitos sedimentares. Desta forma, os vales fluviais foram compartimentados em três zonas específicas, possibilitando uma análise mais detalhada dos depósitos. A primeira é representada pelas áreas de maior altitude da bacia, as quais os processos erosivos são predominantes e cujos vales refletem a competência dos rios e a resistência à erosão. Por outro lado, o segundo compartimento representa a porção mediana da bacia hidrográfica, onde há uma alternância entre os processos de erosão e deposição, originando leques aluviais, planícies alveolares, entre outras formações. Por fim, a última zona refere-se ao baixo curso do rio, local onde predominam os processos de deposição responsáveis pela formação das planícies de inundação, terraços, entre outras formas.

O conceito de planície de inundação tem assumido diversos significados nos estudos do meio. Fortes (2003) cita que o termo planície de inundação tem sido utilizado como sinônimo de planície fluvial e várzea. Leopold et al. (1964) no entanto, o definem como uma faixa estreita de terra relativamente suave margeando um rio e inundada com o tempo por águas altas, e Pires Neto (1991) como um depósito subhorizontal e plano associado ao canal.

Para Suguio e Bigarella (1990), o *valley flat* (também conhecido como “plano aluvial”), correspondente ao assoalho sobre o qual se depositam os sedimentos da planície de inundação é um dos principais elementos dessa zona deposicional.

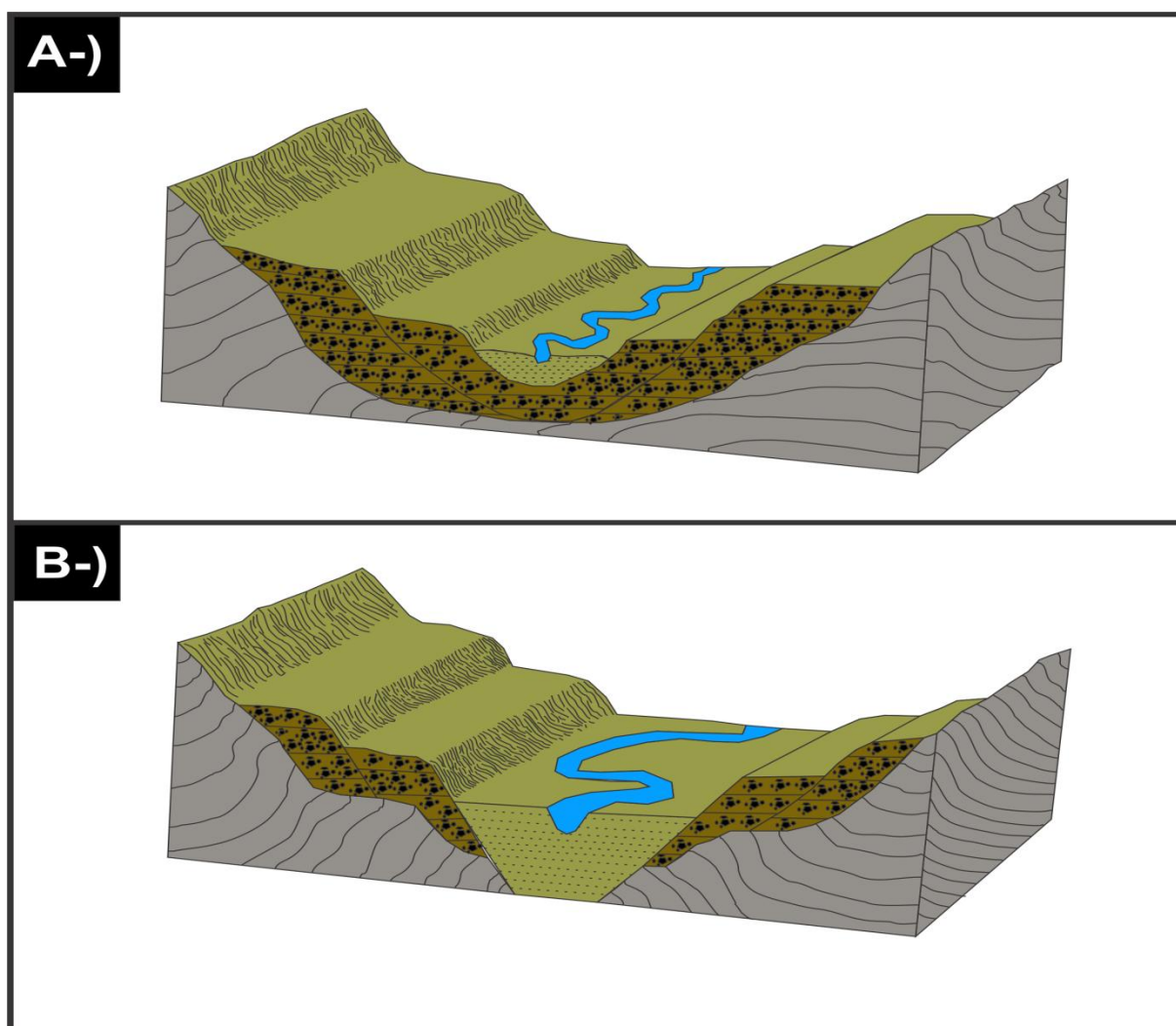
Bigarella e Mousinho (1965) acreditam que a sua formação está ligada à eliminação dos relevos entre os meandros através da erosão lateral. Segundo Fortes (2003), eles explicam que os sedimentos mais grossos, encontrados na base da planície de inundação, teriam se depositado na margem convexa quando o rio migrava na formação do plano aluvial. Sobre estes materiais, foram depositados sedimentos mais finos pelas enchentes, enquanto que a deposição de materiais mais grossos na calha fluvial se deu sob condições climáticas mais secas que as atuais.

Os terraços fluviais, parte do corpo deste estudo, podem ser definidos como antigas planícies de inundação que foram abandonadas em períodos de transição climática (LEOPOLD et al., 1964). Por isto, os terraços representam importantes ferramentas para reconstituições paleoambientais onde servem como indicadores das variações paleoclimáticas (FORTES, 2003).

Entretanto, existem diversas razões para o abandono da planície de inundação e conseqüente formação dos terraços. Christofolletti (1980) afirma que quando há mudanças

climáticas para condições mais secas, pode haver diminuição do débito e a formação de planícies de inundações em nível mais baixo, não havendo entalhe do embasamento rochoso do fundo do vale. O terraço e a planície de inundação localizam-se sobre a mesma calha rochosa, formando um “terraço embutido” (Figura 7A). Outra forma de ocorrência consiste no desenvolvimento de uma planície de inundação em nível mais baixo que a anterior, acompanhada de nova fase erosiva sobre o embasamento rochoso do fundo do vale, ocasionando a formação de um “terraço encaixado” (Figura 7B).

Figura 7 – Tipos de terraço segundo Christofolletti. A-) Terraço embutido; B-) Terraço encaixado



Adaptado de: CHRISTOFOLETTI, 1980

Têm sido feitos no Brasil diversos estudos acerca dos terraços fluviais, sendo associados geneticamente, na maioria dos casos, ao clima. Fortes (2003) cita que João José Bigarella desenvolveu complexos modelos de interpretação dos terraços, indicando que em períodos de clima semiárido ou mais secos predominariam os processos de agração,



enquanto que em períodos mais úmidos, processos de degradação. O primeiro processo ocorre pela erosão dos mantos de alteração que, devido à redução das precipitações (e consequente diminuição da vegetação), seriam transportados para os fundos dos vales, assoreando as calhas de drenagem e reduzindo a energia de descarga dos rios. Com a transição para o clima úmido, o aumento da energia de descarga do rio acarretaria no entalhamento do canal fluvial e o retorno da cobertura vegetal que reduz a erosão e o fornecimento de sedimentos para o rio.

Durante a formação de um terraço fluvial, diversos processos, tais como a erosão lateral ou vertical e a agradiação podem ocorrer, dependendo das condições ambientais presentes. A maneira a qual estas mudanças irão ocorrer poderão resultar em terraços morfologicamente semelhantes, mas de gênese diferenciada. Por esta razão, a interpretação dos terraços fluviais é complexa, e a correlação com a paisagem deve ser feita com cautela (FORTES, 2003).

Por outro lado, a abordagem tectônica da gênese e evolução dos terraços no Brasil não atraiu o interesse dos pesquisadores. O principal fator se dá na concepção de que o território brasileiro é constituído de estruturas antigas, em lentos processos de epirogênese (FORTES, 2003).

Neste sentido, Bigarella e Mousinho (1965) consideraram o processo de epirogênese no Brasil extremamente lento para causar alguma influência considerável na alteração da altitude do relevo e consequentemente nas condições hidrológicas da bacia. Entretanto, acreditam que fatores tectônicos contribuam para ressaltar, com o tempo, as diferenças de nível entre os vários terraços.

Pires Neto (1991) afirma que enquanto que a tectônica exerce influência no controle da distribuição, espessura, forma e tipologia dos depósitos detríticos ao longo do perfil longitudinal do vale, o clima atua no controle da mineralogia, granulometria, textura, faciologia e nas estruturas primárias dos sedimentos.

As variações do nível de base dos rios também estão associadas ao desenvolvimento dos terraços fluviais. Os agentes tectônicos e climáticos são os principais responsáveis por tais variações, o qual o primeiro atua no sistema fluvial através de mudanças no gradiente, enquanto que as variações climáticas possibilitam mudanças no regime hidrológico da bacia, afetando a disponibilidade de água e de sedimentos, que se encontram associados à vegetação e à precipitação (FORTES, 2003).

## 2.7 MÉTODO DE DATAÇÃO POR RADIOCARBONO ( $^{14}\text{C}$ )

Entre as ferramentas utilizadas para interpretação da paisagem do Quaternário estão os métodos de datação. O objetivo destas informações é estimar a idade do material analisado, permitindo, junto aos outros dados obtidos, estabelecer as principais características do ambiente e compará-las com outros estudos da mesma natureza, possibilitando traçar padrões climáticos e/ou tectônicos de uma determinada região e em determinada época.

O método de datação por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ), aplicado no presente trabalho para identificar a idade de um paleossolo situado no Perfil 1, é um dos métodos mais empregados na identificação da idade de materiais orgânicos que vêm desde o Pleistoceno tardio e o Holoceno, tornando-se a principal escala de tempo para reconstrução paleoambiental em ambientes gerados no Quaternário tardio, incluindo a escala de tempo para dados climáticos e de materiais diretamente ligados à antigas sociedades humanas, em estudos de arqueologia.

A produção natural de  $^{14}\text{C}$  é um efeito secundário da interação dos raios cósmicos com as moléculas dos gases presentes na atmosfera terrestre, resultando na produção de nêutrons. A maior parte do  $^{14}\text{C}$  é formado pela reação destes nêutrons com o  $^{14}\text{N}$ , que é rapidamente oxidado, tornando-se  $^{14}\text{CO}_2$ . Nesta nova forma, o  $^{14}\text{C}$  é distribuído por toda a atmosfera terrestre por meio das correntes de ar estratosféricas, alcançando toda a superfície terrestre. A maior parte do  $^{14}\text{C}$  é absorvido nos oceanos, enquanto que 1-2% torna-se parte da biosfera terrestre, principalmente por meio dos processos de fotossíntese. Portanto, todas as plantas e conseqüentemente todos os animais possuem, em meio à sua composição orgânica, o  $^{14}\text{C}$  (TAYLOR, 2009).

Os processos metabólicos dos organismos vivos são capazes de manter a quantidade de  $^{14}\text{C}$  presente no organismo em equilíbrio com as concentrações de  $^{14}\text{C}$  da atmosfera, pois, enquanto que há um decaimento natural deste elemento nos tecidos vivos, este é continuamente substituído por meio dos processos bioquímicos dos mesmos. Uma vez que os processos metabólicos cessam, seja por meio da morte de um animal ou planta, a quantidade de  $^{14}\text{C}$  começa a diminuir devido ao decaimento radioativo em uma taxa estabelecida pela meia vida da substância (TAYLOR, 1987; 1997a).

Os diferentes estágios na história do desenvolvimento da datação por radiocarbono podem ser distinguidos em parte pela detecção da tecnologia empregada como também pelo conhecimento acerca da relação entre a idade da amostra identificada pela datação com o tempo real, solar.

A primeira geração de estudos utilizando datação por radiocarbono datam da década de 1950. Duas décadas depois, a segunda geração de estudos começou com o reconhecimento

da existência de algumas imprecisões temporais na escala de tempo proporcionada pela datação (SUESS, 1970).

No fim da década de 1970, a terceira geração dos estudos de radiocarbono foi introduzida pela proposta de Muller (1977), ao desenvolver uma nova aproximação à medição da idade fornecida por meio da utilização do Espectrômetro de Massa com Acelerador (conhecida como AMS), embora o uso desta tecnologia tenha se consolidado na década seguinte (LINICK et al., 1989).

Portanto, desde o início dos estudos acerca das concentrações de  $^{14}\text{C}$  até o final da década de 1970, as datações eram feitas exclusivamente por meio do emprego da contagem do decaimento radioativo.

Na contagem do decaimento radioativo, as concentrações isotópicas são medidas por um detector que irá identificar tal queda via processo de ionização ou cintilação, comparando a amostragem com uma amostra desconhecida em determinados padrões sobre um conjunto de condições. Para o  $^{14}\text{C}$ , o procedimento envolve a contagem das partículas beta, ou seja, elétrons negativamente carregados os quais são emitidos pelos núcleos. Neste caso, uma fração relativamente pequena de  $^{14}\text{C}$  presente em amostras de carbono são detectadas durante o processo da contagem. Enquanto há aproximadamente  $5.9 \times 10^{10}$  átomos de  $^{14}\text{C}$  em 1 grama de carbono “moderno”, em média, durante um minuto após, menos de 14 destes átomos irão decair para serem detectados. Em grande parte, é devido à essa ineficiência inerente na contagem do decaimento radioativo é que foi dado ímpeto aos esforços para desenvolver uma forma de datação por  $^{14}\text{C}$  direta ou pela contagem iônica usando a tecnologia de um espectrômetro de massa (TAYLOR, 2009).

Foi possível obter a partir do uso da tecnologia de AMS três grandes vantagens no processo de medição da quantidade de  $^{14}\text{C}$  das amostras. A primeira refere-se à redução significativa do tamanho das amostras que foi possível a partir da necessidade da quantidade de apenas miligramas de carbono ao contrário da metodologia anterior que requereria gramas do material. A segunda está relacionada ao tempo de contagem, que anteriormente, nos sistemas convencionais levavam dias, semanas e até meses, enquanto que com o sistema AMS pode-se chegar até à alguns minutos. A última vantagem, por fim, associa-se à um grande aumento no alcance do limite da idade que a datação pode gerar, que dos 40.000 – 50.000 anos chegou à aproximadamente 100.000 anos (MULLER, 1977; GOVE, 1992).

Por fim, é importante enfatizar que as datações realizadas por AMS não são necessariamente mais ou menos precisas do que as feitas pela contagem do decaimento radioativo. Entretanto, a vantagem da primeira é a possibilidade de realizar a datação com

quantidade pequena (microgramas) de carbono, por exemplo, extratos orgânicos de ossos, cerâmica, sementes e até mesmo de cabelo, entre outros (KIRNER et al. 1995).

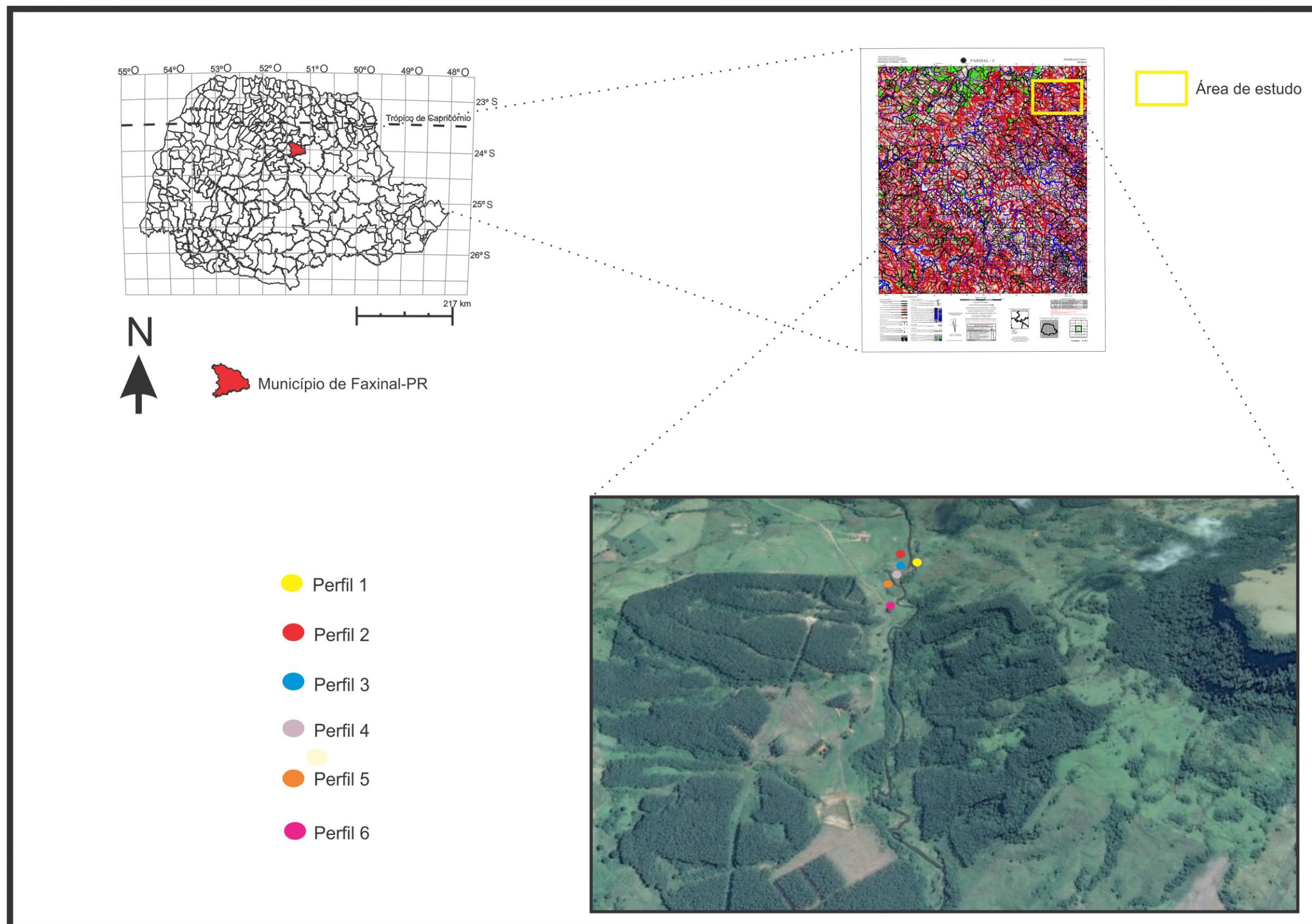
### **3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo está localizada no centro-norte do estado do Paraná, situada no fundo do vale do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Bufadeira, tributário do rio Alonso, parte da bacia hidrográfica do rio Ivaí, entre as coordenadas 24°00' e 24°15' de Latitude Sul e 51°15' e 51°30' de Longitude Oeste correspondente à área de abrangência da carta topográfica de Faxinal-PR (folha SG-22-V-III-1), na escala de 1/50.000 (Figura 8).

