

# **RELAÇÕES LITOESTRUTURAIS E MORFOTECTÔNICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO BUFADDEIRA – FAXINAL/ PR – SUL DO BRASIL**

Edison FORTES<sup>1</sup>

Fernando Ricardo dos SANTOS<sup>2</sup>

Américo José MARQUES<sup>3</sup>

## **RESUMO**

A bacia do rio Bufadeira está localizada no município de Faxinal e é constituída por rochas sedimentares e ígneas das formações Rio do Rasto, Piramboia, Botucatu e Serra Geral, todas pertencentes à Bacia Sedimentar do Paraná. As formações cenozoicas mais importantes estão representadas por leques aluviais recobertos por colúvios arenosos e argilosos. O presente estudo teve por objetivo estudar os controles litoestruturais exercidos sobre o modelado do relevo, bem como as influências de estruturas regionais da Serra da Bufadeira. Sequências de blocos limitados por falhas normais de direção NW-SE, associadas à zona periférica do Alto Estrutural de Mauá da Serra, condicionam o quadro morfotectônico da área. Com base na análise das feições estruturais foram definidos dois compartimentos morfotectônicos da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira: o Compartimento Morfotectônico da Cimeira Basáltica (CMCB), que se desdobra em três subcompartimentos: o Subcompartimento Morfotectônico das Altas Superfícies Estruturais (SMASE), o Subcompartimento Morfotectônico das Superfícies Intermediárias Desniveladas (SMSID) e o Subcompartimento Morfotectônico das Baixas Superfícies Desniveladas (SMBSD). O segundo compartimento é representado pelo Compartimento Morfotectônico das Superfícies Inumadas (CMSI). Estes compartimentos são limitados por escarpas que evidenciam erosão diferencial acentuada, combinado com falhamentos normais em estilo dominó, com direção N60W subvertical.

**Palavras-chave:** Morfoestrutura. Desnivelamento tectônico. Compartimentos Morfotectônicos.

---

<sup>1</sup> Graduando na Universidade Estadual de Maringá (UEM).

<sup>2</sup> Professor na Universidade Estadual de Maringá (UEM).

<sup>3</sup> Professor na Universidade Estadual de Maringá (UEM).

---

## **LITHOSTRUCTURAL AND MORPHOTECTONIC RELATIONSHIPS OF THE BUFADEIRA HYDROGRAPHIC BASIN – FAXINAL/ PR**

### **ABSTRACT**

The Bufadeira river basin is located in the municipality of Faxinal and consists of sedimentary and igneous rocks from the Rio do Rasto, Piramboia, Botucatu and Serra Geral formations, all belonging to the Sedimentary Basin of Paraná. The most important Cenozoic formations are represented by alluvial fans covered by sandy and clayey colluviums. The present study aimed to study the lithostructural controls exerted on the modeling of the relief, as well as the influences of regional structures of Serra da Bufadeira. Sequences of blocks limited by normal faults in the NW-SE direction, associated with the peripheral zone of the Alto Structural of Mauá da Serra, condition the morphotectonic picture of the area. Based on the analysis of the structural features, two morphotectonic compartments of the Bufadeira River Basin were defined: the Morphotectonic Compartment of the Basalt Summit (CMCB), which unfolds into three subcompartments: the Morphotectonic Subcompartment of the High Structural Surfaces (SMASE), the Morphotectonic Subcompartment of Intermediate Uneven Surfaces (SMSID) and the Morphotectonic Subcompartment of Low Uneven Surfaces (SMBSD). The second compartment is represented by the Morphotectonic Compartment of Burial Surfaces (CMSI). These compartments are bordered by escarpments that show marked differential erosion, combined with normal domino-style faults, with subvertical N60W direction.

**Keywords:** Morphostructure. Tectonic Unlevelling. Morphotectonic Compartments.

## 1 INTRODUÇÃO

No contexto regional, a Serra Geral, localmente denominada de Serra da Bufadeira e Serra do Cadeado, encontra-se associada à zona limítrofe de planaltos, definida por Maack (1968) como Terceiro Planalto e Segundo Planalto Paranaense. Essa borda planáltica é limitada por escarpas abruptas e descontínuas formando *fronts* de *Cuestas* que se estendem desde o estado de Minas Gerais até o norte do Rio Grande do Sul (ALMEIDA, 1949). No estado do Paraná, essa borda planáltica bastante dissecada é interrompida por vales epigênicos drenados pelos rios Ivaí, Tibagi e Paranapanema, na parte centro e norte do estado e pelo rio Iguaçu, na parte sul (ALMEIDA, 1949; MAACK, 1968; IBGE, 1990).

Este estudo demonstrou as relações entre a configuração dos compartimentos geomorfológicos da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira e suas relações com o arranjo das estruturas regionais. A interpretação dos mecanismos de evolução geomorfológica é condizente com o modelo estrutural proposto por Strugale et al. (2007), cuja presença de um Alto Estrutural na região de Mauá da Serra, foi constatada pelo desnivelamento de superfícies geomorfológicas e das unidades litoestratigráficas representadas pelos grupos São Bento (Mesozoico) e Passa-Dois (Paleozoico).

As estruturas regionais mais proeminentes estão representadas pelo Arco de Ponta Grossa de direção N45W (FERREIRA, 1982; SILVA, 1983), cujas falhas acompanham a estrutura e são preenchidas por rochas ígneas básicas, formando diques, cujas litologias se destacam junto às rochas sedimentares, formando serras alinhadas e paralelas que se estendem por mais de 10 km e cerca de 100 a 300 m de largura (SANTOS, 2010; SORDI; FORTES, 2014).

A borda planáltica referida acima vem sendo objeto de estudo, desde 2008, pelo Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA), resultando em diversas dissertações de mestrado e teses de doutorado, além de artigos científicos. Contudo, esse setor planáltico ainda carece de estudos, considerando a complexidade do relevo regional e sua evolução tectônica ainda pouco investigada.

Com o intuito de contribuir para a compreensão desse setor do relevo, o presente trabalho se propõe a analisar as relações litoestruturais e o arranjo morfofisiográfico da Serra da Bufadeira, que compreende um setor da Serra Geral no estado do Paraná, a partir do

entendimento das superfícies geomorfológicas e suas relações com a configuração estrutural da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira.

## 2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira está compreendida entre as coordenadas 23°55' e 24°06' de latitude Sul e 51°20' 05" e 51°07' de longitude Oeste (Figura 1). A área possui cerca de 142 km<sup>2</sup> e encontra-se localizada no município de Faxinal.

