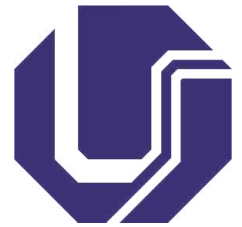




UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, GEOCIÊNCIAS
E SAÚDE COLETIVA – IGESC
Campus Monte Carmelo
Curso de Graduação em Geologia



CRISLAYNE APARECIDA LUNA

RELAÇÕES RELEVO-SOLO NA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM
(MG): UMA ABORDAGEM MULTIESCALAR

MONTE CARMELO

2024

CRISLAYNE APARECIDA LUNA

**RELAÇÕES RELEVO-SOLO NA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM
(MG): UMA ABORDAGEM MULTIESCALAR**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia, Geociências e Saúde Coletiva da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Alan Silveira

MONTE CARMELO

2024

CRISLAYNE APARECIDA LUNA

**RELAÇÕES RELEVO-SOLO NA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM
(MG): UMA ABORDAGEM MULTIESCALAR**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia, Geociências e Saúde Coletiva da Universidade Federal de Uberlândia, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Alan Silveira

Monte Carmelo (MG), 21 de novembro de 2024

Prof. Dr. Alan Silveira (Orientador)
(IGESC-UFU)

Prof. Dr. Pablo Vidal-Torrado
(ESALQ-USP)

Prof. Dr. Guilherme Resende Corrêa
(IGESC-UFU)

MONTE CARMELO

2024

*Aos meus avôs Generoso e José Luna
(in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

Aos Professores Dr. Pablo Vidal-Torrado e Dr. Guilherme Resende Côrrea, por aceitarem compor minha banca.

Ao Professor Dr. José Alexandre Demattê, pela oportunidade de participar do Projeto Carbono Brasil (CABARAL – Esalq/USP) e Saúde dos solos do Brasil (projeto temático FAPESP 2021-05129-8).

Ao Professor Dr. Edmar Isaias de Melo e à Téc. Daiane Gabriela Ribeiro, por me auxiliarem com os procedimentos para extração de argila e permitirem a utilização do Laboratório de Química (LABQ – Monte Carmelo)

Ao Professor Dr. Filipe Goulart Lima, pela assistência com dúvidas acerca da geologia estrutural, disponibilização do Laboratório de Microscopia e Petrografia e equipamento fotográfico para a descrição micromorfológica.

Ao Dr. Luis Fernando Vieira da Silva, por me ajudar com a metodologia para extração da argila, pela conexão com os laboratórios da Esalq/USP e auxílio com a base bibliográfica.

À Professora Dra. Josiane Branco Plantz e aos colegas Simone Alves e Leonardo Leite, por me ajudarem com a coleta de dados e amostras em campo.

Ao Professor Dr. Emerson Rodrigo Almeida, por viabilizar o uso da geofísica no trabalho e posterior ajuda com o processamento e interpretação dos dados.

À Téc. Ms. Juliana Abreu Crosara Petrozio, por me auxiliar com o geoprocessamento, a metodologia dos mapas morfométricos e a construção das demais cartas do presente trabalho.

Ao Téc. Dr. Ítalo Lopes de Oliveira, pela extensa ajuda com a descrição micromorfológica, discussões acerca da estratigrafia regional e permitir a utilização do Laboratório de Preparação de Amostras (LAPREA).

Ao Professor Dr. Alan Silveira, por me orientar e me ensinar Geomorfologia e Pedologia. Me sinto honrada pela oportunidade de ter sido sua aluna e orientanda.

Em especial aos meus amigos Nathália de Almeida Santos, Ana Carolina Barreto Aparecido, Luis Felipe Ferreira Batista, Bruno Ferreira da Silva e Luã Carlos Cunha Santos, por me ajudarem com a coleta de dados e envio das amostras para os laboratórios, mas também por todos os momentos que me proporcionaram. Amo vocês.

À Elaine Araújo Oliveira e ao Douglas Correa Ferraz, por estarem comigo desde o início da graduação.

Aos meus pais Ana Márcia e Paulo Luna e à minha avó Teresa Luna. Sem vocês cada um dos passos que dei para chegar aqui não seria possível.

Ao Heitor Yan Oliveira Veloso, obrigada por tudo.

RESUMO

Ao estabelecer uma investigação geopedológica, aspectos geomorfológicos e geológicos são integrados no estudo dos solos, tendo em vista serem fatores determinantes em sua formação e desenvolvimento. O relevo atua como agente regulador dos processos pedogenéticos, de modo a impactar na distribuição espacial dos mesmos e conseqüentemente, atuar como controlador do tipo de solo. Ao mesmo tempo, o desenvolvimento dos solos interfere nas formas de relevo. Já os materiais que compõe os solos são derivados dos processos geológicos, com enfoque nas litologias e controle estrutural da área. O objetivo central do trabalho consistiu em analisar as relações entre relevo-solo na Alta Bacia do Rio Bagagem (ABRB) a partir de uma abordagem multiescalar. Buscou-se reconhecer um modelo evolutivo do relevo que interferiu na distribuição espacial e no desenvolvimento dos solos da ABRB. A área se localiza em um contexto geológico-geomorfológico de Planaltos Tabulares da borda nordeste Bacia Sedimentar do Paraná, em níveis correspondentes à Superfície Sul-Americana. Nesta superfície se desenvolveram espessos perfis de alteração latossolizados, com a presença de áreas de planícies fluviais com solos hidromórficos. Ainda foram reconhecidos na área Latossolos Pálidos ou Acinzentados, posicionados em vertente assimétrica que se dirige ao Rio Bagagem. Partiu-se do pressuposto de que o desenvolvimento e a distribuição espacial dos solos da ABRB estão condicionados pela evolução de superfícies geomórficas. Do ponto de vista metodológico, a pesquisa se apoiou nos dois primeiros níveis da abordagem morfopedológica. O primeiro contempla a produção cartográfica, ao passo que o segundo se dedicou à organização de transecto (funcional) e a produção de dados experimentais em campo e laboratório. Foram realizadas descrições morfológicas e micromorfológicas de solos, bem como análises químicas, granulométricas, mineralógicas (difratometria de raios-X) e investigação geofísica com resistividade elétrica 1-D. Os resultados demonstraram a existência de 3 superfícies geomórficas (S1, S2 e S3). Foram identificados Latossolos Vermelho-Amarelos e Vermelhos para a superfície mais velha (S1), de composição gibsítico-oxídicos, muito argilosos e mineralogia característica de solos muito intemperizados. Em contraposição, os solos presentes na superfície mais nova (S3) consistiram em sua maioria por influência do hidromorfismo – Plintossolos, Gleissolos e Organossolos, além de Latossolos Acinzentados ou Pálidos, subordem não reconhecida pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS). A superfície S2 não se constou presente nas áreas do Alto Bagagem, mas em sua circunvizinhança. O contexto de evolução da superfície S3 foi atribuído à ação erosiva do Rio Bagagem no contexto de superimposição, possuindo o sistema de drenagem

percorrendo uma paleosuperfície até o rio se encaixar quando exumou uma falha geológica datada da Orogênese Brasileira. Neste processo, originou-se diferentes patamares de planícies e terraços, cuja atuação do lençol freático nas planícies exerceu a mobilização e perda de Fe^{2+} . O contínuo entalhamento do rio transformou essas áreas em terraço, promovendo a oxigenação contínua dos solos nesses ambientes e os tornaram mais propícios para o desenvolvimento dos Latossolos. Neste contexto, os Latossolos Acinzentados ou Pálidos estão vinculados à um ambiente de paleohidromorfismo. Ademais, a erosão regressiva em borda de bacia marca o avanço do Ciclo Velhas sobre a Chapada Indianópolis-Celso Bueno.

Palavras-chave: Superfícies geomórficas; chapada; transecto; paleohidromorfismo; latossolização

ABSTRACT

When establishing a geopedological investigation, geomorphological and geological aspects are integrated into soil studies, given that these are determining factors in their formation and development. The landscape acts as a regulator of pedogenetic processes, impacting their spatial distribution and consequently controlling soil types. Simultaneously, soil development affects landform shapes. The materials soils are derived from came from geological processes, focusing on lithologies and structural control. The central objective of the study was to analyze the soil-landscape relationships in the Upper Basin of the Bagagem River (UBGR) using a multi-scalar approach. The aim was to identify a landscape evolutionary model that has influenced the spatial distribution and development of soils in the UBGR. The area is located within a geological-geomorphological context of Planaltos Tabulares on the northeastern edge of the Paraná Sedimentary Basin, at levels corresponding to the South American Surface. On this surface, alteration profiles have developed, with areas of fluvial plains containing hydromorphic soils. Additionally, Pale or Gray Oxisols (Latosolos) were identified, positioned on an asymmetrical slope leading toward the Bagagem River. The study presumes that the development and spatial distribution of the soils in the UBGR are conditioned by the evolution of geomorphic surfaces. From a methodological perspective, the research was based on the first two levels of the morphopedological approach. The first level involves cartographic production, while the second focuses on the organization of a functional transect and the production of experimental data both in the field and in the lab. Morphological and micromorphological descriptions of soils were conducted, as well as chemical, granulometric, mineralogical analyses (X-ray diffraction), and geophysical investigation using 1-D electrical resistivity. The results revealed the existence of three geomorphic surfaces (S1, S2, and S3). Red-Yellow and Red Latosols (Oxisols) were identified on the oldest surface (S1), composed of gibsitic-oxidic material, very clayey with a mineralogy typical of highly weathered soils. In contrast, the soils present on the youngest surface (S3) were predominantly influenced by hydromorphism, consisting of Plinthosols, Gleysols, and Histosols, as well as Gray or Pale Oxisols, a suborder not recognized by the Brazilian Soil Classification System (SiBCS). The S2 surface was not present in the Upper Bagagem areas but was identified in surrounding areas. The evolutionary context of surface S3 was attributed to the erosive action of the Bagagem River, following a superimposition context, with the drainage system flowing over a paleosurface until the river entrenched and exposed a geological fault from the Brasiliano Orogeny. This process led to the formation of

various levels of plains and terraces, where the water table in the plains mobilized and leached Fe^{2+} . The continuous downcutting of the river transformed these areas into terraces, promoting ongoing soil oxygenation in these environments, making them more favorable for Oxisol development. In this context, the Gray or Pale Oxisols are linked to an environment of paleohydromorphism. Moreover, regressive erosion at the basin margin marks the advance of the Velhas Cycle over the Indianópolis-Celso Bueno Plateau.

Keywords: geomorphic surfaces; plateau; transect; paleohydromorphism; ferrallitization.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo posicionada na Alta Bacia do Rio Bagagem.	26
Figura 2: Posicionamento do transecto na área de estudo.	34
Figura 3: A) Delimitação da área para coleta de amostra indeformada no Perfil LV-10; B) Retirada de amostra indeformada do perfil.	36
Figura 4: A) Coleta de amostra deformada de Latossolo Vermelho Amarelo; B) Coleta de amostra de Gleissolo Melânico utilizando o trado.	36
Figura 5: Posicionamento dos pontos da amostragem realizada por tradagem. Cada cultivo foi indicado por diferentes letras (E – eucalipto, C – café, P – pasto e M – mata ciliar).	37
Figura 6: Equipamento utilizado para investigação geofísica.	39
Figura 7: Posicionamento da investigação geofísica na área de estudo, com abertura de AB de 100m; e arranjo dos eletrodos segundo o método Schlumberger.	40
Figura 8: Distribuição espacial das amostras de cada cultura selecionadas para extração de argila (em laranja) em relação à amostragem como um todo. A) Amostras referentes ao Gleissolo Háptico; B) Amostras pertencentes ao Latossolo Vermelho-Amarelo; C) Amostras de Latossolo Acinzentado; D) Amostras referentes ao Latossolo Vermelho.	43
Figura 9: A) 40g de solo em solução composta por de 4g de NaOH e 10g de hexametáfosfato anteriormente diluídos em 1L de H ₂ O; B) Provetas de 1L preenchidas com material fino e água; C) Galões utilizados para armazenamento dos 200 ml coletados diariamente; D) Argila extraída após centrifugação em Placas de Petri; E) Moagem de argila em almofariz de ágata; F) Amostras prontas para serem submetidas ao procedimento de difratometria de raios-X.	44
Figura 10: A) Despejo da resina na base do recipiente; B) Utilização de bomba de vácuo para induzir a subida da resina entre os poros da amostra; C) Amostras em estufa configurada em 35°C; D) Corte das amostras impregnadas.	47
Figura 11: Lâminas de solo confeccionadas para o presente trabalho.	48
Figura 12: A) Saprolito de micaxisto (x: 229580m, y: 7907899m, 23K); B) Amostra preservada de xisto referente ao Grupo Araxá (x: 228669m, y: 7907398m, 23K).	52
Figura 13: Localização de afloramentos do arenito Botucatu e feições encontradas. Posicionado pela seta vermelha (x: 239121m, y: 7891724m, zona 23K), a imagem A foi retirada do relatório produzido a partir do mapeamento geológico da Folha Perdizes (Cardoso	

et al., 2017) e a seta amarela refere-se às imagens B, C, D e E, do afloramento na área de estudo (x: 229185, y: 7905804, zona 23K). A) *Pipes* de fluidização em que restaram dois tubos vazios com bordas metamorfizadas termalmente; B) Afloramento de arenito Botucatu na planície do rio Bagagem; C) Feição similar ao *pipe* de fluidização descrito por Cardoso *et al.* (2017), identificada em campo; D) Feições circulares que podem ser interpretadas como pipes ou marmitas, também vistas em campo; E) Amostra coletada do arenito silicificado da Formação Botucatu..... 54

Figura 14: Mapa aproximado do terreno pré-Botucatu obtido através de geofísica. Em azul foi traçado o curso do Rio Bagagem..... 56

Figura 15: Posicionamento de afloramentos da Formação Serra Geral abaixo de ponte da rodovia BR-365 sobre o Rio Bagagem no município de Romaria. 58

Figura 16: Levantamento magnetométrico (derivada vertical) da região realizada por Borges (2014). Na imagem superior, diques pertencentes ao Azimute 125 destacados por setas em branco; os limites da área da Bacia do Paraná estão destacados aproximadamente em amarelo; em branco o retângulo demarca a área de estudo. A imagem inferior demonstra a área de estudo, com o posicionamento do Rio Bagagem pela seta amarela. Devido à fonte da informação e o processamento da imagem, houve deslocamento das informações do mapa em relação ao posicionamento real. Unidades em nT/m e escala de mapeamento 1:5.000.000.... 59

Figura 17: Sistema fluvial distributivo da Formação Serra da Galga e a relação espacial das fácies em comparação ao Soerguimento do Paranaíba (ao fundo em marrom). .. 62

Figura 18: Perfis lateríticos descritos em campo. Posicionado pela seta vermelha (x: 225969m, y: 79066446m, zona 23K), as imagens B e D referem-se à um perfil adjacente à área de estudo e a seta amarela (x: 228547m, y: 7905326m, zona 23K) posicionam as imagens A, C e E dentro do perímetro delimitado para o estudo. A) Seixos de arenito dispersos em material laterítico; B) Perfil laterítico que superara 3m de profundidade; C) Clasto de arenito revestido de material provavelmente ferruginoso; D) Perfil laterítico de profundidade superior a 2m, próximo ao local da imagem B; E) Córtex goethítico, indicado pela seta branca, presente no nível laterítico da área de estudo. 65

Figura 19: Bloco diagrama da Bacia do Alto Paraná. Em vermelho se posiciona, aproximadamente, a área de estudo..... 67

Figura 20: Subdivisões da Vereda de Encosta..... 76

Figura 21: Mudanças paleoclimáticas a partir do Mesozoico em escala planetária.... 79

Figura 22: Mapa esquemático dos mecanismos climáticos da possível situação glacial do último período seco pleistocênico. 80

Figura 23: Modelo evolutivo de relevo e desenvolvimento de LAC no vale do Rio Santo Antônio.	84
Figura 24: Carta de Superfícies Geomórficas da Alta Bacia do Rio Bagagem.	89
Figura 25: A) Topos tabulares característicos da S1 e ao fundo a S3; B) Dissecação da S2 ao fundo da imagem; C) Vertentes assimétricas do Rio Bagagem, posicionadas na S3. Vista da cidade de Iraí de Minas.	90
Figura 26: Região sul da área de estudo e seu comportamento morfométrico. De cima para baixo, recortes da Carta Hipsométrica (Apêndice D), Carta de Declividade (Apêndice E), Carta de Densidade de Drenagem (Apêndice F) e Carta de Profundidade de Drenagem (Apêndice G).	91
Figura 27: Características do relevo na região nordeste da área de estudo, referente aos afluentes do Rio Perdizes. A) Carta Hipsométrica (Apêndice D); B) Carta de Declividade (Apêndice E); C) Carta de Profundidade de Drenagem (Apêndice G).	92
Figura 28: Morfometria das margens sul e norte em parte do Rio Bagagem. A) Carta de Declividade (Apêndice E); B) Carta Hipsométrica (Apêndice D); C) Carta de Profundidade de Drenagem (Apêndice G).	93
Figura 29: Superfície S3a no Rio Bagagem e perfis transversais que demonstram o entalhe do rio e a formação de um novo patamar em sua planície. Recorte da Carta de Hipsometria (Apêndice D).	95
Figura 30: Posicionamento do transecto em relação às superfícies geomórficas S1 e S3 e locais considerados vertente norte e vertente sul do Rio Bagagem.	96
Figura 31: Perfis de Cambissolo na vertente norte do Córrego da Vereda. A) Perfil que contém laterita, cascalheira e saprolito de xisto (x: 229698m, y: 7907916m, 23K); B) Perfil com saprolito de xisto menos alterado e fragmentos de couraça no horizonte Bi (x: 229597m, y: 7907887m, 23K).	98
Figura 32: Transecto com o posicionamento dos perfis descritos e distribuição dos horizontes dos solos. Posicionamento do transecto nos Mapas Geológico (Apêndice A), Mapa de Solos (Apêndice B) e Mapa de Unidades Morfológicas (Apêndice C).	100
Figura 33: A) Divisão dos horizontes para o perfil de Latossolo Vermelho Amarelo presente na topossequência (x: 227982m, y: 7904334m, zona 23K); B) Contexto o qual o perfil (ao centro da imagem) foi aberto, com cultivo de eucalipto ao fundo; C) Estrutura e coloração vermelho-amarelada do LVA-1 da amostra E04B, coletada com auxílio de trado, representativa das profundidades 80 a 100cm.	101

Figura 34: A) Fundo matricial do horizonte Bw2 de LVA-1; B) Nódulo típico de individualização pura. Foto com nicóis cruzados; C) Pedalidade bem desenvolvida e distribuição relativa porfirio-enáulica; D) Poros fissurais e em cavidades indicados por setas amarelas, Nódulos (Nd) e grãos de quartzo (Qz), indicados por setas brancas e pretas; E) Matéria orgânica indiferenciada indicada pela seta preta; F) Nódulos de argilas indicados por setas em azul e nódulos típicos (Nd) indicados por setas pretas. 104

Figura 35: Gráfico gerado a partir da difratometria de raios-X da fração argila do Latossolo Vermelho Amarelo, amostra E11B..... 108

Figura 36: A) Domínio 1 da lâmina de LA; B) Domínio 2 da lâmina de LA; C) Blocos angulares indicados por setas pretas e nódulos (Nd) indicados por setas vermelhas no domínio 1; D) Poros fissurais indicados por setas pretas e nódulo fraco a moderadamente impregnado no domínio 2; E) Nódulos ferruginosos e grãos de quartzo (Qz) no domínio 1. Foto com nicóis cruzado; F) Alguns nódulos de argila indicados por setas roxas no domínio 2..... 111

Figura 37: A) Perfil de Latossolo Vermelho e seus horizontes (x: 229952m, y: 7908277, zona 23K); B) Posicionamento do perfil (indicado pela seta) próximo à cultivo de café em relevo plano; C) Diferença de tonalidades entre os horizontes em pedocomparador. Da esquerda para direita: Ap1, Ap2, BA, Bw1 e Bw2. 112

Figura 38: A) Distribuição relativa Porfírica aberta no domínio 1; B) Distribuição relativa Porfírica no domínio 2; C) Poros em câmaras e cavidades do domínio 1 indicados por setas brancas e nódulos (Nd) típicos indicados por setas amarelas; D) Compactação da fração fina ao lado de bioporos; E) Nódulos (Nd) típicos e grãos de quartzo (Qz). Foto com nicóis cruzados no domínio 2; F) Nódulos de argilas indicados por setas. Foto com nicóis cruzados no domínio 2..... 116

Figura 39: A) Perfil de Plintossolo Pétrico referente ao ponto CS-2 e a divisão dos horizontes (x: 228551m, y: 7905322m, zona 23K); B) Posicionamento do perfil CS-2 na paisagem; C) Clasto de arenito fino a médio presente no horizonte Cf2; D) Grãos de quartzo que compunham fração cascalho; E) Córtex goethítico ao centro da imagem, de tonalidade escura..... 117

Figura 40: A) Limite do nódulo em fração seixo e a predominância de fração grossa na porção da direita da imagem. Linha pontilhada marca a divisão do domínio 1 e 2; B) Nódulos ferruginosos (Nd) dispersos no domínio 1 e grão de quartzo (Qz) no topo da imagem; C) Pedalidade fraca do domínio 1, com setas em vermelho demonstrando poros em cavidades e setas em amarelo poros fissurais; D) Distribuição relativa do domínio 2 e nódulos indicados em amarelo; E) Litoclasto composto essencialmente por quartzo e extinção

ondulante. Foto com nicóis cruzados; F) Microestrutura de grãos com pontes e microestrutura de blocos angulares indicada por setas pretas.	120
Figura 41: Ao centro há um clasto de arenito e material laterítico disperso nas extremidades da imagem.	121
Figura 42: A) Tradagem referente ao Latossolo Vermelho do ponto LV-8; B) Mata ciliar presente nos locais de coleta das amostras indeformadas para o ponto LV-8; C) Cor avermelhada de torrões do LV-8 da amostra M08B.	123
Figura 43: Difratometria de raios-X para amostra M06B, Latossolo Vermelho.	125
Figura 44: A) Perfil de Latossolo Acinzentado e a divisão de seus horizontes (x: 228237m, y: 7906617m, 23K); B) Posicionamento do perfil LAC-3 na paisagem, próximo à área destinada à agricultura; C) Diferença de tonalidades entre os horizontes em pedocomparador. Da esquerda para direita: Bw3, Bw2, Bw1, AB e Ap.	126
Figura 45: A) Amostra de tradagem referente ao LAC-3, com tonalidade acinzentada; B) Coloração do solo na área de cultivo de café e região adjacente, onde foram coletadas amostras de tradagem; C) Amostra de tradagem de LAC e comparação de sua cor com remanescentes de Latossolo Vermelho Amarelo presente na face. Fotografia sob luz do Sol.	127
Figura 46: A) Domínio 1 à esquerda e domínio 2 à direita, separado pela linha pontilhada. Indicado pelas setas pretas são poros em canais, fissurais e em cavidade. Nódulos (Nd) foram indicados por setas vermelhas; B) Poros em empilhamento composto no domínio 2 e sua distribuição relativa; C) Grãos de quartzo (Qz) angulares a bem arredondados indicados em amarelo no domínio 2. Foto com nicóis cruzados; D) Nódulos puros e fortemente impregnados indicados por setas brancas e nódulos fracamente impregnado indicado por setas amarelas; E) Microestrutura fissurada e com cavidades no domínio 1. Foto com nicóis cruzados; F) Microestrutura granular e em blocos angulares no domínio 2. Foto com nicóis cruzados.	131
Figura 47: Gráfico gerado a partir da técnica de difratometria de raios-X para o LAC-3.	133
Figura 48: A) Perfil de Plintossolo Háplico e a divisão de seus horizontes (x: 229026m, y: 7905436m, zona 23K); B) Posicionamento do perfil FX-4 indicado pela seta em branco, em trincheira para drenagem do solo, próximo à área destinada ao cultivo de café e direcionada à pasto; C) Tradagem de Plintossolo Háplico em área de pastagem e plintitas presentes.	134