A cidade de Faxinal localiza-se há 126km da cidade de Maringá, próxima aos municípios de Mauá da Serra, Ortigueira, Borrazópolis e Apucarana, e há 330km da capital do estado, Curitiba. O município tem uma área total de 715,943km<sup>2</sup> e uma população de aproximadamente 16 mil habitantes (PREFEITURA MUNICIPAL DE FAXINAL, 2013).

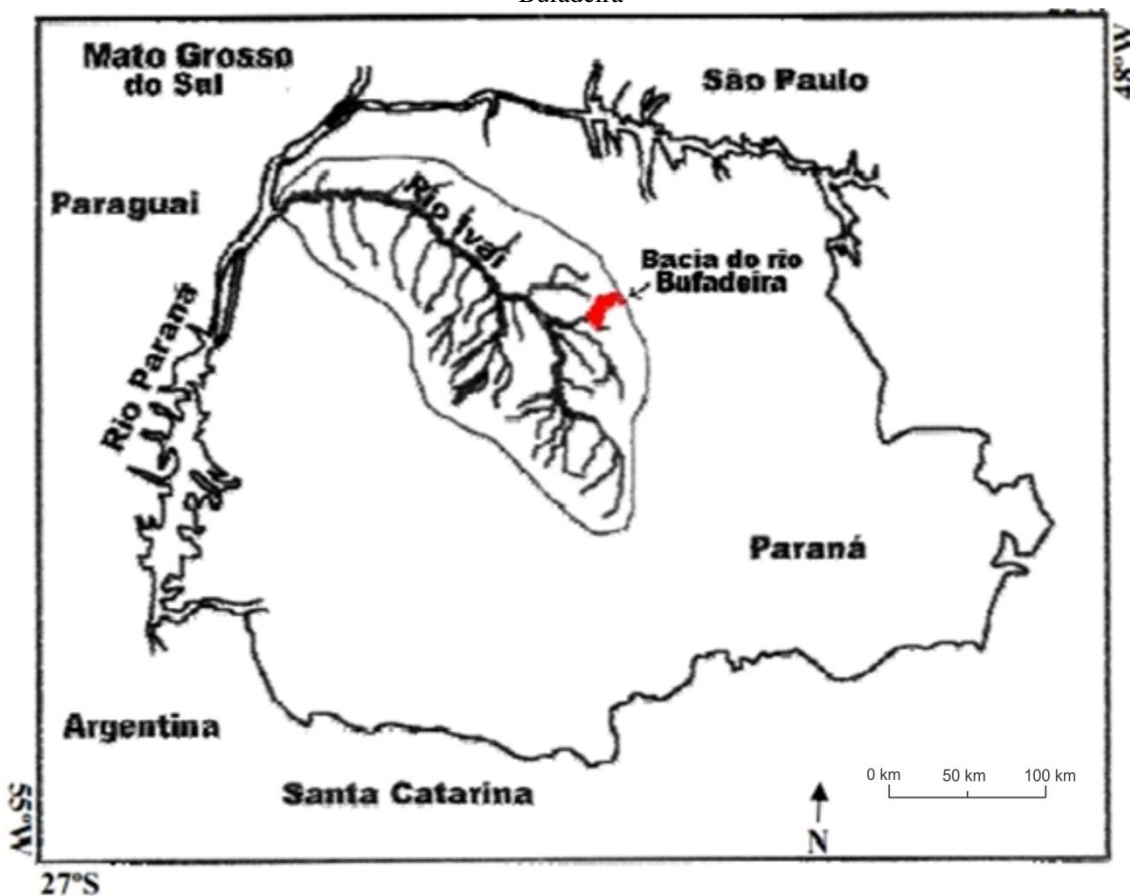
O uso da terra na região é caracterizado principalmente pela pecuária e a agricultura e tem como principal via de acesso a rodovia BR-376.

Figura 08 – Localização do município de Faxinal-PR no mapa do estado do Paraná. Destaque para os pontos de coleta em campo sobre a imagem de satélite extraída do *software* GoogleEarth®



A bacia hidrográfica do rio Bufadeira localiza-se na faixa de transição entre o alto e médio curso do Rio Ivaí (Figura 9), entre o planalto de Faxinal e o Planalto de Ivaiporã segundo a classificação proposta por Santos (2010). Sua principal nascente está situada no extremo leste do município Marilândia do Sul-PR, próxima ao limite com o município de Londrina. Ocupando toda a porção leste área do município de Faxinal, tem sua maior extensão dentro desta área e acaba finalmente fluindo no rio Pereira.

Figura 9 - Localização da bacia hidrográfica do Rio Ivaí com destaque à bacia hidrográfica do rio Bufadeira



Fonte: SANTOS, 2010

### 3.1 CONTEXTO BIOCLIMÁTICO

De acordo com a classificação de Köppen e Geiger (1928), o clima da região centro-norte do estado do Paraná encontra-se na transição entre os climas Cfa e Cfb, sendo o primeiro caracterizado por clima temperado, com verões amenos, chuvas uniformemente distribuídas durante o ano com médias anuais de 1.100 a 2.000mm e com temperatura média do mês mais quente inferior à 22°C, enquanto que o segundo é

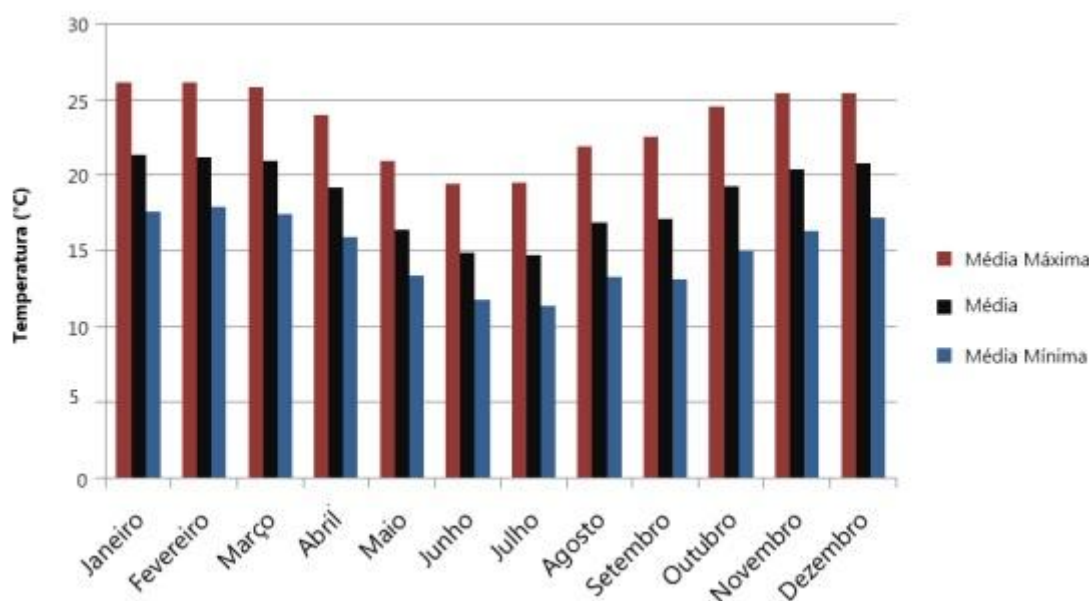
definido como um clima subtropical, apresentando verões quentes com temperaturas superiores aos 22°C e com precipitações inferiores à 30mm no mês mais seco.

Os dados de temperatura estão disponíveis no site do Instituto Agrônomo do Paraná (IAPAR) por meio da estação climatológica localizada em Mauá da Serra, no qual estão disponíveis os dados entre 1972 e 1991. A estação se localizava entre as coordenadas 23°54" de Latitude Sul e 51°13" de Longitude Oeste, a uma altitude de 1020m, a cerca de 20 km da área de estudo.

A distribuição da temperatura anual, os meses com os maiores índices de temperatura são janeiro, fevereiro e março, com médias de 21,3° C, 21,2° C e 20,9°C respectivamente. Por outro lado, os meses mais frios são Maio, Junho e Julho, com médias de 16,9°C, 14,9°C e 14,7°C. As médias máximas estão entre 20,9°C, em maio e 19,5°C em julho. As mínimas são de 13,4°C em maio, 11,8°C em junho e 11,4°C em julho (Figura 10).

As médias máximas estão acima dos 25°C e as mínimas abaixo dos 18°C, sendo que a média anual é de 18,6°C.

Figura 10 – Temperatura média mensal de Mauá da Serra-PR do período de 1979 à 1991



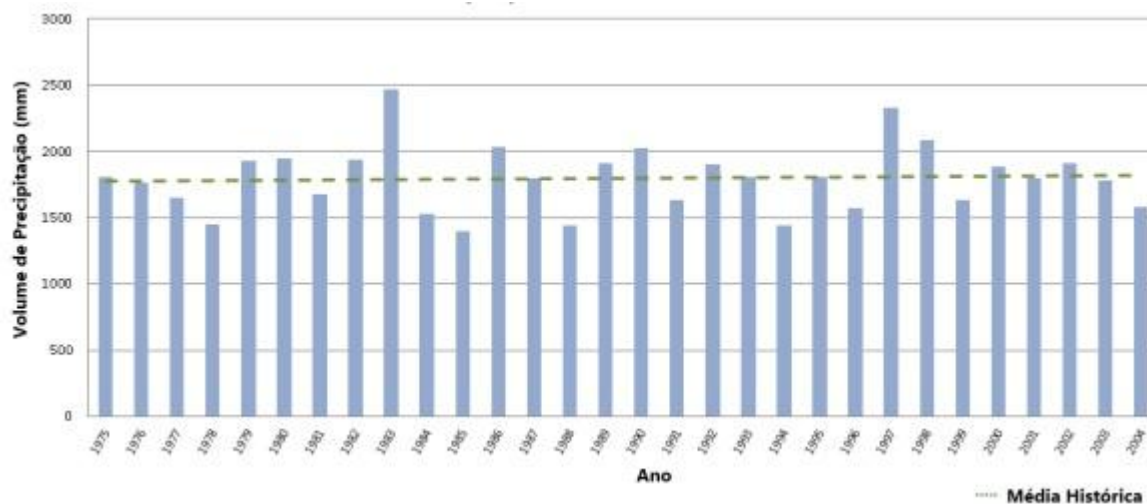
Fonte: SORDI, 2013

Os dados de precipitação foram obtidos por meio do portal eletrônico do Instituto das Águas do Paraná (ÁGUASPARANÁ). A estação denominada Papuã (mantida pela SUDERHSA), onde os dados foram coletados, se localiza entre as coordenadas, 23°56'17" de Latitude Sul e 51°14'01" de Longitude Oeste à 1016m de

altitude, junto às nascentes do Rio Bufadeira, e seu período de operação foi entre 1975 e 2004.

Como pode ser observado na Figura 11, meados da década de 1980 e 1990 apontam grandes variações nos volumes anuais de precipitações.

Figura 11 – Média histórica da precipitação anual do município de Faxinal-PR de 1975 à 2004



Fonte: SORDI, 2013

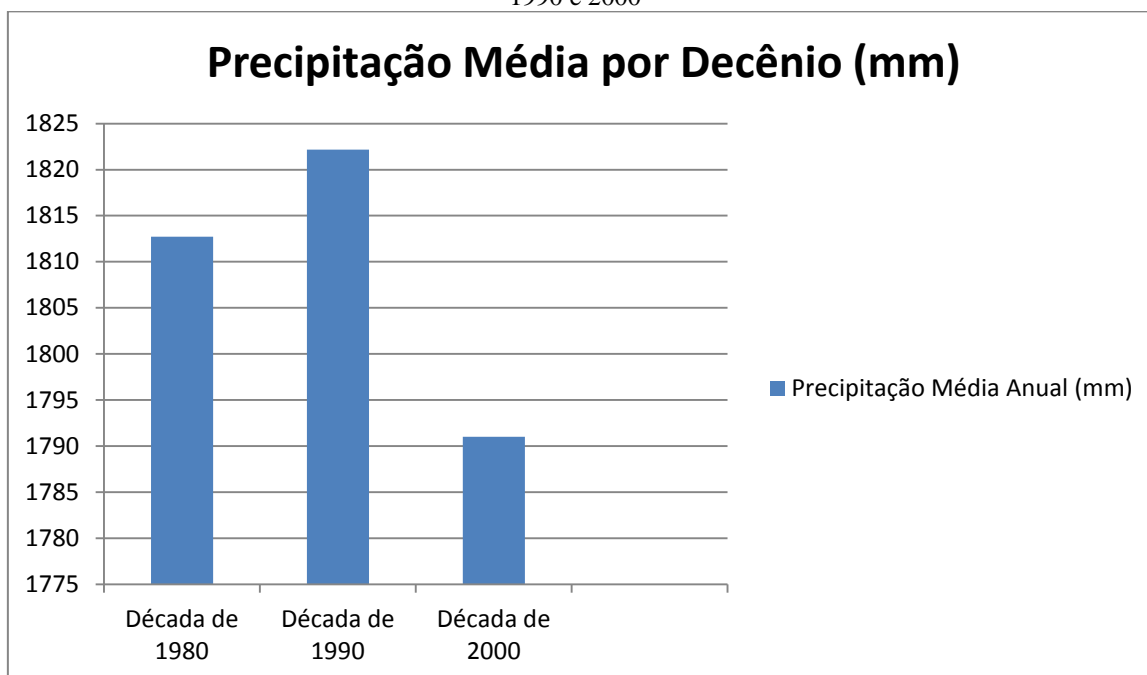
Ao longo dos 29 anos de medição o volume médio das precipitações foi 1.796mm. De todos os anos com medição, 16 deles apresentaram valores acima da média e 14 mostraram valores abaixo da média (SORDI, 2013).

Os meses com os maiores índices de precipitação ocorrem no verão, compondo 32% da precipitação anual. Consequentemente, o período mais seco está diretamente relacionado ao inverno, abarcando 15% do volume total.

Conforme indica a Figura 12, a diferença dos níveis de precipitação em milímetros entre as décadas nas quais houveram medições foram insignificantes.



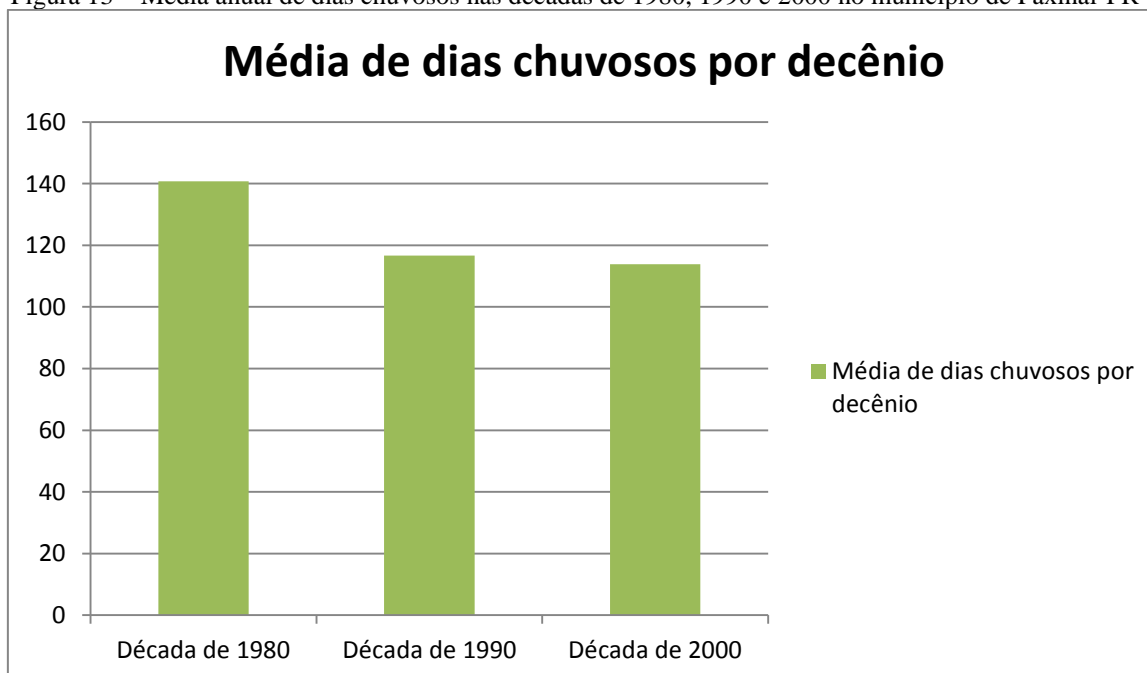
Figura 12 – Precipitação média anual (mm) do município de Faxinal-PR nas décadas de 1980, 1990 e 2000



Fonte: acervo do autor

Porém, tratando-se da média anual de dias chuvosos, a década de 1980 se sobressai com relação às outras (Figura 13).