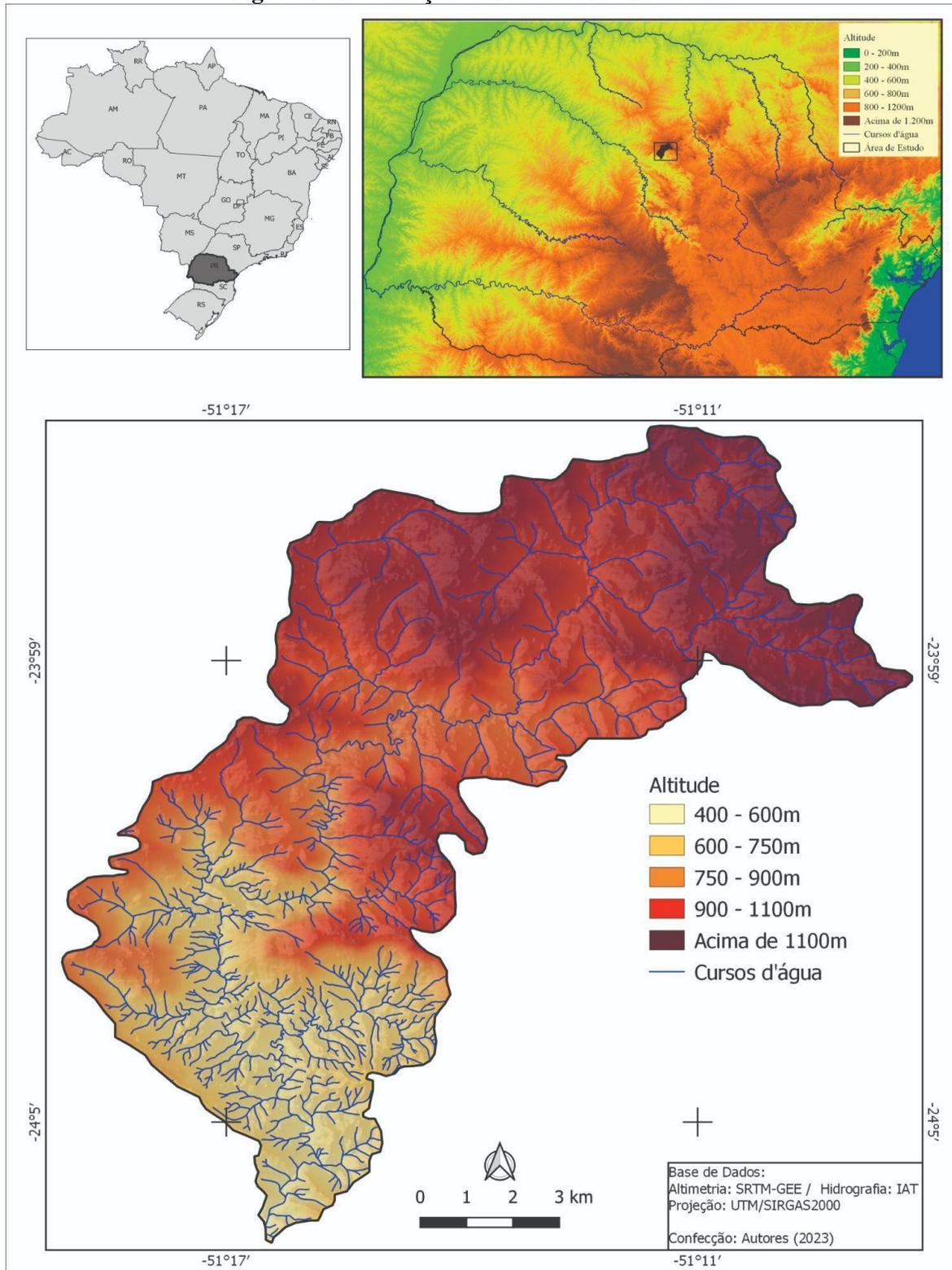
O Rio Bufadeira nasce no Terceiro Planalto Paranaense e após percorrer uma extensão de 46,5 km, deságua no Rio Pereira localizado no Segundo Planalto Paranaense. Este constitui um importante afluente do Rio Ivaí que representa um dos principais cursos fluviais do estado do Paraná.

A Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira possui um formato alongado na direção NE-SW com largura média de 5 km e comprimento máximo de 22,11 km. O curso principal tem três direções predominantes: E-W à montante, infletindo para NE-SW posteriormente e N-S nos quilômetros finais. A altitude varia de 1.140 m na porção NE até 480 m na confluência.

A elaboração deste trabalho compreendeu a revisão da literatura regional e local. As folhas topográficas na escala de 1:50.000 de Faxinal, Rio Bom, Mauá da Serra e Bairro dos Franças foram digitalizadas utilizando-se o *software* SPRING (versão 5) (CÂMARA; SOUZA; FREITAS, 1996). Tais produtos forneceram parâmetros necessários para a construção de modelos de dados para extração de informações morfométricas. Em seguida, o banco de dados recebeu as informações do SRTM (*Shutter Radar Topographic Mission*) compiladas por USGS (2000). Este mosaico serviu de base cartográfica para o mapa de lineamentos estruturais, cujas feições foram identificadas por meio da fotointerpretação.

Os mapas geológico e geomorfológico foram elaborados a partir de fotos aéreas 1:25.000 do voo de 1980 (ITC-PR, 1980). As informações extraídas foram analisadas em conjunto, o que permitiu gerar o mapa morfoestrutural e dos compartimentos morfotectônicos, bem como os perfis geológicos/geomorfológicos.

**Figura 1 - Localização da Bacia do Rio Bufadeira**



Elaboração dos autores.

Além disso, foram realizados trabalhos de campo, visando confirmar os dados extraídos da fotointerpretação. Nas campanhas realizadas foram visitados mais de 150 pontos. Nessa etapa foram feitos o registro fotográfico, a descrição das litologias e dos depósitos sedimentares. As estruturas tectônicas, tais como feições lineares (estrias) e planares (falhas e juntas), foram identificadas nos afloramentos e descritas quanto à altitude, preenchimento, morfologia, associações com as litologias e condições geomorfológicas. Esses dados serviram de suporte para a análise descritiva resumida da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira.

### **3 O QUADRO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO REGIONAL**

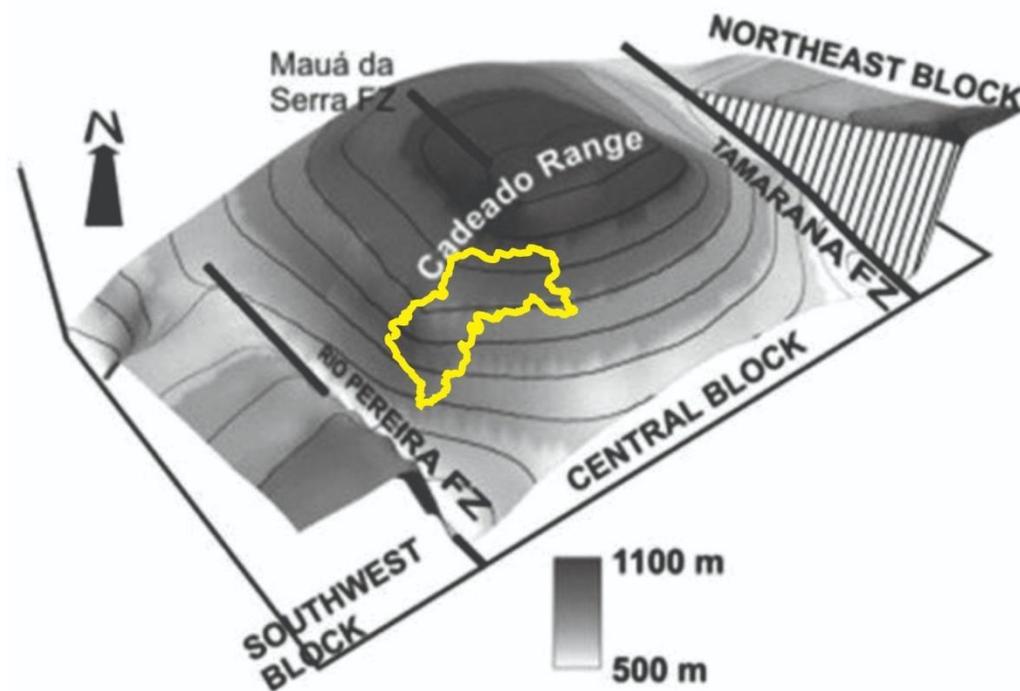
O Estado do Paraná está inserido em duas grandes unidades geotectônicas: o Escudo Atlântico e a Bacia Sedimentar do Paraná (MAACK, 1968; ZALÁN et al., 1990). Na primeira unidade afloram rochas do proterozóico, constituídas principalmente por granitos, migmatitos e metassedimentares diversos. Na porção oeste, encontram-se as rochas sedimentares e vulcânicas básicas da Bacia Sedimentar do Paraná, que mergulham suavemente em direção oeste, onde se localiza a bacia do rio Bufadeira.

Diversos cinturões móveis recortam a área principalmente no sentido NW-SE e que acabaram tendo influência na configuração do relevo regional do estado. Zalán et al. (1990) destacam o Cinturão de Falhas Maringá-Curitiba que cruza a área desse estudo e engloba uma série de zonas de fraqueza que compõem corpos intrusivos de rochas ígneas básicas, representados por diques e soleiras de rochas básicas associados ao magmatismo Serra Geral. Esta zona de fraqueza contém o eixo principal do Arco de Ponta Grossa, originado a partir deste evento tectono-magmático (SILVA, 1983; ZALÁN et al., 1990).

O modelo regional (Figura 2) de esforços neotectônicos proposto por Strugale et al. (2007) sugere a presença de três compartimentos morfoestruturais, sendo o central o mais elevado e deformado por estruturas N40-55W e associado a zona de falha Mauá da Serra. O bloco central faz limite com o bloco nordeste pela zona de falha Tamarana e com o bloco sudoeste pela zona de falha Rio Pereira. Nesse contexto, a bacia hidrográfica do rio Bufadeira se encontra associada ao bloco central com caimento para sudoeste em direção ao rio Pereira.

O modelo proposto pelos autores supracitados é concordante com a proposta de compartimentação morfotectônica para a Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira.