Figura 49: A) Composição do esqueleto constituída essencialmente de nódulos (Nd) e quartzo (Qz). Foto com nicóis cruzados; B) Nódulo nucléico irregular. Foto com nicóis cruzados; C) Distribuição relativa porfírica fechada e dispersão de ferro na trama; D) Microestrutura com canais e em cavidades, com pedalidade moderada; E) Poros em canais retilíneos com orientação paralela; F) Dispersão de ferro na fração fina e nódulo em formação ao centro da imagem. Foto com nicóis cruzados..... 138

Figura 50: A) Solos remanescentes em trados após coleta de amostra em locais próximos, cujo trado mais acima refere-se à coleta de Gleissolo Háplico e o trado abaixo foi utilizado para coleta de Gleissolo Melânico; B) Amostras de tradagens coletadas na área de ocorrência de Gleissolo e Organossolo, demonstrando a distribuição de Gleissolo Háplico em relação ao Melânico e Organossolo; C) Plintitas presentes na fração grossa de Gleissolo Háplico; D) Coloração GLEY1 4/4 de Gleissolo Háplico e tonalidades avermelhadas causadas pela presença de plintita. 139

Figura 51: Gráfico gerado a partir da análise de DRX da amostra P03B de Gleissolo. 141

Figura 52: A) Tradagem de Organossolo referente ao ponto OX-6, coletado em área destinada à pastagem; B) Ao centro da imagem fragmento de arenito em amostra de tradagem de Organossolo; C) Nível d'água em OX-6, marcando o ambiente como mal drenado. Fotografia obtida na estação outono. 142

Figura 53: Modelagem dos dados obtidos com a investigação geofísica. A curva em preto é representativa dos dados coletados em campo (Apêndice I). A curva em vermelho representa dado predito pelo modelo. A representação gráfica do modelo de resistividade é indicada em azul. O erro calculado para o modelo foi de 3,46%. 144

Figura 54: Distribuição das camadas propostas baseado nas tendências obtidas a partir da investigação geofísica. 145

Figura 55: Interpretação das tendências identificadas na investigação geofísica..... 146

Figura 56: Deposição dos sedimentos referentes à Formação Botucatu e posteriormente a diagênese. Nessa hipótese, a posição da unidade estratigráfica em relação ao Grupo Araxá seria resultado de um relevo irregular. O plano de falha está representado pela linha azul tracejada. 148

Figura 57: Deposição dos sedimentos da Formação Botucatu em um relevo relativamente plano e pós-diagênese a reativação da falha, resultando no Grupo Araxá em cotas superiores às do arenito. O plano de falha está representado pela linha azul tracejada. 149

Figura 58: Evolução do relevo na Alta Bacia do Rio Bagagem referente à área que compreende os solos do transecto.	151
Figura 59: A) Esquema referente à reorganização de rios impactados por inflexão; B) Comportamento de terraços fluviais (circunferências maiores) e planícies de inundação (circunferências menores) quando o entalhamento do canal se deriva de processo tectônico.	154
Figura 60: Triângulo textural conforme IBGE (2015), com os valores da granulometria dos solos presentes no transecto.....	160

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Horizontes o qual tiveram coleta de amostra indeformada para confecção de lâmina de solos.	35
Quadro 2: Amostras enviadas para análise granulométrica.	41
Quadro 3: Amostras que apenas passaram pelo procedimento de extração de argila e amostras destinadas à difratometria de raios-X.	45
Quadro 4: Organização dos resultados no texto com base nos produtos obtidos pelas etapas da metodologia.	49
Quadro 5: Recorte de legenda do mapeamento taxonômico do Triângulo Mineiro realizado por Baccaro <i>et al.</i> (2001).	71
Quadro 6: Comparação entre os fatores condicionantes para formação de veredas por Boaventura (2007) e os fatores presentes na vereda ao longo do Alto Bagagem.	75
Quadro 7: Granulometria de horizontes A e Bw de Latossolos Vermelhos e Latossolo Amarelo por Cardoso (2021).	83
Quadro 8: Taxonomia do relevo da Alta Bacia do Rio Bagagem segundo a metodologia proposta por Ross (1992) e os solos identificados nessas áreas.	85
Quadro 9: Descrição morfológica completa do P-LVA-1.	102
Quadro 10: Descrição micromorfológica do P-LVA-1.	103
Quadro 11: Análise granulométrica de amostra de trado e dos horizontes Bw1 e Bw2 do perfil LVA-1.	105
Quadro 12: Análise química do Latossolo Vermelho Amarelo.	107
Quadro 13: Descrição micromorfológica completa de Latossolo Amarelo coletado de perfil de Cardoso (2021).	109
Quadro 14: Descrição morfológica completa para o perfil LV-10.	113
Quadro 15: Análise granulométrica para os horizontes Bw1 e Bw2 do perfil LV-10.	114
Quadro 16: Descrição micromorfológica completa para o perfil LV-10.	114
Quadro 17: Micromorfologia referente ao ponto CS-2.	119
Quadro 18: Granulometria de amostras indeformadas coletadas próximas ao ponto CS-9.	122
Quadro 19: Granulometria de amostras indeformadas do ponto LV-8.	124

Quadro 20: Análise química para a amostra M03B, Latossolo Vermelho referente à LV-8.....	124
Quadro 21: Descrição morfológica referente ao perfil LAC-3.	128
Quadro 22: Granulometria de amostras indeformadas provindas de tráfego e de horizontes referentes ao ponto LAC-3.....	129
Quadro 23: Descrição micromorfológica do horizonte Bw3 do Latossolo Acinzentado.	130
Quadro 24: Análise química do Latossolo Acinzentado.	132
Quadro 25: Descrição morfológica do perfil FX-4.	135
Quadro 26: Análise granulométrica de horizontes do perfil FX-4.	136
Quadro 27: Descrição micromorfológica completa de lâmina do horizonte Bfg2 do perfil de Plintossolo Háptico.	137
Quadro 28: Análise granulométrica e teor de matéria orgânica de amostras de GX-5.	140
Quadro 29: Análise granulométrica e teor de matéria orgânica de amostras referentes ao ponto OX-6.	143
Quadro 30: Valores preditos para modelagem 1 (representada no gráfico acima) e 2 para os valores de resistividade de cada tendência.	144

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Comparação entre os valores de granulometria de Bw1 e Bw2 (LVA-1) obtidos no presente estudo (laranja) e dos Perfis 19 e 20 de Motta, Baruqui e Santos (2004), em azul. Todos os valores estão em porcentagem.	106
---	-----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	23
1.1	O problema pesquisável	28
1.2	A hipótese do trabalho	29
2	OBJETIVOS	29
3	MATERIAIS E MÉTODOS	29
3.1	Etapa bibliográfica e de definição dos limites da área de estudo	30
3.2	Etapa cartográfica	30
3.2.1	BASE CARTOGRÁFICA.....	31
3.2.2	DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS INTERMEDIÁRIOS	31
3.2.3	CARTA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS	32
3.2.4	DIVISÃO TAXÔNOMICA E CARTA DE UNIDADES MORFOLÓGICAS.....	32
3.2.5	CARTAS GEOLÓGICA E PEDOLÓGICA	33
3.3	Etapa de campo	34
3.3.1	TRANSECTO	34
3.3.2	DESCRIÇÃO DE PERFIS COM AMOSTRAGEM DEFORMADA E INDEFORMADA	35
3.3.3	TRADAGENS (AMOSTRAGEM DEFORMADA).....	36
3.3.4	GEOFÍSICA.....	38
3.4	Etapa de análise laboratorial	40
3.4.1	GRANULOMETRIA.....	40
3.4.2	ANÁLISE QUÍMICA E TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA	42
3.4.3	DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)	43
3.4.4	MICROMORFOLOGIA	46
3.5	Etapa de análise integrada dos resultados	48
4	O CONTEXTO FÍSICO-NATURAL REGIONAL ONDE SE INSERE A ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM.....	50

4.1	Contexto geológico	50
4.2	Contexto geomorfológico	66
4.2.1	CHAPADA UBERABA-UBERLÂNDIA	73
4.2.2	CARACTERIZAÇÃO DE VEREDAS E SUA OCORRÊNCIA NA ÁREA DE ESTUDO	74
4.3	Contexto Paleoclimático do Cretáceo e Cenozoico	77
4.4	Contexto Pedológico	81
5	RELAÇÕES RELEVO-SOLO NA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM	85
5.1	Taxonomia do relevo e solos associados da Alta Bacia do Rio Bagagem	85
5.2	Superfícies geomórficas e características morfométricas da Alta Bacia do Rio Bagagem	88
5.3	Transecto da Alta Bacia do Rio Bagagem: dados de campo e experimentais.....	95
5.3.1	SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA S1	101
5.3.1.1	Perfil Latossolo Vermelho Amarelo (LVA-1)	101
5.3.1.2	Perfil Latossolo Vermelho (LV-10)	111
5.3.1.3	Perfil Cascalheira/Plintossolo Pétrico (CS-2).....	116
5.3.1.4	Perfil Cascalheira/Plintossolo Pétrico (CS-9).....	121
5.3.2	SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA S3	122
5.3.2.1	Tradagem Latossolo Vermelho (LV-8)	122
5.3.2.2	Perfil Latossolo Acinzentado (LAC-3).....	126
5.3.2.3	Perfil Plintossolo Háptico (FX-4).....	134
5.3.2.4	Tradagem Gleissolo Háptico/Melânico (GX-5).....	139
5.3.2.5	Tradagem Organossolo Háptico (OX-6).....	142
5.4	A evolução do relevo e o desenvolvimento dos solos na Alta Bacia do Rio Bagagem: uma abordagem multiescalar	147

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	165
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	169
ANEXO I	180
ANEXO II.....	181
ANEXO III	184
APÊNDICE A.....	187
APÊNDICE B.....	188
APÊNDICE C.....	189
APÊNDICE D.....	190
APÊNDICE E.....	191
APÊNDICE F	192
APÊNDICE G	193
APÊNDICE H	194
APÊNDICE I.....	200

1 INTRODUÇÃO

A análise de solos sob a perspectiva genética e de distribuição espacial envolve o estudo conjunto dos elementos que compõe a paisagem, como as formas e os agentes modeladores do relevo e o contexto lito-estrutural. De acordo com Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005), para compreensão da distribuição espacial dos solos e da sua dinâmica interna, é necessário a integração dos estudos pedológicos com outros ramos do conhecimento, principalmente dos relacionados às Ciências da Terra. Os autores destacam o papel da geologia, em particular a estratigrafia (principalmente dos depósitos superficiais), da geomorfologia (quanto à morfogênese e morfografia) e da hidrologia (referente aos fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais) (Vidal-Torrado; Lepsch; Castro, 2005).

Para Penteadó (1983) a interação entre a geomorfologia e a pedologia está intrínseca no estudo de ambos, ao considerar a pedologia como uma conexão entre a litosfera, a atmosfera e a biosfera, além da dimensão dos solos como componente do próprio relevo. Rubira *et al.* (2019), ao revisar autores que destacaram o papel do relevo no desenvolvimento dos solos, indica que o conhecimento da distribuição dos solos no relevo é de relevante importância em levantamentos pedológicos, o qual se constitui como provável indicativo para ocorrência de determinado tipo de solo.

Apoiado nessa ótica, o relevo se torna um fator capaz de limitar ou dinamizar os processos pedogenéticos, seja na continuidade lateral dos horizontes ou a verticalização do processo, o que resulta na distribuição espacial dos solos (Schaetzl; Anderson, 2005; Queiroz Neto, 2011). Com isso, Zinck (2012) chama a atenção para a abordagem geopedológica, a qual estabelece relações entre geomorfologia e pedologia, com destaque para a contribuição da primeira para a segunda. Contudo, Queiroz Neto (2011) argumenta que não há antagonismo entre pedogênese e morfogênese, mas sim uma “solidariedade”, onde os dois processos atuam de forma conjunta no estabelecimento do modelado. Zinck (2012) também indica a importância de se considerar a geologia neste sistema, de modo que o material de origem proveniente para os solos seja derivado das rochas e processos de sedimentação, assim como os componentes estruturais derivados da tectônica vigente, que são capazes de modificar como o relevo se apresenta.

Uma das propostas metodológicas que integra as informações geológicas e geomorfológicas na investigação dos solos refere-se ao trabalho de Castro e Salomão (2000), apresentando um roteiro metodológico, intitulado por morfopedologia, fundamentado em

Tricart e Killian (1979). Destacam-se os dois primeiros níveis do roteiro metodológico proposto pelos autores, que se referem aos procedimentos cartográficos para a compartimentação morfoopedológica, seguido de trabalhos de campo em secção longitudinal (transecto) que intercepta as unidades previamente identificadas (Castro; Salomão, 2000).

Trabalhos como os de Villela, Ross e Mandredini (2015), Passos *et al.* (2020) e Batista, Silveira e Faria Junior (2021) fizeram uso desse roteiro, propondo compartimentos geomorfoopedológicos para suas áreas de estudo, a partir da integração de informações geológicas, geomorfológicas e pedológicas, seguida da realização de transectos, que interceptam os compartimentos mapeados. Neste sentido, os transectos referem-se a caminhamentos longitudinais que visam observar as variações espaciais dos solos em relação, sobretudo, à mudança do relevo, e de possível, alteração ou exposição litológica.

Quando considerado os tipos de solos no Brasil, os Latossolos são os mais representativos, ocupando aproximadamente 39% da área total do país e distribuídos praticamente por todo o território nacional (Santos *et al.*, 2018), mas com marcante presença em superfícies geomorfológicas mais antigas, niveladas em relevos tabuliformes e aplainados. Espíndola (2008) ilustrou essa relação com a figura criada por Pédro e Volkoff (1984), a qual estabelece uma cronologia relativa entre as coberturas pedológicas latossolizadas e as superfícies geomorfológicas pliocênicas brasileiras. Em trabalho de revisão sobre os Latossolos do Brasil, Ker (1997) destaca que esses solos derivam de materiais geológicos diferentes, sob condições de relevo e clima tão diversos quanto, mas com tendências de se relacionarem com superfícies geomórficas.

As superfícies geomórficas são áreas mapeáveis que possuem uma história comum, semelhante em idade e formada por um conjunto de processos durante episódio da evolução da paisagem (Ruhe, 1956). Para o autor, esses processos são tomados como feições erosivas e deposicionais, que agem concomitantemente ou de maneira isolada (Ruhe, 1956). Há a possibilidade dos sedimentos contidos em uma determinada superfície serem datados de mesma idade do ambiente pelo qual se deposita, embora sem uma datação específica no tempo geológico (Schaetzl; Anderson, 2005).

Essas superfícies foram definidas por Ruhe (1956) e, posteriormente, utilizadas e difundidas por autores como Daniels *et al.* (1971) e por Schaetzl e Anderson (2005). Ao compreender a escala temporal, Schaetzl e Anderson (2005) discorrem como a ocorrência de solos em diferentes graus de desenvolvimento passa a se tornar um fator determinante para o estudo das superfícies geomórficas, a partir do conceito de que apenas terrenos estáveis, com

exceção à momentos de erosão e deposição, são capazes de gerar solos com pedogênese proeminente.

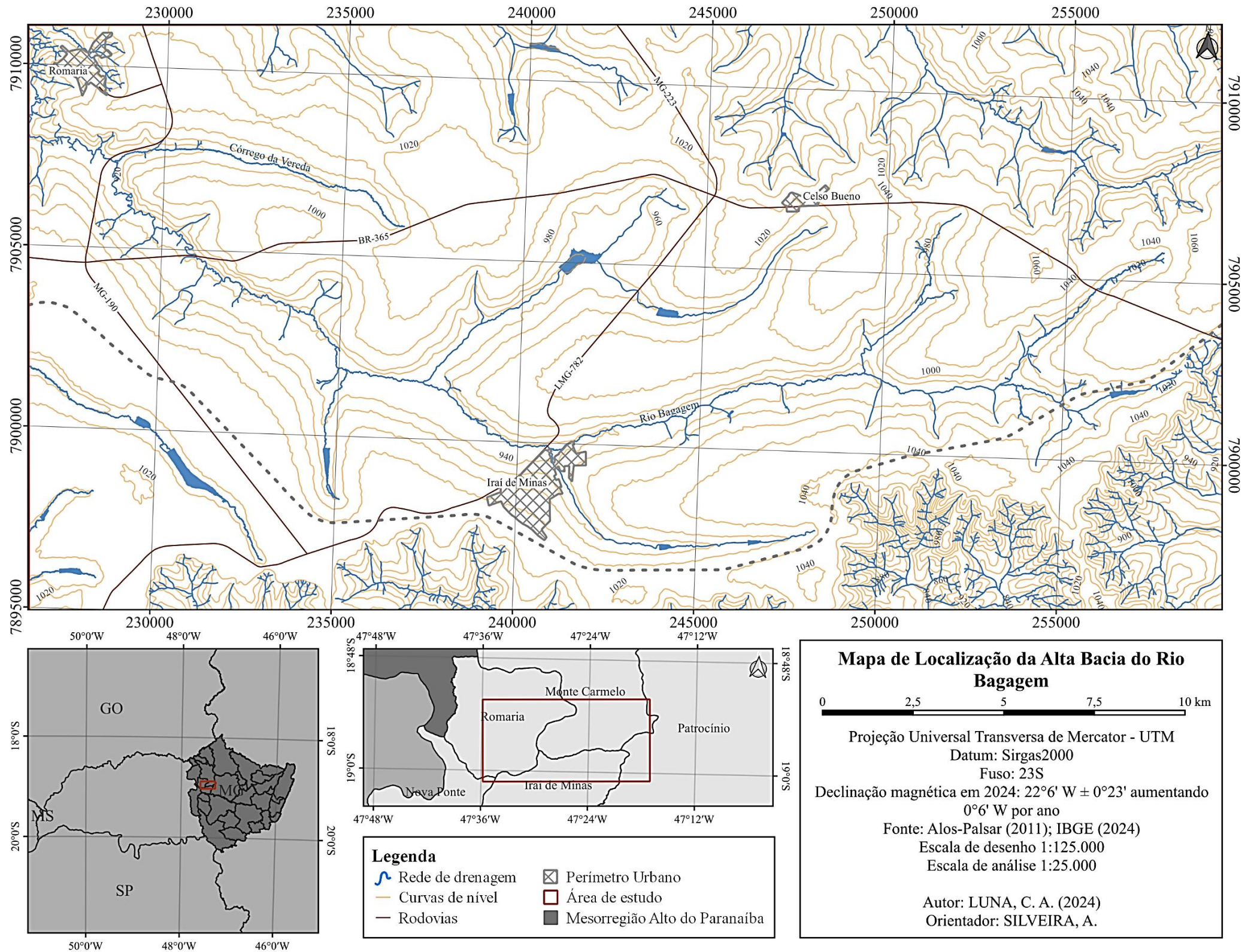
Quando estão expostas às intempéries, as superfícies podem ser erodidas ou soterradas por sedimentação, ainda que a formação de solos seja concomitante à tais ocorrências (Schaetzl; Anderson, 2005). Por isso, Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005) indicam que há a possibilidade da ocorrência de solos em diferentes níveis de grau de desenvolvimento segundo as idades e características dessas superfícies.

Cunha *et al.* (2005) destacam o papel da cartografia de superfícies geomórficas, chamando atenção para o maior proveito deste método geomorfológico para levantamentos pedológicos detalhados. Segundo Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005), os trabalhos sobre pedogênese e levantamento de solos apresentam melhores resultados quando se faz de trabalho de campo, incluindo métodos geomorfológicos.

Um dos métodos geomorfológicos bastante utilizados confere a cartografia morfométrica. Compreende-se a morfometria do relevo como a quantificação de aspectos tridimensionais da superfície que podem ser avaliados a partir de parâmetros como declividade, dissecação, hipsometria, entre outros (Silveira; Silveira; Lupinacci, 2020). Hubp (1988) considera que as formas geométricas do relevo auxiliam na compreensão das idades e características responsáveis por esculpir o modelado de acordo como ele se apresenta atualmente.

Correlacionando a distribuição de Latossolos com amplas superfícies geomórficas em seu estudo de revisão, Ker (1997) exemplifica a ocorrência típica de Latossolos em chapadas do Planalto Central brasileiro como resposta ao relevo e a ampla ação intempérica nesses locais. Uma das áreas que bem ilustra esse contexto é a Alta Bacia do Rio Bagagem, que foi selecionada para este estudo (Figura 1). Nela são encontrados a marcante presença de espessos Latossolos em extensos interflúvios e solos hidromórficos nas planícies fluviais (Motta; Baruqui; Santos, 2004), posicionados nos Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná (Ross, 1985).

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo posicionada na Alta Bacia do Rio Bagagem.



Autoria: Luna (2024).

Localizada na Região do Alto Paranaíba, a Alta Bacia tem uso destinado à agricultura mecanizada e irrigada, com produção de café e grãos. Justifica-se a seleção da área devido à ocorrência de Latossolos intitulados como Pálidos (Ker, 1997) ou Acinzentados (Ferreira, 2008; Ferreira *et al.*, 2010; Bispo; Silva; Vidal-Torrado, 2011), associados aos ambientes hidromórficos. Além disso, na área observam-se vertentes assimétricas em contexto de contato litológico definido por um plano de falha, como aponta o mapeamento de Chaves e Dias (2017a).

Compreende-se que os padrões de drenagens e de relevo localizados na Alta Bacia do Rio Bagagem refletem às características das estruturas geológicas. Segundo Chaves e Dias (2017a) a área situa-se na borda da Bacia do Paraná, no limite com a Faixa Móvel Brasília, onde afloram metapelitos micáceos do Grupo Araxá, que compõe o embasamento na área de estudo. Acima do embasamento, afloram as unidades litoestratigráficas do Grupo São Bento – Formação Botucatu (arenitos eólicos maduros) e Formação Serra Geral (derrames basálticos, por vezes interestratificados com os arenitos eólicos); e a Formação Serra da Galga (arenitos com lentes conglomeráticas depositados em ambiente deltaico) (Chaves; Dias, 2017a).

Diante das características geológicas, geomorfológicas e pedológicas apresentadas para área de estudo, além de sua relevância econômica para a região, pretendeu-se através deste trabalho de conclusão de curso realizar uma investigação geopedológica para a Alta Bacia do Rio Bagagem, com intuito de contribuir com o estudo de Latossolos e áreas hidromórficas, valorizando, sobretudo, as relações relevo-solo a partir de uma abordagem multiescalar.

Para isso foi proposto a aplicação e adaptação dos dois primeiros níveis do roteiro metodológico de Castro e Salomão (2000). No primeiro nível adotaram-se procedimentos cartográficos para a identificação de superfícies geomórficas. No segundo nível, realizam-se trabalhos de campo com secção longitudinal/transecto que interceptam as superfícies geomórficas. Neste transecto foram descritos perfis de solos com coleta de amostras deformadas e indeformadas para análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas, além da aplicação de método geofísico para avaliação da profundidade do lençol freático.

1.1 O problema pesquisável

O Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (Santos *et al.*, 2018) reconhece em seus dois primeiros níveis categóricos os Latossolos Vermelhos, Vermelho-Amarelos, Amarelos e Brunos. Todavia também há descrições que apontam a ocorrência de Latossolos Pálidos ou Acinzentados, de forma mais restrita e pontual. Conforme observações de Ker (1997), referem-se a uma classe de solo não reconhecida oficialmente no Brasil, mas que já foi referendada em viagem de correlação (Carvalho Filho *et al.*, 1993) e trabalho de levantamento na chapada das Covas (Silvânia - GO) (Ker, 1997). Chama-se atenção também para os trabalhos de Ferreira (2008), Ferreira *et al.* (2010) e Bispo, Silva e Vidal-Torrado (2011), que investigaram a gênese e classificação de Latossolos Acinzentados em toposequência do alto Vale do Jequitinhonha (MG).