Figura 13 – Média anual de dias chuvosos nas décadas de 1980, 1990 e 2000 no município de Faxinal-PR



Fonte: Acervo do autor

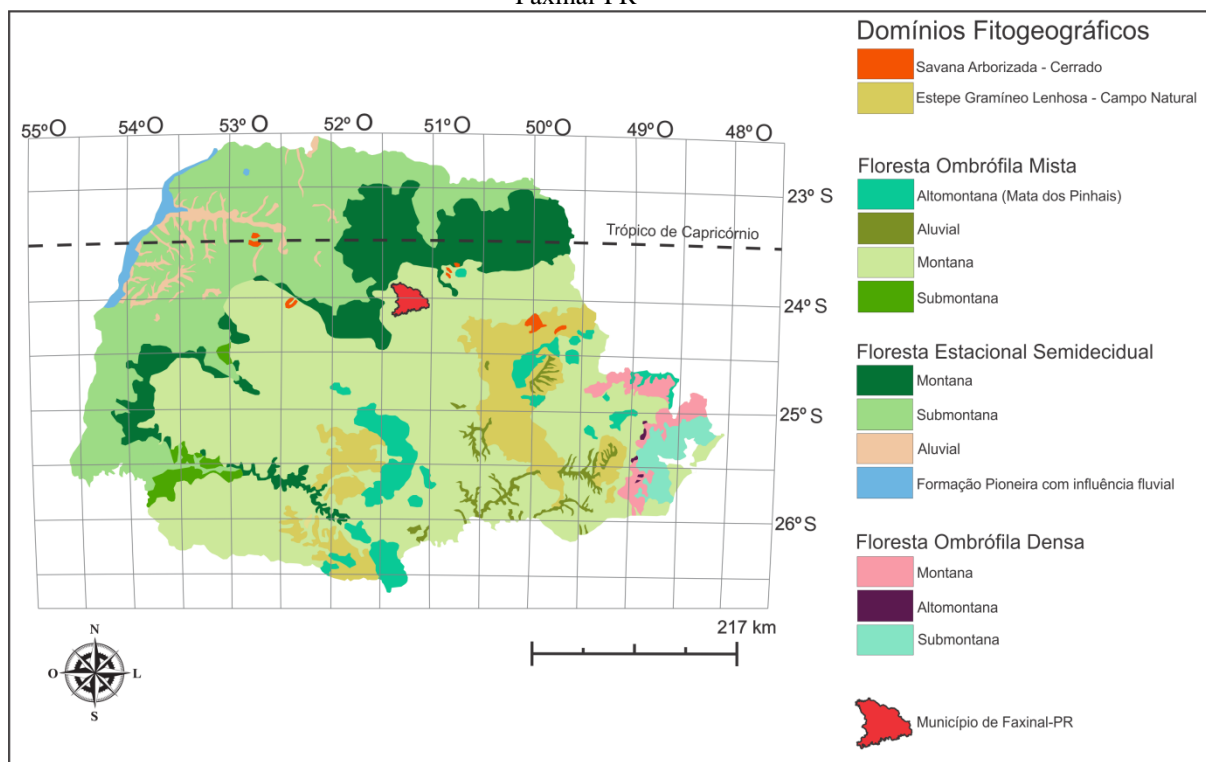
É evidente que a maior diferença entre os índices pluviométricos entre as décadas supracitadas se dão pela quantidade de dias chuvosos. A década de 1980 é marcada pela frequência em que as chuvas ocorrem, de modo em que a média anual de dias chuvosos ocupa aproximadamente 40% do ano.

Tratando-se da vegetação regional, são predominantes as áreas ocupadas por Floresta Ombrófila Mista Montana (Figura 14) em locais que ainda não sofreram degradação.

A Floresta Ombrófila Mista ocupava originalmente uma área aproximada de 175.000km<sup>2</sup>, ocorrendo nos estados do Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul na província de Misiones (Argentina), ao sul do estado de São Paulo e na Serra da Mantiqueira (KLEIN, 1960).

Segundo o IBGE (1992), este domínio fitogeográfico é dividido entre Altomontana, Aluvial, Montana e Submontana. As diferentes altitudes e latitudes em que ocorre esse tipo de vegetação justificam a divisão.

Figura 14 – Domínios fitogeográficos do estado do Paraná. Destaque para o município de Faxinal-PR



Modificado de ITCG, 2009

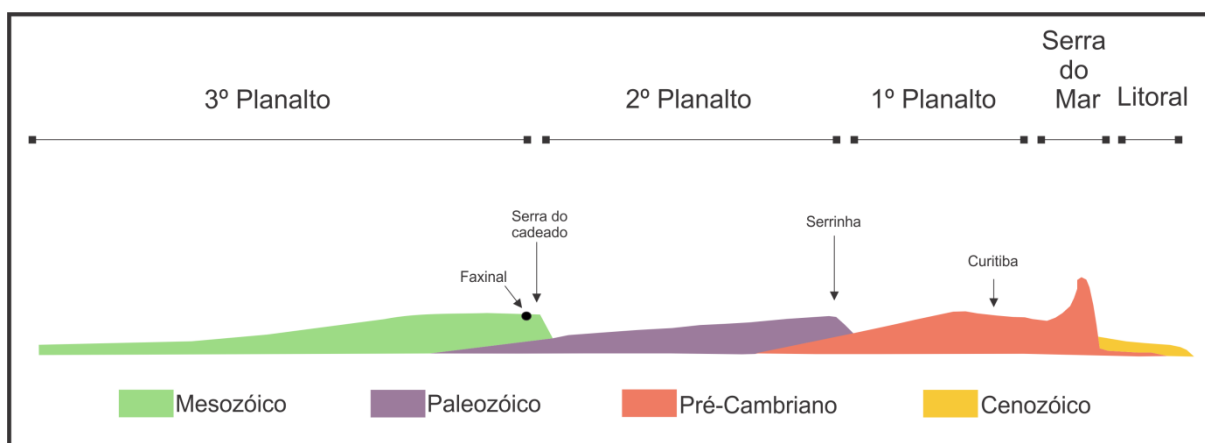
Leite e Klein (1990) estimam que na década de 1990 a Floresta Ombrófila Mista encontrava-se reduzida à apenas 20.000km<sup>2</sup> de área ocupada. Na região de Faxinal-PR, a

expansão da agricultura para o cultivo de soja e milho e para a criação de gado foi a principal responsável pela degradação da vegetação natural.

### 3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEMORFOLÓGICO

O relevo do paranaense é formado respectivamente, de leste para oeste, pela planície costeira, Serra do Mar, Primeiro Planalto, Segundo Planalto e Terceiro Planalto (Figura 15).

Figura 15: Perfil do relevo paranaense.



Fonte: Adaptado de SANTOS, F. R. 2010

O Primeiro Planalto Paranaense está a leste limitado pela Serra do Mar e a oeste pela Escarpa da Serrinha, tendo seu arcabouço geológico constituído principalmente por rochas Pré-Cambrianas. Sua porção meridional é drenada pelo rio Iguaçu e afluentes, enquanto a porção setentrional pelos afluentes do Ribeira e a NW por afluentes do Paranapanema. A parte meridional abrange a área de Curitiba, caracterizada por uma topografia ondulada de colinas suavemente arredondadas, cuja altitude situa-se entre 850 a 950m. Já a parte setentrional caracteriza-se por um relevo mais enérgico originado pela dissecação provocada pelo rio Ribeira e seus afluentes (MAACK, 1981).

O Segundo Planalto situa-se numa faixa de aproximadamente 100 km de largura no estado do Paraná, entre a Serra Geral e a Serrinha. Na parte Leste do Segundo Planalto, reverso da Escarpa Devoniana, as altitudes máximas atingem 1290 metros, nas proximidades do município de Tibagi, diminuindo até cerca de 510 metros ao longo do leito do rio Tibagi, local em que este atravessa a Escarpa da Serra Geral, o limite entre o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense. No Segundo Planalto Paranaense há também o afloramento de rochas sedimentares, datadas do Paleozóico (FREITAS, 2005).

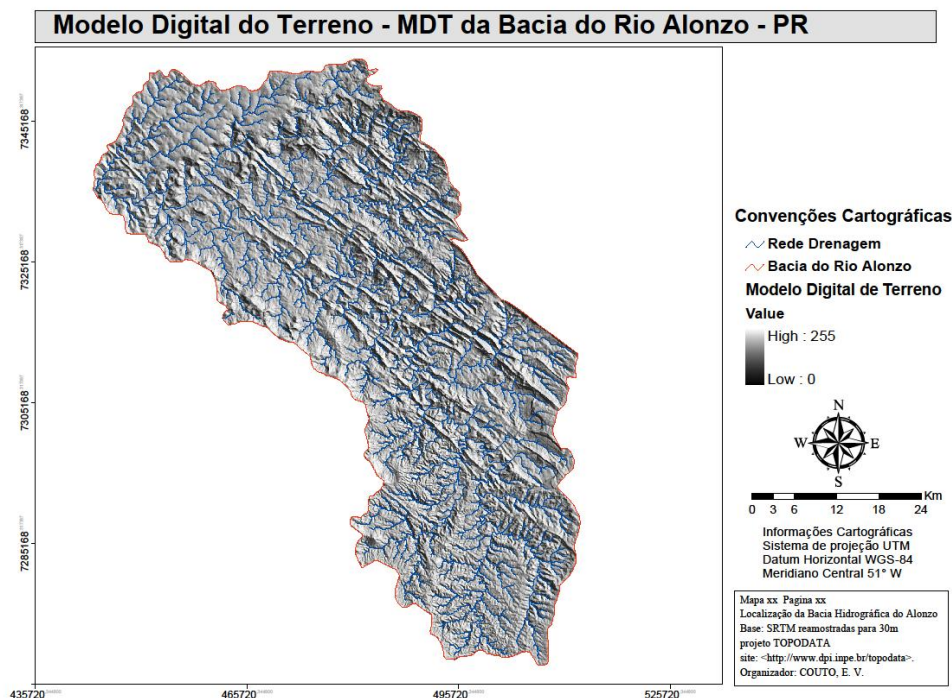
O Terceiro Planalto Paranaense corresponde à área de afloramento das rochas ígneas da Formação Serra Geral e a noroeste os arenitos do Grupo Bauru. O Terceiro Planalto compreende dois terços do território do Estado e se caracteriza pela presença de um conjunto de relevos planálticos, que possuem uma inclinação geral para oeste-noroeste, subdividido pelos principais afluentes do rio Paraná. As maiores altitudes médias de cimeira variam entre 1100 e 1250m, na Serra da Esperança, que delimita o planalto a leste, declinando para altitudes entre 220 e 300 metros na calha do rio Paraná, que delimita o planalto a oeste (SANTOS, 2010).

### 3.2.1 A BACIA HIDROGRÁFICA DO ALONZO: CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL

A área desta pesquisa encontra-se na faixa de transição entre o Segundo e Terceiro Planalto Paranaense, constituída por unidades geomorfológicas delimitadoras das formações paleozóicas e mesozóicas da bacia sedimentar do Paraná.

A bacia hidrográfica do rio Alonzo constitui uma importante área, cujo rio principal atravessa essa zona interplanáltica, drenando uma área de 2.620 Km<sup>2</sup>, sendo que seu canal homônimo percorre 171 km antes de desaguar na margem direita do rio Ivaí. A bacia do rio Bufadeira, onde está situada a área dessa pesquisa, encontra-se inserida no baixo curso da bacia do rio Alonzo, formando a principal bacia hidrográfica que compõe o sistema fluvial do Alonzo (Figura 16).

Figura 16 - Modelo Digital do Terreno da bacia hidrográfica do rio Alonzo. Observar o enxame de diques, formando elevações alongada, de direção NW-SE associadas a Formação Serra Geral. No segmento norte, parte jusante, a escarpa cuestiforme de direção NE-SW

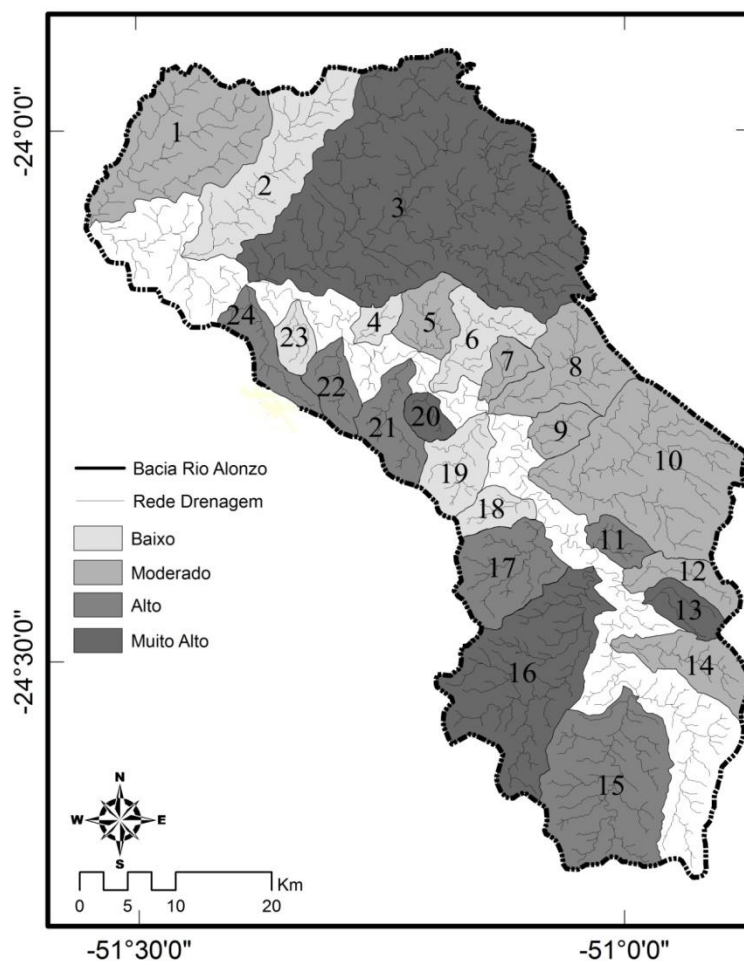


Fonte: COUTO, 2011.

Na zona de transição interplanáltica supracitada, a bacia do rio Alonzo se interpõe no sentido SE-NW, acompanhando o lineamento denominado por Ferreira (1982) de lineamento do rio Alonzo. Essa bacia ocupa, na superfície, a zona de charneira do Arco de Ponta Grossa e atravessada por enxame de diques básicos associados a Formação Serra Geral, que apresenta expressividade na paisagem, onde formam serras alongadas, com mais de 10 km de comprimento e largura que varia de 100 a 200 m.

Couto (2011) utilizando índices morfométricos para determinação de deformação tectônica das bacias que compõem o sistema Alonzo, concluiu que a bacia do Bufadeira é a que apresenta os maiores índices de deformação (Figura 17).

Figura 17 - Mapa de índice de deformação neotectônica relativa para a bacia hidrográfica do Rio Alonzo. 3) Bacia hidrográfica do rio Bufadeira

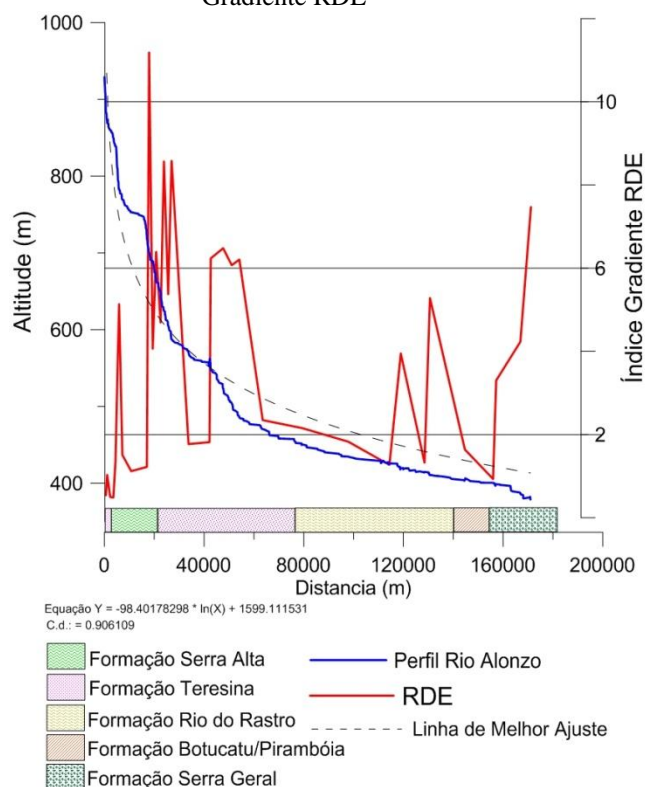


Adaptado de: COUTO, 2011

O perfil longitudinal do rio Alonzo apresenta fortes anomalias, conforme demonstrado por Couto et al. (2013) através de Índices de Gradiente (RDE). A aplicação desse índice demonstrou que o canal do rio Alonzo encontra-se desajustado.

A análise do perfil longitudinal mostrou que o rio apresenta, em seu trecho inicial até os primeiros 20 km, um soerguimento de cerca de 500 m acima da linha de melhor ajuste. Também nesse trecho encontra-se sua maior anomalia do índice RDE trecho 11,18. Outro segmento do rio, a partir dos 160 km do início de seu trecho, e correspondente a confluência com o rio Bufadeira, apresenta-se abaixo da linha de melhor ajuste, com muitas rupturas no perfil, as quais formam degraus ao longo do perfil que coincidem com trechos de cachoeiras e corredeiras do rio (Figura 18).