**Figura 2 - Alto Estrutural da Serra do Cadeado com a localização aproximada da bacia hidrográfica do Bufadeira**



Fonte: Modificado de Strugale et al. (2007).

No contexto regional, a área de pesquisa encontra-se associada à Serra Geral, que corresponde a uma importante feição geomorfológica regional, que se estende desde o Estado de Minas Gerais até o Rio Grande do Sul. No Estado do Paraná, constitui o limite entre o Segundo e o Terceiro Planaltos (MAACK, 1968), representando uma borda planáltica que exhibe segmentos de relevo típicos de *Cuestas*, com *front* voltado para leste, com destaque para o segmento sul, que forma uma escarpa contínua, de rebordos erosivos, em altitudes superiores a 1.200 m. Esse mesmo segmento se estende do município de União da Vitória até o município de Cândido Abreu, quando forma um segundo segmento, mais ao norte, que se estende até o município de Ribeirão Claro, formando um relevo de escarpas descontínuas e mais dissecadas, em altitudes variando de 400 a 800 m, interrompidos por dois altos topográficos localizados em Mauá da Serra e São Jerônimo da Serra, cujas altitudes podem ultrapassar 1.200 m, como no Morro da Pedra Branca.

As escarpas que formam os *fronts* da Serra Geral, recebem diversas denominações locais. Na área de estudo é denominada de Serra da Bufadeira, mais ao sul, também recebe as denominações de Serra do Machado, Serra dos Porongos e Serra do Cadeado, essas fora da área da pesquisa.

A despeito da literatura tratar como sequências contínuas de *Cuestas* arenito-basálticas (MAACK, 1947; ALMEIDA, 1949; 1956; VALVERDE, 1957; MONTEIRO, 1968), que limitam planaltos deprimidos de origem denudacional, formando típicas depressões periféricas, essas diferenciações morfológicas, entre o segmento sul e norte, levantam dúvidas sobre a continuidade dessas *cuestas*. Esse fato levou o IBGE (1990) a classificar esse segmento norte como escarpa topográfica, sem atribuir conotação genética a elas, fazendo o oposto no segmento sul, que classificou como relevo de *Cuesta*.

O segmento norte dos escarpamentos que dividem o Segundo do Terceiro Planalto Paranaense, tem sido tratado por diversos autores do ponto de vista morfoestrutural (FORTES et al., 2008; SANTOS, 2010; VARGAS, 2012; FORTES; DAL SANTO; VOLKMER, 2014; FORTES; SORDI, 2014; VARGAS; FORTES; SALAMUNI, 2015; VARGAS, 2017), sendo tratadas como escarpas estruturais típicas, cujos *fronts*, são sustentados por arenitos silicificados da Formação Botucatu, que conferem grande resistência à erosão e formam superfícies geomorfológicas de corte em bisel.

O rio Tibagi e o rio Ivaí atravessam essas escarpas por superimposição epigênica. O primeiro forma vales mais estreitos e profundos localizados entre os altos topográficos de Mauá da Serra e o de São Jerônimo da Serra e o segundo forma vales mais abertos e mais dissecados. Em ambos os casos, intrusões básicas de direção NW-SE, associadas aos derrames juro-cretáceos da Formação Serra Geral e ao Arco de Ponta Grossa, atravessam a área, formando serras baixas e alongadas, cuja litologia mais resistente, se destaca em meio as zonas sedimentares deprimidas (COUTO, 2011; VARGAS, 2017).

A borda planáltica limítrofe do Segundo com o Terceiro Planalto Paranaense e associada à Serra do Cadeado é referida como parte de níveis aplanados denominado por Justus (1985) como Superfície de Cimeira, estando parcialmente inumado e apresentando suave inclinação para NW. Bigarella, Mousinho e Silva (1965) e Bigarella, Becker e Passos (2003) associam essa superfície ao Pediplano Pd3 e atribuíram a idade Oligocênica a essa feição. Segundo estes autores, o desenvolvimento desta se deu em condições climáticas semiáridas e permitiu o alargamento dos

vales e o predomínio de processos de pedimentação e pediplanação. Mudanças paleoclimáticas mais úmidas posteriores condicionaram a superimposição do rio Ivaí e Tibagi, entre outros, por processos de epigenia.

Santos (2010) e Candelari (2015) atribuíram as áreas mais elevadas da serra da Bufadeira, entre 1.140 m e 660 m de altitude, a níveis de aplainamento Pd3 parcialmente retrabalhados e desnivelados. Os autores também associaram as escarpas a limites falhados em basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu.

O nível inferior, elaborado a partir do Pd3, foi denominado de Pd2 e Pd1 respectivamente por Bigarella, Mousinho e Silva, (1965) e Bigarella e Andrade (1965). Justus (1985) identificou os remanescentes do Pd3 no norte e noroeste paranaense e os denominou de Superfícies Interplanálticas. Santos (2010) e Candelari (2015) identificaram o nível Pd2 junto ao topo das superfícies escarpadas e dos relevos residuais no contexto da Serra da Bufadeira, formando patamares e ombreiras identificadas nas cartas topográficas, marcando um nível situado entre 660 m e 540 m de altitude. O Pd1 corresponde ao nível mais baixo de aplanamento, elaborado à custa do retrabalhamento do Pd2, tendo sido identificado por Santos (2010) e Candelari (2015) em níveis compreendidos em torno de 500 m de altitude, correspondendo às áreas mais deprimidas da bacia. Segundo esses autores, o Pd1 se apresenta inumado por coberturas detríticas cujas espessuras variam conforme o contexto geomorfológico e estrutural local.

O nível Pd<sub>0</sub>, definido por Bigarella, Mousinho e Silva (1965) e associado a Superfície Interplanáltica de Justus (1985), corresponde ao nível aplainado mais baixo e relacionados às zonas beira rio em áreas de alargamento dos vales fluviais. Contudo, esse nível foi desconsiderado por Santos (2010) e Candelari (2015). Estes autores também estabeleceram correlação dessas superfícies aplainadas a depósitos correlativos vinculados a pavimentos detríticos localizados nos sopés das escarpas formando coberturas sedimentares, com 1,0 a 1,8 m de espessura, compostas de brechas polimíticas de basaltos e arenitos.

#### **4 RESULTADOS E DISCUSSÕES**

As formações geológicas identificadas na área de estudo estão representadas pelas rochas do Grupo Passa-Dois, representadas pelas formações Teresina e Rio do Rasto, a primeira do

Permiano Superior e a segunda do Triássico Inferior. Esse grupo encontra-se sotoposto pelas rochas do Grupo São Bento (Juro-cretáceo), representado pelas formações Piramboia, Botucatu e Serra Geral (MILANI et al., 1998). A única representante das rochas do Grupo Passa-Dois na área de estudo é a Formação Rio do Rasto (Figura 3). A Formação Rio do Rasto é constituída de siltitos e argilitos roxos em camadas mais espessas, alternando lentes de siltitos cinza a esverdeado (SCHNEIDER et al., 1974). As rochas pelíticas apresentam comumente estrutura plano-paralela. A fragilidade dessas litologias permite associá-las às zonas mais rebaixadas do relevo, profundamente dissecadas e formadas de colinas com declividades inferiores a 10% e representada na sua maior parte pelo modelado de acumulação.