A gênese dos Latossolos Pálidos por sua vez está diretamente ligada com a influência de solos hidromórficos (Ferreira *et al.*, 2010; Schaefer, 2013), ou seja, em conjunto com áreas de Gleissolos e Organossolos. Segundo Schaefer (2013), os solos hidromórficos são desenvolvidos em locais cujo lençol freático atua ativamente, gerando um ambiente redutor, capaz de lixiviar os íons Fe^{2+} dos solos. Devido a necessidade da presença constante do lençol freático, esses solos são limitados conforme setores da paisagem que permitem sua atuação (Lepsch, 2011).

Schaefer (2013), referenciado o trabalho de Resende (1988), posicionou a ocorrência de Latossolos Pálidos em áreas acima da rede de drenagem atual, forte hidromorfismo preservado, chegando a formar solos gibbsíticos com pouco ferro, que indicam formação sob climas mais úmidos que os atuais, mas com horizonte B latossólico típico. Contemplariam solos com coloração amarelo-pálida ou acinzentada com valor alto e croma baixo, com baixos teores de Fe_2O_3 , ausência de atração magnética, e por vezes, em situações intermediárias para Plintossolos e Gleissolos (Ker, 1997).

Na Alta Bacia do Rio Bagagem, conforme mencionado, são encontrados Latossolos tradicionalmente classificados pelo SiBCS (Santos *et al.*, 2018), como os Latossolos Vermelhos, Vermelhos-Amarelos e Amarelos, assim como Plintossolos, posicionados em níveis de encouraçamentos que sustentam o relevo de chapadas. Mas também são encontrados Latossolos Pálidos ou Acinzentados, localizados em vertentes que se dirigem aos ambientes de planícies do rio Bagagem, onde se encontram os solos hidromórficos (Gleissolos e Organossolos).

Neste sentido, a pesquisa levantou os seguintes questionamentos: qual é a relação da evolução geomorfológica, ou seja, a formação das distintas superfícies geomórficas, com o desenvolvimento dos solos encontrados na área? Os Latossolos Pálidos ou Acinzentados encontrados na área têm gênese associada à uma superfície marcada por paleohidromorfismo?

1.2 A hipótese do trabalho

Considerando as indagações apresentadas anteriormente, apresenta-se como hipótese de trabalho: o desenvolvimento e a distribuição espacial de Latossolos e solos hidromórficos da Alta Bacia do Rio Bagagem estão condicionados por forte influência do quadro geomorfológico, manifestado em distintas superfícies geomórficas, condicionadas por falha geológica, que garantiu o abandono de ambientes hidromórficos por entalhe da rede de drenagem.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal do presente trabalho foi analisar as relações entre relevo-solo na Alta Bacia do Rio Bagagem a partir de uma abordagem multiescalar. Como objetivos específicos, se propôs:

- Analisar as relações entre as superfícies geomórficas e a distribuição espacial e o desenvolvimento dos Latossolos e solos hidromórficos que se encontram na área estudada;
- Identificar evidências nas formas de relevo e nos materiais geológicos, em especial os solos, que demonstrem essas relações para a área investigada;
- Apresentar um modelo evolutivo do relevo que implicou na distribuição espacial e no desenvolvimento dos solos da Alta Bacia do Rio Bagagem.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a das relações relevo-solos adotou-se como orientação metodológica os dois primeiros níveis do roteiro proposto por Castro e Salomão (2000), ou seja, o primeiro de ordem cartográfica e o segundo com organização de transecto (funcional). Os níveis

contemplam a aplicação de diferentes técnicas advindas da geomorfologia e da pedologia. Com isso, a investigação desenvolvida foi organizada em 5 etapas, descritas a seguir.

3.1 Etapa bibliográfica e de definição dos limites da área de estudo

Na revisão bibliográfica, o entendimento conceitual das superfícies geomórficas e distribuição de solos segundo as compartimentações do relevo acarretou linhas de raciocínio capazes de compreender a dinâmica do meio e a forma que os fatores atuam na evolução tanto do relevo, quanto dos solos (Cunha *et al.*, 2005; Castro, 2021). Outros conceitos que foram aplicados no trabalho envolvem a abordagem geopedológica (Zinck, 2012, 2016), além da aplicação dos estudos de superfícies geomórficas (Ruhe, 1956; Daniels; Gamble; Cady, 1971; Schaetzl; Anderson, 2005), relevos de chapadas e o desenvolvimento de Latossolos (Lepsch, 2011), solos hidromórficos e Latossolos Pálidos ou Acinzentados (Ferreira, 2008; Ferreira *et al.*, 2010; Schaefer, 2013).

Foi estabelecido os limites da área de estudo, com base na Alta Bacia do Rio Bagagem e cabeceiras de drenagem, ao norte, do Rio Marrecos e, ao sul, do Rio Araguari, a fim de comparação do relevo da bacia do Rio Bagagem com as demais bacias. A escolha da área se estendeu à possível identificação de Latossolos Pálidos ou Acinzentados no contexto de vertentes assimétricas.

Posteriormente, buscou-se realizar uma pesquisa acerca das publicações cartográficas realizadas na área, com a finalidade de adquirir conhecimento prévio da região e as relações geológicas, geomorfológicas e pedológicas. Foram consultados os mapeamentos de geomorfologia do Triângulo Mineiro (Baccaro *et al.*, 2001), os mapeamentos geológicos da região (Chaves; Dias, 2017a, 2017b; Pinho *et al.*, 2017), e o Mapa de reconhecimento dos solos do Alto Paranaíba (Motta; Baruqui; Santos, 2004). Também foram selecionadas imagens MDE Alos-Palsar (ASF Data Search, 2024), SRTM (Earth Explorer, 2024) e Google Earth (2024).

3.2 Etapa cartográfica

A etapa cartográfica é equivalente ao primeiro nível metodológico proposto por Castro e Salomão (2000). Nessa etapa, se abrangem a produção de documentos cartográficos, para auxiliar na compreensão da evolução da paisagem de forma sistemática (Penteado, 1983). Para a realização desses produtos, foi necessário:

3.2.1 BASE CARTOGRÁFICA

A base cartográfica foi obtida a partir da extração de curvas de nível das imagens MDE Alos-Palsar (ASF Data Search, 2024), com equidistância de 20m, na escala 1:25.000. As drenagens, vias de acesso e cidades foram traçadas com base no plug-in QuickMapServices (NextGIS, 2024) do QGIS 3.22.12., com imagens disponibilizadas pelo IBGE (2007) e pelo Google Earth (2024).

3.2.2 DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS INTERMEDIÁRIOS

Para a determinação das superfícies geomórficas foram propostos a organização de documentos cartográficos que refletem a morfometria e a morfografia do relevo, todas elaboradas no QGis 3.22.12, com exceção das Cartas de Densidade de Drenagem e Profundidade de Drenagem (Hubp, 1988), que foram realizados no *software* ArcGIS 10.4.1. Para todas as cartas, se estabeleceu o procedimento de análise sob escala de 1:25.000 e escala de desenho 1:50.000, a fim de obter a melhor visualização dos produtos.

A carta de Densidade de Drenagem, segundo a proposta de Hubp (1988) possui como objetivo o produto do modelamento das drenagens, seja essas fluviais ou pluviais, cujo resultado calcula o comprimento das drenagens em relação a uma malha quadriculada com metragem específica para o estudo. Foram propostas duas grades para comparação dos resultados, sendo elas 100x100m e 250x250m. Após aplicada a metodologia de se obter o valor central de cada quadricula da grade, o resultado se demonstrou insatisfatório para a malha de 100x100m, isso porque a escala para o cálculo não permitiu uma visualização de forma realística para a área, ou seja, por considerar um espaço menor, o comprimento das drenagens foi reduzido e então o contraste entre as áreas das bacias foi comprometido. Portanto, apenas a grade 250x250m foi utilizada para a interpretação.

A carta de Profundidade de Drenagem (Hubp, 1988) por sua vez considera a espacialização das curvas de nível numa determinada área, cujo objetivo é considerar a variação altimétrica para compreender o entalhamento das drenagens. Nesse mapa também é proposto a mesma metodologia de malha quadriculada, embora se calcule o menor e maior valor altimétrico dentro de uma quadricula e ao final o produto é gerado a partir do valor do ponto central das quadriculas. O mesmo problema escalar foi observado no estudo da profundidade de drenagem e, portanto, apenas a grade 250x250m foi considerada na interpretação dos dados. A fim de padronizar a visualização das cartas, tanto a densidade de drenagem, quanto a profundidade de drenagem possuem sete classes.

Associado aos produtos propostos por Hubp (1988), as Cartas Hipsométrica e de Declividade utilizaram-se de imagens MDE SRTM (Earth Explorer, 2024), dada a maior qualidade no processamento dessas em relação às imagens Alos-Palsar. Foram estabelecidas sete classes para o mapa hipsométrico em intervalos de 40m, com o objetivo de demonstrar claramente as mudanças topográficas que ocorrem ao longo do Rio Bagagem. A carta de declividade por sua vez foi organizada com base nas classes <3%, 3-6%, 6-12%, 12-20%, 20-30% e >30%, fundamentadas na proposta de Ross (1990); ambos os produtos obtidos a partir do processamento automático do *software* QGIS.

3.2.3 CARTA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS

Com a integração dos resultados dos documentos intermediários, a construção da Carta de Superfícies Geomórficas se baseou em características semelhantes entre áreas que foram submetidas à processos semelhantes ao longo da evolução da paisagem (Ruhe, 1956), concentrando-se sobretudo nos patamares topográficos identificados a partir dos documentos intermediários, conforme indicado no item 3.2.2, e em critérios estratigráficos. Associado aos trabalhos de campo, a área de estudo foi seccionada e identificada em 3 diferentes superfícies geomórficas, nomeadas por S1, S2 e S3. Utilizou-se da escala 1:25.000 para análise, contudo devido ao tamanho da área de estudo, optou-se pela escala de desenho de 1:50.000.

3.2.4 DIVISÃO TAXONÔMICA E CARTA DE UNIDADES MORFOLÓGICAS

A divisão taxonômica proposta por Ross (1992) estabelece seis níveis, entre os quais foram utilizados os quatro primeiros para a setorização da área de estudo.

A Morfoestrutura, representativa do 1º táxon, está diretamente ligada com os componentes provindos da geologia, cujas características estruturais, tectônicas e litológicas são inerentes à gênese do relevo (ROSS, 1992, 2006). O segundo táxon, indicado pelas Morfoesculturas, se caracteriza pelo estado atual do relevo, o qual Ross (1992, 2006) descreve como a paisagem resultante da ação climática atual e pretérita. O primeiro e segundo táxons foram definidos com base no trabalho de Ross (1985) e Chaves e Dias (2017a).

Ao delimitar o 3º táxon – Unidades Morfológicas –, Ross (1992) se baseia em propriedades da paisagem como a rugosidade, cotas altimétricas, declividades, características morfométricas e a morfologia dos topos. Para a divisão dos tipos de formas, ou o quarto táxon, foi necessário um refinamento do táxon anterior, cuja escala de detalhe é maior para determinar o grau de dissecação entre um conjunto de topos, vertentes e vales semelhantes

(ROSS, 1992, 2006). Considerou-se a divisão desse táxon com base nas formas de Denudação (D) e de Acumulação (representadas como Aptf). Para o grau de dissecação foi determinado de fraco (1), moderado (2) a forte (3) de acordo com as informações morfométricas, bem como com o modelado que é representativo do local, seja ele de topos convexos (c), tabular (t) ou relevo escarpado (e), segundo a distribuição das drenagens e curvas de nível (ROSS, 1992; IBGE, 2009). Para a divisão dos 3º e 4º táxons foram utilizados os documentos cartográficos intermediários propostos no tópico 3.2.2.

A construção da Carta de Unidades Morfológicas baseou-se na divisão taxonômica, com objetivo de ilustrar a distribuição espacial dos tipos de formas (4º táxon) na área de estudo, portanto utilizou-se dos mesmos produtos intermediários e a distribuição de drenagens e curvas de nível para o mapeamento. A construção da Carta foi realizada na escala 1:25.000 e posteriormente utilizado a escala de desenho 1:50.000 para melhor visualização do produto.

3.2.5 CARTAS GEOLÓGICA E PEDOLÓGICA

Os mapas geológico e pedológico foram fundamentados em produtos cartográficos já existentes, com revisão e adaptação por procedimentos de fotogeologia (Zaine, 2011) e fotopedologia (Lepch, 2011; Corrêa *et al.*, 2015), além da reambulação em trabalhos de campo.

Para a Carta Geológica, devido à falta de integração entre os limites dos mapeamentos realizados por Chaves e Dias (2017a, 2017b) e Pinho *et al.* (2017), foi necessário a fotointerpretação de áreas específicas. Delimitaram-se zonas homólogas cuja características se mostraram semelhantes (Zaine, 2011) e a interpretação dessas zonas conforme a estratigrafia apresentada nos mapeamentos realizados. Devido às diferenças encontradas em campo e a má integração entre a cartografia existente, utilizou-se também dos trabalhos de Seer e Moraes (2017) e Prado Neto *et al.* (2021) para correções acerca da presença e espacialidade de algumas unidades estratigráficas. Já para o mapeamento pedológico utilizou-se dos trabalhos realizados por Motta, Baruqui e Santos (2004) e por Prado Neto *et al.* (2021), com trabalhos de campo que enriqueceram os limites e a diferenciação dos solos previamente mapeados. Ambos os mapas foram organizados na escala de 1:25.000, contudo para melhor visualização, optou-se pela escala de desenho 1:50.000 neste trabalho.

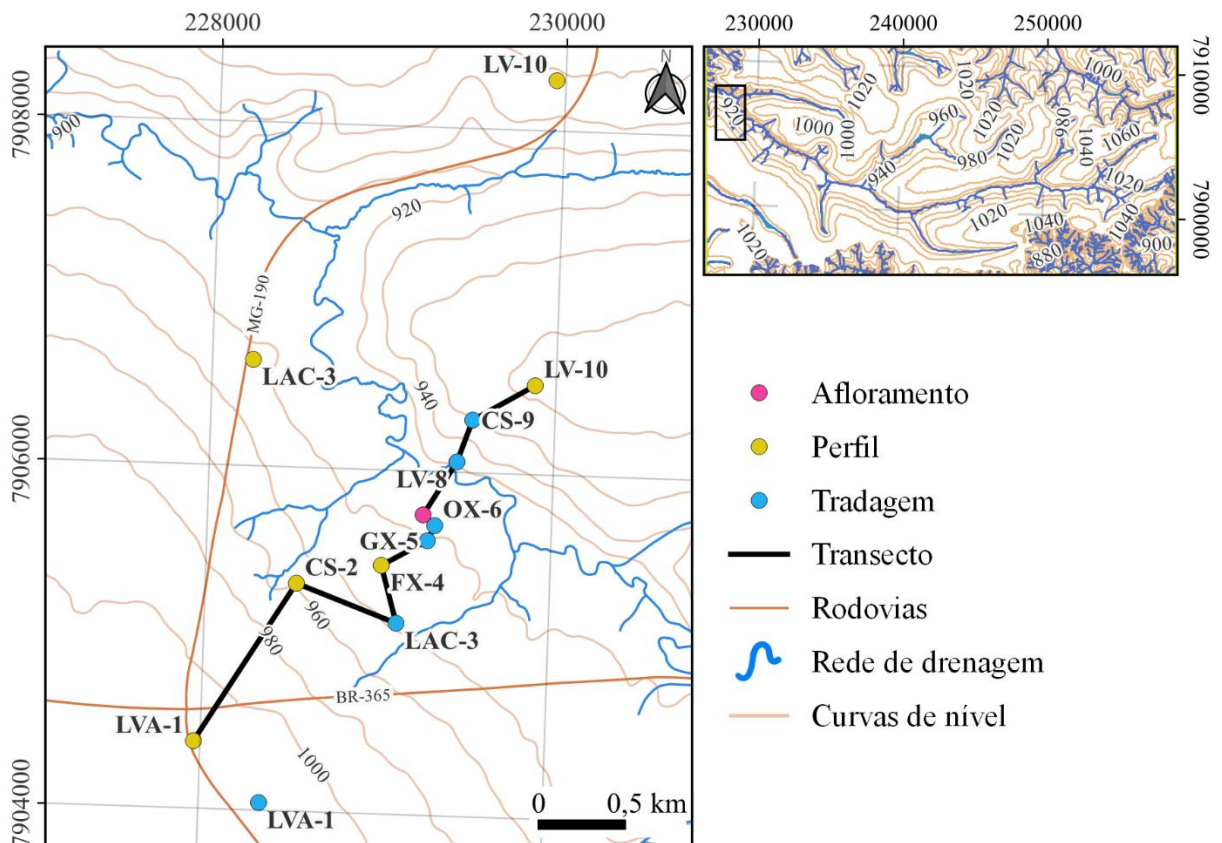
3.3 Etapa de campo

Os trabalhos de campo consistiram na reambulação das informações mapeadas nas etapas cartográficas. A reambulação em campo também permitiu a definição da área para a construção de um transecto. Em seguida, os trabalhos de campo se dedicaram a descrição de perfis, a coletas de amostras deformadas e indeformada se a utilização de geofísica no transecto. Essa etapa de trabalho no transecto abrange o segundo nível da orientação metodológica de Castro e Salomão (2000).

3.3.1 TRANSECTO

Baseado nas características identificadas nas etapas de cartografia para a área de estudo, os trabalhos de campo propostos se posicionaram nas áreas de maior representatividade da dinâmica pedológica local com acréscimo de influências geológicas e reflexo geomorfológico. No transecto (Figura 2) foram descritos perfis de solos e afloramentos rochosos, bem como realizadas tradagens em áreas das vertentes do Rio Bagagem e do Córrego da Vereda.

Figura 2: Posicionamento do transecto na área de estudo.



Autoria: Luna (2024).

A nomenclatura dos pontos do transecto consistem na técnica utilizada (abertura de perfil ou tradagem), na ordem ou característica principal do solo/perfil e um número referente à cada ponto.

3.3.2 DESCRIÇÃO DE PERFIS COM AMOSTRAGEM DEFORMADA E INDEFORMADA

As descrições dos perfis foram realizadas segundo as recomendações de Santos *et al.* (2005), IBGE (2015) e Santos *et al.* (2018). Para cada horizonte identificado nos perfis foi coletado amostra deformada para testes laboratoriais (físicos, químicos e mineralógicos). Também houve a coleta de amostra indeformada para fins micromorfológicos, nos horizontes diagnósticos e mais representativos de cada tipo de solo (Quadro 1).

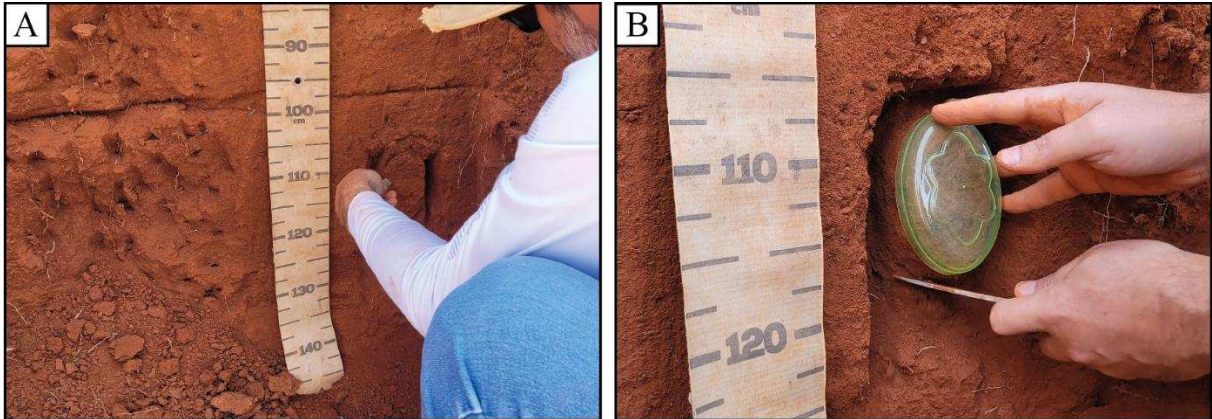
Quadro 1: Horizontes o qual tiveram coleta de amostra indeformada para confecção de lâmina de solos.

PERFIL	HORIZONTE	PROFUNDIDADE
LVA-1	Bw2	105cm
CS-2	2BF	190cm
LAC-3	Bw3	85cm
FX-4	Bfg2	70cm
LV-10	Bw2	107cm

Autoria: Luna (2024).

Foram utilizados recipientes (saboneteiras) para a coleta de amostras indeformadas, posicionados ao centro dos horizontes identificados (Figura 3A). Iniciou-se o processo de escavar as laterais e o topo ao longo do recipiente até ser possível a retirada da porção de solo (Santos *et al.*, 2005; Castro; Cooper, 2019) (Figura 3B). No total foram coletadas seis amostras de diferentes perfis.

Figura 3: A) Delimitação da área para coleta de amostra indeformada no Perfil LV-10; B) Retirada de amostra indeformada do perfil.



Autoria: Luna (2024).

3.3.3 TRADAGENS (AMOSTRAGEM DEFORMADA)

Averiguou-se a possibilidade de utilizar a espectroscopia como técnica para análise conforme o projeto Carbono Brasil (CABRAL) promovido pelo Grupo de Geotecnologia Ciências do Solo (GeoCIS), pertencente à ESALQ (USP), portanto a coleta de amostras indeformadas pelo método de trado (Figuras 4A e 4B) foi estipulada segundo os requerimentos desta pesquisa.

Figura 4: A) Coleta de amostra deformada de Latossolo Vermelho Amarelo; B) Coleta de amostra de Gleissolo Melânico utilizando o trado.

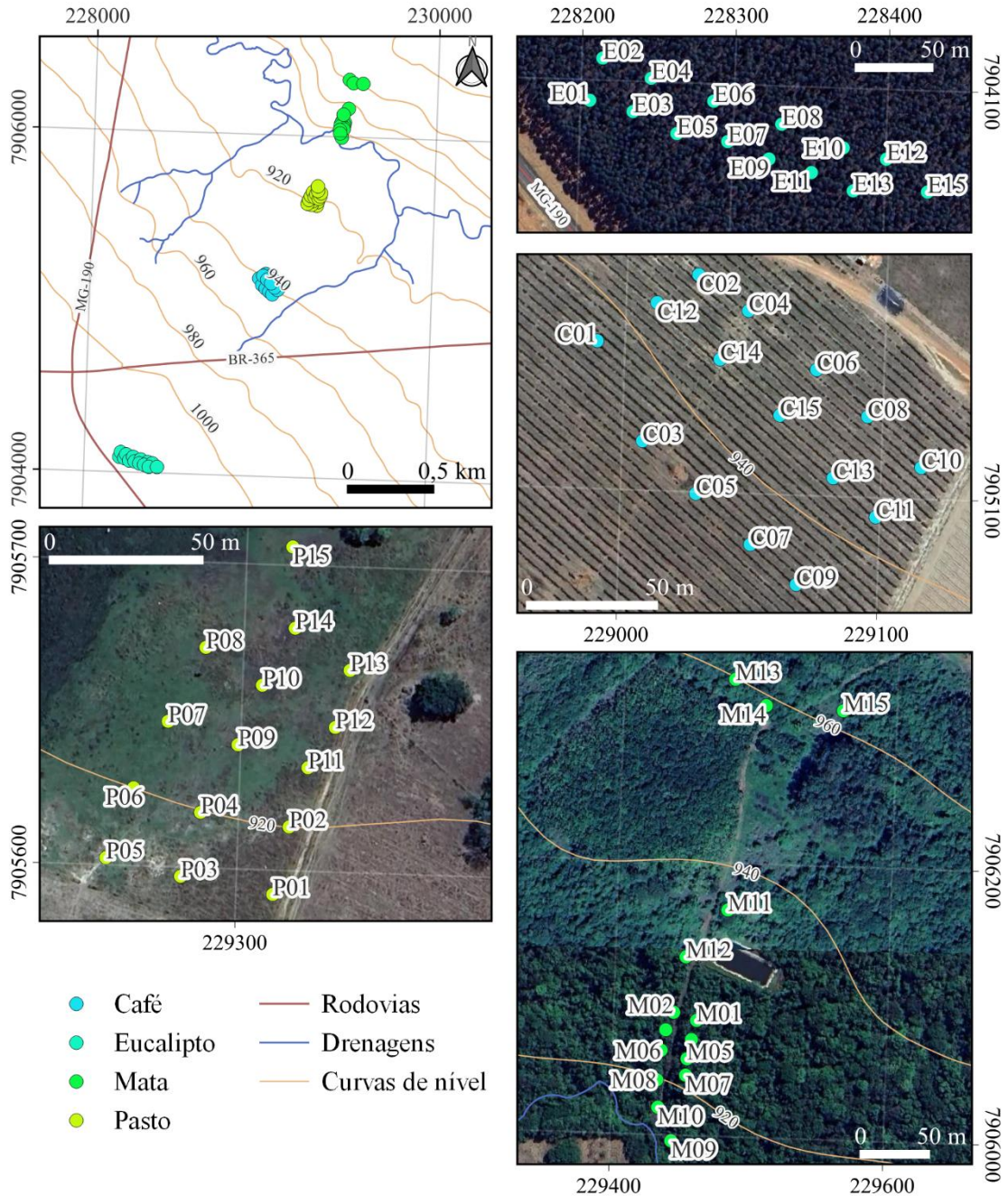


Autoria: Luna (2024).