Figura 18 - Perfil Longitudinal do rio Alonzo, Litologias ao longo do Canal e Índice de Gradiente RDE



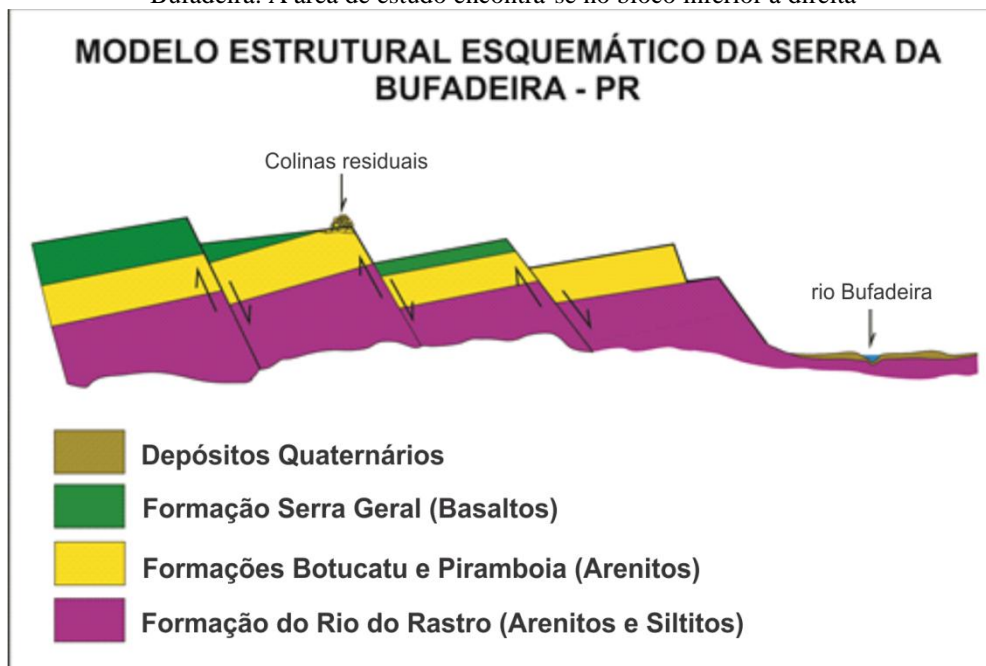
Fonte: COUTO, 2011

### 3.2.2 A BACIA HIDROGRÁFICA DO BUFADDEIRA: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, MORFOFISIOGRÁFICA E MORFOESTRUTURAL

A bacia hidrográfica do rio Bufadeira possui uma área de 142 km<sup>2</sup> e é drenada por pelo rio homônimo principal com extensão de 45,6 km.

O relevo que compõe a bacia do rio Bufadeira está representado por planaltos que formam degraus, limitados por falhas normais de alto ângulo (FORTES et al. 2008, FORTES, et al. 2014), coincidentes com extenso escarpamento cuestiforme, com presença de cachoeiras com mais 50 m de altura (Figura 19).

Figura 19 – Relevo esquemático mostrando as relações morfoestruturais da bacia do rio Bufadeira. A área de estudo encontra-se no bloco inferior à direita



Fonte: FORTES et al., 2004

As unidades litoestratigráficas se distribuem na bacia do rio Bufadeira acompanhando os patamares, demonstrando a importância da erosão diferencial nos processos de evolução da paisagem.

No baixo curso do rio Bufadeira e ao longo de toda depressão interplanáltica afloram siltitos de cores variadas, com intercalações de argilitos, arenitos finos e níveis carbonáticos da Formação Rio do Rastro, de idade Paleozóica.

Gordon Jr. (1947) propôs duas fácies para a Formação Rio do Rastro que denominou de Membro Serrinha e Membro Morro Pelado. O primeiro constitui a porção basal e é formado por siltitos e arenitos esverdeados e arroxeados resultantes do avanço de planícies de marés. O membro Morro Pelado constitui a parte superior da formação, sendo constituída de argilitos e siltitos vermelhos com intercalações de corpos lenticulares de arenitos finos vinculados a ambiente continental fluvial.

Os afloramentos de rochas pelíticas da Formação Rio do Rastro no baixo curso da bacia servem como embasamento para os depósitos inconsolidados quaternários.

A formação Rio do Rastro é sobreposta em contato erosivo pela Formação Pirambóia, associada ao Jurássico Superior com sua base constituída de depósitos de dunas úmidas, enquanto no topo encontram-se estruturas na forma de "ergs" dominantes, depositados em áreas mais secas (SOARES, 1975).



A Formação Pirambóia é constituída de arenitos médios a finos, bem selecionados e friáveis. Essa formação ocorre na base das escarpas, sendo que na maior parte da área se apresentam recobertas por depósitos detríticos quaternários, representados por depósitos de *talus*, que tornam raras as exposições desses arenitos.

A formação Botucatu, também do Jurássico Superior, ocorre sobreposta a anterior, tendo recebido essa denominação no final da década de 1880 por Gonzaga de Campos. Essa formação é constituída por arenitos médios a finos, bem selecionados, localmente grossos e conglomeráticos.

Strugale et al. (2004) propôs uma divisão informal em dois pacotes, representados por uma porção superior com cerca de 50 metros de espessura, indicativo de ambiente eólico, constituído de arenitos vermelhos, quartzosos, finos e com seleção boa. O pacote inferior é representado por uma fácies torrencial, com cerca de 20 metros de espessuras, composta por arenitos médios a grossos, às vezes conglomeráticos, quartzosos amarelos ou vermelhos.

A formação Botucatu apresenta expressividade no relevo regional, pois forma escarpas íngremes e contínuas, associadas às zonas de *cornijas*.

A formação Serra Geral constitui o topo da coluna estratigráfica da zona limítrofe entre o Segundo e Terceiro Planalto Paranaense, sendo representado na maior parte por basaltos de idade Jurocretácea. Essa formação é constituída por uma sucessão de derrames de lavas, predominantemente básica, contendo domínios subordinados intermediários e ácidos (GORDON JR. 1947).

Os basaltos desta formação são, em grande parte, maciços, com alguns níveis vesiculares e/ou amigdaloidais, de coloração cinza a negra. A alteração supérgena dessas litologias gerou espessos solos lateríticos em relevos colinosos, de topos e vertentes convexas.

Segundo Lastoria et al. (2006), as formações basálticas pertencentes ao substrato rochoso da região possuem diversos diaclasamentos verticais, os quais resultam em estruturas pseudocolunares. Os condutos vulcânicos responsáveis por reativar as falhas de NW-SE do Paleozóico solidificaram-se ainda mais lentamente, formando uma série de estruturas denominadas diques de diabásio.

Tais estruturas possuem grande impacto no que diz respeito à morfologia da paisagem resultante dos diferentes tipos de processos transformadores, pois a maior resistência ao intemperismo condiciona o desenvolvimento de formas de relevo como

serras e morros. Os diques de diabásio podem ser facilmente identificados por meio de imagens de radar, pois formam morros estreitos e alongados no sentido NW-SE.

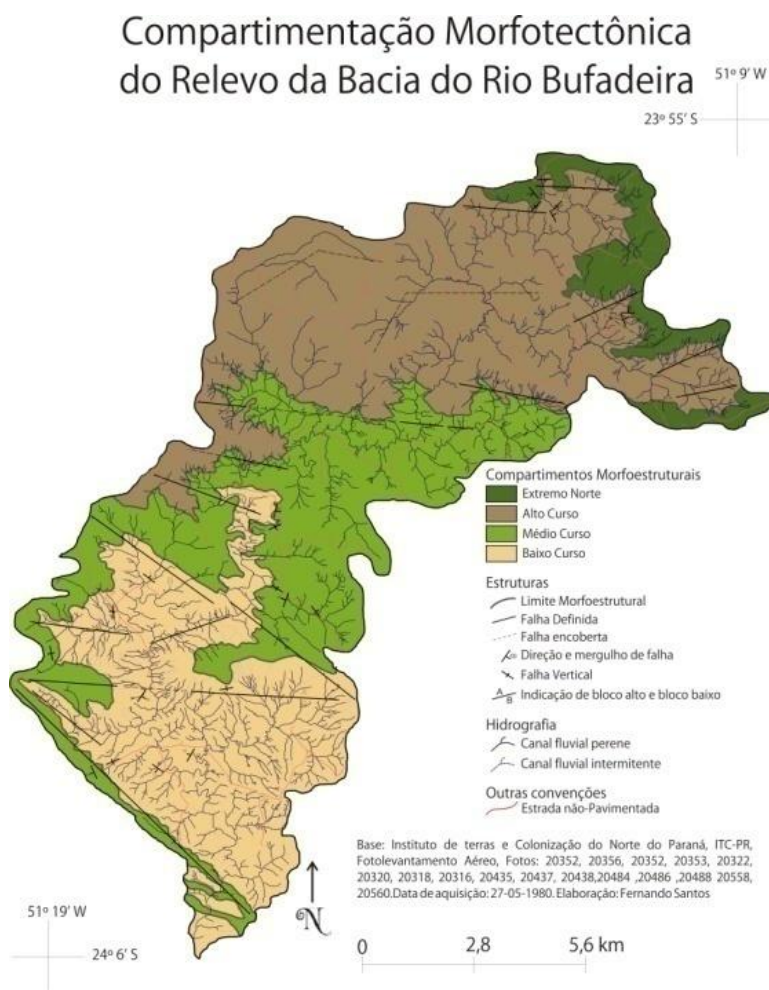
É possível perceber a existência abundante de rampas de colúvio, em grande parte associadas aos diques de diabásio. De acordo com Moura e Silva (2003), estes depósitos originam-se pela acumulação de sedimentos na base de vertentes íngremes, bem como nas concavidades de cabeceiras de drenagem. Além destes complexos de rampa, é perceptível a presença das planícies alveolares desenvolvidas pelo canal do Rio Bufadeira, bem como os terraços aluviais.

Durante toda a extensão do Rio Bufadeira é também notável a presença dos leques aluviais, com sua gênese na erosão e deposição fluvial diretamente relacionada às laterais dos diques de diabásio da região.

A distribuição dos litotipos supracitados tem íntima relação com as formas de relevo, o que levou Santos (2010) a propor a divisão da bacia do rio Bufadeira em dois compartimentos morfoestruturais principais e denominados de Compartimento Morfoestrutural da Cimeira Basáltica (CMCB) e o Compartimento Morfotectônico das Superfícies Inumadas (CMSI). O primeiro foi subdividido em Subcompartimento Morfotectônico das Altas Superfícies Estruturais, (SMASE), Subcompartimento Morfotectônico das Superfícies Intermediárias Desniveladas (SMSID) e Subcompartimento Morfotectônico das Baixas Superfícies Desniveladas (SMBSD), (Figura 20).

A área de estudo encontra-se situada junto ao Compartimento Morfotectônico das Superfícies Inumadas (CMSI), localizado no baixo curso do rio Bufadeira. Neste setor o rio Bufadeira forma uma planície alveolar, com embasamento associado a Formação Rio do Rastro.

Figura 20 – Distribuição dos compartimentos morfotectônicos da bacia do rio Bufadeira.



Fonte: Santos, 2010

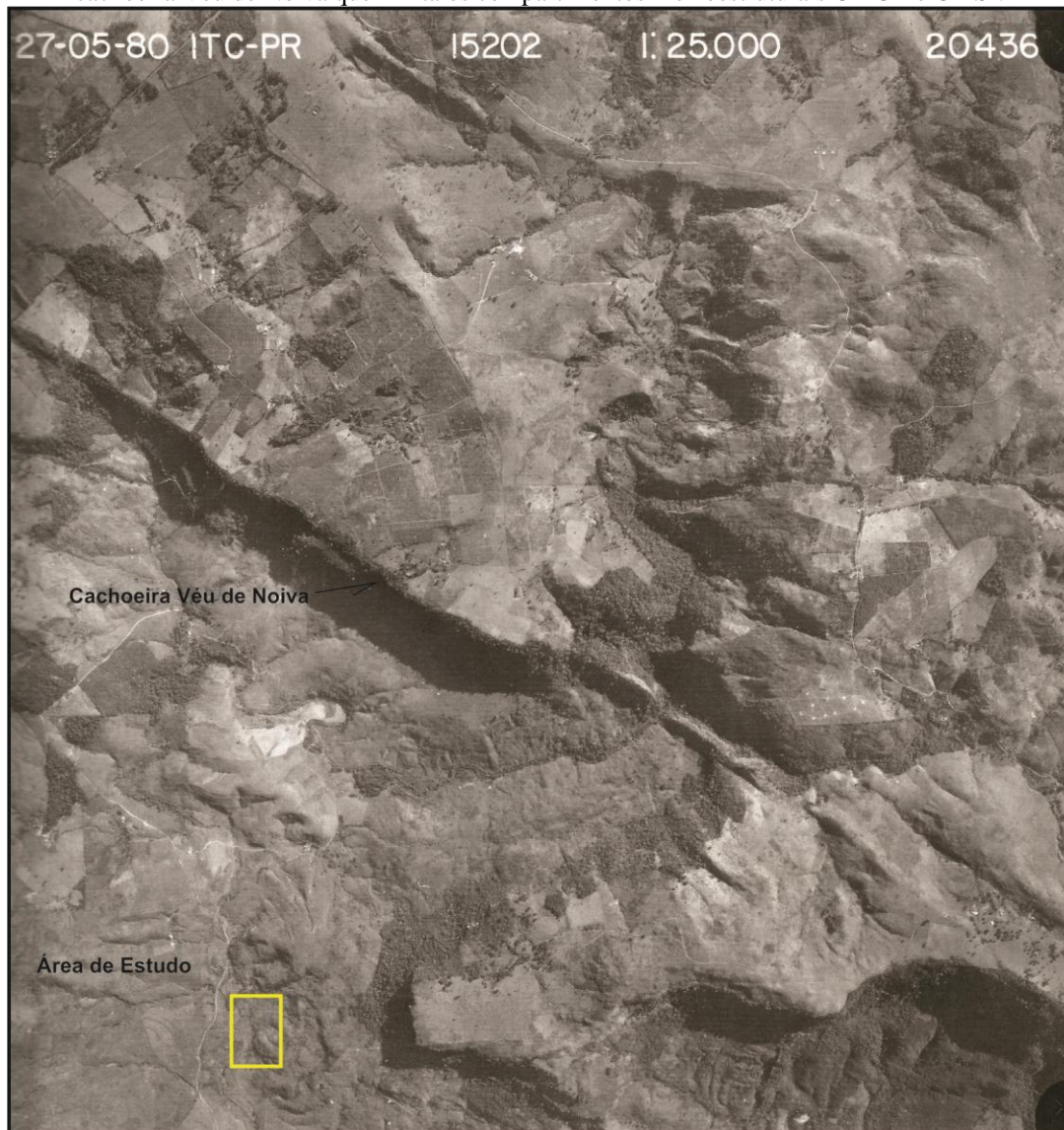
#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na presente seção serão apresentados os resultados e a discussão do estudo realizado acerca da evolução geomorfológica e dos processos hidrossedimentares associados ao baixo curso do rio Bufadeira, analisando o relevo local por meio das produções cartográficas (e o uso de *softwares* SIG), análises granulométricas e faciológicas, identificação e análise de fitólitos presentes em perfis e pela datação absoluta.

#### 4.1 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E GEOLÓGICO LOCAL

No contexto morfoestrutural, a área de estudo é caracterizada pela abundância de escarpamentos relacionados diretamente à ocorrência intensa de falhas. Estes são representados por degraus de escarpas oriundos da Serra do Cadeado (Figura 21).

Figura 21 - Fotografia aérea do baixo curso do rio Bufadeira, com detalhe da área de estudo e da cachoeira Vêu de Noiva que limita os compartimentos morfoestruturais CMCB e CMSI.



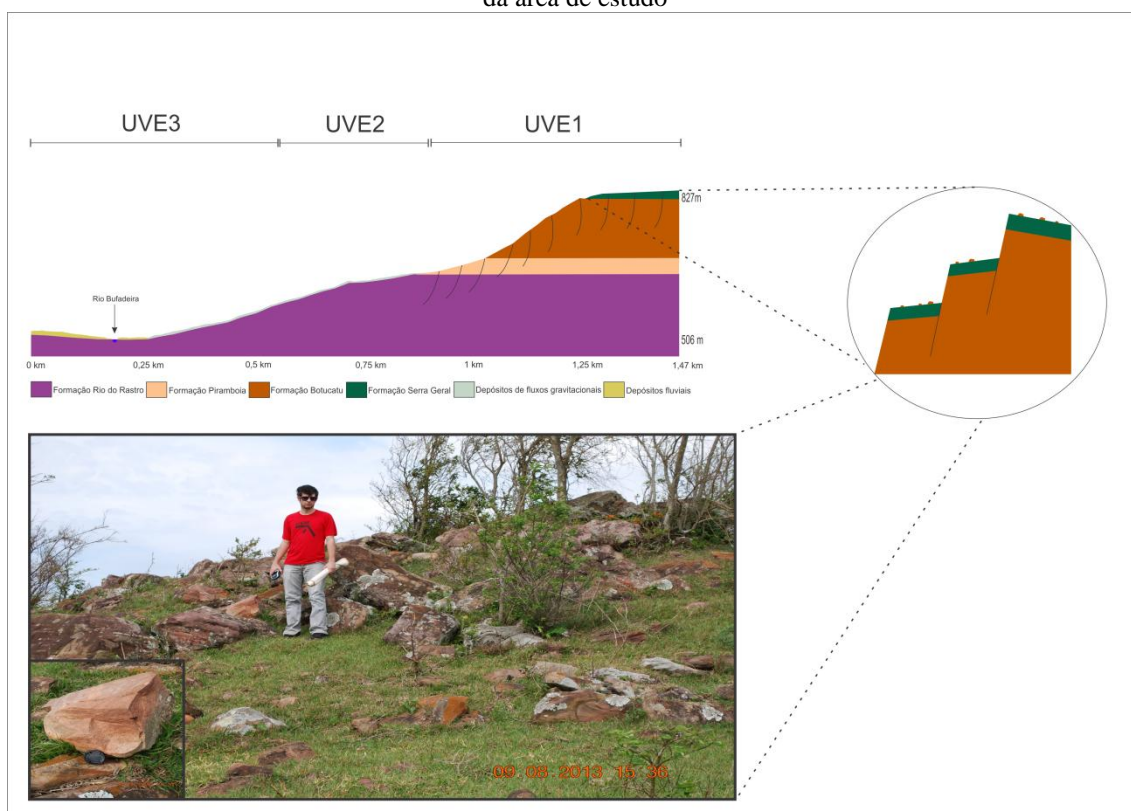
Fonte: Couto, 2011

O relevo da vertente sofre influência direta das falhas normais de alto ângulo, que limitam patamares e empresta a vertente uma morfologia complexa, resultando em uma superfície escalonada, diretamente associada à estrutura. Embora a erosão diferencial não possa ser descartada em alguns setores, a presença de litologias

semelhantes em patamares distintos, como no dos patamares associados à Formação Rio do Rasto, indica que essas vertentes são de caráter estrutural.

Além da escarpa de falha supracitada, presente no alto da vertente esquerda do rio Bufadeira, é possível identificar na média vertente a existência de patamares e na baixa vertente a predominância dos depósitos de fluxos gravitacionais. Desta forma, a vertente na qual se localiza o trecho do canal do rio Bufadeira analisado neste trabalho foi compartimentada respectivamente em três unidades de vertentes estruturais: UVE1, UVE2 e UVE3 (Figura 22).