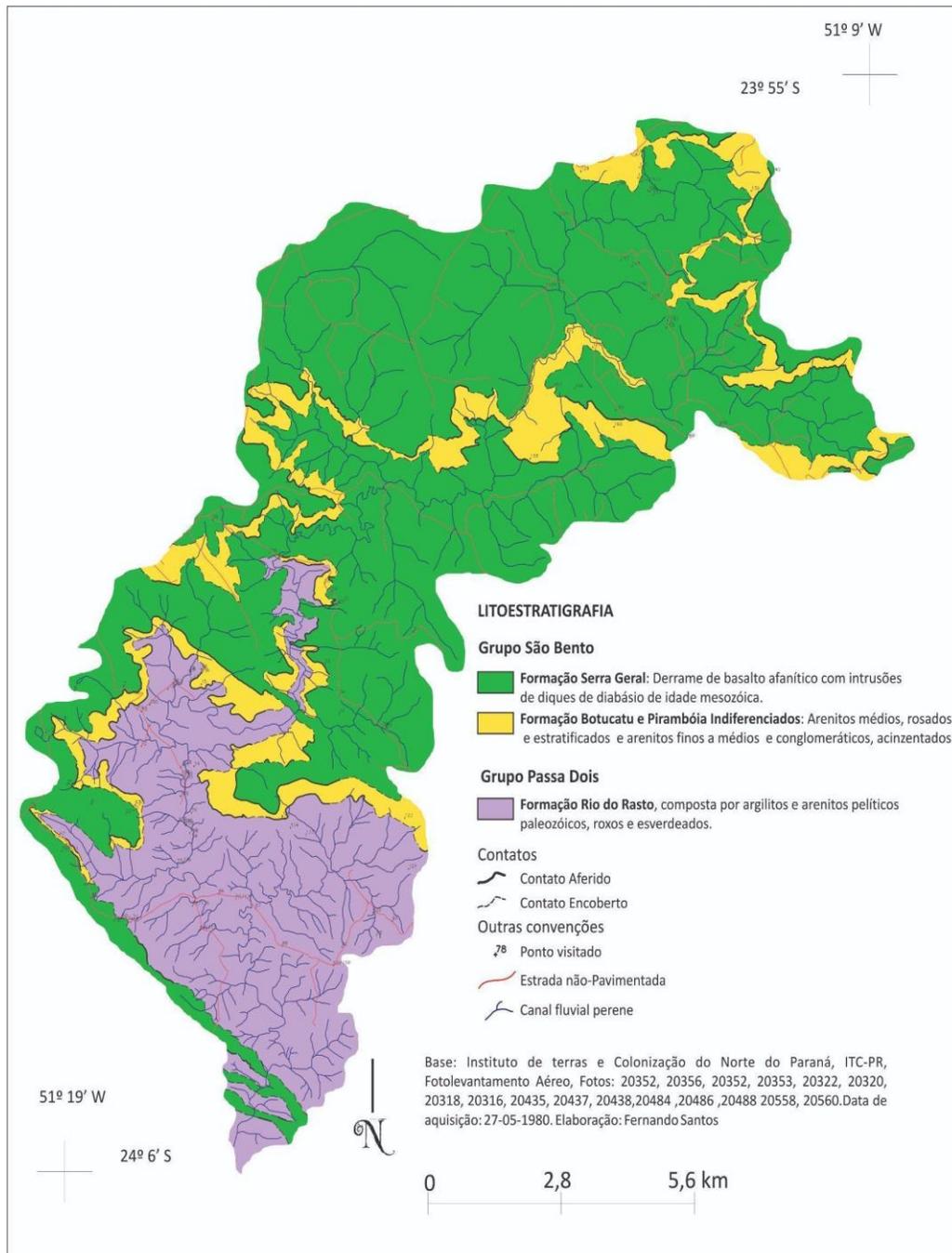
A Formação Piramboia, pertencente ao Grupo São Bento, assenta-se em discordância litológica com angularidade suave sobre a Formação Rio do Rasto (SOARES, 1975), constituindo um arenito esbranquiçado fino, com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo, sigmoidais e plano-paralela e muito friável que aflora na média e alta vertente das escarpas, estando, porém, na maior parte da área de estudo recoberta por depósitos sedimentares inconsolidados quaternários (Figura 3).

A Formação Botucatu, também pertencente ao Grupo São Bento, encontra-se sobreposta à anterior em discordância angular e superfície ondulada associada a formas de preenchimento de canal (SOARES, 1975; CAETANO-CHANG; WU, 2006). Constitui um pacote de arenito quartzoso, de cor avermelhada com estratificação cruzada de grande porte e espessura de até 50 m associada à Fácies Eólica. A parte superior corresponde a um arenito fino, com pouca argila na matriz. O arenito é presente ao longo de toda a escarpa, principalmente no terço inferior da bacia hidrográfica, onde forma escarpas festonadas que constituem *cornijas* proeminentes em arenito silicificado (Figura 3). A parte basal apresenta cerca de 20 m de espessura e compreende um arenito avermelhado de aspecto conglomerático, muito resistente à erosão e que corresponde à Fácies Torrencial de Soares (1975). Caetano-Chang e Wu (2006) denominam essa fácies de Arenito Itirapina e o posicionam na parte superior da Formação Piramboia, distinguindo-os dos arenitos finos da Formação Botucatu situados no restante superior da sequência.

As rochas ígneas da Formação Serra Geral, associadas ao Grupo São Bento, ocupam o topo da coluna estratigráfica da bacia do rio Bufadeira e são formadas por basaltos e dacitos porfiríticos. Os basaltos são negros e mostram a esfoliação esferoidal típica. Os dacitos apresentam matriz afanítica cor cinza escura. A bacia hidrográfica também é cruzada por corpos

ígneos intrusivos representativos de diques e soleiras de diabásio que estão ligados a um expressivo conjunto de diques que acompanham o Arco de Ponta Grossa alinhados segundo N40-50W e que podem formar serras estreitas e alongadas segundo o *trend* principal (Figura 3).

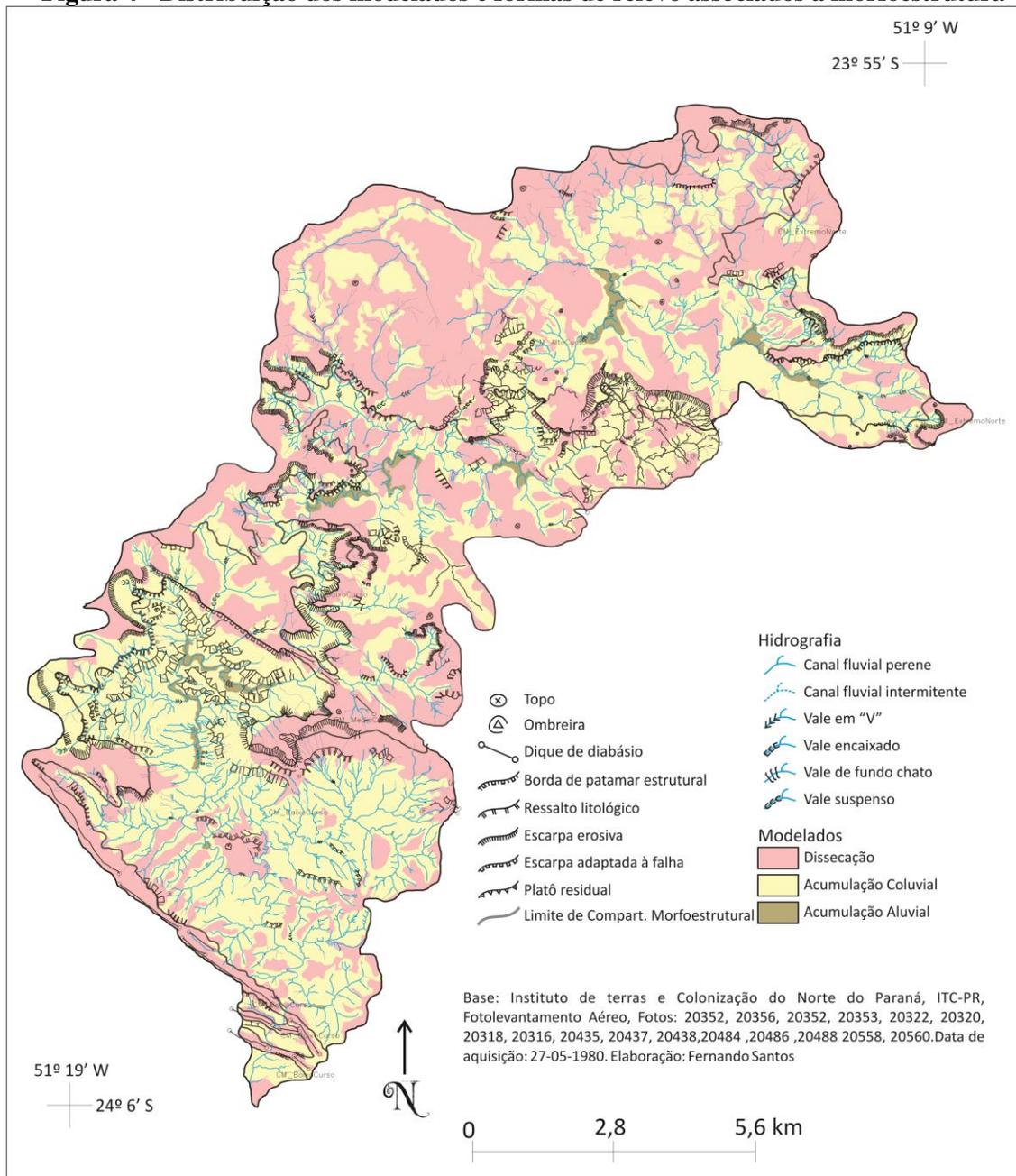
**Figura 3 - Distribuição das unidades litológicas da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira**



Elaborado pelos autores.