A coleta consistiu em diferentes tipos de solos e uso da terra, reconhecidas nas proximidades do transecto como cafeicultura, cultivo de eucalipto, pastagem e zona de mata ciliar. Se justificou a escolha dessas culturas por estarem concordante com as propostas para os projetos externos à esta pesquisa, assim como apresentar variações de ordens e subordens de solos entre os usos. Com isso foram coletas amostras dos Latossolos Vermelho-Amarelo, Vermelho e Pálido ou Acinzentado, assim como para Plintossolos, Organossolos e Gleissolos.

Para maior pluralidade, propôs-se 15 tradagens para cada uso, com amostras coletadas em profundidades de 0-20cm e 80-100cm por ponto, totalizando 120 amostras (30 para cada uso). Todos os pontos de coleta foram posicionados com 30m de distância sendo posteriormente georreferenciados (Figura 5).

Figura 5: Posicionamento dos pontos da amostragem realizada por tradagem. Cada cultivo foi indicado por diferentes letras (E – eucalipto, C – café, P – pasto e M – mata ciliar).



Autoria: Luna (2024).

A nomenclatura das amostras foi estabelecida com base no uso da terra (E – eucalipto, C – café, P – pasto e M – mata ciliar), o número de cada ponto e a profundidade da amostra (A – 0-20cm e C – 80-100cm).

Contudo, devido ao cronograma laboratorial, os resultados de espectroscopia não foram obtidos a tempo de serem tratados e interpretados neste trabalho. Porém, todas as amostras coletadas também receberam tratamento convencional granulométrico e de matéria orgânica. Com isso, esses dados foram utilizados especialmente com a finalidade de comparativo e controle para os testes de amostras recolhidas nos perfis de solos descritos, assim como para a identificação de solos e suas ocorrências ao longo das áreas do transecto.

3.3.4 GEOFÍSICA

A aplicação de estudo geofísico para o presente trabalho se baseou na capacidade do método de estipular a provável profundidade do lençol freático, tendo em vista que avaliação de sua oscilação é de suma importância para o estudo do regime pedológico da região. A coleta de dados geofísicos em campo foi realizada no dia 19 de agosto de 2023, portanto data em que o inverno é vigente no Hemisfério Sul.

Dado que o objetivo principal da investigação geofísica seja não demandar visualização de variações horizontais ao longo de um caminharmento, a metodologia aplicada utilizou-se da abordagem 1-D do método de resistividade elétrica. A aplicabilidade desse método, conforme demonstra Loke *et al.* (2013), considera variáveis como a corrente (I) injetada no solo, a posição dos eletrodos de corrente e de potencial para o cálculo do fator geométrico (k) e a diferença resultante de voltagem (ΔV) para se obter um valor de resistividade aparente (ρ_a) segundo a equação I:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} (I)$$

Os valores da investigação geofísica a partir desse método considera a passagem de uma corrente (I) (Loke *et al.* 2013), o qual é obtida por voltímetro conectado ao equipamento que une a fiação à bateria e aos eletrodos de corrente e os de potencial. Foi utilizado o equipamento Resistímetro X5Xtal Control (Auto Energia), com auxílio de uma bateria automotiva Z60d 12V/60Ah (Zetta) como fonte de corrente. Por demandar instrumentos a parte para medição do potencial elétrico e da corrente elétrica, multímetros de modelo ET-1000 (Minipa) e BT830B (Kokay) foram conectados ao resistímetro (Figura 6).

Foram posicionados os eletrodos de corrente (MN), constituídos de alumínio, de forma que se obtivesse a diferença de voltagem (ΔV) resultante nos eletrodos de potencial (AB).

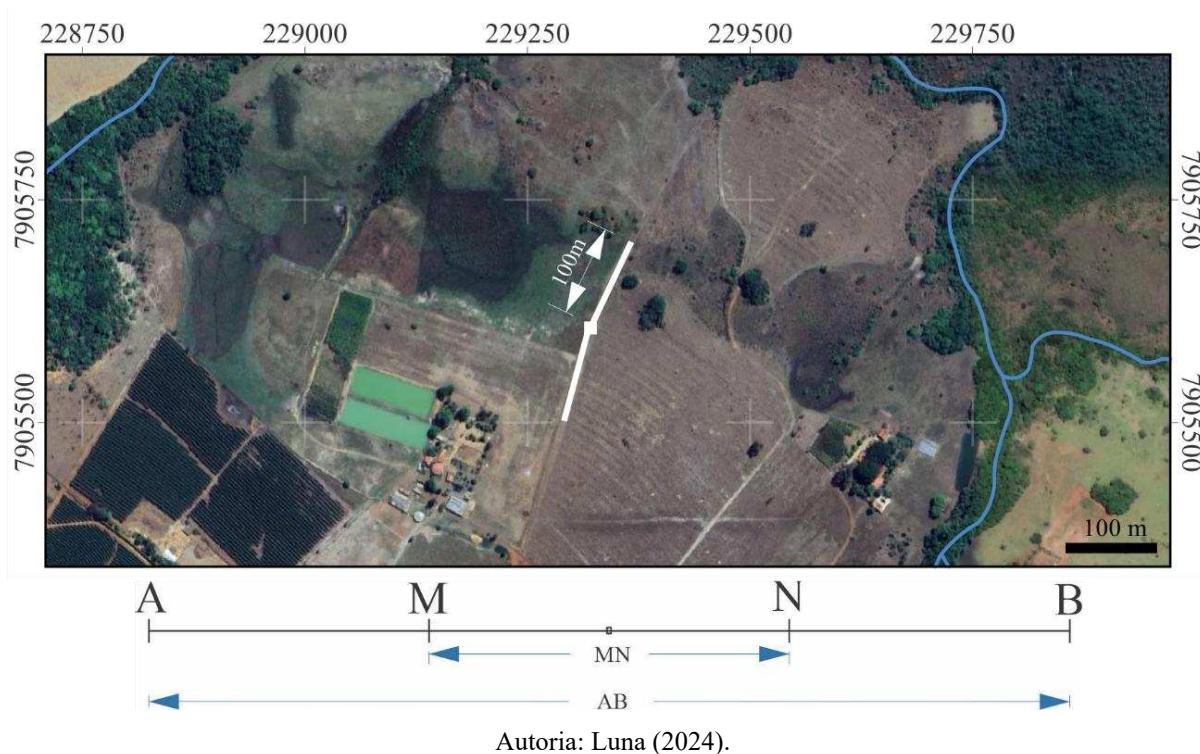
Figura 6: Equipamento utilizado para investigação geofísica.



Autoria: Luna (2024).

O arranjo dos eletrodos aplicado para o trabalho se tratou do método de Schlumberger, cuja configuração é tomada em linha reta com abertura semelhante entre ambos os eletrodos de corrente (MN), posicionados mais próximos ao equipamento e para os eletrodos de potencial (AB) (Koedoed, 1979). O conjunto AB foram posicionados segundo uma abertura que não se distanciasse o suficiente de MN para que as medidas se tornassem inválidas, sendo necessário o procedimento de embreagem (repetir posições de MN e mudar AB) conforme as posições dos eletrodos eram alteradas para assegurar a qualidade da investigação. A abertura máxima alcançada em cada eletrodo de potencial foi de 100m e suas mudanças de posições foram aplicadas para alcançar maiores profundidades (Koedoed, 1979), na área de estudo, o perfil vertical posicionou-se na transição da planície e terraço (Figura 7).

Figura 7: Posicionamento da investigação geofísica na área de estudo, com abertura de AB de 100m; e arranjo dos eletrodos segundo o método Schlumberger.



Contudo os valores de resistividade aparentem não representam os valores reais de resistividade do material de subsuperfície, o qual para a correção foi necessário aplicar o procedimento de inversão dos dados com auxílio do *software* IPI2Win versão 2.1 (Geoscan-M Ltda). O processamento dos dados foi realizado por meio de curvas de interpretação fornecidas pelo cálculo do próprio *software*, pelo qual optou-se a curva calculada a partir da média das demais curvas fornecidas. Com base nos valores adquiridos em campo, os pontos 7 e 10 presentes no Apêndice I foram removidos por não obedecerem a tendência apresentada pelos demais pontos e assim suas influências na interpretação foram desconsideradas. A partir da curva fornecida pelo *software*, utilizou-se da interface do programa para modelamento das informações e posteriormente, aplicar o método de inversão para minimizar o erro da modelagem.

3.4 Etapa de análise laboratorial

3.4.1 GRANULOMETRIA

A análise granulométrica foi utilizada para determinação da fração total de areia (%), silte (%) e argila (%), como assistência a descrições macroscópicas e aplicação na interpretação acerca das características e gênese de cada *pedon* investigado. Foram

encaminhadas para o Laboratório de Física do Solo (ESALQ, USP) cento e vinte amostras referentes a coleta por tradagem (Figura 5) e 10 amostras pertencentes à diferentes horizontes dos perfis descritos por este trabalho (Figura 2). O Quadro 2 sintetiza os solos que receberam coleta por trado ou no perfil descrito.

Quadro 2: Amostras enviadas para análise granulométrica.

AMOSTRAGEM	PONTO	HORIZONTE	AMOSTRAGEM	PONTO	HORIZONTE
TRADO (120)	Eucalipto (LVA)	0 a 20cm (A)	PERFIL	LAC-3	Bw2
	Café (LAC)				Bw3
	Pasto (GX-GM-OX)	BA			
	Mata ciliar (LV – FF)	80 a 100cm (B)		FX-4	Bfg1
				Bfg2	
PERFIL (10)	LVA-1	Bw1	LV-8	Bw1	
		Bw2		Bw2	
	LAC-3	Bw1			

Autoria: Luna (2024).

Os procedimentos para determinação das diferentes frações das amostras dos perfis foram realizados segundo as recomendações de Donagemma *et al.* (2017) para solos que não possuem altos teores de matéria orgânica ou de sais solúveis. Os autores pontuam a utilização do método da pipeta para solos com alta concentração de argila, contudo visando uma capacidade de dispersão mais efetiva (Bouyoucos, 1962) os procedimentos realizados no laboratório utilizaram-se do hidrômetro de Bouyoucos, visto que alguma das amostras demandaram tal tratamento. A determinação da fração de silte foi calculada por meio da equação $\text{Silte} = 100 - (\text{argila} + \text{areia})$.

Para interpretação acerca do grau de intemperismo e movimentação de argila ao longo de perfis, utilizou-se a relação silte/argila ao aplicar a equação II (Donagemma *et al.*, 2017):

$$R_{S/A} = \frac{T_S}{T_A} \quad (II)$$

Cujo $R_{S/A}$ refere-se à relação silte/argila; T_S a concentração de silte em g kg^{-1} ou %; e T_A a concentração de argila em g kg^{-1} ou %.

Para as amostras derivadas da coleta de tradagem, no entanto utilizou-se o método do densímetro (Donagemma *et al.*, 2017), cuja metodologia apresenta melhores resultados para solos de granulometria média a argilosa, portanto com possibilidade de variações de porcentagens para solos muito argilosos.

3.4.2 ANÁLISE QUÍMICA E TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA

A aplicação da análise química no trabalho possuiu enfoque caracterizar o conteúdo de compostos químicos relevantes para o estudo de solos e contribuir para posicionar o estágio de intemperismo (Teixeira; Campos; Fontana, 2017a). Essas análises também buscaram auxiliar na compreensão da composição mineralógica.

Amostras foram enviadas para o Laboratório de Análises Especiais (ESALQ, USP), cuja metodologia utilizada para a extração dos valores de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ e MnO utiliza-se de ataque sulfúrico (Teixeira; Campos; Fontana, 2017a) e posteriormente a determinação dos valores de Ki e Kr (Teixeira; Campos, 2017).

Para a realização da análise química de solos, foram enviadas quatro amostras de diferentes solos derivadas da amostragem de tradagem: Latossolo Vermelho-Amarelo (E08B), Latossolo Acinzentado (C06B), Gleissolo Háptico (P02B) e Latossolo Vermelho (M03B).

Teixeira, Campos e Fontana (2017a) estabeleceram a metodologia para preparação da solução de H₂SO₄ 1:1 necessária para dissolução de argilo-minerais, o qual permitiu o cálculo dos compostos remanescentes citado acima.

Para determinação de MnO, SiO₂ e TiO₂ e utilizou-se da metodologia recomendada por Teixeira *et al.* (2017a, 2017b, 2017c) e as extrações de valores de Fe₂O₃ e Al₂O₃ foram obtidas segundo Teixeira, Campos e Fontana (2017b, 2017c). Todos os valores finais foram determinados em porcentagem (%), contudo para comparação com dados obtidos por Motta, Baruqui e Santos (2004), os valores em porcentagem também foram convertidos para g kg⁻¹.

As relações moleculares Ki e Kr foram estabelecidas conforme as equações recomendadas por Teixeira e Campos (2017). Esses valores posteriormente foram aplicados na interpretação acerca do grau de intemperismo dos solos e classificação de Latossolos segundo Vieira (1988) e Santos *et al.* (2018).

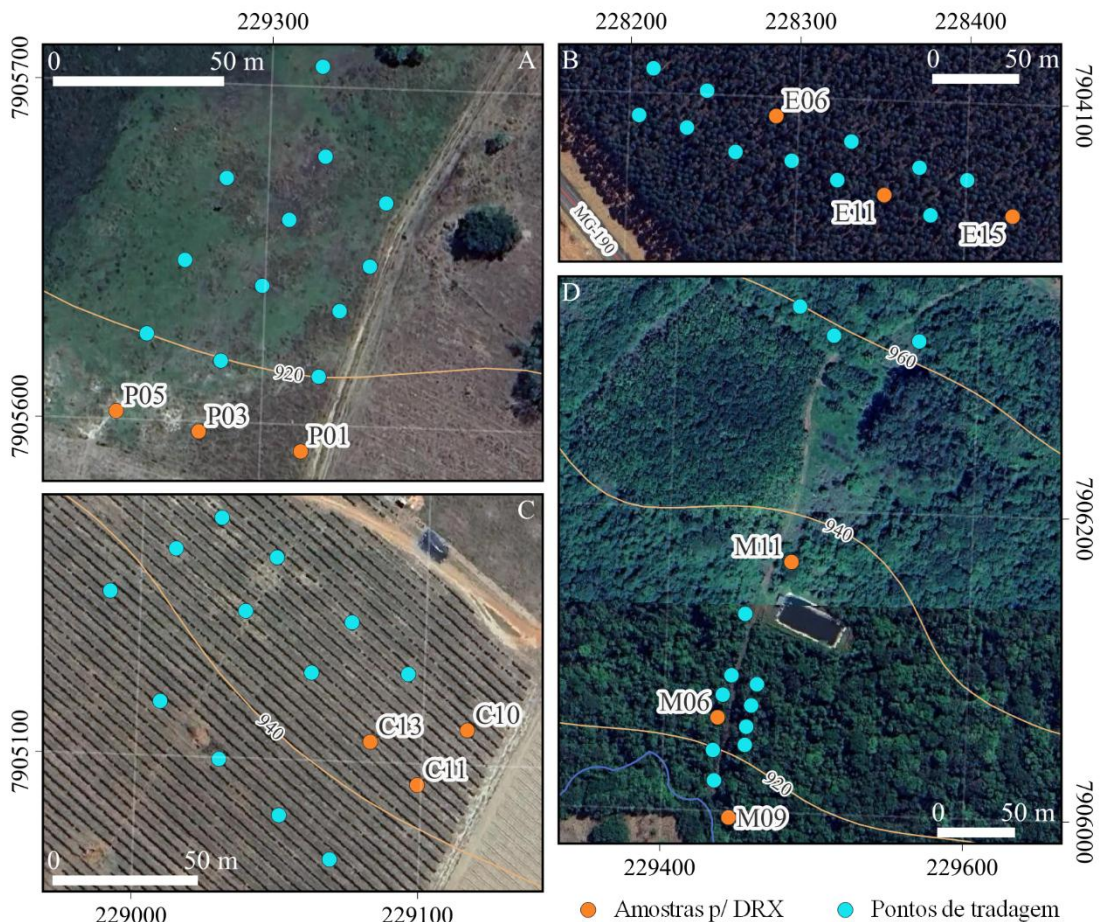
O teor de matéria orgânica que compõe os solos, por sua vez, foi obtido a partir da modificação do método Walkley e Black, com os procedimentos descritos por Fontana e Campos (2017) e cálculo do dicromato de potássio determinado por colorimetria.

3.4.3 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)

A utilização da técnica de DRX foi aplicada na fração argila como forma de auxílio para interpretação da mineralogia presente nos solos do estudo. Os procedimentos para extração de argila segundo Donagemma, Calderano e Viana (2017) foram realizados no Laboratório de Química (*Campus Monte Carmelo, UFU*) e posteriormente realizadas análises por DRX no Laboratório de Mineralogia do Solo (ESALQ, USP).

Foram selecionadas 12 amostras da coleta realizada por tradagem (Figura 8), referentes à Latossolo Vermelho-Amarelo, Latossolo Acinzentado, Latossolo Vermelho, Plintossolo Pétrico e Gleissolo Háplico, as quais todas pertencem às profundidades entre 80 e 100cm, representativas de horizontes de subsuperfície e cuja posição espacial na coleta melhor representam a amostragem como um todo.

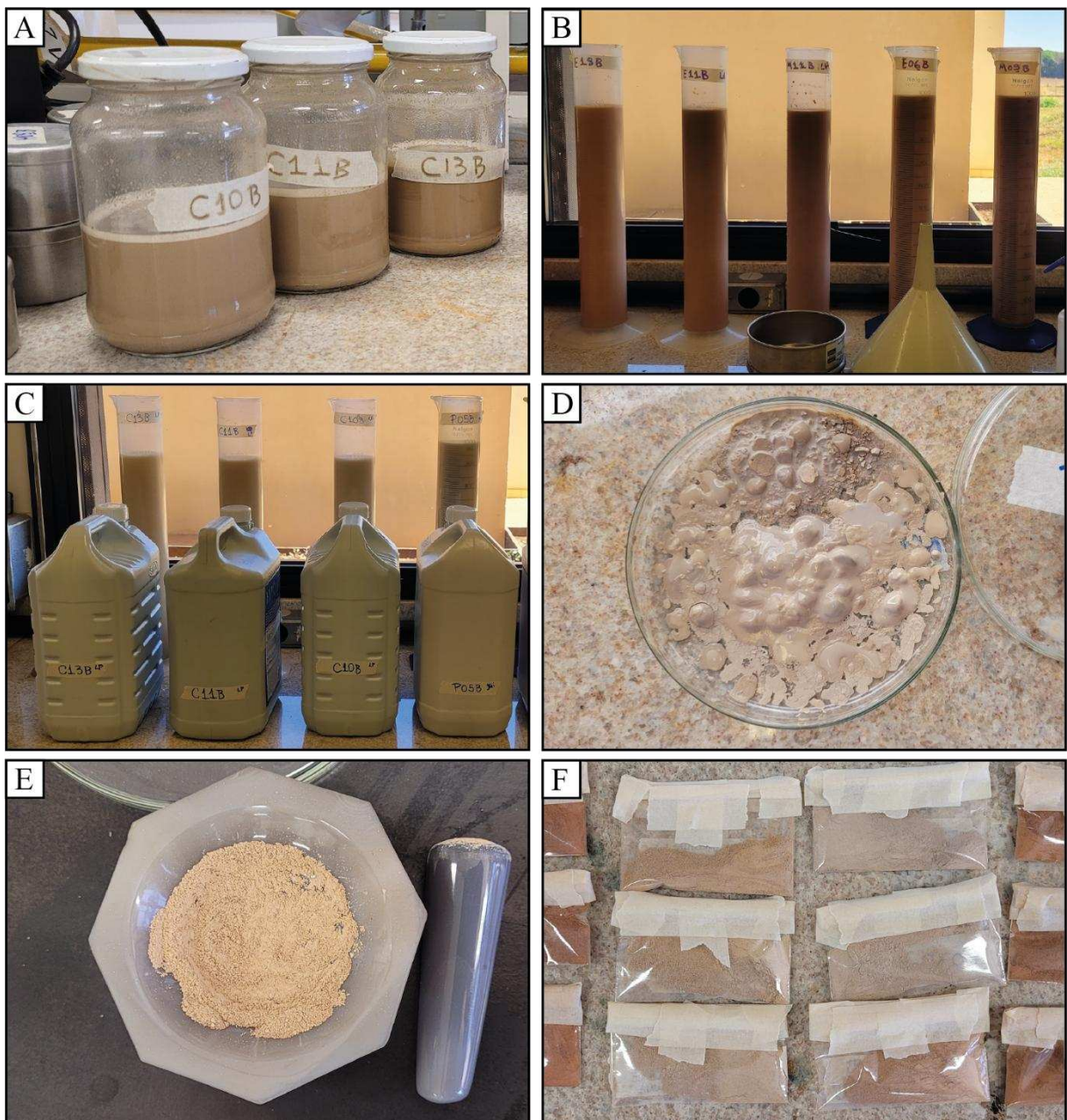
Figura 8: Distribuição espacial das amostras de cada cultura selecionadas para extração de argila (em laranja) em relação à amostragem como um todo. A) Amostras referentes ao Gleissolo Háplico; B) Amostras pertencentes ao Latossolo Vermelho-Amarelo; C) Amostras de Latossolo Acinzentado; D) Amostras referentes ao Latossolo Vermelho.



Autoria: Luna (2024).

A preparação das amostras requereu triturar o solo com auxílio de rolo para massa e posteriormente submeter este material ao peneiramento com abertura de 2,0mm. A fase inicial para extração de argila consistiu em separar 40g de solo e adicionar 250ml de solução composta por de 4g de NaOH e 10g de hexametáfosfato anteriormente diluídos em 1L de H₂O (Figura 9A). A solução com solo foi posicionada em mesa agitadora por 24h e novamente peneirada em malha de 0,053mm.

Figura 9: A) 40g de solo em solução composta por de 4g de NaOH e 10g de hexametáfosfato anteriormente diluídos em 1L de H₂O; B) Provetas de 1L preenchidas com material fino e água; C) Galões utilizados para armazenamento dos 200 ml coletados diariamente; D) Argila extraída após centrifugação em Placas de Petri; E) Moagem de argila em almofariz de ágata; F) Amostras prontas para serem submetidas ao procedimento de difratometria de raios-X.



O material peneirado foi colocado em proveta de 1L até atingir 750ml e completou-se o recipiente com água (Figura 9B). Após o preenchimento, agitou-se a solução com auxílio de uma haste de agitação até que a solução parecesse homogênea. Posteriormente, o material foi posto em descanso por 24h para sedimentação de silte.