Figura 22 – Unidades estratigráficas e relações com as unidades de vertentes estruturais (UVE) da área de estudo



Fonte: Acervo do autor

A UVE1 é constituída pela alta vertente, onde está situada a escarpa de falha que compreende a área da Fazenda Primavera. Composta integralmente pela formação Botucatu (exceto pelo nível superior, que pertence à formação Serra Geral) é possível observar no topo alguns dos indícios da presença das falhas em dominó na estrutura. Estes são caracterizados pelos blocos de arenito que são encontrados na superfície do topo da escarpa, que evidenciam a remobilização do material rochoso por meio de fluxos de massa oriundos da exposição e intemperização destas camadas. Desta forma, esta unidade morfoestratigráfica pode ser tratada tanto como um compartimento de dissecação quanto de deposição, pois os materiais erodidos na escarpa de falha são depositados à base da estrutura e posteriormente transportados através dos fluxos gravitacionais.

Por outro lado, a UVE2, localizada no setor médio da vertente, é composta por patamares estruturais formados sobre as rochas da formação Rio do Rastro, que se caracterizam como zonas de intensa deposição de materiais provenientes da escarpa, onde ocorrem coberturas detríticas com espessuras que variam de 30 cm a pouco mais de 1,5 m. Ao mesmo tempo, os mesmos depósitos são também, em parte, remobilizados para a baixa vertente, por meio dos movimentos de fluxos gravitacionais.

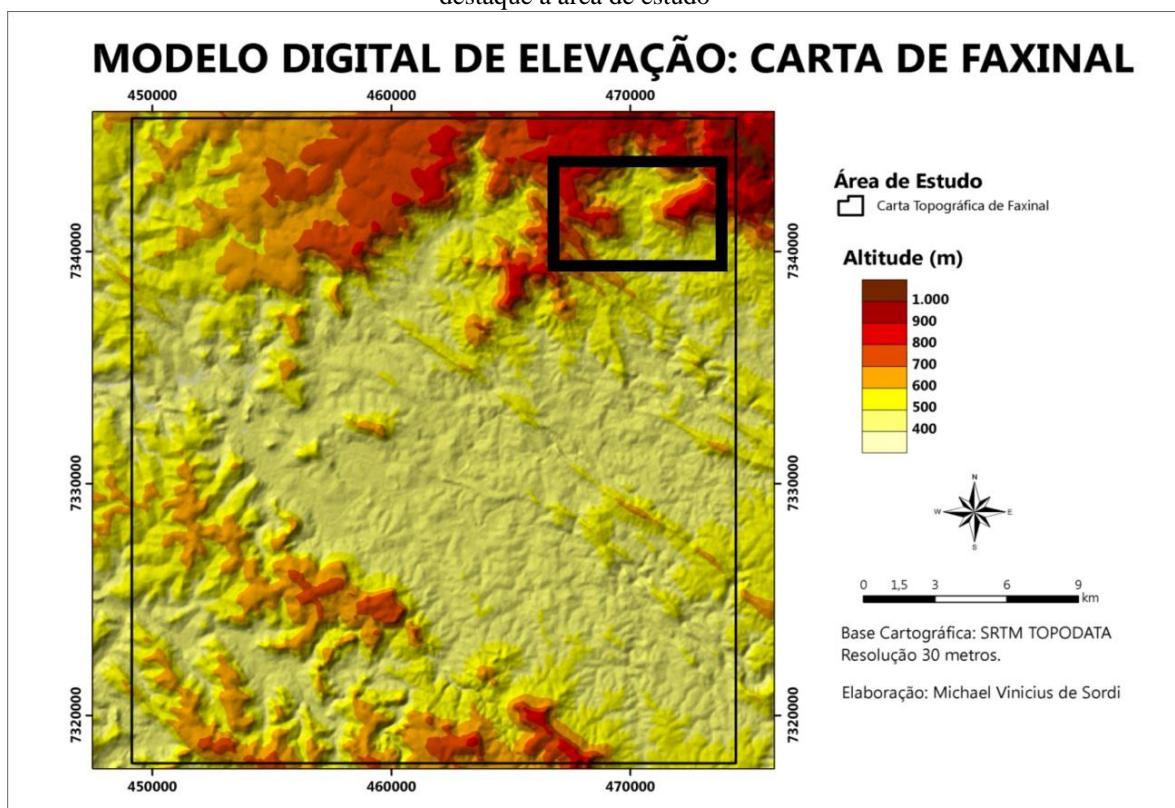
Já a UVE3 é formada pela baixa vertente e a planície alveolar do rio Bufadeira. Na primeira ocorrem os processos de deposição dos materiais provenientes da média vertente, enquanto que o outro setor é caracterizado pelos depósitos aluviais do canal, representados pelas camadas de cascalheiras que são realocadas em barras de canal, abaixo da camada arenosa representada pelos sedimentos provenientes da vertente, retrabalhados no decorrer do tempo. Nesta última, ocorre apenas o processo de deposição, onde os materiais originados das outras unidades são depositados nas margens do rio Bufadeira e em seu próprio curso.

Portanto, as vertentes do Rio Bufadeira evidenciam mudanças ocorridas durante o cenozoico. As primeiras são identificadas por meio do recuo das encostas, junto ao relevo escalonado e desnivelado que servem como dados para inferir possíveis interferências tectônicas associadas à intensa erosão diferencial (SANTOS, 2011).

As influências paleoclimáticas associados a climas mais secos, como responsáveis, pelo menos em parte do recuo das escarpas, ainda não estão bem compreendidas, embora a presença de espessos depósitos de talus junto ao primeiro patamar da serra possa ser representativa de depósito correlativo a essas fases paleoclimáticas (SANTOS, 2011).

É notável a grande amplitude altimétrica da região a qual abarca a área de estudo. Em toda a carta topográfica a variação altimétrica ocorre entre valores que vão de 300m até aproximadamente 1000m. É importante salientar que especificamente as áreas adjacentes do local da pesquisa, que constitui a planície e a vertente do rio Bufadeira (Figura 23) são uns dos locais em que ocorre a maior amplitude altimétrica de toda a carta topográfica de Faxinal-PR, lugar em que o Rio Bufadeira encontra-se ladeado por extensas escarpas.

Figura 23 – Modelo Digital de Elevação da carta topográfica de Faxinal-PR (SG-22-V-III-1). Em destaque a área de estudo



Adaptado de SORDI, M. 2012

O vale do rio Bufadeira, no local de estudo, se abre em um alvéolo (Figura 24) de aproximadamente 2,4km de comprimento por cerca de 600m de largura. Apresenta uma cobertura sedimentar composta de depósitos fluviais e de encostas, associados a barras de canais, leques aluviais e colúvios, cujas espessuras não passam de 2m.

Figura 24 - Vista parcial da planície alvéolar do rio Bufadeira. A) Local da pesquisa. B) Barra central e lateral de cascalho



Fonte: FORTES, 2010

A extremidade montante do alvéolo é limitada por extensa escarpa de falha, onde em determinado setor forma uma cachoeira com aproximadamente 40m de altura, denominada “Véu de Noiva” (Figura 25).



Figura 25 - Cachoeira "Véu de Noiva", em segundo plano mostrando o contexto de suas escarpas com os pedimentos vertente abaixo na forma de leques aluviais



Fonte: Acervo do autor

A escarpa supracitada (Figura 26) é parte da propriedade Fazenda Primavera, ao alto da vertente na margem esquerda do Rio Bufadeira, sendo constituída na base e no primeiro nível de patamar, por litologias da formação Rio do Rastro. No setor médio e alto respectivamente pela formação Piramboia, formação Botucatu e Formação Serra Geral. Contudo, são os arenitos da formação Botucatu que formam os paredões das escarpas e que apresentam maior expressão topográfica e fisiográfica local.

Figura 26 – Vista parcial da escarpa da Serra do Bufadeira. Em “A” observar extenso nível de patamar que constitui a parte superior dos arenitos e siltitos da Formação Rio do Rastro e a escarpa onde aflora os arenitos da Formação Botucatu. Em “B” observa-se em primeiro plano planície alveolar do Bufadeira e ao fundo a escarpa



Fonte: FORTES, 2013.

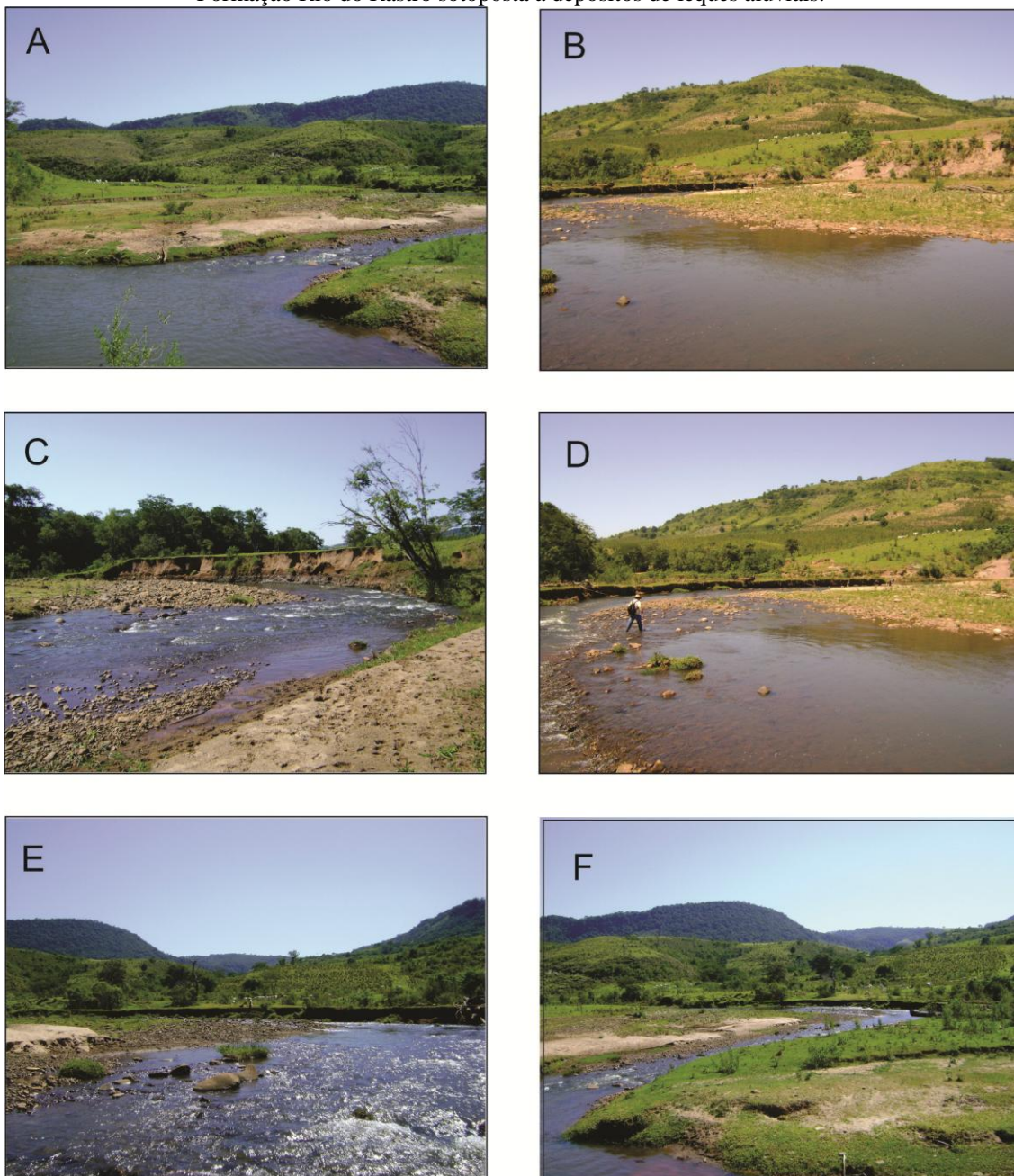
No limite leste do alvéolo o rio Bufadeira encontra-se encaixado em zona de falha de direção N-S, com afloramento de siltitos e arenitos da Formação Rio do Rastro na margem esquerda e depósitos fluviais na margem direita.

Da mesma forma, no limite oeste do alvéolo, a presença de afloramento da Formação Rio do Rasto, recobertos por sedimentos inconsolidados, associados a leques aluviais, também sugerem um limite por falhas, embora estas não estejam nítidas no local.

A planície se apresenta de forma assimétrica, sendo mais estreita junto à margem esquerda, nas proximidades da serra e mais larga na margem direita. A planície é formada por depósitos oriundos de dois pacotes distintos, sendo um basal com espessuras que variam de 80 cm a 1 m, formado de blocos e cascalhos, representativos depósitos de barras de canais, e um nível superior formado de material fino, areia e silte, com espessuras que variam de 45 a 70 cm, representativo de depósitos de inundação (Figura 27A, B, C, D, E, F).

Os depósitos de fluxos torrenciais como leques aluviais e colúvios, podem ocorrer, tanto na margem direita como esquerda, embora as relações de contato com os depósitos da planície não estejam suficientemente esclarecidos, eles podem ocorrer até as margens do rio Bufadeira, quando são retrabalhados por esse (Figura 27B).

Figura 27 - Vista parcial de depósitos da planície alveolar do Bufadeira. Em A, C, D, E e F depósitos de barras de cascalho ativas com depósitos de inundação sobrepostos. Em B canal do rio Bufadeira e barras laterais de canal em primeiro plano, na parte mediana da fotografia o afloramento da Formação Rio do Rastro sotoposta a depósitos de leques aluviais.



Fonte: FORTES, 2013.

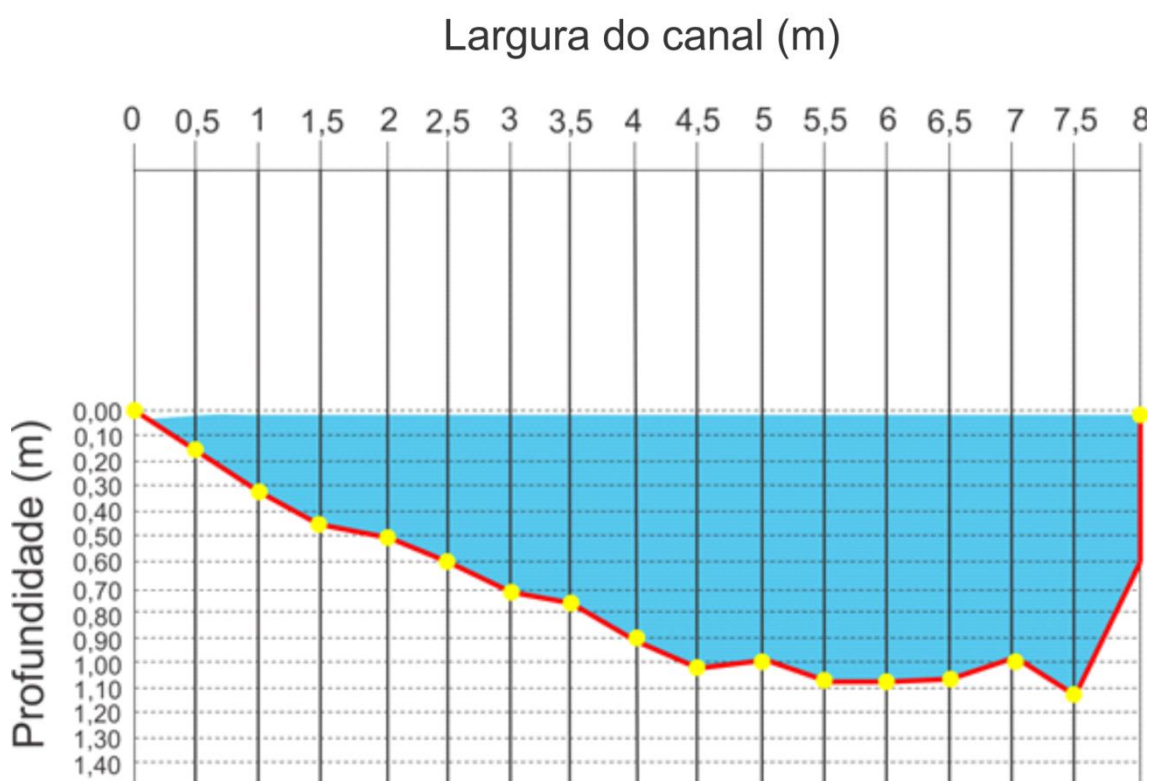
#### 4.2 ANÁLISE HIDROLÓGICA LOCAL

O rio Bufadeira constitui um canal tipicamente planáltico com vales em “v”. Contudo, sua posição no limite escarpado entre planaltos, permitiu a formação de vários trechos com corredeiras e cachoeiras. Nesses locais ocorrem a formação de *canyons* profundos com leito em rochas pelíticas da Formação Rio do Rastro.

A presença de blocos e seixos ao longo do leito demonstra uma intensa dinâmica de carga sedimentar transportada por rolamento durante eventos de precipitação elevada, que levam a formação de barras centrais e laterais ao canal, e vinculadas a planícies alveolares.

Embora não se disponha de séries históricas de vazões no local de estudo, foi feito um levantamento junto ao perfil 6, tratado no próximo capítulo desse trabalho. Neste local o rio Bufadeira apresenta 8 metros de largura, com profundidade máxima de 1,12 m (Figura 28).

Figura 28 - Seção batimétrica transversal do rio Bufadeira localizado em frente ao perfil 6



A vazão do rio Bufadeira, no mesmo setor em que foi realizada a batimetria, revelou o valor de 2,156 m<sup>3</sup>/s.

#### 4.3 DESCRIÇÃO GRANULOMÉTRICA E FACIOLÓGICA

A partir dos trabalhos de campo realizados em agosto e setembro de 2013 e abril de 2014, foram descritos 6 perfis topográficos localizados ao longo das margens do baixo curso do Rio Bufadeira, em que foram observados e descritos o conteúdo sedimentar em termos de cores, estruturas, relações de contato e de estratos.

As fácies identificadas foram denominadas, conforme a classificação adaptada de Miall (1996) em: Gci, Gmm, Fl, P e Sm, conforme mostra a Tabela 1.