As litologias basálticas e areníticas da bacia hidrográfica do Bufadeira formam relevos colinosos típicos, com declividades entre 10% e 5%, junto ao Modelado de Dissecação (Figura 4), podendo ser maiores junto aos vales fluviais. As formações superficiais estão representadas por solos espessos resultantes da alteração supérgena e que condicionam o predomínio de latossolos profundos com mais de 5 m de espessura.

**Figura 4 - Distribuição dos modelados e formas de relevo associados à morfoestrutura**



Elaborado pelos autores.

O modelado de acumulação está representado por coberturas sedimentares superficiais associadas a acumulações fluviais e colúviais. As primeiras constituem depósitos fluviais que formam pacotes de até 1,8 m de espessura, e podem acompanhar os fundos dos vales drenados pelo rio Bufadeira, desde suas porções montante a jusante na forma de terraços fluviais com cascalhos polimíticos de barras de canais, recobertos por depósitos colúvio-aluviais, silticos-arenosos no baixo curso do rio Bufadeira. Este rio retrabalha esses depósitos e os redeposita na forma de barras laterais e centrais de canal, formando planícies alveolares (Figura 5).

Os depósitos de cobertura também estão representados por brechas e conglomerados polimíticos formados de blocos e cascalhos de basaltos, arenitos, podendo ser maciços ou estarem imersos em matriz argilosa, quando então constituem depósitos de *debrisflow*, relacionados a zonas distais de pequenos leques aluviais. Estes acompanham as bordas dos platôs residuais e das escarpas (Figura 6).

O modelado de acumulação coluvial compreende depósitos variando de 1,5 m a 3,5 m de espessura, associados a depósitos de fluxos gravitacionais compostos por fragmentos de rochas, compostos de basaltos e raros arenitos centimétricos, imersos em matriz silto-argilosa marrom escura. Essas coberturas ocorrem depositadas diretamente sobre o substrato rochoso ou recobrimo depósitos aluviais, sendo que, no primeiro caso, podem formar linhas de pedras (*stoneline*) na base. Apresentam distribuição mais representativa na parte do baixo curso do rio Bufadeira, formando coberturas sedimentares em forma de rampas nas baixas encostas, fundos de vales e das bordas de patamares estruturais.

Esses depósitos transicionam em direção ao topo para coberturas areno-argilosas mal selecionadas, com frequentes fragmentos de rochas basálticas.

Para o estabelecimento de um quadro correlativo entre a litoestrutura e a morfofisiografia da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira, foram realizados os mapeamentos geomorfológicos e de compartimentação morfotectônica. Neste último foi possível identificar e mapear dois Compartimentos Morfotectônicos (Figura 7): o Compartimento Morfotectônico da Cimeira Basáltica (CMCB), que se desdobra em três subcompartimentos: o Subcompartimento Morfotectônico das Altas Superfícies Estruturais (SMASE), o Subcompartimento Morfotectônico das Superfícies Intermediárias Desniveladas (SMSID) e o Subcompartimento Morfotectônico das

Baixas Superfícies Desniveladas (SMBSD). O segundo compartimento é representado pelo Compartimento Morfotectônico das Superfícies Inundadas (CMSI).

**Figura 5 - Terraço fluvial e barra de cascalho com cobertura colúvio-aluvial, redepositada pelo rio Bufadeira no seu baixo curso**



Fotografias: Autores, 2023.

**Figura 6 - Cone de dejeção em borda de dique de diabásio no baixo curso do rio Bufadeira. Na foto da esquerda vista frontal do depósito. Na foto da direita afloramento em perfil do depósito na sua parte distal, mostrando depósito de *debrisflow*, composto de brechas de diabásio com até 20 cm de diâmetro, imersos em matriz argilosa marrom escura**

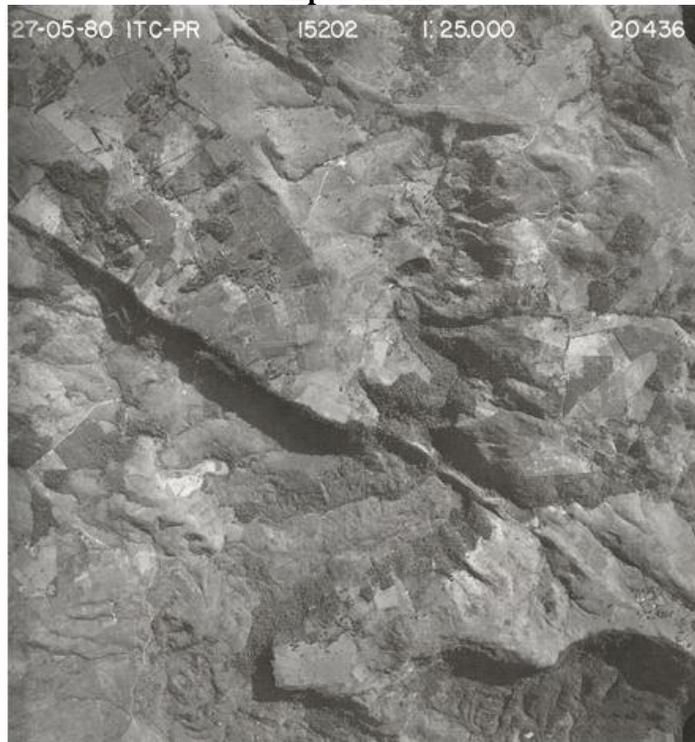


Fotografias: Autores, 2023.

O limite entre os dois principais compartimentos morfotectônicos ocorre através de escarpas adaptadas de falhas preenchidas por intrusões da Formação Serra Geral de direção aproximada N60W. Estes correspondem a diques rompidos e aparentemente deslocados

por falhas N-S, permitindo o seccionamento dessas estruturas pelo rio Bufadeira que atravessa a escarpa em um boqueirão formando um *canyon* profundo com mais de 200 m de desnível. Neste, afloram basaltos no topo, enquanto arenitos da Formação Botucatu e Piramboia e arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto são expostos na média e baixa encosta (Figuras 7 e 8).

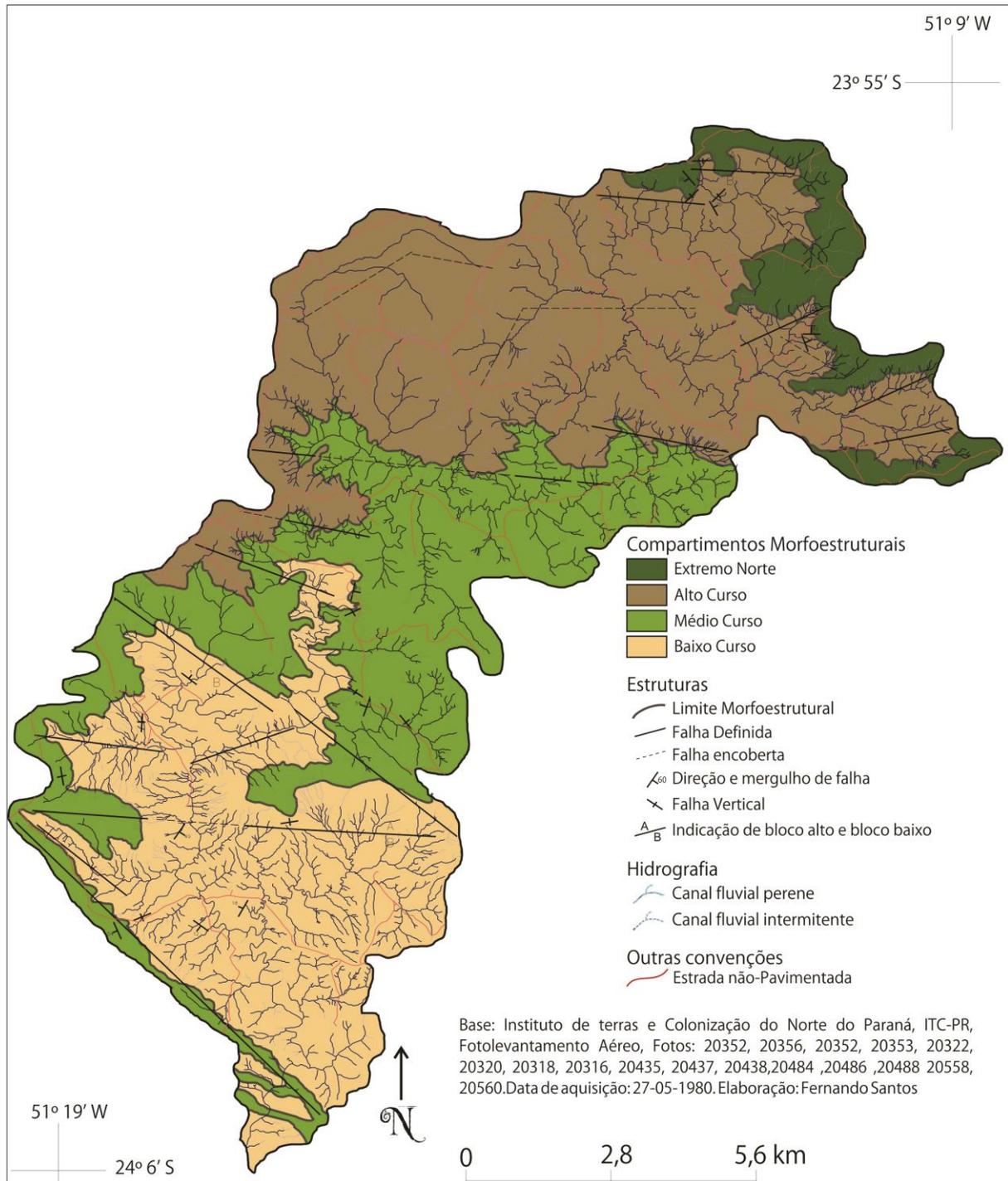
**Figura 7 - Foto aérea mostrando parcialmente a Serra da Bufadeira no limite entre os compartimentos**