A coleta de material após 24h foi realizada com auxílio de uma mangueira plástica para remover 200ml (conteúdo entre 800ml e 1L) referente à fração argila em suspensão e a proveta foi novamente preenchida até 1000ml com água e agitada. O material recolhido foi armazenado em galões de 5L para cada amostra (Figura 9C). Esse procedimento foi realizado até completar 1,6L nos galões, quantidade suficiente para extração de argila necessária para submeter ao DRX devido à alta concentração de argila.

Para a separação da fração argila do líquido, a solução foi submetida ao processo de centrifugação com a utilização de tubos tipo Falcon de 50ml na velocidade de 4,5 rpm por 10 minutos em centrífuga de marca Quimis. O material pastoso no fundo dos tubos foi coletado em Placas de Petri para serem encaminhados para secagem (Figura 9D).

O conteúdo das Placas de Petri foi então submetido à estufa com temperatura máxima de 60°C e posteriormente moído com auxílio de almofariz de ágata (Figura 9E). Estipulou-se um peso de aproximadamente 2,5 a 3g de argila para cada amostra (Figura 9F).

Após o procedimento de extração, devido à proximidade das amostras escolhidas e custo, foram selecionadas apenas 4 amostras para DRX, determinadas como as mais representativas dentre as três amostras de cada cultura (Quadro 3).

Quadro 3: Amostras que apenas passaram pelo procedimento de extração de argila e amostras destinadas à difratometria de raios-X.

EXTRAÇÃO DE ARGILA				ENVIADAS PARA DRX			
E06B (LVA)	C11B (LAC)	P01B (GX)	M09B (LV)	E11B (LVA)	C10B (LAC)	P03B (GX)	M06B (LV)
E15B (LVA)	C13B (LAC)	P05B (GX)	M11B (LV)				

Autoria: Luna (2024).

A metodologia para difratometria de raios-X aplicada no Laboratório de Mineralogia do Solo seguiu as recomendações de Calderano, Duarte e Gregoris (2017) para determinação mineralógica da fração argila. Para a interpretação dos dados utilizou-se do *software* Match! versão 3.16 (Putz; Brandenburg, 2024), da base de dados RRUFF Project (Lafuente *et al.* 2015) e os padrões para óxidos de ferro de Bigham, Fitzpatrick e Schulze (2002).

3.4.4 MICROMORFOLOGIA

A aplicação da micropedologia permitiu descrição e a análise dos constituintes do solo e seu arranjo espacial em escala microscópica como ferramenta de interpretação dos processos de formação, visto que, por vezes, a macromorfologia pode não atender às necessidades da pesquisa (Bullock *et al.*, 1985).

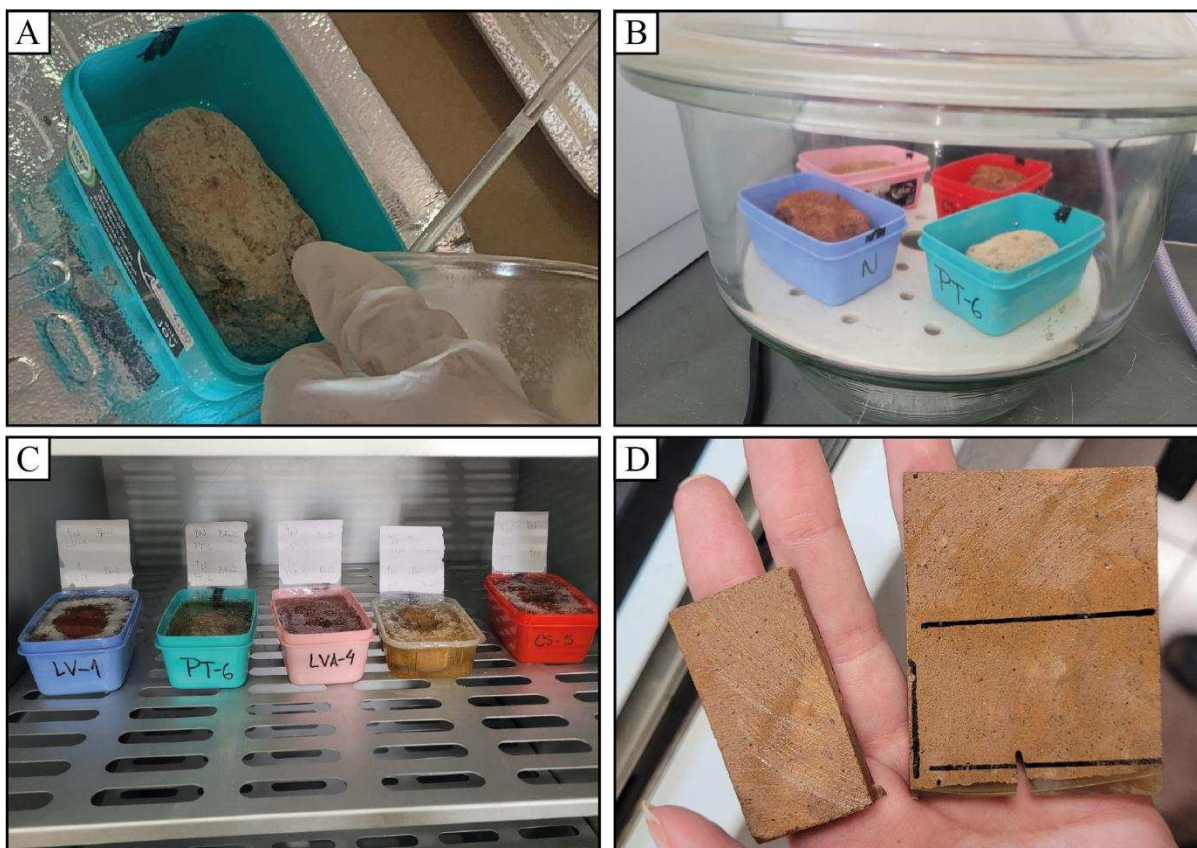
Para as etapas de impregnação de amostras de solo indeformadas utilizou-se do roteiro de Silva (2022), desenvolvido anteriormente pelo Laboratório de Geomorfologia e Pedologia (GEOPED) da Universidade Federal de Uberlândia.

Após a coleta, as amostras foram reservadas para secagem total do material. Por não haver necessidade de serem submetidas à estufa, a secagem ao ar livre foi o único método utilizado anterior à impregnação. O desbaste das amostras foi realizado para o ajuste de suas dimensões e todas foram realocadas para novos recipientes, visando a eficiência no gasto de material impregnante. No total, o procedimento foi realizado em seis amostras: P-LVA-1, P-CS-2, P-LAC-3, P-FX-4, P-LV-10 e uma amostra (INF/LA) de Latossolo Amarelo adquirida em outra pesquisa (Cardoso, 2021; Cardoso *et al.*, 2021) para auxiliar na interpretação da dinâmica pedológica da região.

A proporção dos materiais utilizados para solução equivale à sugestão proposta por Silva (2022) para a impregnação de Latossolos, em que 1000ml foram fracionados em 80% de Resina Epoxi 1.204 (800ml), cujo 5% desse valor foi somado para Endurecedor Epoxiglass 1.604 (40ml) e inteirou-se a solução com Acetona P.A. (160ml). O procedimento de produzir a solução consistiu em unir as partes de resina e acetona até a mistura ser homogênea e adicionar o endurecedor logo após.

Iniciou-se o processo de impregnação com o despejo da solução na base do recipiente que continham as amostras até preencher cerca de 1 centímetro (Figura 10A), posteriormente encaminhando esses recipientes ao dessecador instalado junto à bomba de vácuo Primatec para induzir a subida da resina entre os poros dos solos por capilaridade e conseqüentemente, preenchendo-os (Figura 10B). Esse procedimento era interrompido apenas quando a quantidade de solução estava muito baixa e já não haveria material suficiente para preencher os poros; adicionando-se então mais solução nos recipientes, repetindo essas etapas até as amostras estivessem totalmente submersas na resina ou até o limite do recipiente. A bomba de vácuo foi utilizada após o preenchimento do solo por resina para certificar que os poros fossem todos impregnados.

Figura 10: A) Despejo da resina na base do recipiente; B) Utilização de bomba de vácuo para induzir a subida da resina entre os poros da amostra; C) Amostras em estufa configurada em 35°C; D) Corte das amostras impregnadas.



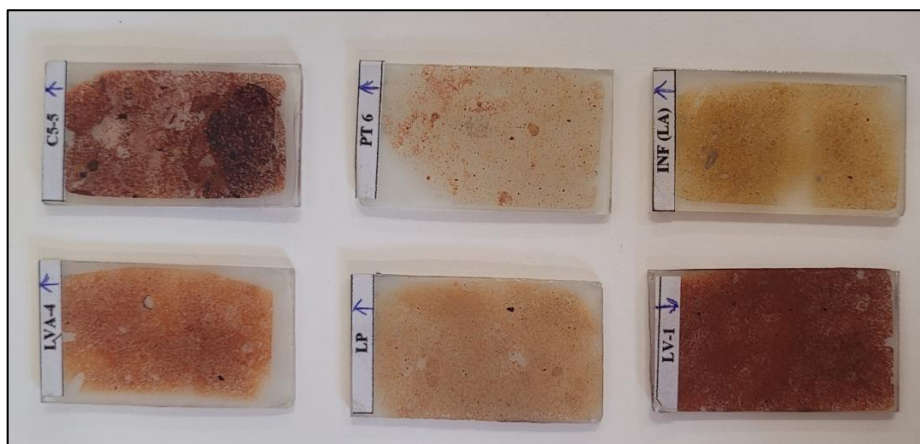
Autoria: Luna (2024).

Posteriormente à impregnação, as amostras foram reservadas para secagem e contínuo endurecimento do material. As amostras foram posicionadas na estufa a partir do nono dia a 35°C, apresentando bolhas na superfície (Figura 10C). No décimo sexto dia, identificou-se o enrijecimento das amostras, tornando-as aptas para corte.

Para o processo de corte dessas amostras (Figura 10D), utilizou-se a cortadora de rochas e refratários, modelo Logitech GTS11, presente no Laboratório de Preparação de Amostras (LAPREA) da Universidade Federal de Uberlândia.

Devido ao tempo para desbaste e confecção da lâmina de solo no LAPREA, encaminharam-se as amostras para o laboratório Geolab petrografia, onde foram finalizadas com maior brevidade (Figura 11).

Figura 11: Lâminas de solo confeccionadas para o presente trabalho.



Autoria: Luna (2024).

3.5 Etapa de análise integrada dos resultados

A partir do objetivo proposto pelo trabalho e os procedimentos metodológicos de campo e laboratoriais utilizados a fim de garantir seu cumprimento, adicionou-se a revisão bibliográfica acerca da geologia, geomorfologia, paleoclima e pedologia sobre a área de estudo, compondo o Capítulo 4, nomeado Contexto físico-natural regional onde se insere a Alta Bacia do Rio Bagagem.

A apresentação dos resultados cartográficos ocorre unida às revisões bibliográficas do Capítulo 4 e principalmente no Capítulo 5, nos subtópicos específicos 5.1 (Taxonomia do relevo e solos associados da Alta Bacia do Rio Bagagem) e 5.2 (Superfícies geomórficas e características morfométricas da Alta Bacia do Rio Bagagem).

Tanto o Capítulo 4, quanto parte do Capítulo 5 abrangem o primeiro nível de investigação proposto por Castro e Salomão (2000). O segundo nível de tratamento, contudo, está contido no subitem 5.3 do Capítulo 5 (Transecto da Alta Bacia do Rio Bagagem: dados de campo e experimentais). Nesse subitem estão contidas as análises laboratoriais e as etapas de campo propostas neste capítulo.

Por fim, o último subtópico do Capítulo 5, 5.4 (A evolução do relevo e o desenvolvimento dos solos na Alta Bacia do Rio Bagagem), considerou a Etapa de análise integrada dos resultados para a filtragem dos resultados e interpretação através dos métodos anteriores. Buscou-se uma abordagem integrada entre a escalado contexto regional e unido à escala localizada dos solos reconhecidos no transecto, tal qual recomendado por Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005).

Para uma melhor visualização da organização da pesquisa quanto ao posicionamento das etapas, escalas de análise, conteúdos/produtos e disposição dos capítulos, organizou-se o Quadro síntese 4.

Quadro 4: Organização dos resultados no texto com base nos produtos obtidos pelas etapas da metodologia.

Nível de Organização da Pesquisa	Etapas	Escala de Análise	Conteúdos/ Produtos	Localização no Texto
Primeiro Nível	Revisão Bibliográfica e Cartográfica	Regional	Geológico	Capítulo 4
			Geomorfológico	
			Paleoclimático	
	Cartográfica	Bacia Hidrográfica (Alta Bacia) 1:25.000	Pedológico	Capítulo 4 e Capítulo 5 (5.1 e 5.2)
			Geológico	
			Geomorfológico	
			Pedológico	
			Superfícies Geomórficas	
			Hipsometria	
			Declividade	
Densidade de Drenagem				
Profundidade de Drenagem				
Base Cartográfica				
Segundo Nível	Campo	Transecto	Descrição Morfológica de Perfis	Capítulo 5 (5.3)
	Laboratorial/ Experimental	Amostragens (Deformadas e Indeformadas)	Tradagens	
			Geofísica	
			Granulométrica	
			Análise Química	
	Análise Integrada dos Resultados	Todas as Anteriores	Mineralógica	
Micromorfológica				
			Evolução do Relevo e o Desenvolvimento dos Solos	Capítulo 5 (5.4)

4 O CONTEXTO FÍSICO-NATURAL REGIONAL ONDE SE INSERE A ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM

Ao estudar a gênese de solos, os contextos geológico e geomorfológico se tornam necessários, uma vez que além das litologias, os controles geológico estrutural e tectônico são capazes de impactar o ambiente e como esse é refletido na geomorfologia, que por sua vez é atribuída como fator diretamente responsável pela paisagem pedológica (Zinck, 2012).

Santos, Ladeira e Batezelli (2019) ao revisarem trabalhos acerca do comportamento fluvial condicionado à processos tectônicos, determinam uma direta relação em que drenagens podem-se moldar em consequência de falhamentos, soerguimentos e processos de subsidência. Contudo, somado ao contexto tectônico, os sistemas fluviais também são fortemente regidos pela dinâmica climática vigente (Holbrook; Schumm, 1999), o qual é capaz de exercer controle sobre o regime de sedimentação e erosão de um canal, o modificando.

A partir de uma perspectiva geopédológica se fez necessário considerar o contexto geológico e geomorfológico regional para relacioná-los com as informações acerca da evolução da paisagem. No contexto geomorfológico acrescentam-se informações sobre a Chapada Uberaba-Uberlândia, a fim de compará-la com a Chapada Indianópolis-Celso Bueno, onde de se localiza a área de estudo. Também é acrescentado item destinado às veredas, tendo em vista sua presença marcante nestes chapadões.

Ademais, pelo impacto climático no tempo geológico e sua direta influência na alteração das coberturas superficiais e nas formas de relevo, propôs-se um tópico sobre os paleoclimas mais importantes para a área, fechando o capítulo com um tópico sobre os solos presentes na Chapada Indianópolis-Celso Bueno, identificados através de mapeamentos já organizados (CETEC, 1982b; Motta; Baruqui; Santos, 2004). O capítulo, portanto, é destinado à revisão bibliográfica e cartográfica para uma caracterização físico-natural em escala regionalizada, com o interesse em contextualizar a Alta Bacia do rio Bagagem neste cenário.

4.1 Contexto geológico

A Alta Bacia do Rio Bagagem se localiza na borda NE da Bacia Sedimentar do Paraná, com sua área concentrada quase que integralmente em terrenos pertencentes à bacia e em

porções do embasamento, pertencente à Faixa de Dobramentos Brasília (Chaves; Dias, 2017a, 2017b; Cardoso *et al.*, 2017; Pinho *et al.*, 2017) (Apêndice A). As porções em que o embasamento aflora se restringem às áreas adjacentes aos topos tabulares, limitados por escarpas erosiva, posicionadas no limite noroeste da área estudada, no vale do Rio Bagagem; nas cabeceiras de drenagem do Rio Perdizes, à nordeste; e em afluentes do Rio Araguari, ao sul (Chaves; Dias, 2017a, 2017b; Cardoso *et al.*, 2017; Pinho *et al.*, 2017).

A Faixa de Dobramentos Brasília, unidade geotectônica de menor expressão na área estudada, se formou ao longo dos eventos da Orogênese Brasileira, em antigas bacias sedimentares com idades de deposição do Mesoproterozoico e Neoproterozóico, posteriormente submetidas a processos tectônicos de inversão (Uhlein *et al.*, 2012). A orogênese decorrida nesse período foi responsável pelo surgimento dos falhamentos geológicos na região, sendo na área de estudo posicionada em áreas drenadas pelo Rio Bagagem e no Córrego da Vereda (Chaves; Dias, 2017a). A única unidade estratigráfica pertencente ao embasamento reconhecida na região se dá pelo Grupo Araxá (Chaves; Dias, 2017a, 2017b; Cardoso *et al.*, 2017; Pinho *et al.*, 2017), resultante dos eventos metamórficos e deformacionais da região (Seer *et al.*, 2001).

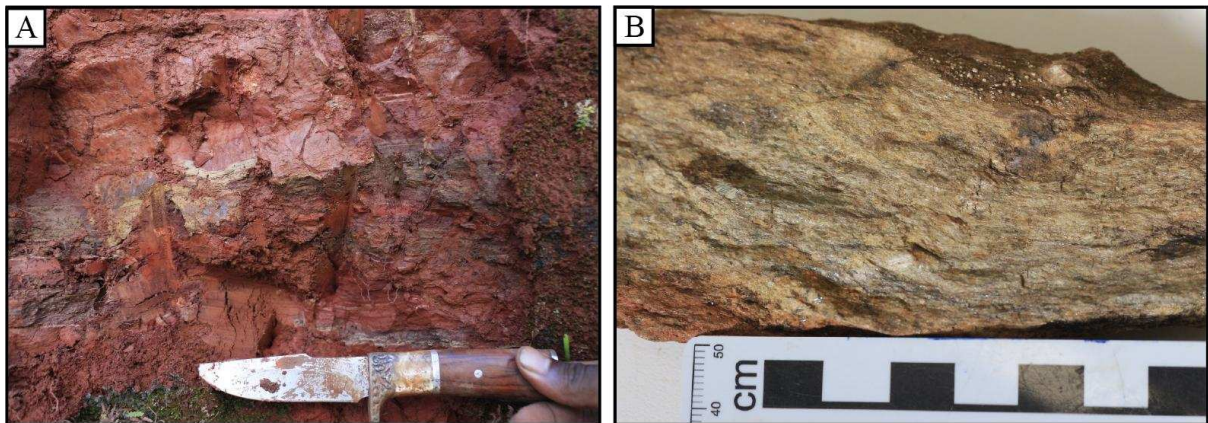
O Grupo Araxá é descrito por Seer *et al.* (2001) como rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas, cuja última foram interpretadas como fragmentos ofiolíticos no contexto de basalto E-MORB. Ainda que tenha vasta identificação de anfíbolitos, talco-clorita xisto, clorita xisto, clorita-anfíbólio xisto e tremolita-actinolita xisto para o Grupo Araxá (Seer *et al.*, 2001; Chaves; Dias, 2017a) na região, a predominância descrita por Chaves e Dias (2017a, 2017b) se dá com micaxisto, com teor de muscovita superior ao da biotita. Pinho *et al.* (2017) atribui essa variação como produto de retrometamorfismo e a cloritização de biotitas preservadas. Ademais, os mapeamentos regionais (Chaves; Dias, 2017a, 2017b; Pinho *et al.*, 2017; Seer; Moraes, 2017) descrevem intercalações de quartzitos ao longo do Grupo Araxá, que não foram reconhecidos em campo.

A mineralogia do Grupo Araxá também é descrita por Seer *et al.* (2001) como contendo cloritóide, quartzo e granada, identificada por Chaves e Dias (2017a) como almandina. A presença do quartzo na região é descrita em diferentes litologias, em geral, relacionado com o micaxisto, mas também observado em veios de quartzo, por vezes associados com a alta resistência frente à erosão do relevo (Chaves; Dias, 2017a) e relacionados com microestruturas geradas a partir dos eventos de deformação (Pinho *et al.*,

2017). Chaves e Dias (2017a) também reconhecem na região turmalina e rutilo como minerais acessórios.

Na área de estudo, as rochas metassedimentares foram encontradas em maior parte altamente intemperizadas (Figura 12A), já as categorizando como saprolitos, e sem a identificação metamáficas e metaultramáficas. Contudo, na confluência do Córrego da Vereda com o Rio Bagagem, encontra-se afloramento de micaxisto relativamente preservado (Figura 12B) e rochas que se assemelham a granitóides deformados, em que se visualiza uma orientação preferencial dos minerais.

Figura 12: A) Saprolito de micaxisto (x: 229580m, y: 7907899m, 23K); B) Amostra preservada de xisto referente ao Grupo Araxá (x: 228669m, y: 7907398m, 23K).



Autoria: Luna (2024).

Seer *et al.* (2001) pontuaram a ascensão de magmas característicos de granitos colisionais gerados a partir da fase final da tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília. Os granitóides são descritos pelos autores como posteriores ao evento de metamorfismo principal da região em 630Ma. Esses pontuais granitóides podem estar relacionados com a Suíte Estrela do Sul (Chaves; Dias, 2017a) ou ao Complexo Monte Carmelo (Chaves; Dias, 2017a; Pinho *et al.*, 2017).

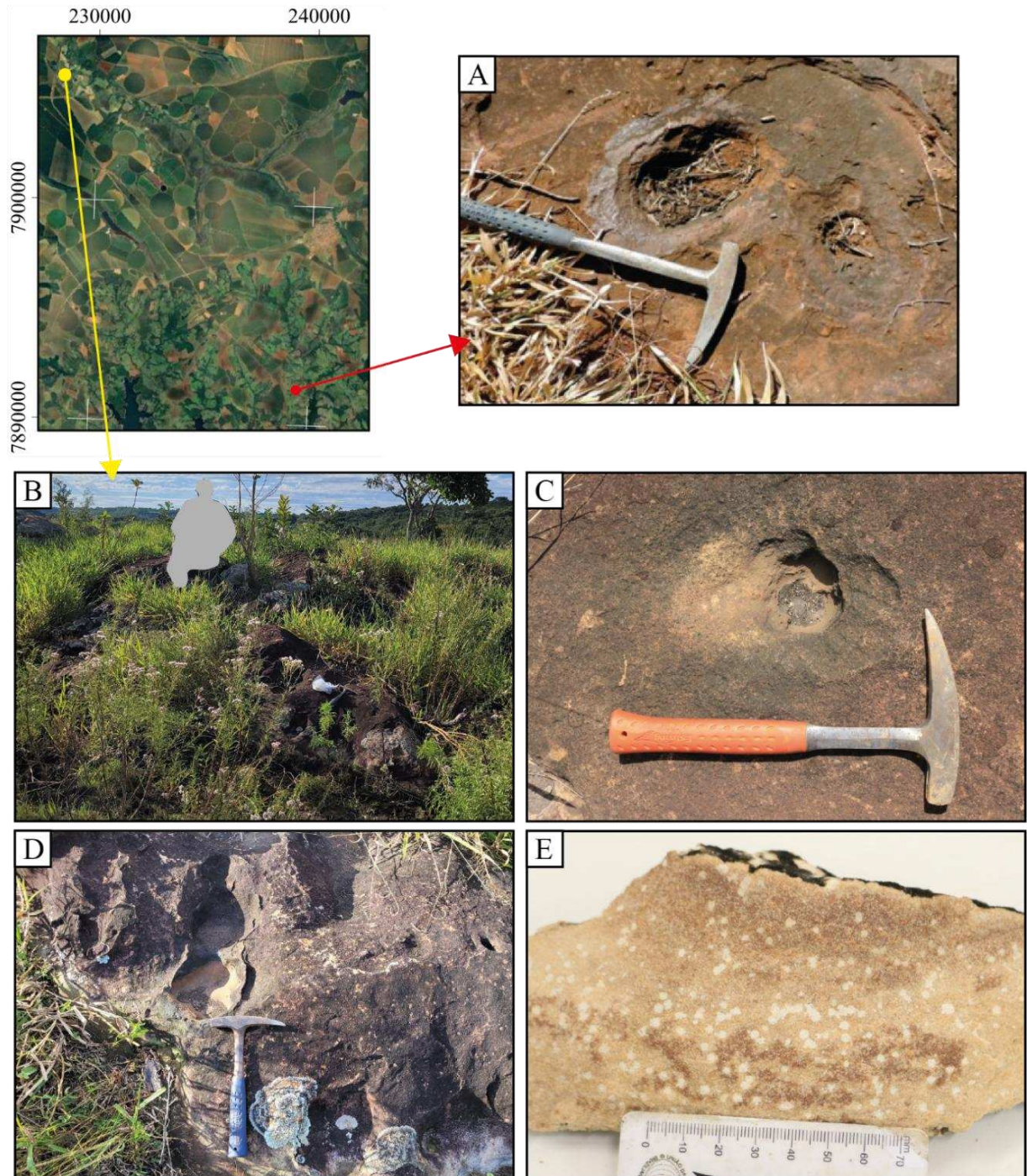
Em contraste com as áreas periféricas presentes na quadrícula delimitada para o estudo, a porção central está contida na Bacia Sedimentar do Paraná, cuja estratigrafia é marcada na região pelas Supersequência Gondwana III e Supersequência Bauru (Milani *et al.*, 2007), respectivamente representadas pelo Grupo São Bento e Grupo Bauru (atualmente contido na Bacia Bauru, junto com o Grupo Caiuá) (Anexo 1). O Grupo São Bento por sua vez é composto pelas Formações Botucatu e Serra Geral, que correspondem aos arenitos eólicos da Formação Botucatu sob os derrames basálticos da Formação Serra Geral (Milani *et al.*, 2007).