**Tabela 1** – Fácies encontradas nos perfis da área de estudo e seus significados

Código das Fácies	Significado
Gci	Cascalho maciço
Gmm	Cascalho maciço suportado pela matriz
Fl	Areia, silte, argila
P	Solo
Sm	Areia maciça

O perfil 1 (Figura 29) localiza-se a 505m de altitude, na margem direita do Rio Bufadeira. A largura dessa seção do canal varia entre 3 a 9 metros e a profundidade entre 33 a 59 cm.

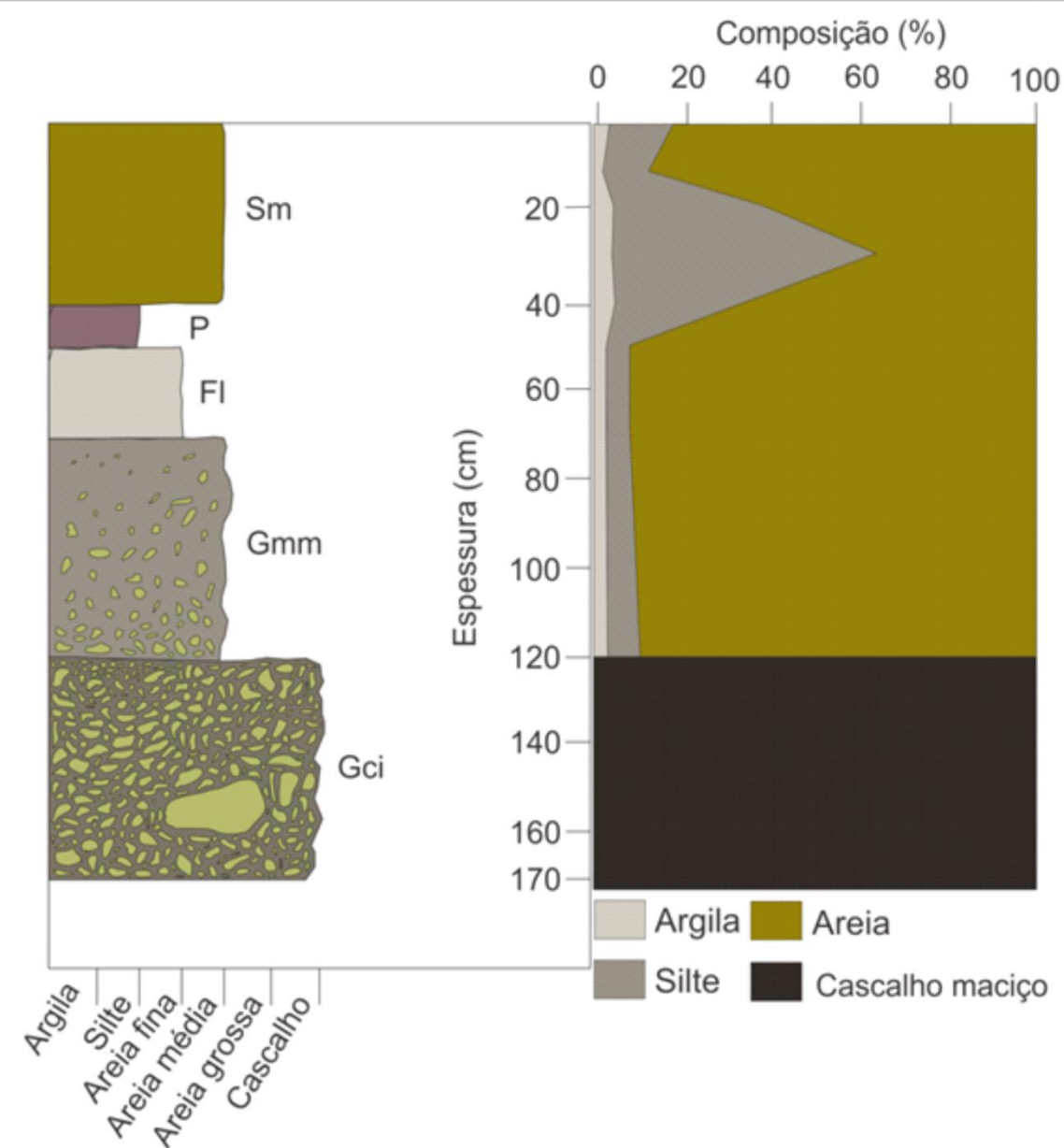
Figura 29 – Aspectos gerais do Perfil 1

## Perfil 1 - Margem esquerda do rio Bufadeira



## Principais características das fácies encontradas no Perfil 1

Fácies	Espessura (cm)	Composição	Cor	Raízes
Gci	50	Cascalhos sem matriz		Inexistente
Gmm	50	Cascalhos suportados com pouca matriz arenosa		Poucas raízes finas
FI	20	Material silto-argiloso e areia	bruno (7,5YR4/3)	Abundância de raízes finas
P	10	Material com frações de argila, silte e fragmentos de carvão.	bruno amarelado escuro (10YR3/4)	Abundância de raízes finas
Sm	40	Material arenoso	Bruno (7,5YR4/3)	Abundância de raízes finas e médias



## Constituição granulométrica das fácies do Perfil 1

Fácies \ Fração	Argila	Silte	Areia Fina	Areia Grossa
G m m	0,24%	7,7%	66,01%	26,53%
FI	0,44%	7,01%	66,51%	26,03%
P	4,42%	31,60%	44,33%	19,63%
Sm	1,61%	33,34%	43,74%	21,28%

Fonte: Acervo do autor

A base do perfil possui 1 m de espessura e é composta principalmente de cascalhos e blocos, de formas arredondadas à subarredondadas e tamanhos que variam entre 1cm a 70 cm de diâmetro. São encontrados nesta porção do perfil cascalhos polimíticos de basaltos, calcedônia e arenitos da Formação Botucatu e Rio do Rastro.

A fácies Gci (Figura 30) compõe os primeiros 50 cm da base do perfil. Quanto à morfologia dos cascalhos encontrados, estes se apresentam em blocos longos, achatados e alongados, de tamanhos que variam entre milímetros a dezenas de centímetros. Este pacote sedimentar possui imbricação no sentido perpendicular à corrente atual.

A transição para a próxima fácies ocorre de maneira tênue, de forma gradual e inversa.

Figura 30 – Composição da Face Gci do Perfil 1



Fonte: Acervo do autor

A fácies Gmm (Figura 31) constitui o restante da base do perfil, medindo também 50 cm de espessura, com cascalhos da mesma natureza, tamanhos e formas da camada inferior. O que diferencia este pacote do anterior é a presença de pouca matriz arenosa (Tabela 2) de cor bruno (7,5YR4/3) que suportam os clastos, composta por material com 0,24% de argila, 7,7% de silte, 66,01% de areia fina e 26,53% de areia grossa, que corresponde a fluxos pseudoplástico de detritos, com alta energia.



Figura 31 – Composição da fácies Gms no Perfil 1



Fonte: Acervo do autor

Em discordância erosiva, ocorre 70 cm de cobertura constituída pelas fácies Fl, P e Sm, de origem coluvial e aluvial, situada sobre a cascalheira.

A fácies Fl ocorre nos primeiros 20 cms dessa cobertura, sobreposta em contato nítido com a cascalheira. É composta por materiais arenosos, com predominância de areia fina (66,51%) de cor bruno (7,5YR4/3) e a presença de raízes finas é abundante.

Entre os 20 e 30 cm, em contato nítido com o nível inferior, ocorre a fácies P. Nessa camada, o solo de cor bruno-amarelado-escuro (10YR3/4) apresenta aspecto maciço, com predomínio de material silto-arenoso (4,42% de argila, 31,60% de silte, 44,33% de areia fina e 19,63% de areia grossa), além da presença de fragmentos de carvão e abundância de raízes finas.

Constituindo a última camada, em contato transicional, a fácies Sm encontra-se presente em todo o restante do Perfil 1, entre os 30 a 70cms. De aspecto maciço e composto em grande parte de material areno-siltoso (1,61% de argila, 33,34% de silte, 43,74% de areia fina e 21,28% de areia grossa) de cor bruno (7,5YR3/4), com abundancia de raízes finas e médias durante toda a extensão.

O perfil 2 situa-se em um desnível de 5 metros do rio Bufadeira, próximo da margem direita do rio Bufadeira (Figura 32). Trata-se de um afloramento da Formação Rio do Rastro, de nível siltoso e de aspecto pastilhado, de coloração roxa na base e cinza esverdeada no topo.

Possui uma espessura de aproximadamente 5m, os quais são recobertos por um nível de cerca de 1m de espessura de material silto-arenoso de cor marrom, resultado da

alteração e retrabalhamento da Formação Rio do Rastro, bem como da Formação Botucatu.

Os sedimentos são mal selecionados e com seixos de 1cm à blocos de 30 cm de diâmetro com formatos angulosos. Tais blocos correspondem a arenitos da Formação Botucatu e siltitos da Formação Rio do Rastro. O primeiro fornece um bom indicativo de sua gênese associada a Fluxo de pseudoplástico de detritos, de baixa energia e viscoso, Fácies Gms, considerando que essa litologia encontra-se presente apenas nas escarpas adjacentes. A presença de clastos de siltitos da Formação Rio do Rastro, demonstra um depósito imaturo, considerando a friabilidade do material.

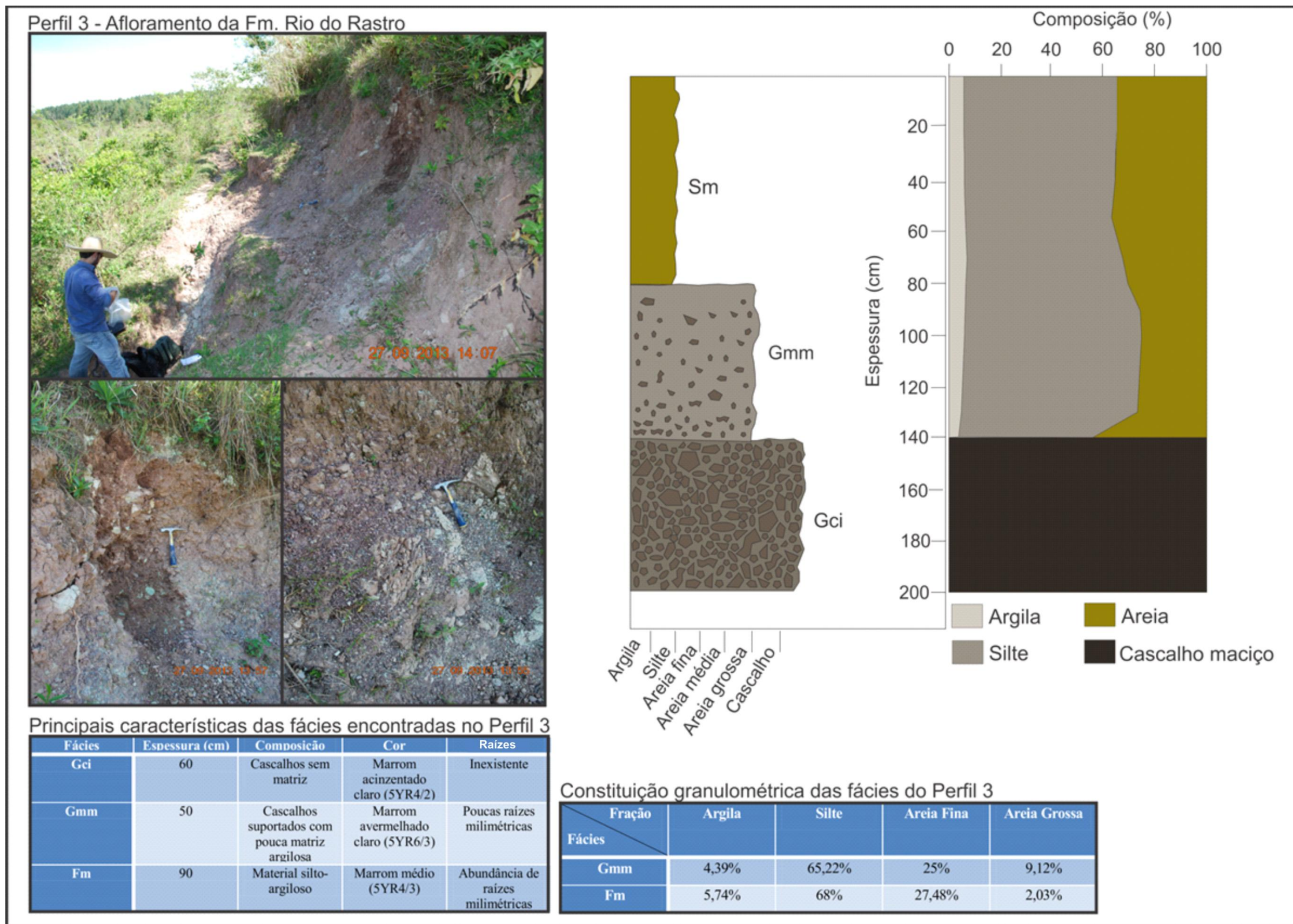
Figura 32 – Afloramentos da Formação Rio do Rastro, presentes próximos da margem direita do Rio Bufadeira, que compõe o Perfil 2



Fonte: Acervo do autor

Localizado na vertente à margem direita do rio Bufadeira, em desnível de 2 metros com relação ao canal do rio Bufadeira e aparentemente sobreposto de maneira parcial à planície, encontra-se o Perfil 3 (Figura 33).

Figura 33 – Aspectos gerais do Perfil 3



Fonte: Acervo do autor

O perfil apresenta evidências de remobilização devido à presença de blocos métricos inclinados em direção à vertente. É formado por siltitos e argilitos da Formação Rio do Rastro de coloração roxa e cinza-esverdeado, com abundância de matriz silto-argilosa. O afloramento apresenta 5m de espessura, sendo descritos os 2 primeiros metros em sentido da base para o topo, e entre as fácies identificadas nesta porção estão as Gci, Gmm e Sm.

Os primeiros 60 centímetros que compõem a base do perfil foram identificados como uma fácies Gci (Figura 33), composta por blocos angulosos de tamanhos que variam entre 3 à 15 cm de diâmetro, ocorrendo contato direto entre clastos na maior parte da camada e sem bioturbações.

Na camada acima, em uma espessura de 50 cm e em contato transicional, ocorre a fácies Gmm (Figura 33). Composta predominantemente por blocos e seixos angulosos com tamanhos que variam entre 1 à 8 cm de diâmetro e de matriz silto-arenosa (4,39% de argila, 65,22% de silte, 25% de areia fina e 9,12% de areia grossa) marrom avermelhado claro (5YR6/3) e com pouca atividade proveniente de bioturbação.

Também em contato transicional, o nível do topo possui 90 cm de espessura, identificada como fácies Sm, cota com uma redução drástica de clastos, sendo composta principalmente por material silto-arenoso (5,74% de argila, 68% de silte, 27,48% de areia fina e 2,03% de areia grossa) de cor marrom médio (5YR4/3), estrutura maciça e com abundância de raízes finas e médias.

O perfil 4 (Figura 34), localizado em nível mais baixo em relação ao perfil 3 e parte da planície do rio Bufadeira, possui 50 cm de espessura, composto por material arenoso que compõe a fácies Fl. As relações de contato, com o perfil 3, não estão claras, porém a morfologia sugere que o perfil 4 encontra-se sotoposto ao perfil 3 ou se interdigitando.

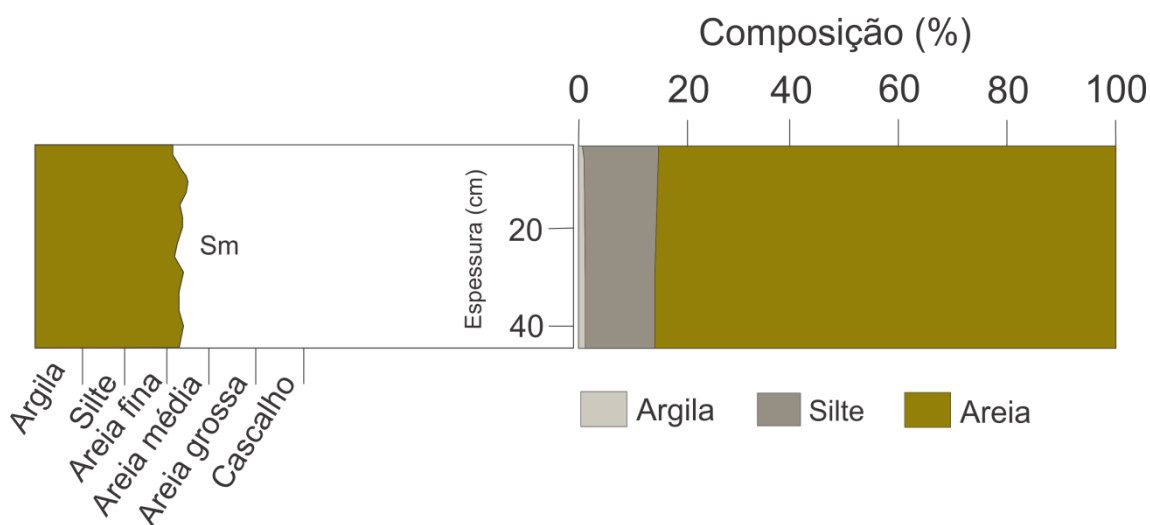
Figura 34 – Perfil 4: Cobertura arenosa sotoposta sobre material da Formação Rio do Rastro. Ao fundo da foto da esquerda pode-se ver o perfil 4 e sua aparente interdigitação com o perfil 3, que forma uma superfície mais baixa e irregular



Fonte: Acervo do autor

Constituído de areia fina e silte (Figura 35), de cor bruno amarelado escuro (10YR3/6) e estratificação maciça, o perfil 4 está relacionado à níveis de cheia do Rio Bufadeira e por meio disso, se mostram conectados aos cones de dejeção onde se encontra o perfil 3.

Figura 35 – Fácies que compõe o perfil 4 e a distribuição de suas frações granulométricas



Fonte: Acervo do autor

O perfil 5, localizado em uma barra central no canal do rio Bufadeira (Figura 36), com 1,10m de espessura, é formado por cascalhos nos primeiros 50cm, sendo o restante de material areno-argiloso. Desta forma, o presente perfil foi dividido em duas fácies (Gmm e Fl).