Fonte: ITC-PR (1980).

O SMASE associado ao CMCB está localizado no extremo nordeste da bacia, com altitudes até 1140m. (Figura 7). Apresenta-se de forma descontínua e limitado com o SMSID por lineamentos descontínuos de direção E-W e NW-SE, definindo blocos distintos que coincidem com escarpas secundárias e mais baixas. Correspondem às zonas das cabeceiras de drenagem e afluentes de 1ª ordem. Possui uma área de 8,8km<sup>2</sup> e 28km de canais fluviais, configurando a menor densidade de drenagem da bacia. Apresenta vales incisos verticalmente com leve alargamento na transição para o SMSID (Tabela 1).

**Figura 8 - Compartimentos morfotectônicos da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira**



Elaborado pelos autores.

**Tabela 1 – Dissecação horizontal e vertical média por compartimento em metros**

Hipsometria (m)	Compartimento	Dissecação Média	
		Horizontal	Vertical
1100 - 1250	CMCB – SMASE	462	62
1050 – 1200	CMCB – SMASE-SMSID	1231	83
950 – 1100	CMCB – SMSID	1118	256
800 – 1000	CMCB – SMSID/SMBSD	1426	118
600 – 900	CMCB – SMBSD	1269	95
500 – 900	CMCB/CMSI	2233	258
500 - 600	CMSI	813	35

Elaboração dos autores, 2018.

O SMSID está localizado junto ao alto curso e sua distribuição E-W acompanha a inflexão para NE-SW da bacia hidrográfica. Possui 53km<sup>2</sup> de área com alto fator de assimetria, indicando desvio do curso principal para a esquerda na porção sul da divisão. Possui forte dissecação dos vales (Tabela 1) com declividade média baixa, característica de um relevo colinoso com tendência à escavação do vale. Deste modo, os canais são controlados tectonicamente, com leito rochoso. Uma particularidade é o padrão semi-radial da rede de drenagem, que pode formar amplos arcos que desviam as drenagens dos tributários do Bufadeira, ora para sul, ora para norte indicando uma possível presença de Altos Estruturais, cuja associação com as estruturas tectônicas ainda não encontra correlação satisfatória (Figura 7), porém podendo ser atribuída à presença de lacólitos, conforme já descritos por Sordi e Fortes (2014), Vargas, Fortes e Salamuni (2015) e Vargas (2017) nessa região compreendida pela Serra do Cadeado.

Este subcompartimento apresenta altitudes que variam de 900 a 1.100 me representa um nível de aplainamento correspondente ao Pd3, conforme proposto por Santos (2010), porém desnivelado por falhas normais. A superfície apresenta um mergulho suave para nordeste. O limite desse compartimento se dá por falhas de direção E-W, descontínuas e localmente encobertas.

O SMBSD está localizado junto ao médio curso do rio Bufadeira, em altitudes que variam de 600 e 900 m, correspondente ao Pd3, embora desnivelado tectonicamente (Figura 9). Possui 40km<sup>2</sup> de área, numa densidade de drenagem muito parecida com o SMSID. O perímetro nesta área é maior pela extensão ao sul, incluindo também o topo dos diques de diabásio na porção sul da bacia hidrográfica e os interflúvios da porção sudeste. Ao Sul, os diques definem a forma do

interflúvio e influenciam no arranjo espacial da confluência, onde o curso principal secciona uma série de diques pertencentes ao SMBSD (Figura 7). Nestas áreas, os corpos intrusivos de diabásios da Formação Serra Geral fazem contato com os pelitos da Formação Rio do Rasto por não conformidade.

O padrão de drenagem é subdendrítico, sendo que o rio Bufadeira apresenta importantes desvios ao longo desse compartimento. Na parte montante, o rio Bufadeira flui no sentido E-W paralelo às escarpas, infletindo para SW e posteriormente para SE quando escava um *canyon* sobre lineamentos de direção NW-SE (Figura 7). A tendência de incisão vertical é mais evidente na transição dos compartimentos CMCB e CMSI, que se caracteriza pela presença do *canyon* (Figuras 9 e 10). No domínio do subcompartimento SMBSD a dissecação horizontal é predominante, denotando uma tendência ao alargamento do vale (Tabela 1).

**Figura 9 - Foto A mostra em primeiro plano o esporão da Serra da Bufadeira no CMCB. Abaixo da *cornija* a borda de patamar estrutural se destaca formando um patamar proeminente na média encosta. Rampas de cones de dejeção ocorrem no limite com o CMSI, que corresponde às zonas mais deprimidas drenadas pelo rio Bufadeira. A foto B, tomada a partir do CMBC, de montante para jusante, mostra o *canyon* do rio Bufadeira, com escarpas em *cornijas* nas laterais**



Fotografias: Autores, 2018.

**Figura 10 - Foto A mostra zona de cornija no topo da Serra da Bufadeira. Na foto B detalhe da foto anterior, com afloramento de arenito da Formação Botucatu**



Fotografias: Autores, 2018.