A disposição tectônica da Bacia do Paraná vigente no período da sedimentação eólica decorrida por volta do Jurássico Superior condicionava um sistema de bacia continental, oposto à supersequências anteriores (Scherer; Goldberg, 2007; Milani *et al.*, 2007). A deposição dos sedimentos foi atribuída, segundo Scherer e Goldberg (2007), à convergência de ventos, com o sentido desse fluxo no Norte da bacia direcionado ao interior dessa. Complementam os autores que as diferentes direções dos ventos são interpretadas como um sistema de monção, derivado muito provavelmente da fragmentação de Pangeia e abertura do Atlântico Sul no Cretáceo Inferior. O ambiente foi identificado como seco, sem influência de água superficial (Scherer; Goldberg, 2007).

Os arenitos da Formação Botucatu são descritos como finos a médios, de aspecto fosco, róseos a levemente avermelhados, alta esfericidade e estratificação cruzada de médio a grande porte (Almeida; Melo, 1981 apud Milani *et al.*, 2007; Seer; Moraes, 2017; Chaves; Dias, 2017a; Cardoso *et al.*, 2017). A mineralogia é caracterizada por Chaves e Dias (2017a) como essencialmente quartzosa, em que alguns grãos de quartzo são capeados por uma fina película de óxido ou hidróxido de ferro, garantindo a característica tonalidade rósea (Cardoso *et al.*, 2017). Outros minerais como feldspato potássico, plagioclásio, hematita, magnetita e turmalina são reconhecidos por Cardoso *et al.* (2017).

Ao revisar o trabalho de Almeida e Melo (1981), Milani *et al.* (2007) pontuou a indicação do topo da unidade estratigráfica por meio de possíveis lentes intercaladas à base da Formação Serra Geral, disposição que Chaves e Dias (2017a) também identificaram. Seer e Moraes (2017) e Cardoso *et al.* (2017) reconheceram a interação entre lavas e os sedimentos em ambientes secos, embora os autores descrevam feições de fluidização e atuação do lençol freático em superfície. O contato entre os dois materiais num contexto pouco aquoso gerou explosões restritas derivadas de escape de fluidos, responsáveis por *pipes* de fluidização (Cardoso *et al.*, 2017) (Figura 13A). Essas características foram identificadas nos afloramentos encontrados em campo (Figuras 13C e 13D).

Figura 13: Localização de afloramentos do arenito Botucatu e feições encontradas. Posicionado pela seta vermelha (x: 239121m, y: 7891724m, zona 23K), a imagem A foi retirada do relatório produzido a partir do mapeamento geológico da Folha Perdizes (Cardoso *et al.*, 2017) e a seta amarela refere-se às imagens B, C, D e E, do afloramento na área de estudo (x: 229185, y: 7905804, zona 23K). A) Pipes de fluidização em que restaram dois tubos vazios com bordas metamorizadas termalmente; B) Afloramento de arenito Botucatu na planície do rio Bagagem; C) Feição similar ao *pipe* de fluidização descrito por Cardoso *et al.* (2017), identificada em campo; D) Feições circulares que podem ser interpretadas como pipes ou marmitas, também vistas em campo; E) Amostra coletada do arenito silicificado da Formação Botucatu.



Autoria: Luna (2024).

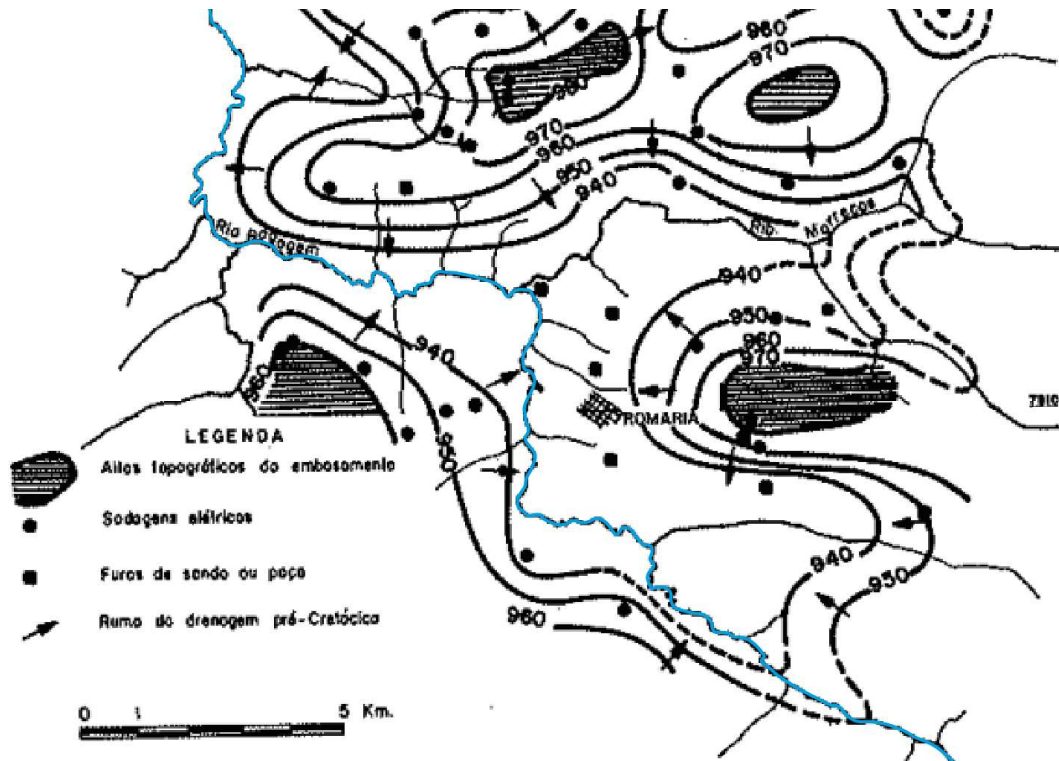
Chaves e Dias (2017a) mapearam arenitos em Romaria com aspecto vitrificado, denominados como maciços (Figura 2E), também já descritos por Barbosa *et al.* (1970 apud

Seer; Moraes, 2017), que atribuíram ao contato com os derrames basálticos da Formação Serra Geral. Seer e Moraes (2017) também reconheceram essa característica em discordância erosiva com muscovita-biotita-quartzo xisto.

Ainda que muitas das características entre diversos autores sejam concordantes (Almeida; Melo, 1981 apud Milani *et al.*, 2007; Cardoso *et al.*, 2017; Seer; Moraes, 2017), por vezes afloramentos dessa Formação foram caracterizados como de tonalidade esbranquiçada e estratificações apenas de médio porte (Chaves; Dias, 2017a). Essa divergência de descrições também se expande para a Formação Marília (Chaves; Dias, 2017a), cujas descrições, muitas vezes, são concordantes às características da Formação Botucatu, sugerindo o posicionamento duvidoso da unidade da Bacia Bauru no mapeamento regional. O reconhecimento da Formação Botucatu nas áreas mapeadas como Formação Marília foram em geral determinadas por aspectos mineralógicos, feições de interação com lavas e a proximidade com afloramentos da Formação Serra Geral, conforme o mapa de Prado Neto *et al.* (2021).

A Formação Botucatu não foi depositada sobre uma superfície plana em toda sua extensão (Seer; Moraes, 2017), comprovado por Davino (1983) através de sondagens elétricas. O autor estipula uma possível superfície anterior à deposição do Botucatu (Figura 14), demonstrando uma justificativa para variação de espessura e descontinuidades da Formação (Davino, 1983). Além do aspecto litológico, a superfície remontada por Davino (1983) demonstra a disposição hidrográfica para o Rio Bagagem no pré-Cretáceo, que se assemelha ao posicionamento atual de seu curso.

Figura 14: Mapa aproximado do terreno pré-Botucatu obtido através de geofísica. Em azul foi traçado o curso do Rio Bagagem.



Fonte: Adaptado de Davino (1983).

A Formação Serra Geral, a outra unidade que compõe o Grupo São Bento, por sua vez é marcada por um intenso vulcanismo como resposta à desagregação de Pangeia (Turner *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2007). Além das coberturas de lavas, houve o desenvolvimento de uma rede de diques alcançando toda a seção sedimentar da bacia (Turner *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2007).

A datação para o magmatismo da Formação Serra Geral foi considerada por Turner *et al.* (1994) e posteriormente questionada por Thiede e Vasconcelos (2010). Inicialmente, Turner *et al.* (1994) posicionaram idades entre 137Ma e 127Ma para a Formação, pelo qual a região norte da bacia possuiria as idades mais antigas decorrido de uma migração do magma, que por sua vez justificaria os maiores valores de titânio nessa região. Thiede e Vasconcelos (2010), contudo, ao aplicarem um método de análise de datação distinto do realizado pelos primeiros autores, obtiveram idade de 134 ± 1 Ma, corroborando com datações anteriores (Renne *et al.*, 1992, 1996a, 1997b, 1997 apud Thiede; Vasconcelos, 2010), e delimitando que o vulcanismo se decorreu em menos de 1.2 Ma.

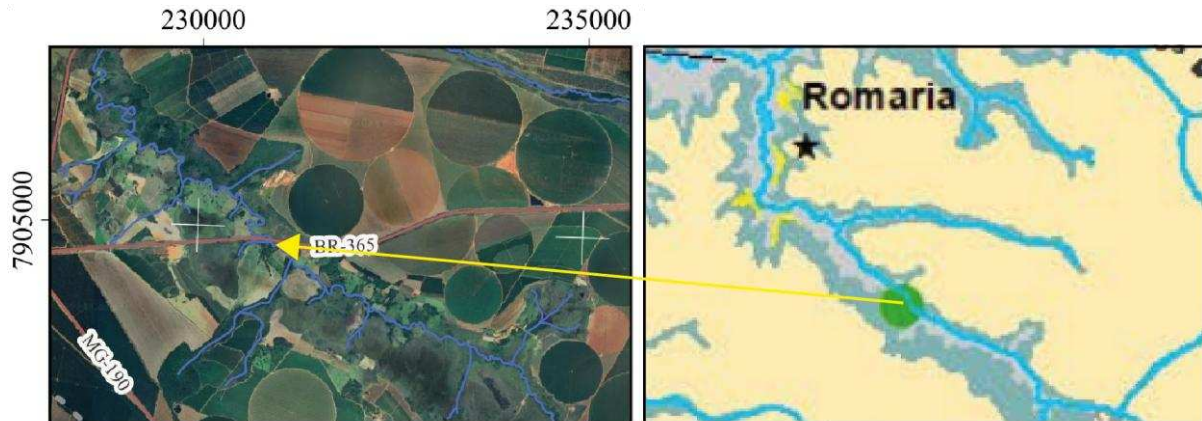
Autores descrevem a Formação Serra Geral como basaltos toleíticos de textura afanítica, granulação fina a muito fina, hipocristalinas, amigdaloidais, de coloração cinza escura a preta, por vezes esverdeada ou arroxeadas, com auréola de alteração amarelada

(Chaves; Dias, 2017a; Seer; Moraes, 2017; Prado Neto *et al.*, 2021). Em contraste, para Cardoso *et al.* (2017), os basaltos na região Folha Perdizes são faneríticos, passíveis de reconhecimento de microfenocristais de plagioclásio, raramente olivina, e piroxênios identificados como augita e pigeonita (Seer; Moraes, 2017). Ainda que os descrevam como afaníticos, Prado Neto *et al.* (2021) reconhecem os minerais indicados por Cardoso *et al.* (2017) e adicionam em sua descrição o forte magnetismo derivado possivelmente de magnetita ou ilmenita. Processos hidrotermais foram reconhecidos com a identificação de celadonita, calcedônia e zeólita branca preenchendo microamígdalas (Cardoso *et al.*, 2017; Chaves; Dias, 2017a).

Chaves e Dias (2017a) mapeiam a Formação ocorrendo usualmente em cotas abaixo de 920m, embora Cardoso *et al.* (2017) pontuam uma paleosuperfície irregular anterior ao derrame, derivada de processos erosivos e falhas normais que dispuseram locais tanto mais elevados quanto rebaixados em relação à topografia regional. Estas variações expuseram como consequência uma espessura variante para os basaltos, bem como para a Formação Botucatu (Cardoso *et al.*, 2017). Chaves e Dias (2017a) atribuem à Formação Serra Geral o desenvolvimento de solos argilosos na região, além do efeito de peneplanização que Cardoso *et al.* (2017) interpretou a partir da construção de platôs e cobertura de vales. Atualmente os basaltos agem muitas vezes como nível de base local na região, em 890m (Prado Neto *et al.*, 2021).

Sua distribuição espacial na área do presente trabalho é de difícil interpretação, visto a espessura e desenvolvimento das coberturas latossólicas que impedem a ocorrência de afloramentos. Os mapeamentos de Pinho *et al.* (2017) e Cardoso *et al.* (2017) destacam essa dificuldade ao projetarem camadas de coberturas cenozoicas e basaltos em coordenadas limítrofes. Ainda que se interprete a direção dos basaltos em subsuperfície com base em afloramentos localizados por Prado Neto *et al.* (2021) (Figura 4) e pela mudança abrupta de Latossolos Amarelos para Latossolos Vermelhos (Motta; Baruqui; Santos, 2004). Além do afloramento localizado na Figura 15, no vale do Rio Bagagem na área de estudo, os autores também localizaram basalto no leito do Rio Santa Fé (afluente do Bagagem), em cotas topográficas similares (920m). Baseado na não identificação de afloramentos em campo, optou-se por delimitar o sul da área de estudo como parte das coberturas, também baseado no comportamento do relevo e a altitude de alguns locais pontuais.

Figura 15: Posicionamento de afloramentos da Formação Serra Geral abaixo de ponte da rodovia BR-365 sobre o Rio Bagagem no município de Romaria.



Autoria: Adaptado de Prado Neto *et al.* (2021).

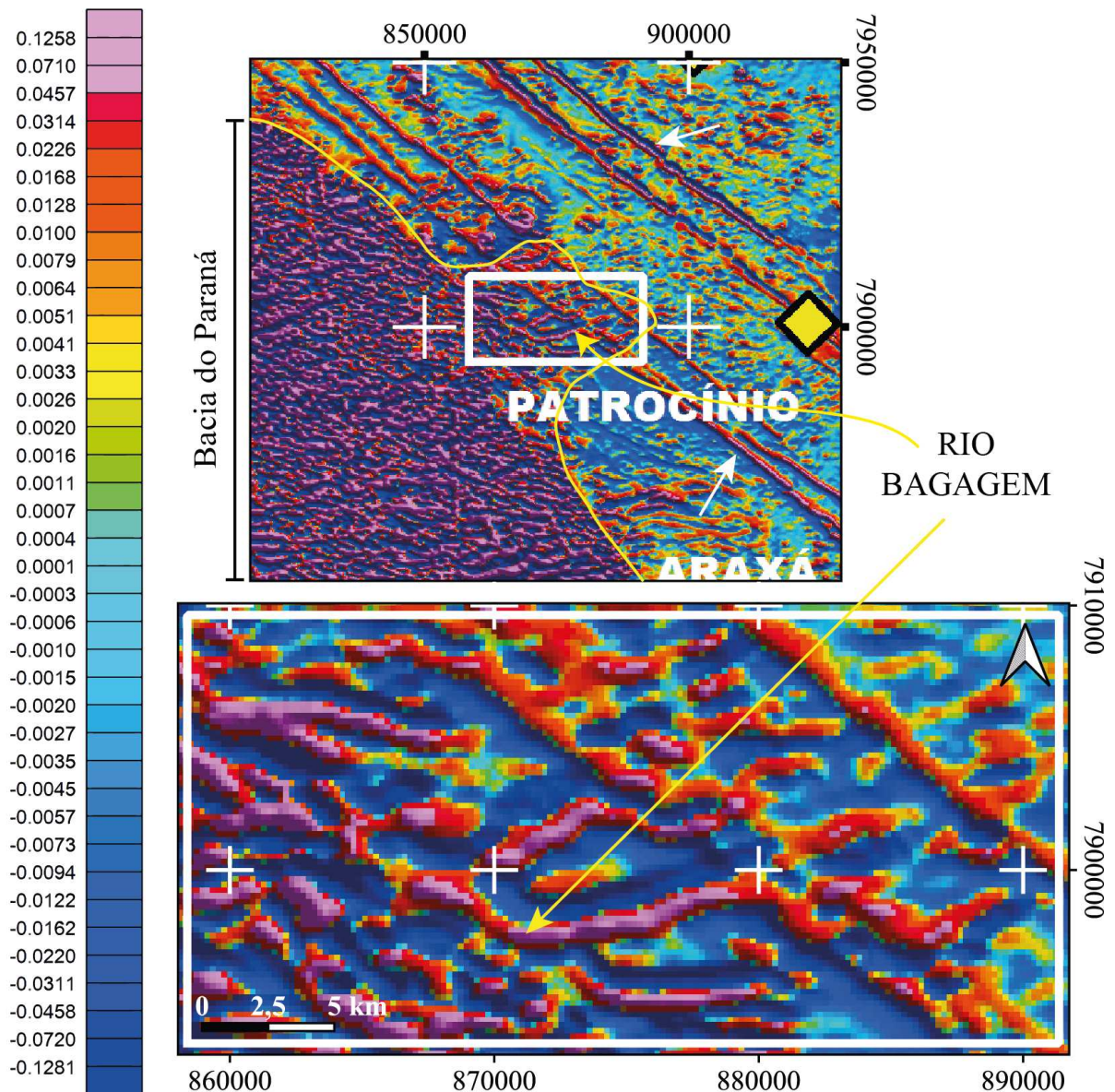
Nas proximidades da área de estudo são comumente descritos depósitos não distinguidos (Chaves; Dias, 2017a) e depósitos de diamante na região de Romaria (Cabral Neto *et al.*, 2017). Esses depósitos caracterizados são associados com a Província Ígnea do Alto do Paranaíba, responsável pela ascensão de magmas alcalino ao longo da borda da bacia (Gibson *et al.*, 1995).

Almeida (1986) estabelece a ativação tectono-magmática ao longo da Plataforma Sul-Americana como decorrendo do Permiano até o Paleógeno, com pico de magmatismo alcançado entre o Jurássico e o Cretáceo. Essas idades generalistas, que consideram até o magmatismo Serra Geral, são especificadas para a região próxima à Bacia do Paraná como duas fases de magmatismo: Pré-Aptiana e Aptiana-Eocênica (Almeida, 1986). Posteriormente Gibson *et al.* (1995) posicionou as idades dos corpos alcalinos e carbonatíticos entre 80 e 90Ma (Turoniano a Campariano), por método K/Ar. Ainda que as idades de Almeida (1986) estejam imprecisas, a interpretação do que o autor atribuí à uma segunda fase de magmatismo (Aptiana-Eocênica) é concordante com o estudo de Gravina *et al.* (2002). Essa segunda fase, decorrida em estruturas arqueadas já existentes, de idade próxima à $83 \pm 3\text{Ma}$ (Gibson *et al.*, 1995), atuou concomitantemente com a deposição dos sedimentos de algumas formações da Bacia Bauru (Almeida, 1986; Gravina *et al.*, 2002).

O arcabouço geológico para os locais que decorreram o Soerguimento do Alto do Paranaíba também apresenta uma rede de diques usualmente interpretadas como síncronas ao vulcanismo da Bacia do Paraná (Almeida, 1986; Seer; Moraes, 2017). Esses diques, descritos como diabásios (Almeida, 1986; Seer; Moraes, 2017), gabros (Pinho *et al.*, 2017), seguem uma direção preferencial N50W, facilmente reconhecidos em mapas de magnetometria

(Figura 16), ainda que sejam pouco espessos e marcam por vezes o contato da bacia sedimentar com o embasamento (Bosum, 1973; Almeida, 1986; Chaves; Dias, 2017a; Seer; Moraes, 2017). Almeida (1986) os reconhecem como pertencentes a primeira fase de magmatismo na região (Pré-Aptiano) e finalizado com a fragmentação continental.

Figura 16: Levantamento magnetométrico (derivada vertical) da região realizada por Borges (2014). Na imagem superior, diques pertencentes ao Azimute 125 destacados por setas em branco; os limites da área da Bacia do Paraná estão destacados aproximadamente em amarelo; em branco o retângulo demarca a área de estudo. A imagem inferior demonstra a área de estudo, com o posicionamento do Rio Bagagem pela seta amarela. Devido à fonte da informação e o processamento da imagem, houve deslocamento das informações do mapa em relação ao posicionamento real. Unidades em nT/m e escala de mapeamento 1:5.000.000.



Fonte: Adaptado de Borges (2014). Organização: Luna (2024).

Contudo, as anomalias que compõe o Azimute 125°, o qual os diques são associados, podem ser segmentados em três conjuntos lineares, pelo qual as feições contidas na área de estudo foram identificadas como L2, com idades entre o primeiro lineamento e o terceiro

(Moraes Rocha *et al.*, 2014). Essencialmente, as idades variantes entre esses conjuntos delimitam as idades desses lineamentos, cujas idades das rochas associadas com L2 foram interpretadas com idade mínima de 622Ma, estabelecido a partir da interceptação de L3 sobre o prévio (Moraes Rocha *et al.*, 2014). A estrutura em si dos lineamentos foi relacionada com a Orogênese Brasileira, enquanto o magmatismo que as preenchem decorreram para Moraes Rocha *et al.* (2014) em três momentos distintos: entre 950Ma e 520Ma (Cordani *et al.*, 2013 apud Moraes Rocha *et al.*, 2014), em aproximadamente 180Ma e em 90Ma. A atuação da geologia estrutural é descrita como intrínseca para esses eventos magmáticos, derivados de movimentos transtensivos (Moraes Rocha *et al.*, 2014).

As descrições das rochas que compõe os diques possuem pequenas distinções acerca dos minerais identificados e a textura da rocha, mas essencialmente se mantêm semelhantes entre os trabalhos de Pinho *et al.* (2017) e Seer e Moraes (2017). Para os autores, a mineralogia se caracteriza por anfibólio, piroxênio, plagioclásio, feldspato, magnetita e raramente quartzo e olivina. Pinho *et al.* (2017) ainda reconhece como minerais acessórios a presença de rutilo, apatita, titanita, peroviskita e zircão. Em geral, as rochas são descritas como de granulação fina e média, podendo ocorrer como grossa, de tonalidade cinza escura, preta e verde escuro e com ocasionalmente valores altos de TiO₂ de basaltos intraplaca (Seer; Moraes, 2017; Pinho *et al.*, 2017).