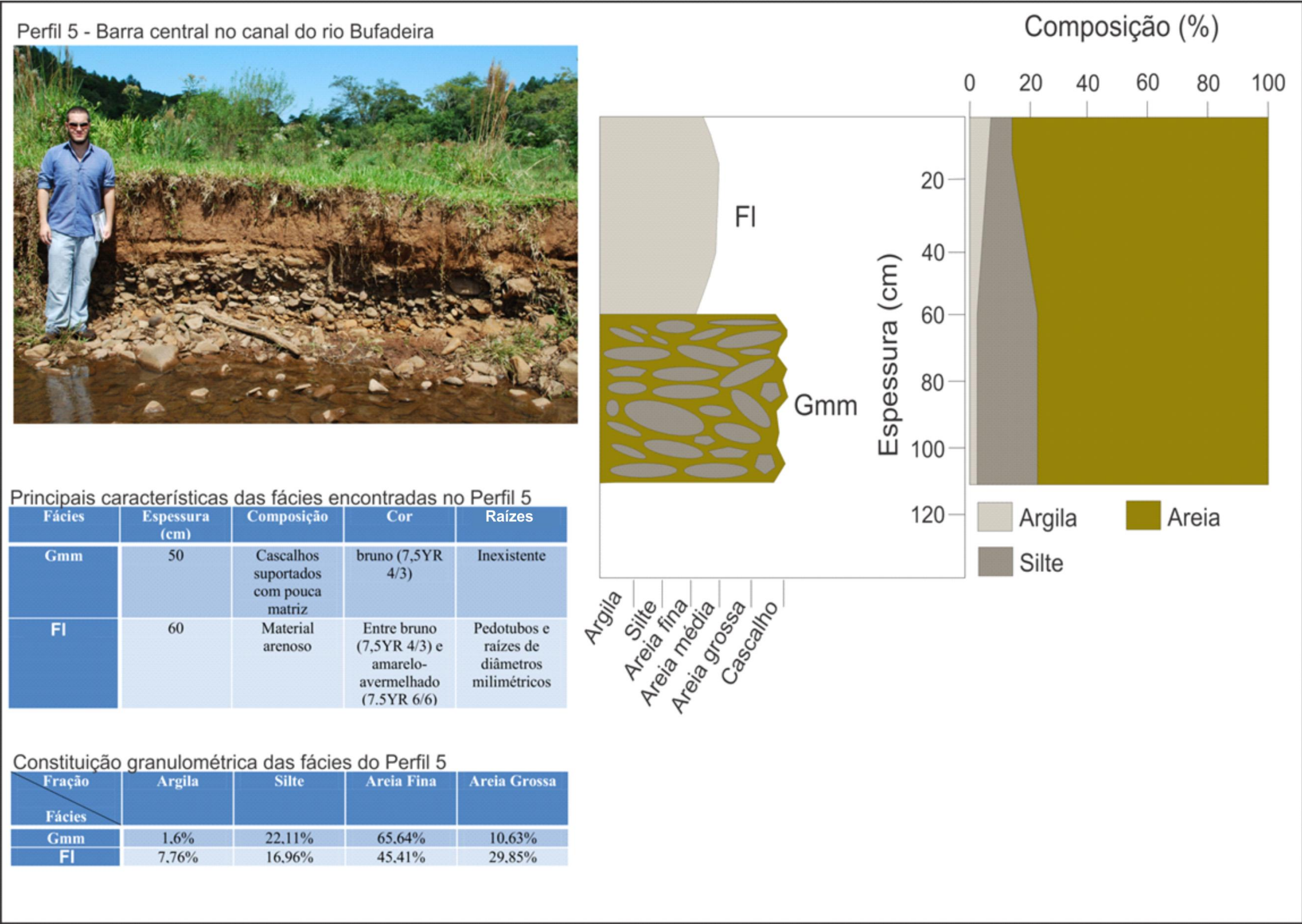
A fácies Gmm é formado por cascalhos polimíticos, arenitos, basaltos e raros siltito, representativos das formações Botucatu, Serra Geral, e Rio do Rasto, respectivamente. Compreendem clastos subarredondados de aspectos predominantemente discoides, com diâmetros que variam entre 25cm até 0,6cm, suportados por pouca matriz arenosa de cor bruno (7,5YR 4/3).

Já a fácies Fl apresenta contato abrupto com a camada inferior, com 60 cm de espessura composto por material arenoso fino, de cor marrom. Apresenta laminação fina plano-paralela, que sugere um depósito de inundação.

O material possui alguns mosqueamentos, de forma que a sua coloração varia entre bruno (7,5YR 4/3) e amarelo-avermelhado (7.5YR 6/6).

Com relação às atividades biológicas, ocorrem pedotubos entre a faixa dos 40 cm aos 30 cm, havendo abundância de raízes de diâmetros milimétricos no restante do nível (dos 30cm ao topo).

Figura 36 – Aspectos gerais do Perfil 5



Fonte: Acervo do autor

O perfil 6, situado na margem direita do rio Bufadeira (Figura 37), apresenta uma espessura de 3,30m, dividido em três fácies, sendo os primeiros 80 cm representados pela fácies Gmm e o restante pela fácies Fl e Sm.

Figura 37 – Canal do rio Bufadeira. À direita, margem onde encontra-se o Perfil 6. À esquerda, depósitos aluviais em barra de pontal.



Fonte: Acervo do autor.

O nível basal, composto pela fácies Gmm, constitui-se por blocos de cascalhos arredondados de estrutura maciça, polimíticos, contendo clastos de basalto, arenitos e raros siltitos, associados as formações Serra Geral, Botucatu e Rio do Rasto, respectivamente. Os clastos apresentam tamanhos variados, de 80 cm até grânulos milimétricos, apresentando imbricação no sentido atual da corrente.

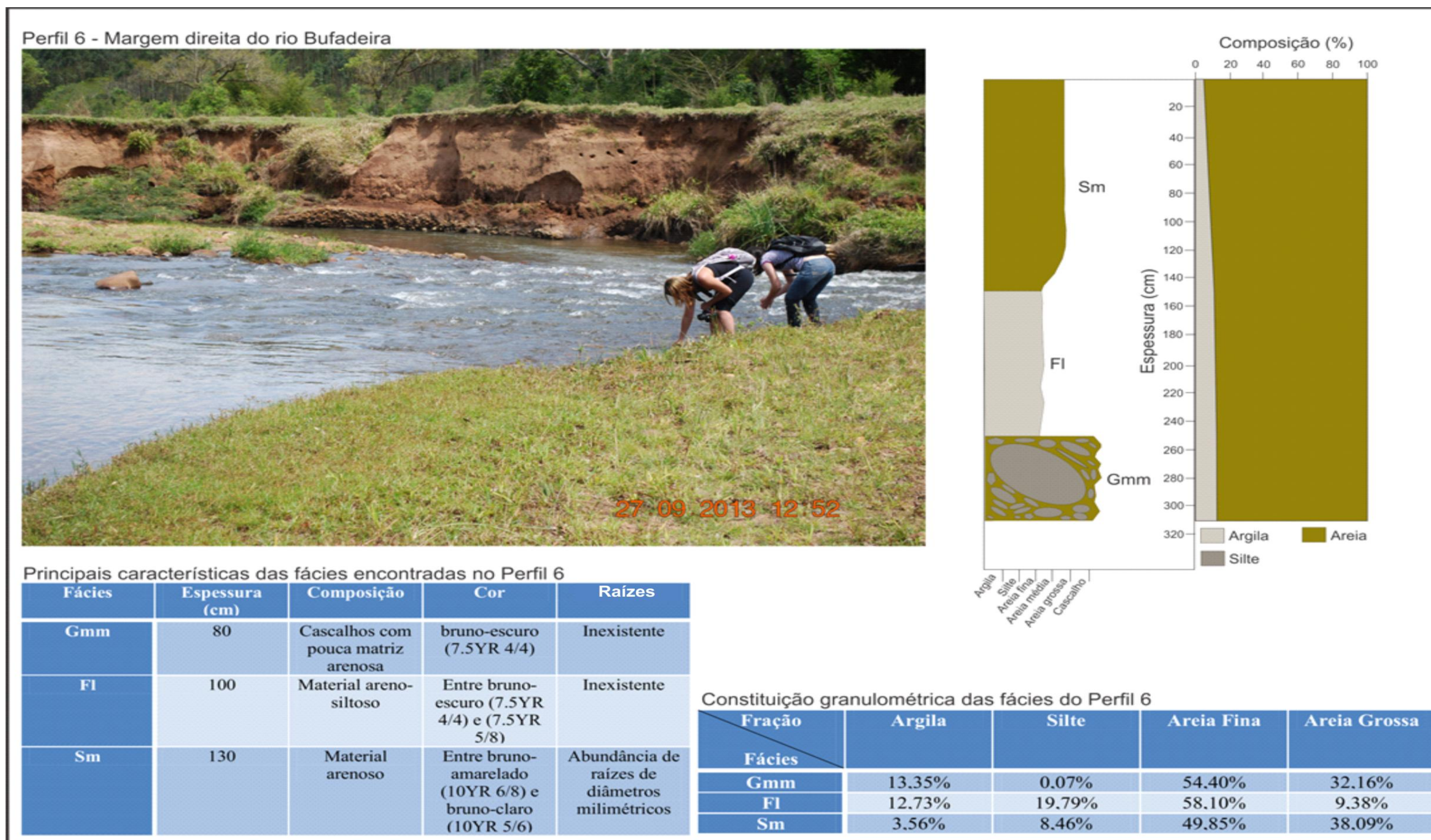
Apresenta pouca matriz arenosa fina predominantemente (54,40%), de cor bruno-escuro (7.5YR 4/4). Apresenta contato abrupto com o nível superior composto por um nível de 2,50m de cor marrom e marrom claro com mosqueamentos mais intensos nos primeiros 25 cm.

Em contato abrupto com o nível inferior, e medindo 2,50m, encontra-se a fácies Fl (Figura 38). Nos primeiros 100 cm deste nível ocorre aumento do teor de areia fina para 58,10%, bem selecionados, de cores bruno-escuro que variam entre 7.5YR 4/4 e 7.5YR 5/8.



Por outro lado, a partir dos 100 cm até o topo, o perfil passa a ter aspecto arenoso, bem selecionado, com abundância de raízes milimétricas, de cores que alternam entre bruno-amarelado (10YR 6/8) e bruno-claro (10YR 5/6), o aumento significativo de areia grossa, indicando uma fácies Sm.

Figura 38 – Aspectos gerais do perfil 6

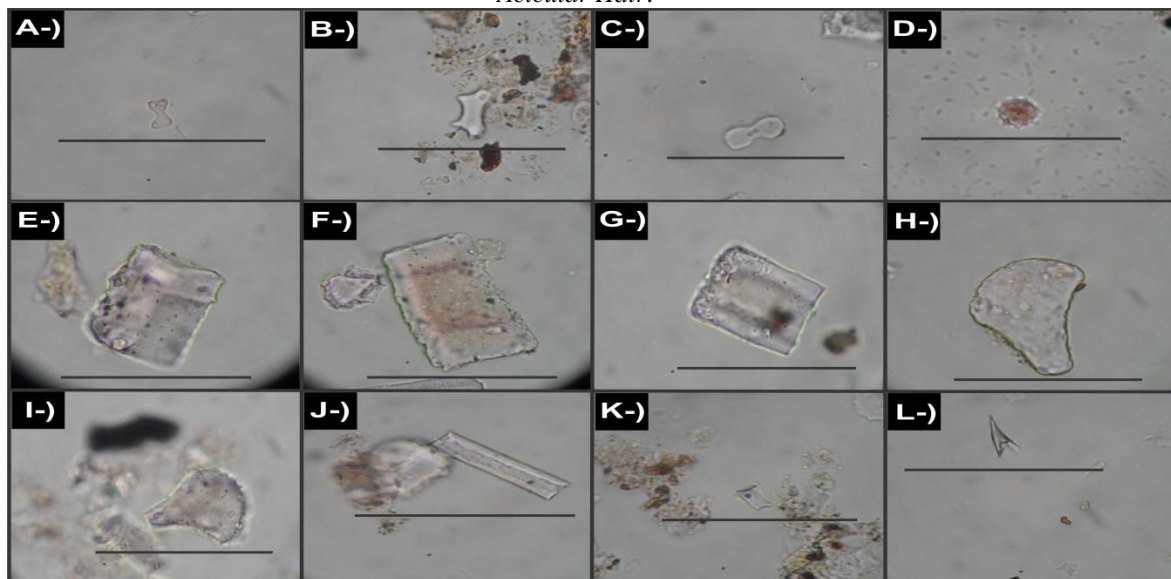


Fonte: Acervo do autor

#### 4.4 ANÁLISE FITOLÍTICA

Os morfotipos identificados por meio da extração dos fitólitos do Perfil 1 (situado à margem esquerda do rio Bufadeira) foram: *Bilobate*, *Saddle*, *Acicular Hair*, *Globular Echinate*, *Globular Psilate*, *Cross*, *Rondel*, *Tracheit*, *Bulliform* e *Elongate* (Figura 39).

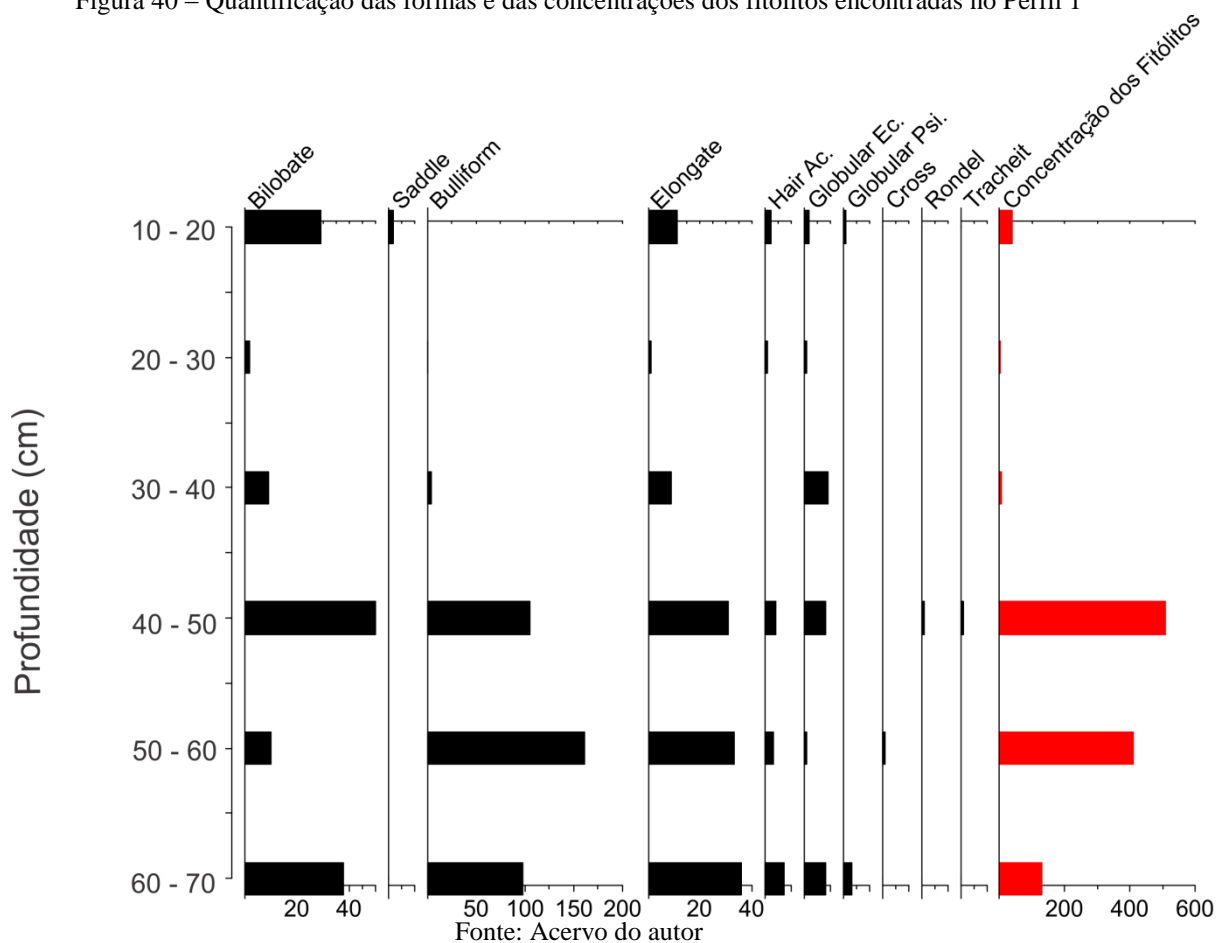
Figura 39 – Parte das formas de fitólitos identificadas do Perfil 1. A, B, C-) *Bilobate*; D-) *Globular Echinate*; E, F, G-) *Bulliform Paralelepipedal*; H, I-) *Bulliform Cuneiform*; J-) *Elongate*; K-) *Saddle*; L-) *Acicular Hair*.



Fonte: Acervo do autor.

No entanto, o enfoque da interpretação destas microformas se deu pela forma em que estas se distribuía durante toda a extensão do perfil, com o objetivo de evidenciar padrões de deposição em cada camada. Conforme mostra a Figura 40, as formas encontradas mais abundantes foram *Bulliforme Elongate*.