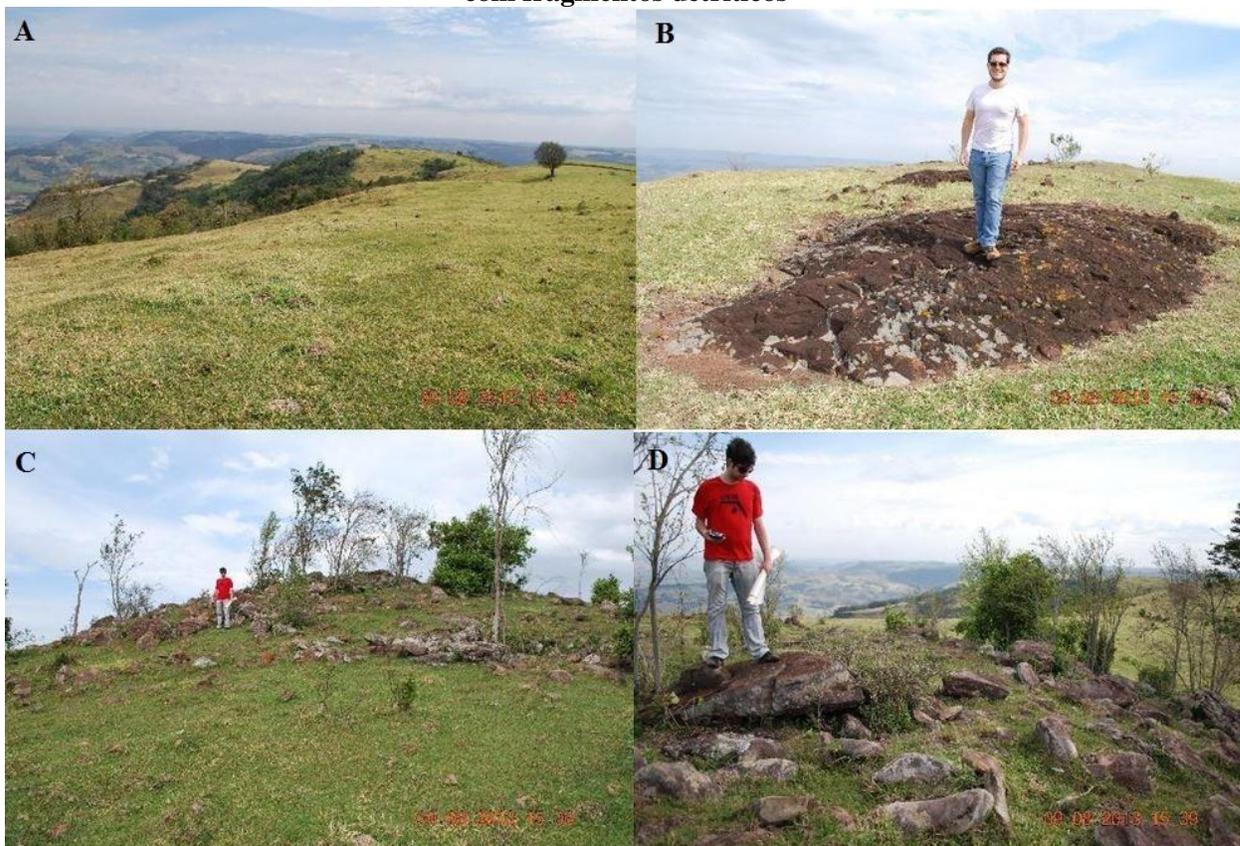
A despeito de Santos (2010) atribuir as bordas de patamar do SMBDS a um nível de aplainamento correspondente ao Pd2, a falta de contato discordante entre as superfícies geomorfológicas mapeadas e as unidades litológicas, não permite fazer essa associação. Contudo, fica evidente a associação com a erosão diferencial, a despeito das coberturas sedimentares estarem representadas por depósitos gravitacionais, caracterizados por brechas de basaltos e arenitos sugestivos de zonas de pedimentação detrítica.

As bordas dos patamares estruturais formados sob rochas da Formação Rio do Rasto e os ressaltos litológicos formados pelos arenitos conglomeráticos da Formação Botucatu apresentam continuidade regional ao longo das encostas. Porém, não foi possível constatar os desnivelamentos sugestivos de tectônica nesses patamares. Contudo, foram identificados desnivelamentos nesta superfície junto à bacia do rio São Pedro, estudada por Manieri (2010), e situada em área contígua a oeste da bacia do Bufadeira.

A Serra da Bufadeira no SMBSD mostra evidências de importante controle estrutural, com diversos blocos fraturados, a partir de falhas normais, limitando blocos basculados localmente, conforme fica evidenciado nesse esporão de serra (Figura 11). A desnudação e desnivelamento dessas bordas ficam aparentes pela presença soleiras de diabásio (lacólitos) junto aos arenitos da Formação Botucatu no topo da serra. Pequenas colinas residuais de até 10 m de

altura, formadas de blocos de arenito com até 1,0 m de diâmetro, ocorrem de forma isolada e esparsa no topo da Serra da Bufadeira, em posição topográfica e estratigráfica superior a essas soleiras (Figura 11). Nessas condições lito e morfoestratigráficas é possível sugerir um nível de aplainamento antigo, possivelmente associado ao Pd3, que levou ao dismantelamento de um antigo paleorelevo, sustentado por rochas ígneas básicas, que fez aflorar o arenito da Formação Botucatu com corpos intrusivos associados, como as soleiras identificadas na Figura 11.

**Figura 11 - Vista parcial do topo da Serra da Bufadeira junto ao esporão de serra. Foto A – Relevo escalonado junto à borda, foto tomada de norte para sul. B – Superfície de soleira ígnea. C – Colina residual formada por blocos de arenito Botucatu. D – Detalhe de topo de colina residual com fragmentos detríticos**



Fotografias: Autores, 2018.

O compartimento CMSI, localizado no baixo curso do rio Bufadeira, tem uma área de 40 km<sup>2</sup> e tem maior densidade de drenagem de toda a bacia (Figura 7). O alto fator de forma combinado a um índice de compacidade baixo indica o formato circular do interflúvio desta subdivisão. Os vales largos, amplos e pouco escavados são demonstrados pelos índices de

dissecação (Tabela 1). As altitudes variam de 480 m até 600 m, com uma declividade média de 21%.

Os padrões de drenagem desse compartimento são o dendrítico e o subparalelo. Este último associado à grande quantidade de diques de diabásio que formam elevações alongadas de direção NW-SE, com largura variando de 80 a 100 m e comprimentos que podem chegar a mais de 10 km. O curso dos rios é curto, com uma quantidade muito maior de canais.

Nas baixadas relativas ao CMSI, próximos à Serra da Bufadeira, foram identificadas falhas normais de direção e mergulho N24W85NE, obedecendo a um padrão em dominó, que seccionam os siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto, com direção e mergulho N54-68E7°NW. As coberturas sedimentares quaternárias acompanham as estruturas, sugerindo atividade neotectônica da área (Figura 12). O mesmo padrão é observado na disposição das serras locais, cujo escalonamento é concordante com o padrão em dominó.

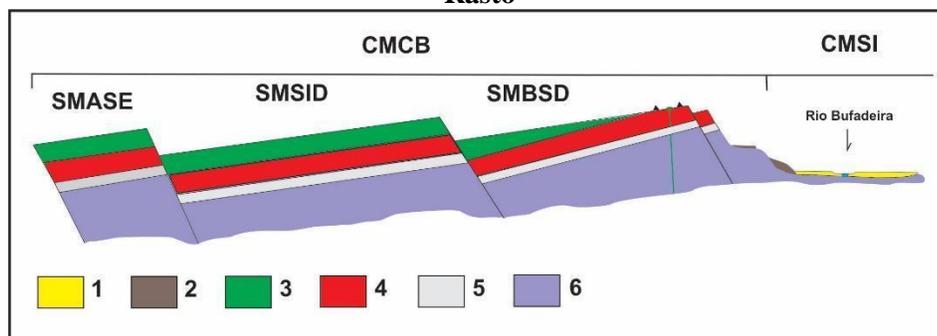
**Figura 12 - Afloramento ao longo da estrada de arenitos da Formação Rio do Rasto com cobertura coluvial, argilo-siltosa inconsolidada, formando blocos limitados por falhas normais com dobras de arrasto associadas**



Fotografias: Autores, 2018.

A análise correlativa das estruturas regionais, de mapas geológicos e geomorfológicos, acompanhados de extensivas campanhas de campo que cobriram a área dessa pesquisa, permitiram interpretar as condições de formação do relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira, que integra parcialmente a Serra da Bufadeira e do Cadeado. As relações com eventos tectônicos quaternários, não ficaram bem definidas, porém as associações das estruturas regionais e do relevo local, bem como das coberturas sedimentares evidenciam um relevo formado de blocos falhados e basculados para norte-noroeste (Figura 13).

**Figura 13 – Modelo esquemático de blocos tectônicos associados ao relevo da Serra da Bufadeira. 1– Depósitos Quaternários Colúvio-aluviais; 2 – Depósitos Quaternários Leques aluviais e colúvios; 3 – Formação Serra Geral; 4 – Formação Botucatu; 5 - Formação Piramboia; 6 – Formação Rio do Rasto**



Fotografias: Autores, 2023.

## 5 CONCLUSÃO

As bordas planálticas, em especial aquelas marcadas pela formação de desníveis altimétricos acentuados, com presença de relevos cuestiformes ou não, constituem áreas importantes para análise da evolução das superfícies geomorfológicas regionais. Estas muitas vezes são atribuídas à evolução por circundesnudação periférica, a partir de recuo paralelo de encostas em paleoclimas semiáridos e em condições de estabilidade tectônica.

A análise efetuada a partir da correlação de produtos cartográficos, combinados com trabalhos de campo sistemáticos, permitiu estabelecer um quadro descritivo de correlações entre unidades geológicas, mapeamento de geoformas e compartimentos geomorfológicos, o que evidenciou a participação da erosão diferencial, com arenitos da Formação Botucatu formando o escarpamento estrutural e um quadro morfoestrutural sugestivo de neotectônica na formação e escalonamento da Serra da Bufadeira.