A segunda fase de magmatismo citada por Almeida (1986) reconhece o vulcanismo alcalino, representado por rochas kamafigíticas e kimberlíticas, de mineralogia contendo peroviskita, piroxênio, olivina, flogopita e minerais opacos com teor de titânio (Aparecido, 2024). Bossum (1973) reconhece o mecanismo responsável por esse magmatismo como processos de extensão continental e Batezelli (2003) o compreendem como consequência da separação de Pangeia e ativação de estruturas pré-cambrianas vinculadas à tectogênese brasileira. O material alcalino se aproveitou de falhas, flexuras e arqueamentos marginais e transversais próximos à Bacia do Paraná (Almeida, 1986). Com o Soerguimento do Alto do Paranaíba, a deformação gerada a partir do processo resultou na exposição da borda da bacia, com destaque para a erosão das Formações Botucatu e Serra Geral (Batezelli, 2003).

Atualmente, muito dos diques e corpos vulcânicos do magmatismo alcalino são reconhecidos em campo a partir de saprolitos (Aparecido, 2024) e solos vermelhos, argilosos e intensamente magnéticos (Seer; Moraes, 2017).

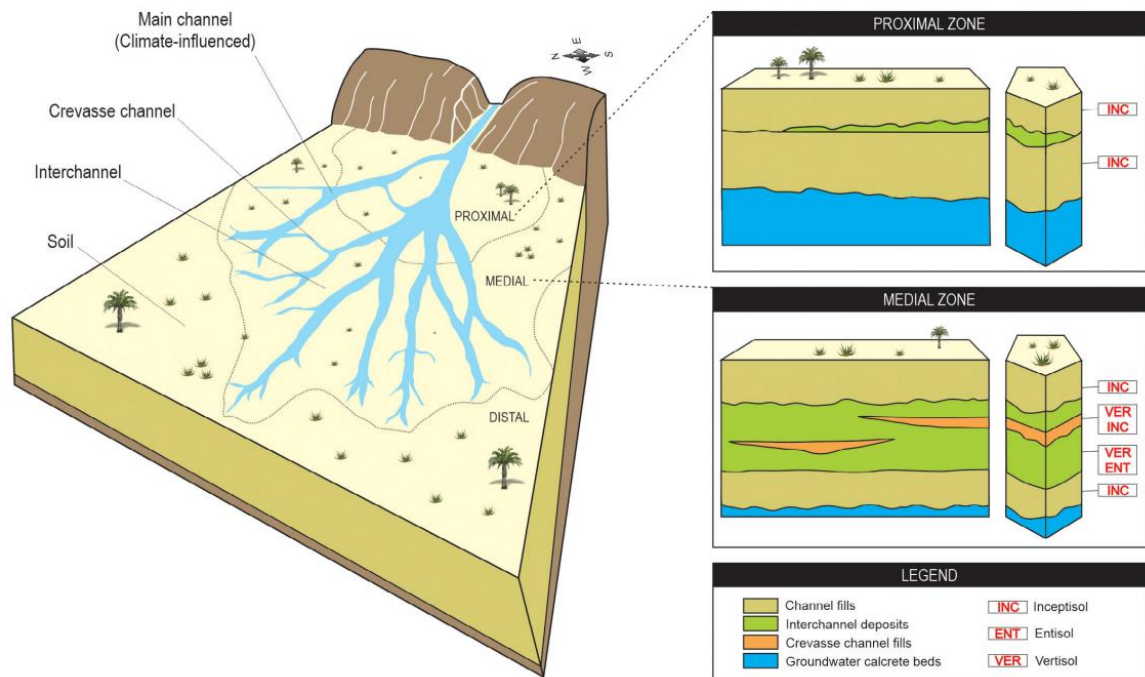
Em contraste ao magmatismo responsável pelo Soerguimento do Alto do Paranaíba, uma não-conformidade marca o início da Bacia Bauru, antigamente denominado apenas como

Grupo Bauru, pertencente a Supersequência Bauru da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007). Batezelli (2003) e Seer e Moraes (2017) indicam a abertura de espaço para acomodação de novos sedimentos na região nordeste acima da bacia juro-cretácea resultante de basculamento de blocos em contexto de subsidência flexural. A única unidade estratigráfica da Bacia Bauru na região é indicada pela Formação Marília (Chaves; Dias, 2017a; Seer; Moraes, 2017; Pinho *et al.*, 2017).

Recentemente Soares *et al.* (2020) propuseram uma nova divisão estratigráfica para a Formação Marília, especificamente para as porções norte e nordeste do Grupo Bauru, posicionada em geral no Triângulo Mineiro. Suas características petrográficas, estratigráficas, genéticas e paleontológicas foram revisadas e determinadas como distintas o suficiente entre a própria unidade. Sendo assim, os autores elevaram o antigo Membro Serra da Galga à Formação e preservaram a interpretação de uma correlação temporal com o Membro Echaporã (presente no estado de São Paulo). Essencialmente, na área de estudo, a única mudança realizada se refere à Formação Marília mapeada por Chaves e Dias (2017a, 2017b), Seer e Moraes (2017) e Pinho *et al.* (2017), que passa a ser nomeada como Formação Serra da Galga, uma vez que suas descrições vão ao encontro do trabalho de Soares *et al.* (2020).

Batezelli (2003), Milani *et al.* (2007) e Seer e Moraes (2017) interpretam a Bacia Bauru como um sistema inicialmente lacustre associado com trato de sistemas de leques aluviais. Posteriormente houve outros sistemas implantados, finalizados com sistema aluvial com presença de rios entrelaçados e areias eólicas (Seer; Moraes, 2017). Especificamente para a Formação Serra da Galga, Seer e Moraes (2017) a descrevem como representativo de fácies proximal de leques aluviais e Soares *et al.* (2020) interpretam um sistema fluvial distributivo com paleossolos. O clima fortemente associado com os tratos de sistemas descritos para a Formação Serra da Galga é indicado como semiárido (Milani *et al.*, 2007), mas o suficientemente úmido para proliferação de fauna e flora (Batezelli, 2003) e os desenvolvimento dos paleossolos (Cambissolos, Vertissolos e Neossolos) em hiatos de deposição (Batezelli, 2003; Soares *et al.*, 2020).

Figura 17: Sistema fluvial distributivo da Formação Serra da Galga e a relação espacial das fácies em comparação ao Soerguimento do Paranaíba (ao fundo em marrom).



Fonte: Soares *et al.* (2020), p. 969.

A cronologia da Formação é indicada por Milani *et al.* (2007) como do Campaniano (83.6 ± 0.2 Ma) e finalizada a sedimentação com início do Maastrichtiano (72.1 ± 0.2). Batezelli (2015), contudo, considera a deposição do Campaniano ao Maastrichtiano.

A Formação é descrita como arenitos finos a grossos, imaturos, com intercalações de conglomerados e lamitos, com estratificação de pequeno a médio porte, cruzada tabular, acanalada (Milani *et al.*, 2007; Chaves; Dias, 2017a) e plano-paralela (Prado Neto *et al.*, 2021). A tonalidade esbranquiçada e avermelhada é observada (Chaves; Dias, 2017a; Prado Neto *et al.*, 2021), e a mineralogia é caracterizada por quartzo, feldspato alterado para caulinita e opacos ferruginosos; e os conglomerados como clasto-suportados contendo seixos de basalto, granito, gnaiss e xisto e matriz arenosa ferruginosa (Prado Neto *et al.*, 2021).

Em contraste com a descrição macroscópica, a petrografia apresentada por Chaves e Dias (2017a) pontua os arenitos da Formação Serra da Galga como maduros, bem selecionados, com predominância de areia média, essencialmente compostos por quartzo, ainda que tenham sido observados plagioclásio, muscovita, opacos, feldspato alcalino e lito-fragmentos. Também é observada a precipitação de óxidos gerados por percolação de fluidos diagenéticos (Chaves; Dias, 2017a). Essas discordâncias de descrições remetem à discussão de que afloramentos descritos como pertencentes ao Grupo Bauru podem ser na verdade

equivalentes à Formação Botucatu. Possivelmente esse desentendimento entre os dados colhidos em campo tenha levado Pinho *et al.* (2017) a interpretar o paleoclima como árido ou desértico.

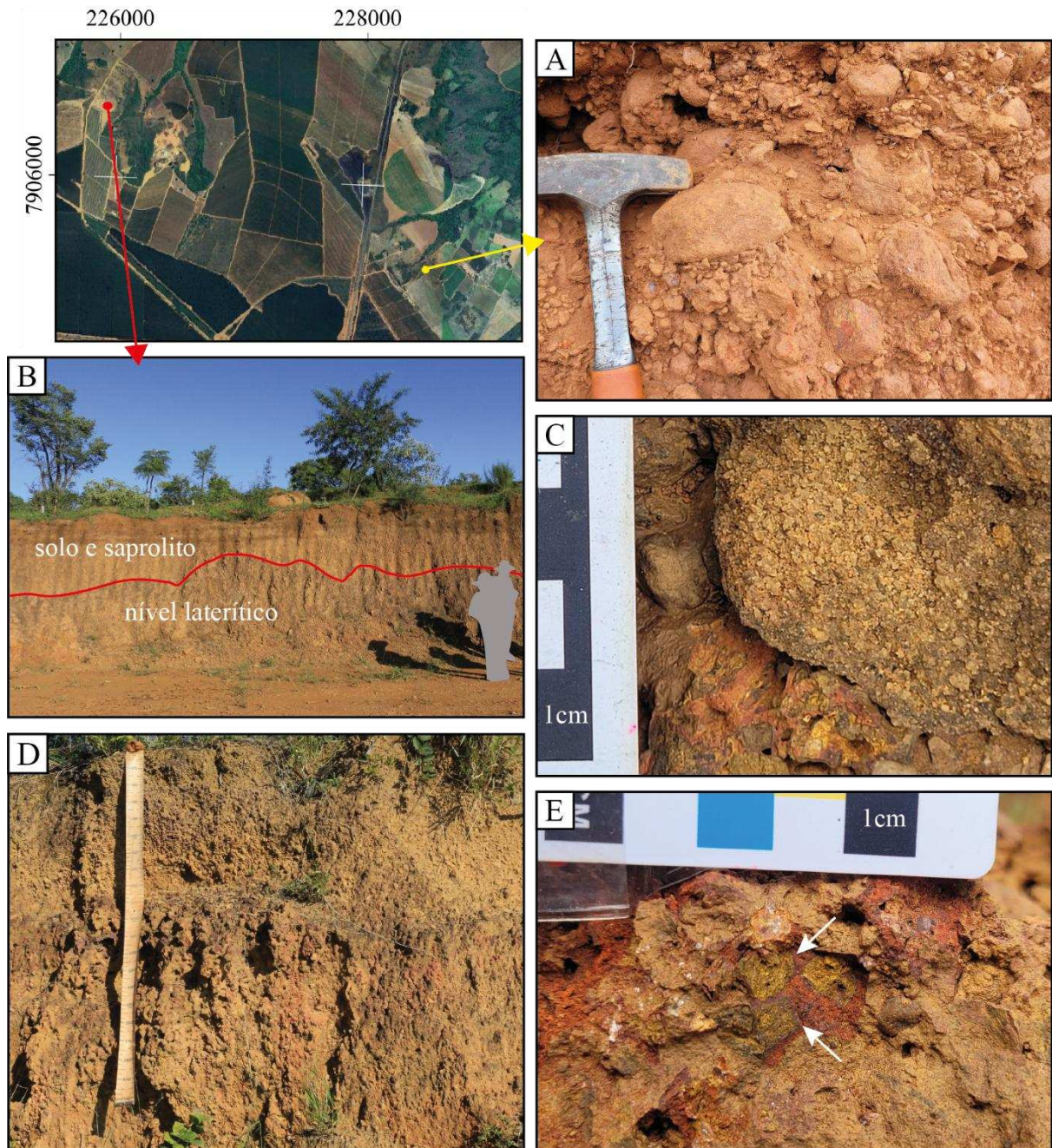
A proveniência sedimentar para Formação Serra da Galga é avaliada por Batezelli, Gomes e Perinotto (2005) como derivada do embasamento cristalino pré-cambriano, baseado no trabalho de Gravina *et al.* (2002). Pela metodologia de difratometria de raios-X na fração total <200 mesh, determinou-se a presença de quartzo, calcita (para o até então Membro Ponte Alta), paligorskita (devido à carbonatação durante a diagênese), dolomita e traços de anatásio, caulinita, hematita, ortoclásio e esmectita (Gravina *et al.*, 2002). Pela mineralogia identificada por e estudos acerca de Elementos Terras Raras, constatou-se que a Formação Serra da Galga foi depositada posteriormente à erosão de boa parte dos condutos vulcânicos e derrames alcalinos, por haver menos de 5% de REE (Gravina *et al.*, 2002; Batezelli; Gomes; Perinotto, 2005).

A ocorrência da Formação Serra da Galga varia conforme mapeamentos e trabalhos de campo, comumente relacionado com a sobreposição de coberturas neógenas e solos arenos-argilosos (Chaves; Dias, 2017a; Cardoso *et al.*, 2017). Todavia, arenitos e conglomerados dessa unidade estratigráfica foram reconhecidos em Romaria (Chaves; Dias, 2017a; Prado Neto *et al.*, 2021), corroborando assim com a existência da Formação na área, visto que até então todos os arenitos demonstrados nos mapeamentos regionais possuem características da Formação Botucatu. Ainda que haja afloramentos pontuados, a unidade muito provavelmente foi em grande parte removida por erosão na área (Chaves; Dias, 2017a). Devido os objetivos do presente trabalho, optou-se por unir as informações geológicas providas por Chaves e Dias (2017a, 2017b), Cardoso *et al.* (2017) e Pinho *et al.* (2017). Com isso, mesmo que a distribuição espacial da Formação Serra da Galga não condiga com a realidade, ela foi posicionada segundo estes trabalhos no mapa apresentado no Apêndice A.

Posicionados no Quaternário e Terciário (Paleógeno e Neógeno, respectivamente de 66Ma a 2.58Ma), depósitos sedimentares aluvionares, eluvionares e coluvionares são descritos (Seer; Moraes, 2013) na área. Pinho *et al.* (2017) reconhecem várias planícies de inundação ao longo dos locais de seus mapeamentos, com destaque para os sedimentos arenosos, datados do Plioceno, que se constituem como derivados do retrabalhamento de coberturas antigas. Em contraste, Chaves e Dias (2017a) reconhecem porções da Média Bacia do Rio Bagagem com comportamento muito encaixado ao longo da Folha Estrela do Sul, causando a pouquíssima retenção de sedimentos aluvionares cenozoicos.

Ainda que na Folha Monte Carmelo não tenha reconhecido as denominadas coberturas dentrito-lateríticas (Ndl), mas somente a Q1di, na área de estudo, com base na descrição da unidade (Pinho *et al.*, 2017) e no comportamento visualizado em campo (Figura 18A), estima-se que essa unidade possa ser estendida para os terrenos da Bacia do Paraná. Os autores pontuam as camadas lateríticas como de até três metros de espessura (Figura 18B e 18D), fortemente ferruginosa e por vezes contendo clastos de rochas anteriores ao seu desenvolvimento, que são unidos à canga por meio de cimentação de hidróxido de ferro (Pinho *et al.*, 2017) (Figura 18C). A presença dessa camada laterítica na região é notória nos mapas geofísicos de magnetometria, dado seu magnetismo acentuado (Pinho *et al.*, 2017) (rever Figura 16).

Figura 18: Perfis lateríticos descritos em campo. Posicionado pela seta vermelha (x: 225969m, y: 79066446m, zona 23K), as imagens B e D referem-se à um perfil adjacente à área de estudo e a seta amarela (x: 228547m, y: 7905326m, zona 23K) posicionam as imagens A, C e E dentro do perímetro delimitado para o estudo. A) Seixos de arenito dispersos em material laterítico; B) Perfil laterítico que superara 3m de profundidade; C) Clasto de arenito revestido de material provavelmente ferruginoso; D) Perfil laterítico de profundidade superior a 2m, próximo ao local da imagem B; E) Córtex goethítico, indicado pela seta branca, presente no nível laterítico da área de estudo.



Autoria: Luna (2024).

Pinho *et al.* (2017) pontuam que os limites da Bacia Bauru são em grande parte de caráter erosivo, fortemente relacionados com evento de reestruturação tectônica entre o Paleoceno e Plioceno (Terciário) pós-diagênese da Bacia (Batezelli, 2003) e o Ciclo Sul-Americano de King (1956). Seer e Moraes (2017) relacionam processos de soerguimento e

dissecação após o Cretáceo com a formação de planaltos e chapadas na região, com base em King (1956), posicionados por Motta, Baruqui e Santos (2004) entre 900 e 1100m no Triângulo Mineiro. Os topos dessas feições são marcados por camadas dentrítico-lateríticas e crostas lateríticas (Seer; Moraes, 2017). Essas camadas são descritas como dentritos quartzosilto-arenosos, finos a médios, de tonalidade avermelhada e amarelada e com grãos de óxidos dispersos (Seer; Moraes, 2017).

4.2 Contexto geomorfológico

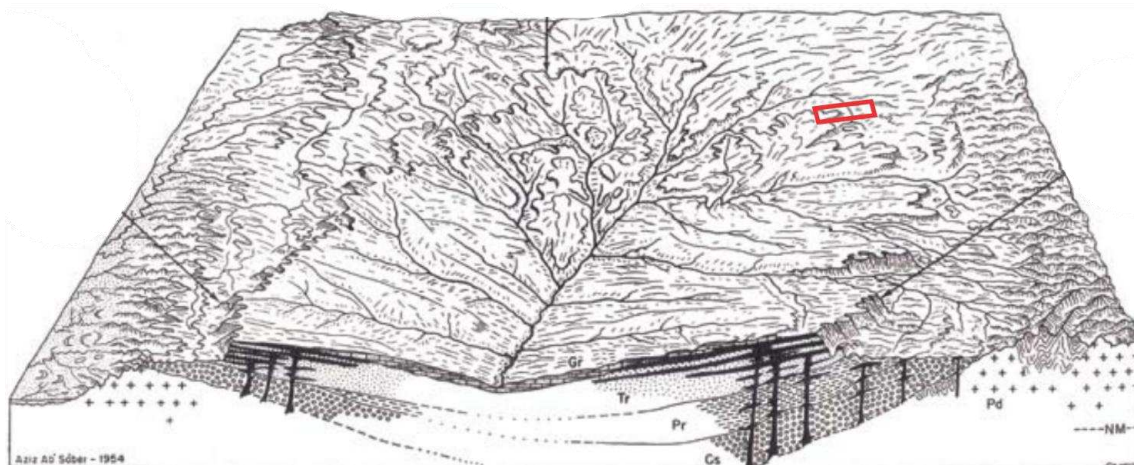
A abordagem geomorfológica se torna complexa ao considerar o revelo brasileiro, visto que os processos tectônicos são intrínsecos ao seu contexto e a diferença de idade entre as estruturas geológicas e formas de relevo (Ross, 2016). Ab'Sáber (1949) considera que a evolução da paisagem pós-cretácea na borda da Bacia Sedimentar do Paraná se deu por circundesdunação, como o retorno de atividades erosivas após hiato de deposição e o início de uma progressiva epirogênese positiva, que promoveu a variação considerável dos níveis de base. O autor pontua como a rede hidrográfica, sob estas condições, tende a entalhar em estruturas regionais em resposta à geologia da bacia sedimentar e retrabalhar o material menos espesso em suas bordas, erodindo-os de maneira mais eficiente. Unido à desnudação marginal generalizada geram *fronts* escarpados, como exemplificam as *cuestas* (Ab'Sáber, 1949).

O mapeamento geomorfológico da CETEC (1982a) reconheceu feições de *cuestas* na transição entre a Alta Bacia hidrográfica do Rio Bagagem e a bacia hidrográfica do Rio Marrecos, com o *front* direcionado aos afluentes do Rio Marrecos. Ao considerar a escala do mapeamento em contraste com os mapeamentos geológicos (Pinho *et al.*, 2017; Chaves; Dias, 2017a), possivelmente essa feição seria melhor posicionada na transição da bacia do Rio Bagagem com as nascentes do Rio Araguari, ainda que seja necessário estudos específicos para confirmação.

A origem das feições presente nas altitudes mais elevadas da área de estudo remetem à evolução do pensamento geomorfológico, cuja Ab'Sáber (1949) atribui à uma fase de peneplanização. Ross (1991, 2020) sinaliza em seu trabalho a utilização do viés davisiano em publicações das décadas de 1940 e 1950, com a necessidade da identificação de superfícies de aplainamento, neste caso os peneplanos, de maneira muito generalizada e a forte correlação com diferentes idades. Este aspecto foi ponderado ao considerar diferentes análises de alguns autores.

É sob a perspectiva de King (1956) que o relevo brasileiro passa a ser interpretado pelo ponto de vista da pediplanação, ainda que o autor baseie em muitas de suas análises também pelo viés da altimétrico e cíclico. Vários autores concordam com movimentos de soerguimento pós-cretáceo (Ab'Sáber, 1949; King, 1956; Braun, 1971; Ross, 1991, 2016, 2020; Batezelli, 2003; Ross, 2016; Seer; Moraes, 2017), que corroboraram para a intensa modificação do relevo marcada pelos ciclos de erosão (King, 1956; Braun, 1971) e o desenvolvimento planaltos ao longo do território brasileiro, com destaque na região para as chapadas na borda da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 19). Dos ciclos de erosão identificados por King (1956), apenas os ciclos Sul-Americano e Velhas ocorreram/ocorrem na área de estudo.

Figura 19: Bloco diagrama da Bacia do Alto Paraná. Em vermelho se posiciona, aproximadamente, a área de estudo.



Fonte: Adaptado de Ab'Sáber (1954) apud Assine (2010), p. 467.

As idades o qual a Superfície Sul-Americana iniciou seu ciclo de erosão são debatidas por King (1956) como do fim do Cretáceo e por Braun (1971) como a partir do Santoniano ($86.5 \pm 0.3\text{Ma}$). Esse ciclo provavelmente atuou síncrono à Formação Serra da Galga, baseado nas datações da unidade estratigráfica e o paleoclima para o desenvolvimento tanto do contexto sedimentológico, quanto geomorfológico (Ab'Sáber, 1949; King, 1956; Braun, 1971; Milani *et al.*, 2007; Batezelli, 2003). Contudo, Braun (1971) ao definir os processos decorridos nesse ciclo, posiciona apenas a fase de denudação no Mesozoico, estabelecendo a fase de pediplanação com o início do Cenozoico. A segunda fase (agradção) foi responsável pela erosão de sedimentos da Bacia Bauru e exumação de rochas provindas do magmatismo alcalino regional (Braun, 1971), embora King (1956) apenas a reconheça como a partir Terciário Médio. Concordante à essas interpretações, Ab'Sáber (1972) posiciona no Cretáceo a atuação dos processos de aplainamento sindeposicionais, ainda que restritos às bordas das

bacias, atuantes nas Formações Botucatu e Serra Geral. É neste contexto que o autor descreve o desenvolvimento das superfícies de cimeira na região.

É notória a correspondência entre os eventos erosivos de rochas alcalinas que sucederam na segunda fase do Ciclo Sul-Americano com a proveniência sedimentar da Formação Serra da Galga, visto que a fase de agradação (pediplanação) consumiu parte dessas rochas assim como o necessário para a ausência de REE na deposição dos sedimentos no Cretáceo, conforme os estudos de Gravina *et al.* (2002). Não somente responsável pela erosão de corpos alcalinos, a fase de pediplanação do Ciclo Sul-Americano, finalizada no Plioceno (aprox. 5Ma) (Braun, 1971), Mioceno (King, 1956) ou Paleoceno (Ab'Sáber, 1949) é descrita como determinante para estabelecimento de camadas lateríticas e depósitos supergênicos ao longo do país derivados de intensa lixiviação e laterização (King, 1956; Braun, 1971), camadas essas reconhecidas em campo.