Figura 40 – Quantificação das formas e das concentrações dos fitólitos encontradas no Perfil 1



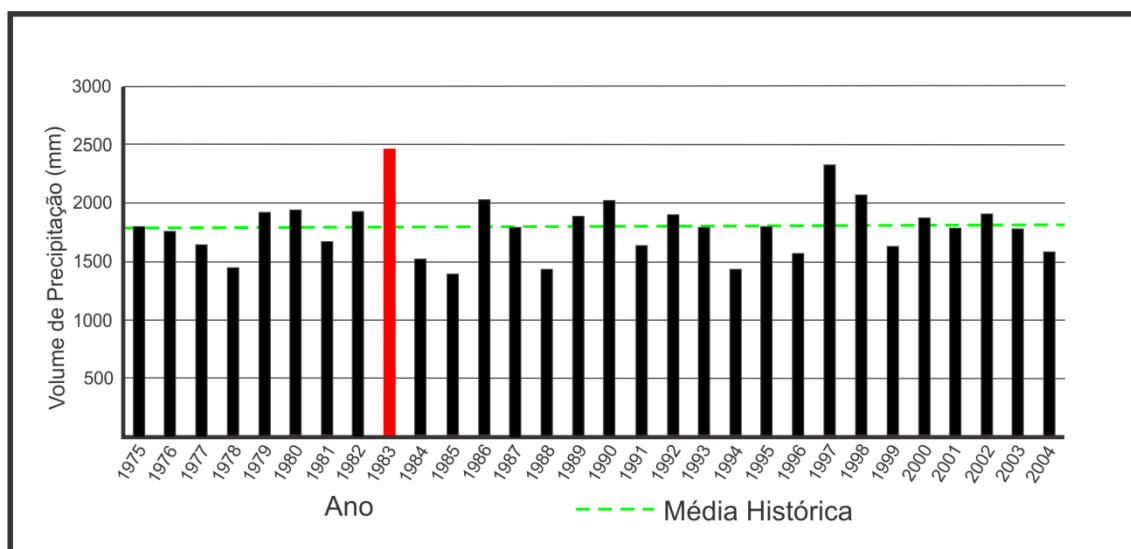
Como pode ser observado na Figura 40, os fitólitos encontram-se concentrados majoritariamente da base do perfil até os 40 cm, as quais correspondem às fácies F1 e P, enquanto que no restante do perfil a quantidade de fitólitos encontrados é ínfima, voltando a ter algum destaque já próximo da superfície.

Portanto, a maior concentração dos fitólitos, presentes próximo da base do Perfil 1 está diretamente associada à uma maior atividade do rio Bufadeira que, com um maior poder de descarga, depositou as microformas à sua margem, que podem ter sido trazidas de restos de matéria orgânica provenientes da vegetação ripária como também de antigos depósitos. Desta forma, o restante do perfil mostra que a dinâmica do canal sofreu mudanças nas últimas décadas principalmente relacionadas à sua capacidade de transporte. Com relação ao trecho próximo do topo, o aumento da concentração dos fitólitos é justificado pela própria deposição realizada pela vegetação existente na superfície, caracterizada anteriormente como do tipo gramínea.

O levantamento dos índices pluviométricos permitiram aferir períodos de maior e menor capacidade de transporte do rio Bufadeira, permitindo inclusive relacioná-lo com o resultado da datação absoluta realizada no Perfil 1.

Segundo o levantamento, o ano com o maior volume foi o de 1983 (Figura 41). Da mesma forma, a datação por  $^{14}\text{C}$  do Perfil 1 na faixa que corresponde à fácies P, representa em idade calibrada aproximadamente o ano de 1980 à 1983.

Figura 41 – Volume de precipitação anual de 1975 à 2004. Destaque para o ano de 1983



Fonte: Acervo do autor

Atendo-se às formas, os fitólitos do tipo *Bilobate* e *Elongate* foram os mais abundantes devido à sua forma robusta, que oferece maior resistência ao transporte que o rio realiza. É provável que as formas menores e mais frágeis, tais como *Acicular Hair*, *Cross*, entre outros, acabam se deteriorando neste processo, resultando na destruição total dos corpos silicosos ou na impossibilidade da identificação do material restante.

Deste modo, como é apresentado neste trabalho, os fitólitos representam a capacidade do canal de transportar sedimentos e materiais de origem orgânica, confirmando a abrangência do uso desta ferramenta.

## CONCLUSÃO

O trabalho realizado, assim como outros feitos na região, demonstrou que as estruturas tectônicas e as características dos materiais rochosos tiveram uma grande influência no desenvolvimento do modelado regional, influenciando diretamente o

desenvolvimento de feições geomorfológicas, como alvéolos, que serviram como locais de acúmulos de sedimentos de gênese variada. Ficou evidente que falhas normais de alto ângulo condicionaram o fluxo das águas do Bufadeira. Os alvéolos estão diretamente associados a família de falhas de direção N-S, que os limitam, sugerindo a formação de pequenas bacias de afundamento.

As vertentes adjacentes da área de estudo, encontram-se associadas a essa zona alveolar, e se mostram escalonadas e limitadas por falhas normais de direção NW-SE. As variações de litotipos representados por basaltos, arenitos e siltitos, também mostram associações com os compartimentos de vertente, porém esta não pode ser totalmente associada a erosão diferencial. A presença de grandes rupturas de declives e a formação de patamares associadas aos arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto sugerem um forte controle estrutural para essa vertente, permitindo reconhecer três Unidades Vertente Estrutural (UVE).

Os depósitos sedimentares inconsolidados ocupam posições variadas no relevo, recobrando todos os tipos de litologias presentes. No local de pesquisa eles formam coberturas detríticas que podem chegar a 2,5 metros de espessura sobre arenitos finos e siltitos da Formação Rio do Rasto. Os depósitos sedimentares associados a fluxos torrenciais de leques aluviais e colúvios, se projetam dos limites das Unidades de Vertentes Estruturais em direção ao alvéolo (Fácies Gci, Gmm e Sm do perfil 1, 3 e 6), quando são retrabalhados pelo rio Bufadeira e redepositados na forma de barras de canais.

As primeiras duas fácies (Gmm e Gci) tem sua gênese em ambientes de maior energia, as quais são provavelmente depósitos de fluxos gravitacionais de material proveniente da alta vertente, onde se localiza a escarpa. Tal hipótese se sustenta no fato de que os cascalhos e os blocos de arenito encontrados neste trecho dispõem-se imbricados no sentido do alto da escarpa para a margem esquerda do rio Bufadeira, além de que apenas ambientes de alta energia teriam capacidade de transportar este tipo de material grosseiro.

Na planície alveolar propriamente dita ocorre a presença de barras ativas, laterais e centrais ao rio Bufadeira, que quando comparado aos níveis mais antigos (Fácies Gmm, Gci), nos perfis estratigráficos, demonstram uma persistência desse mecanismo deposicional, embora não se disponha de datações desses materiais. Esses depósitos demonstram variações na energia do ambiente deposicional, representado por níveis de blocos e cascalhos fácies Gmm e Gci que representam fluxos de detritos

pseudoplásticos de alta energia que encontram-se recobertos por depósitos de inundação, como nos perfis 1, 5 e 6. Esse depósito pode formar no topo solo (Fácie P no perfil 1) sotoposto a depósito de colúvio (Fácie Sm).

Os perfis 1, 3 e 6 mostram que depósitos de encostas, provenientes das vertentes podem recobrir depósitos associados a planície de inundação, evidenciando também a atividade desse sistema deposicional em tempos recentes.

Os morfotipos identificados por meio da extração dos fitólitos do Perfil 1 (situado à margem esquerda do rio Bufadeira) foram: *Bilobate*, *Saddle*, *Acicular Hair*, *Globular Echinate*, *Globular Psilate*, *Cross*, *Rondel*, *Tracheit*, *Bulliform* e *Elongate*.

A concentração de fitólitos nas Fácies P e Fl associada à uma maior atividade do rio Bufadeira que, com um maior poder de descarga, depositou as microformas à sua margem, que podem ter sido trazidas de restos de matéria orgânica provenientes da vegetação ripária como também de antigos depósitos. O resultado de datação por  $^{14}\text{C}$  do Perfil 1 na faixa que corresponde à fácies P, indicou que a matéria orgânica foi depositada entre os anos de 1980 e 1983, anos correspondentes a grandes volumes de precipitação. Os índices pluviométricos revelam que o ano de 1983 foi um marco na história das últimas décadas na região de Faxinal por ter sido o ano mais chuvoso, seguido por anos com níveis de precipitações na média.

O presente estudo demonstrou a diversidade de sistemas deposicionais associados a ambientes úmidos, que se conectam conforme diferenças na morfologia do terreno, associadas a controles estruturais e litológicos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCANTARA, J. C. **Paleogeografia e paleoambientes do baixo curso do Rio Ivaí-PR**. 2013. 81 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá-PR, 2013.

ALCANTARA SANTOS, J. C. ; PAROLIN, M. ; GASPARETTO, N.V.L. . **Método para aumentar a recuperação de fitólitos em solo**. In: XIII REUNIÃO REGIONAL DE PALEONTOLOGIA PALEO PR/SC, 2011, Mafra-SC. XIII REUNIÃO REGIONAL DE PALEONTOLOGIA PALEO PR/SC- 2011, 2011. p. 11-11.

ASHMORE, P. Anabranch confluence kinects and sedimentation processes in gravel-braided streams. In: **Braided Rivers**. Geological Society Special Publication 75: London, p. 129-146, 1993.

ASHMORE, P. **Process and Form in Gravel Braided Streams: Laboratory Modelling and Field Observation**. 1985. Tese (Doutorado) - Geosciences, University of Alberta, Alberta, 1985.

BENDA, L.; ANDRAS, K.; MILLER, D.; BIGELOW, P. Confluence effects in rivers: Interactions of basin scale, network geometry, and disturbance regimes. **Water Resources Research**, 2004.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Bol. Paran. Geografia**. (Curitiba), n. 16/17, p. 97-153, 1965.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. UFSC, 2003. p. 877-1436, v. 3.

BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no quaternário e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. **Bol. Paranaense de Geografia**, n. 10/15, p. 211-231, 1965.

CARSON, M. A.; GRIFFITHS, G. A. Bedload transport in gravel channels. **Journal of Hydrology**, New Zealand, 1987.

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>> acessado em 02/04/2014.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 1980.

CHORLEY, R. J. The hillslope hydrological cycle. In. **Hillslope Hydrology**. N. York: John Willey & Sons, 1978.

CLARK, M.; SMALL, J. **Slopes and weathering**. New York:Cambridge University Press, 110p. 1982.



COE, H. H. G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios / Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário.** 2009. 300 p. Tese de Doutorado Lagemar, UFF, Niterói, 2009.

COUTO, E. V. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do alto Ivaí – rio Alonzo – Sul do Brasil.** Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2011.

COUTO, E. V. do; FORTES, E. e FERREIRA, J. H. D. Índices Geomorfológicos Aplicados a Análise Morfoestrutural da Zona de Falha do Rio Alonzo – PR. **Rev. Bras. de Geomorfologia**, v. 14, n. 4 (Out. – Dez), p. 287-297, 2013.

CRUZ, O. **Estudo dos processos geomorfológicos do escoamento pluvial na área de Caraguatatuba,** 1982. Tese (Livre Docência). FFLCH-USP, 1982.

CROSS, T. A.; HOMEWOOD, P. W. Amanz Gressly's role in founding modern stratigraphy. **Geological Society of America Bulletin (Geological Society of America)**. p. 1617–1630, 1997.

DYLIK, J. **Notion du versant en geomorphologie.** Bull. Acad.Pol. Sci. Série des Sc.Geol.Geogr. p.125-132, 1968.

ETCHEBEHERE, M.L. & SAAD, A.R. **Fácies e associações de fácies em depósitos neokuaternários de terraço na bacia do rio do Peixe, Região ocidental paulista.** Geociências (UNESP), v. 22, n. 1, p. 5-16, 2003.

FERGUSON, R. Understaing Braiding processes in gravel-bed rivers: Progress and unresolved problems. In: **Braided Rivers.** Geological Society Special Publication 75: London, p.73-87, 1993.

FERREIRA, J.F.F. **Integração e dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa.** 1982. São Paulo. Dissertação de Mestrado (Instituto de Geociências), Universidade de São Paulo, 170 p. 1982.

FLORENZANO, T. G. (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2008, 318 p.

FORTES, E.; CAVALINI, A.; VOLKMER, S.; MANIERI; D. D.; SANTOS; F. R. **Controles Morfoestruturais da Compartimentação da Serra Geral: Uma Abordagem Preliminar.** Terr@Plural, Ponta Grossa, 2 (2): 279-292 , jul./dez., 2008.

FORTES, E.; DAL SANTO, T. e VOLKMER, S. **Aplicação de Perfis de Varredura na Análise Geomorfológica do Relevo de Borda Planáltica e Mapeamento de Superfícies Estruturais.** 10 Simpósio Brasileiro de Geomorfologia: Geomorfologia, Ambiente e Sustentabilidade, Manaus – AM. 19 – 21 de Outubro de 2014.

FORTES, E. **Geomorfologia do Baixo Curso do Rio Ivinhema, MS: Uma abordagem morfogenética e morfoestrutural.** 2003. 185 p. Tese (Doutorado) - Curso

de Curso de Pós-graduação em Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná.** 2005. P. 116. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. 2005.

FRYE, J.C. & WILLMAN, H.B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. **Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin**, v. 46, p.112-113, 1962.

GORDON Jr., M. Classificação das Formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro n. 38, p.1-20, 1947.

GOVE, H. E. The history of MAS, its advantages over decay counting: Applications and Prospects. In Taylor, R. E.; Long, A.; Kra, R. S. **Radiocarbon after Four Decades na Interdisciplinary Perspective.** New York, 1992. P. 214-229.

IBGE. **Manual técnico da vegetação brasileira.** Rio de Janeiro, 1992.

KIRNER, D.; TAYLOR, R. E; SOUTHON, J. R. Reduction in backgrounds of microsamples for AMS  $^{14}\text{C}$  dating. **Radiocarbon**, p. 697-704.

KLEIN, R. M. O aspecto dinâmico do pinheiro brasileiro. **Sellowia**, Itajaí, n. 12, p. 17-44, 1960.

KÖEPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde.** Gotha: Verlag Justus Perthes. Wall-map 150cmx200cm. 1928.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in geomorphology.** In:\_\_\_\_. São Francisco: W. H. Freeman and Company, 522 p. 1964.

LEITE, P. F.; KLEIN, R. M. Vegetação. In: **Geografia do Brasil – Região Sul.** Rio de Janeiro: IBGE, 1990. v. 2, p. 113-150.

LUZ, L. D. ; KALINOVSKI, E. C. Z. ; PAROLIN, M. **Estágio atual das pesquisas sobre fitólitos no Estado do Paraná, Brasil.** In: I Simpósio Nacional de Métodos e Técnicas - XXII Semana de Geografia, 2013, Maringá. I Simpósio Nacional de métodos e técnicas da Geografia: Novos olhares, Novas geografias e XXII Semana de Geografia, 2013. p. 927-937.

LINICK, T. W.; DAMON, P. E.; DONAHUE, D. J.; JULL, A. J. T. Accelerator mass spectrometry: The new revolution in radiocarbon dating. **Quaternary Int.**, 1989, p. 1-6.

MAACK, R. **Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná.** Curitiba, Arquivos de Biologia e Tecnologia, v.II, 1948. p.102-200.

MEIS, M.R.M. & MOURA, J.R.S. **Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian plateau.** Am J. Sci . 248(3): 241-254. 1984.

MIALL, A.D. A review of the braided river depositional environment. **Earth Science Reviews**, v. 13, n. 4, p. 1-62, 1977.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits – Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlim: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MORISAWA, M. Rivers: form and process. In: **Geomorphology texts**. New York: Longman, p.115-209, 1985.

MULLER, R. A. Radioisotope dating with a cyclotron. **Science**, 1977. P. 489-494.

PIRES NETO, A. G. **As abordagens sintético-histórica e analítico-dinâmica, uma proposição metodológica para a Geomorfologia**. 1991, 302p. (Tese de doutorado). São Paulo.

PIPERNO, D. R. Phytoliths: a comprehensive guide for achaeologists and paleoecologists. **Alta Mira Press**, Oxford. P. 238, 2006.

PREFEITURA MUNICIPAL DE FAXINAL, **Nossa Cidade: Geografia**. Disponível em: <[http://www.faxinal.pr.gov.br/artigos/lista\\_artigo.php?id=57](http://www.faxinal.pr.gov.br/artigos/lista_artigo.php?id=57)> acesso em 03/11/2013.

RUSSEL, R. J. Alluvial morphology of Anatolian Rivers. **Ann. Assoc. Am. Geogr.**, n.44, p.363-391, 1954.

SANTOS, F. R. **Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/ PR**. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, PR, 2010.

SCHUMM, S. A. A tentative classification of alluvial river channels. **U. S. Geol. Surv. Circ.**, n.477, p.1 – 10, 1963.

SCHUMM, S. A. Speculations concerning paleohydrology controls of terrestrial sedimentation. **Geol. Soc. Am. Bull.** N. 79, p.1573 – 1588, 1968.

SELLEY, R.C. **Ancient sedimentary environments**. Ithaca, New York, 2nd Ed., Cornell University Press, 287 p., 1982.

SOARES, P. C. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 5, 1975, 229-251p.

SUESS, H. E. Bristlecone-pine calibration of radiocarbon time 5200ac to presente. In Olsson, I. U. **Radiocarbon Variations and Absolute Chronology**. Stockholm, 1970. p.303-312.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F., PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação Estrutural das Formações Pirambóia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Rev. Bras. de Geociências**, vol. 34, p.303-316, 2004.

SUGUIO, K. Recent progress in Quaternary geology of Brazil. **Episodes**, Vol. 22, no. 3, 1999.

SUGUIO, K. & BIGARELLA, J. J. **Ambientes Fluviais**. In:\_\_\_\_. 2<sup>a</sup> ed., Curitiba: Editora da UFPR, 183p. 1990.

TAYLOR, R. Radiocarbon Dating In Archaeological Perspective. **Academic Press**. San Diego, 1987.

TAYLOR, R. Radiocarbon dating. In Taylor, R., and Aitken, M. J. **Chronometric Dating in Archaeology**. New York, 1997a. p.65-96.

TAYLOR, R. Ervin. Radiocarbon Dating. In: GORNITZ, Vivien (Ed.). **Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments**. Nova York: Springer, 2009. p. 863.

TRICART, J. **Principes et methodes de la geomorphologie**. Paris, Masson, 1965.

VARGAS, K.B. **Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas - PR**. 2012. Maringá. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, 2012.

VARKARIS, F. **Confluence Sediment Transport Patterns in a Braided River Model**. B.Sc. Thesis, University of Western Ontario, 1999.

WALKER R.G. Facies model. 2 ed., Canada, **Geosciences**, Reprint Series 1, 317 p., 1984.

WEBB, E. A.; LONGSTAFFE, F. J. The oxygen isotopic compositions of sílica phytoliths and plant water in grasses: implications for the study of paleoclimate. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, n.5, p.767-780, 2000.