O mapeamento geológico mostrou ampla distribuição dos basaltos associados à Formação Serra Geral, ocupando cerca de 2/3 da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira. Os arenitos da Formação Botucatu e Piramboia se apresentam ocupando zonas mais restritas, aflorando em faixas de direção NW-SE, a primeira em contato por não conformidade com os basaltos sobrepostos. A silicificação do arenito Botucatu condiciona a formação de cornijas com até 10 m de altura, na borda das escarpas erosivas e naquelas adaptadas de falhas preenchidas por diques de diabásio. O arenito da Formação Piramboia, na maior parte da área encontra-se encoberto por

Geolingá: Revista do Programa de Pós-Graduação em Geografia Maringá, v. 15, n. 1, p. 68-94, 2023. Edição Especial GEMA 35 anos ISSN 2175-862X (on-line)

leques aluviais e coberturas coluviais de encosta e encontra-se sotoposto a Formação Botucatu. Os arenitos e siltitos da Formação Rio do Rastro são os únicos de idade Paleozoica na bacia hidrográfica, e encontram-se ocupando o baixo curso do rio Bufadeira até a média encosta, onde formam uma borda de patamar estrutural, recoberta por depósitos de brecha com blocos de até 1m de diâmetro.

A identificação e análise das morfoestruturas da bacia permitiram mapear os domínios associados ao modelado de dissecação e ao modelado de acumulação. O primeiro representado por áreas influenciadas diretamente pelos processos de alteração supérgena das rochas acima descritas, com formação de coberturas pedológicas espessas, com predomínio de processos morfogênicos. O modelado de acumulação é representado na área como depósitos de cobertura sedimentar, vinculados a processos fluviais e coluviais.

A análise combinada de parâmetros geológicos e geomorfológicos possibilitou identificar e mapear compartimentos morfotectônicos escalonados, denominados de: Compartimento Morfotectônico da Cimeira Basáltica (CMCB) e Compartimento Morfotectônico das Superfícies Inumadas (CMSI). O primeiro foi subdividido em Subcompartimento Morfotectônico das Altas Superfícies Estruturais (SMASE); o Subcompartimento Morfotectônico das Superfícies Intermediárias Desniveladas (SMSID) e o Subcompartimento Morfotectônico das Baixas Superfícies Desniveladas (SMBSD).

Ficou evidenciado que os compartimentos morfotectônicos encontram-se associados a blocos tectônicos que se apresentam escalonados e limitados por falhas normais, predominantemente N60W, sub verticais. Planos de falhas em depósitos cenozoicos, por vezes rotacionados (em estilo dominó), evidenciam possível tectônica cenozoica. Esse padrão mostrou-se condizente com o modelo estrutural proposto por Strugale et al. (2007), para a região de Mauá da Serra, no qual propõe a existência de um alto estrutural com caimento para NW em direção à Zona de Falha Tamarana e para SE em direção ao rio Pereira em que se encontra a área desse estudo.

## 6 AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente da Universidade Estadual de Maringá (GEMA/UEM) pela disponibilidade de espaço para discussão e laboratórios para análises dos sedimentos. Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UEM, pelo apoio

no desenvolvimento de projetos de pesquisas de mestrado e doutorado. A CAPES pela disponibilidade de bolsas de mestrado.

## 7 REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. de. Relevo de “*Cuestas*” na Bacia Sedimentar do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 3, p.21-33, 1949.

\_\_\_\_\_. O planalto basáltico da bacia do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, v. 24, p.3-34, 1956.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, v. 3, 2003, p.877-1436.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: WRIGHT JUNIOR, H.E.; FREY, D.G. (eds.) **International Studies on the Quaternary**. Geological Society of America Special Papers. New York, 84, p. 433-451, 1965.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 16/17, p. 117-151, jun. 1965.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. Arenitos flúvio-eólicos da porção superior da Formação Piramboia no centro-leste paulista. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36(2), p. 296-304, jun. 2006.

CÂMARA, G.; SOUZA R. C. M.; FREITAS, U. M. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Garrido J. Computers & Graphics**, v. 20, n. 3, p. 395-403, may-jun. 1996.

CANDELARI, B.A. **Morfogênese e Morfodinâmica da Planície Alveolar do Rio Bufadeira, Faxinal, PR**. 2015. 70 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2015.

COUTO, E. V. do. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do Alto Ivaí - Rio Alonzo - Sul do Brasil.** 2011. 109 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2011.

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

FORTES, E.; CAVALINI, A.; VOLKMER, S.; MANIERI, D.D.; SANTOS, F.R. Controles morfoestruturais da compartimentação da Serra Geral: uma abordagem preliminar. **Terra@Plural**, Ponta Grossa, v. 2, p.279-292, 2008.

FORTES, E.; DAL SANTO, T.; VOLKMER, S. Aplicação de perfis de varredura na análise geomorfológica do relevo de borda planáltica e mapeamento de superfícies estruturais. **Revista Geonorte**, v. 10, n.6, p.41-47, 2014.

FORTES, E.; SORDI, M. V. de. Mapa de nivelamento de topos na análise da evolução geomorfológica da bacia hidrográfica do Ribeirão Santo Inácio, estado do Paraná. **RA'EGA**, Curitiba-PR, v. 31, p. 184-207, 2014.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretoria de Geociências. Geografia do Brasil. Rio de Janeiro, 1990. 420 p.

ITC-PR. Instituto de Terras e Cartografia. Aerolevantamento Fotogramétrico (1980). Disponível em: <https://www.iat.pr.gov.br/>. Acesso em: 23 out. 2022.

JUSTUS, J.O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar.** 1985. 204 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

MAACK, R. **Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina.** Arquivos de Biologia e Tecnologia. Curitiba, 2. ed., v. 7, p.64-154, 1947.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná.** Curitiba: Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, 1968. 350 p.

MANIERI, D.D. **Comportamento Morfoestrutural e Dinâmica das Formas de Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio São Pedro, Faxinal – PR**. 2010. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

MILANI, E.J.; FACCINI, U. F.; SCHERER, C.M.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências**, Universidade de São Paulo, v. 29, p. 125-173, 1998.

MONTEIRO, C.A.de F. Geomorfologia. In: **Geografia do Brasil**; Grande Região Sul. IBGE. Rio de Janeiro, 1968. 211 p. (Biblioteca Geográfica Brasileira, série A, publ. 18), p. 9-73, 1968.

SANTOS, F.R. dos. **Condicionamento Morfoestrutural do Relevo e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/PR**. 2010. 46 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais [...]**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. p. 41-65.

SILVA, A. da. O Arco de Ponta Grossa e sua importância na correlação de estruturas continentais e oceânicas. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., 1983, São Paulo, **Atas [...]**. São Paulo: SBG-Núcleo São Paulo, 1983. p. 163-173.

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

SORDI, M.V. de; FORTES, E. Caracterização Granulométrica dos Depósitos de uma Vertente em Borda Planáltica Limítrofe como Suporte à Compartimentação Local da Paisagem. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v, 7, n.2, p. 403-416, 2014.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S. P., MANCINI, F., PORTELA FILHO, C. V., FERREIRA F. J. F.; FREITAS, R. C.de. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 24, p. 203-227, 2007.

USGS. **Shuttle Radar Topography Mission**, 1 arc second scene, SRTM\_u03\_p222r077. Unfiled Unfinished 2.0. Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000.

VALVERDE, O. Planalto meridional do Brasil. In: **Congresso Internacional de Geografia**, 18, Rio de Janeiro, 1957. Guia de excursão, n. 9. Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Geografia, p. 340, 1957.

VARGAS, K.B. **Caracterização Morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas - PR**. 2012. 102 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2012.

VARGAS, K.B.; FORTES, E.; SALAMUNI, E. Análise morfoestrutural da bacia do ribeirão Água das Antas-PR. **RA'EGA**, Curitiba-PR, v. 34, p. 07-25, ago. 2015.

VARGAS, K.B. **Superfícies Geomorfológicas do Centro Norte Paranaense e Evolução do Relevo Regional**. 2017. 176 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2017.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA-GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (coords.): **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990. p. 135-169.

*Data de recebimento: 06 de outubro de 2022.  
Data de aceite: 29 de novembro de 2022.*