King (1956) posiciona a Superfície Sul-Americana em chapadas circundadas por planícies onduladas/depressões (Ross, 1985), essas geradas a partir de ciclos de erosão juvenis. Ainda que seja reconhecida em vários terrenos brasileiros, o ciclo demonstra variações de altitude que podem chegar até 200m em uma mesma região, como no contexto da Bacia Bauru, justificado à diferentes capacidades de resistência frente à erosão (Braun, 1971). Essa inconstância topográfica, segundo o autor, se dá pelas variações locais dos níveis de base e o balanço morfogenético atuante de cada região. Ross (1985), ao classificar o relevo nacional, identifica chapadas com cotas atingindo de 900 a 1000m, em que raramente as bordas da bacia sedimentar na região ultrapassam 1000m, fato esse reconhecido por Motta, Baruqui e Santos (2004), que posicionaram os topos entre 900 e 1100m.

Coube ao Ciclo Velhas um novo episódio de aplainamento, atuante antes do Ciclo Sul-Americano se finalizar, desenvolvendo-se no fim do Oligoceno com novo período de soerguimento ameno do continente (Braun, 1971). A atuação desse ciclo afetou diretamente a superfície Sul-Americana, esculpindo o relevo a partir dessa, em que King (1956) atribui ao ciclo a abertura de novos vales e feições planálticas. Para o autor, o Ciclo Velhas atingiu o nível de base no Terciário, mesmo que seja marcado por sua imaturidade, visto que atua como agente modelador sobre a superfície anterior e até mesmo já seja erodido por um novo processo de aplainamento em algumas áreas do Brasil (Braun, 1971). Por se desenvolver em áreas do Ciclo Sul-Americano, a superfície Velhas retrabalhou e retrabalha materiais arenosos, argilosos e cascalhentos de coberturas dentrítico-aluviais, uma vez que é condicionado a partir do entalhamento de talvegues (Braun, 1971). Seu aspecto é descrito por King (1956) como de

topos ondulados, já afetados pelo acúmulo de pedimentos e está em contínua atuação no Holoceno (Braun, 1971).

Ab'Sáber (1972) considera a evolução da paisagem brasileira do Cretáceo ao Quaternário em episódios mais específicos durante os ciclos de aplainamento caracterizados por King (1956) e Braun (1971). O primeiro episódio se derivou de aplainamentos síncronos à Bacia Bauru, como já citado, seguindo para o segundo episódio pós-deposição entre o Eoceno e Oligoceno, erosivo e atuante nas superfícies anteriores, hoje representativo das superfícies de cimeira (Ab'Sáber, 1972). Nesse período o autor cita o processo de epirogênese e a formação das camadas lateríticas e depósitos correlatos. Na terceira fase, Ab'Sáber (1972) pontua a ação da circundesnudação e interdesnudação desencadeadas por soerguimento acelerado. O quarto episódio é marcado pelo fim dos agentes da terceira etapa e o retorno de aplainamentos sob clima árido. É somente no quinto episódio que o autor posiciona a Superfície Sul-Americana, atribuindo a idade pliocênica. Ainda que ocorra a pedimentação na sexta fase, esse período se destaca pelo retrabalhamento de materiais mais antigos e a formação de cascalheiras e lateritas. Os períodos a partir da sexta fase marcam a mudança climática e a ação da mesma como forte agente modelador do relevo, sem a ação expressiva dos processos endógenos como ocorria.

A ação climática exerce uma função crítica na evolução do relevo, uma vez que a pediplanação é dependente de climas áridos e semi-áridos, reconhecidos por Ab'Saber (1949), King (1956) e Braun (1971) sob a ótica geomorfológica e por Batezelli (2003) e Seer e Moraes (2017), para a geológica. Ross (1992), ao revisar Penck (1953), remonta ao pensamento de que o relevo é o produto de processos endógenos e exógenos agindo concomitantemente, ainda que os processos de aplainamento possam se desenvolver sob diferentes climas em momentos de soerguimento (King, 1956). Fundamentado nessas perspectivas que Ross (1992, 2006) considera as morfoestruturas e morfoesculturas para divisão taxonômica do relevo.

A área de estudo é abrangida pelos Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná (Ross, 1985) na maior parte de sua extensão. Esses terrenos cortam desde as unidades devonianas da bacia até as unidades da Bacia Bauru – denominada na época como Grupo Bauru; e são delimitados por escarpas erosivas, sejam *cuestas* ou não (Ross, 1985). As altitudes dos topos planos ou suavemente ondulados variam usualmente entre 900 e 1000m no Triângulo Mineiro. Ainda que sejam circundadas por áreas rebaixadas em relação aos topos, fato esse observado em campo, a segunda unidade presente na área de estudo é dada pelos Planaltos e

Serras Goiás-Minas, de níveis altimétricos entre 1000 e 1200m, cuja variação não se faz presente na região. Esses planaltos e serras são interpretados por Ross (1985) como relevos residuais de alinhamentos de dobras e topos com aspectos de chapadas. Tais comportamentos não ocorrem nas proximidades da área de estudo e interpreta-se que essa unidade só tenha sido atribuída para o contexto da região devido às limitações escalares.

O posicionamento das chapadas por Ross (1985) pode ser compreendido com base nos fatores que as originaram e assim, remontar uma história evolutiva para esses locais. Ross (1991, 2020) situa as chapadas em bordas de bacias que possuem sua deposição interrompida e assim garantem superfície de contato para atuação da erosão, especialmente quando associado à epirogênese cenozoica. Tal comportamento tornam-nas de notório destaque para o estudo dos processos erosivos decorridos no final do Mesozoico e ao longo do Cenozoico, além da ação da erosão regressiva em escarpas e *cuestas* (Ross, 1991, 2020).

Essa conservação dos processos no relevo pode se equivaler às datações de certas litologias, visto que Ross (2016) discorre como arenitos da Bacia Bauru são capazes de sustentar as chapadas da região, ou seja, essa superfície formada possuiria a mesma idade que os materiais depositados, tornando os planaltos erodidos adjacentes de idades mais jovens (Cenozoico). Essa relação, no entanto, se torna complexa na área de estudo baseado nos restritos afloramentos da Formação Serra da Galga e a ocorrência mais expressiva da Formação Botucatu. A chapada em que o Rio Bagagem está localizado é denominada por Feltran Filho (1997) como Chapada Oriental e por Silva (2023) e Luna *et al.* (2023) como Chapada Indianópolis-Celso Bueno.

Para o mapeamento da CETEC (1982a), as unidades geomorfológicas na área de estudo se restringem ao Planalto da Bacia do Paraná, seguido da Depressão do Rio Paranaíba com pouquíssima expressividade na área. As formas de relevo identificadas foram em maior parte Formas de Aplainamento, presentes nas nascentes do Rio Bagagem; Formas Mistas de Aplainamento e Dissecação Fluvial para os afluentes do Rio Marrecos e no contato à leste da área de estudo, onde se posiciona o embasamento; e por fim, a forma de relevo nas áreas dos afluentes do Rio Araguari foi definida como Formas Fluviais de Dissecação (CETEC, 1982a).

Ao considerar as Chapadas do Oeste Mineiro, Feltran Filho (1997) categoriza as feições segundo unidades geomorfológicas, posicionando a unidade Rio Bagagem na área de estudo, limitada ao sul por escarpas erosivas. O autor descreve o relevo como de topos amplos e planos, em que a topografia alcança 1000m, com vertentes extensas e baixa densidade de

drenagem que usualmente são envoltas por veredas. Feltran Filho (1997) para a unidade Rio Bagagem reconhece a complexa estruturação dessa porção da Chapada Oriental como alterada por tectonismo. Conseqüentemente a distribuição da Formação Serra da Galga não equivaleria com o posicionamento topográfico das demais chapadas na região, embora o autor reconheça a presença de arenitos, porém como pertencentes à Formação Uberaba (Feltran Filho, 1997).

Baccaro *et al.* (2001) por sua vez, ao propor uma divisão taxonômica para o Triângulo Mineiro, insere quase integralmente a região na morfoestrutura Bacia Sedimentar do Paraná (BSP) e em menor proporção, no Complexo Granito-Gnáissico e Metassedimentar (CGGM). A morfoestrutura significativa representa as áreas da Bacia do Paraná e da Bacia Bauru, estando presente nas altitudes mais elevadas da região. É derivado do contexto geológico e climático que os autores mapearam as morfoesculturas, identificadas por Planaltos Tabulares (BSP) e Planaltos Dissecados do Paranaíba (CGGM), reutilizado a nomenclatura de Ross (1991).

Os Planaltos Tabulares são localizados acima da Bacia Bauru e de sedimentos inconsolidados, marcados por topos planos, amplos, de altitudes entre 950 e 1050m. A forma de relevo denudacional tabular é predominante, com baixa dissecação vertical e horizontal. Bacarro *et al.* (2001) reconhece nestas áreas Latossolo Vermelho e Vermelho-Amarelo, mas Cardoso (2021), Cardoso *et al.* (2021) e Luna *et al.* (2023) também indicam a ocorrência de Latossolos Amarelos.

Os Planaltos Dissecados do Paranaíba possuem cotas menos elevadas, entre 600 a 1000m, sobre terrenos do Grupo Araxá, Ortognaisse Goiandira e suítes/complexos graníticos da região. Nessa morfoesculturas são encontradas vertentes abruptas, com profundidade de drenagem alcançando 40 a 80m. O modelado denudacional convexo se torna presente, com declividades acentuadas podendo aproximar-se de 43% (Baccaro, *et al.*, 2001). Os solos identificados pelos autores foram classificados como Argissolos Vermelho-Amarelo Distróficos e Eutróficos, Latossolos Vermelho Distróficos e Cambissolos Álicos e Distróficos.

Quadro 5: Recorte de legenda do mapeamento taxonômico do Triângulo Mineiro realizado por Baccaro *et al.* (2001).

Unidade Morfoestrutural	Unidade Morfoescultural	Geologia	Solos
Bacia Sedimentar do Paraná (BSP)	Planalto Tabular	Bacia Bauru: Formação Serra da Galga	Latossolo Vermelho e Vermelho-Amarelo

Complexo Granito-Gnássico e Metassedimentar (CGGM)	Planalto Dissecado do Paranaíba	Grupo Araxá, Ortognaisse Goiandira e suítes/complexos graníticos	Argissolos Vermelho-Amarelo Distróficos e Eutróficos; Latossolos Vermelho Distróficos; Cambissolos Álicos e Distróficos
--	---------------------------------	--	---

Fonte: Adaptado de Baccaro *et al.* (2001).

Machado e Silva (2010), para a caracterização da geodiversidade mineira, definem grandes domínios geomorfológicos, em que o Domínio das Unidades Denudacionais em Rochas Sedimentares Litificadas (UDRS) e o Domínio das Unidades Denudacionais em Rochas Cristalinas e Rochas Sedimentares (UDRCS) são as unidades representativas na região. Os autores delimitam também os padrões de relevo para Alta Bacia do Rio Bagagem como planaltos e baixos platôs e colinas amplas e suaves para áreas adjacentes.

Os planaltos e baixos platôs, pertencentes ao UDRS, são descritas como superfícies de altitudes pouco elevadas acima dos terrenos que as bordejam, pouco dissecadas e de topos tabulares ou suavemente convexos. Nestas áreas predominam a atuação da pedogênese no balanço morfogenético e ocorrem processos de laterização (Machado; Silva, 2010). As colinas amplas e suaves por sua vez, da UDRCS, possuem a dissecação mais efetiva, ainda que descrita como branda, com vertentes côncavo-convexas. Os processos pedogenéticos e morfogenéticos ocorrem em maior equilíbrio para essas formas, visualizado em topos aguçados e arredondados (Machado; Silva, 2010).

O mapeamento geomorfológico mais recente do Estado de Minas Gerais define a região de estudo como pertencente ao Planalto Conservado do Alto Paranaíba e ao Planalto Dissecado do Alto Rio Paranaíba (Rodrigues; Augustin; Nazar, 2023). Os planaltos, para os autores, possuem o comportamento de altitudes elevadas em relação às áreas adjacentes, como observado nos demais mapeamentos, no entanto Rodrigues, Augustin e Nazar (2023) optam por mapear essas formas com base nas litoestruturas regionais: Estrutura Sedimentar em Camadas Horizontalizadas a Subhorizontalizadas e Estruturas em Rochas Ígneas e Metamórficas.

Para as Estruturas Sedimentares, Rodrigues, Augustin e Nazar (2023) apontam extensos topos planos, com presença de escarpas erosivas, caracterizando chapadas e chapadões, em que os locais dos Planaltos Conservados são marcados por baixo índice de dissecação horizontal. Os autores delimitam as Estruturas em Escudo Cristalino como topos convexos e colinas, de vertentes com alta declividade e maior densidade de drenagem. Ainda

neste mapeamento, os autores classificaram a chapada Uberaba-Uberlândia, que apresenta correspondência topográfica com chapada Indianópolis-Celso Bueno, em que se posiciona a Alta Bacia do Rio Bagagem.

4.2.1 CHAPADA UBERABA-UBERLÂNDIA

A Chapada Uberaba-Uberlândia e a Chapada Indianópolis-Celso Bueno são separadas pelo Crayon do Rio Araguari, niveladas altimetricamente e classificadas como Planaltos Conservados (Rodrigues; Augustin; Nazar, 2023). Ao se considerar a totalidade do relevo descrito para o Triângulo Mineiro, ainda que diferentes litologias sejam identificadas nessa região, Lima, Queiroz Neto e Lepsch (2004), ao revisarem trabalhos acerca desta perspectiva, citam a Chapada Uberaba-Uberlândia como pertencente a superfície de cimeira.

Dentro desse contexto, divisões baseadas nas altitudes presentes foram estabelecidas, com o comportamento da distribuição de solos em geral similar ao visualizado na Chapada Indianópolis-Celso Bueno (Motta; Baruqui; Santos, 2004), o qual Schneider (1996 apud Lima; Queiroz Neto; Lepsch, 2004) reconhece que, independentemente da cota, extensas machas de Latossolos se fazem presentes, usualmente como Latossolos Vermelhos ou Vermelho-Amarelos, além de áreas de veredas em que ocorrem solos hidromórficos.

Ainda que ambas as chapadas possuam características semelhantes, o comportamento individual de cada chapada as torna distintas o suficiente para serem passíveis de categorização (Feltran Filho, 1997). Para Cavalcanti *et al.* (2023), a Chapada Uberaba-Uberlândia também possuiu sua origem relacionada com soerguimentos decorridos no Cenozoico, especificamente pontuado pelo autor como no Mioceno, embora a ação da geologia estrutural seja influenciada pela presença de *horsts* e *grabens* derivados da Sutura de Itumbiara (Hasui; Haralyi, 1991 apud Moreira, 2017) adicionado à influência do Soerguimento do Alto Paranaíba (Cavalcanti *et al.*, 2023). Posteriormente todo esse contexto também foi submetido ao Ciclo Sul-Americano (King, 1956; Braun, 1971; Cavalcanti *et al.*, 2023) e atualmente é submetido aos processos de etchplanação (Cavalcanti *et al.*, 2023).

São reconhecidas altitudes que podem chegar a 1100m e comumente áreas suavemente rebaixadas derivadas de erosão química de rochas com cimentação carbonática pertencentes à Bacia Bauru, assim como também são descritos perfis de intemperismo químico que marcam o regolito (Cavalcanti *et al.*, 2023). Os autores descrevem áreas de menores altitudes que bordejam a chapada, pertencentes à Superfície Velhas e marcados pelo contato com escarpas erosivas derivados de erosão regressiva (Cavalcanti *et al.*, 2023). No mapeamento de

Rodrigues; Augustin; Nazar (2023) circundam essa chapada os Planaltos Dissecados do Triângulo Mineiro, onde se localizam em seu interior os Planaltos Residuais, sobretudo em direção ao pontal do Triângulo Mineiro se constituindo como morros testemunhos.

No interior da Chapada Uberaba-Uberlândia, Lima, Queiroz Neto e Lepsch (2004) relacionam a distribuição de Latossolos com relevo de baixa declividade e vertentes suavemente convexizadas. Planícies aluviais extensas são reconhecidas por Rodrigues, Augustin e Nazar (2023), assim como terraços fluviais por Cavalcanti *et al.* (2023), embora o último compartimento, para o Rio Uberaba, possua cascalheiras que alcancem de 6 a 15m acima do curso atual dos rios, comportamento esse cujo autores relacionam com evidência dos processos de soerguimento ao longo do Neógeno.

Especificamente na Alta Bacia do Rio Bagagem, formas de chapada e topo aplainados são reconhecidas, em geral com vertentes de baixa declividade e presença de veredas em nascentes e margens fluviais (Prado Neto *et al.*, 2021).

4.2.2 CARACTERIZAÇÃO DE VEREDAS E SUA OCORRÊNCIA NA ÁREA DE ESTUDO

O ambiente de vereda está fortemente ligado ao comportamento suavemente rebaixado do relevo em relação ao seu entorno, caracterizando suas áreas como vales (Boaventura, 1978). São comumente preenchidas por solos hidromórficos e arenosos (Boaventura, 1978, 2007), embora atributos específicos tais como mineralogia, granulometria e química devam ser considerados (Ramos *et al.*, 2006). Em geral são áreas com valores acentuados de matéria orgânica, fundamentais para o surgimento de Organossolos e Gleissolos Melânicos (Boaventura, 2007; Ramos *et al.*, 2006).

Para Boaventura (2007, p. 34), as veredas são “áreas de exsudação, ou seja, de surgência gradual de água acumulada a pouca profundidade do solo”. Essa descrição vai ao encontro das definições estabelecidas por Boaventura (1978) e a Lei 9.682 (Minas Gerais, 1988). Essa Lei cita as veredas como áreas de nascentes e agrega em sua descrição a flora típica, pois enfatiza a necessidade de preservação do ecossistema. Por sua vez, Boaventura (1978 apud Ferreira, 2003) estabelece que a fonte de acúmulo de água nesses ambientes de má drenagem deriva tanto de precipitação quanto de água subterrânea.

Ademais, as veredas possuem fatores gerais condicionantes (Quadro 6) para seu desenvolvimento e existência, cuja importância determina o seu estágio de evolução, podendo haver processos geomorfológicos decorridos posteriormente capazes de degradar o ambiente e

promover o desaparecimento de algumas características. Ainda no Quadro 6 são elencados, conforme os fatores condicionantes propostos por Boaventura (2007), os modos de ocorrências de veredas na Alta Bacia do Rio Bagagem.

Quadro 6: Comparação entre os fatores condicionantes para formação de veredas por Boaventura (2007) e os fatores presentes na vereda ao longo do Alto Bagagem.

	Fatores condicionantes (Boaventura, 2007)	Modos de ocorrências na área de estudo
Fatores imprescindíveis	Relevo plano ou suavemente ondulado nas modalidades superfície aplainada, superfície tabular ou chapada e superfície tabular rebaixada.	Relevo plano e suavemente ondulado (a depender da região ao longo do curso do Rio Bagagem) na modalidade superfície tabular ou chapada.
	Rocha sedimentar porosa ou solos espessos permeáveis, intercalados ou sobrepostos a camada impermeável.	Intercalação de camada permeável (solos hidromórficos e arenito friável/poroso) e impermeável (arenito silicificado).
	Nível de base local (mantido usualmente por rocha aflorante).	Nível de base local em porções do Rio Bagagem (próximo à Iraí de Minas).
	Clima tropical (com estações secas e chuvosa bem contrastadas).	Clima tropical com duas estações bem marcantes (inverno seco e verão chuvoso).
Fator prescindível	Faturamento de rocha impermeável subjacente a uma permeável que contém o lençol freático (favorece aprofundamento do canal de vereda e orienta seu curso).	Falha geológica no contato entre Grupo Araxá (micaxisto) e Formação Botucatu (arenito) que condiciona o curso do Rio Bagagem e promove um rápido entalhe.

Fonte: Adaptado de Boaventura (2007).

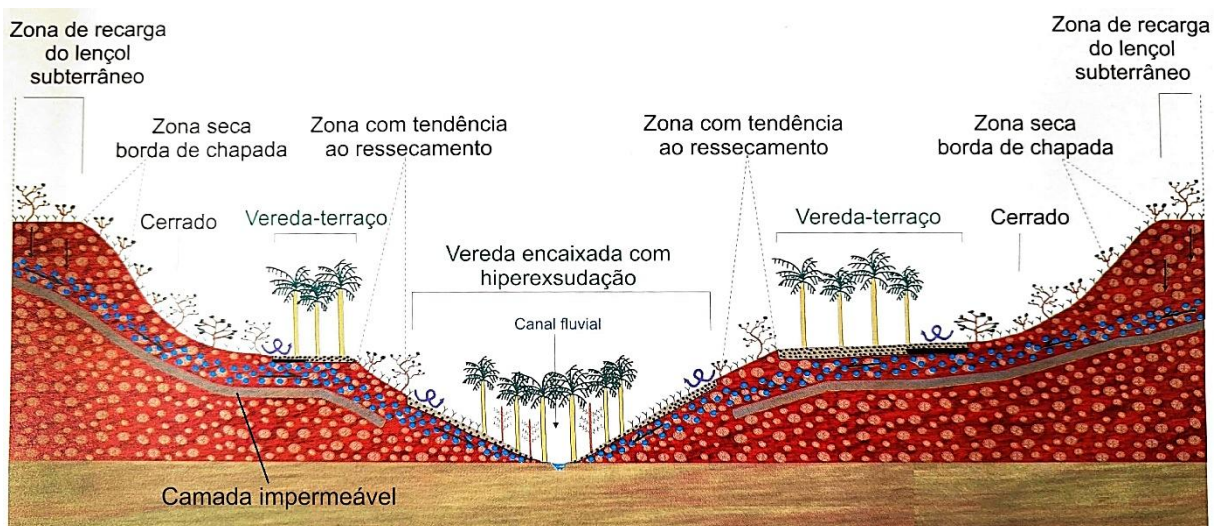
Com base nas descrições de Boaventura (1978, 1988 apud Boaventura, 2007), a Lei nº 9.682 do Estado de Minas Gerais (1988) classifica morfologicamente as veredas em de Superfície Aplainada, Vereda-Várzea e Vereda de Encosta. Das três classificações

apresentadas para veredas, chama-se atenção para a Vereda de Encosta, que pode ser definida como:

[...] as situadas em áreas de exsudação do lençol freático, com solo arenoso, e eventualmente argiloso - solo hidromórfico - com cobertura vegetal herbácea, com a presença ou não de buritis, ocorrendo nas bordas de chapadas, em declives pouco acentuados, em formas semelhantes a meia-lua (Minas Gerais, 1988).

A partir de estudos sobre o comportamento das veredas no Chapadão de Catalão obteve-se classificações além das típicas apresentadas por Boaventura (1978, 2007) e Minas Gerais (1988), cuja inclusão das veredas de terraço, enclave, cordão linear e de vales assimétricos marcam comportamentos específicos com base no relevo (Ferreira, 2005, 2006, 2008). Das definições propostas por Ferreira (2005, 2006, 2008), a Vereda de Vales Assimétricos pode derivar de contato litológico, com é visto no Alto Bagagem, embora o contato seja imposto por falha geológica. O autor cita também a ação do lençol freático em apenas um dos vales, fato esse observado em grande parte ao longo da planície fluvial na área de estudo (Ferreira, 2005, 2006, 2008). Contudo, ainda que não se considere em sua divisão clássica, Boaventura (2007) reconhece a existência de veredas-terraço e veredas encaixadas a partir da subdivisão de sua Vereda de Encosta (Figura 20).

Figura 20: Subdivisões da Vereda de Encosta.



Fonte: Adaptado de Boaventura (2007).

Ainda que não haja relação entre o posicionamento geomorfológico dessa vereda (Boaventura, 2007) e o relevo presente na Alta Bacia do Rio Bagagem, o aspecto subsuperficial acerca do posicionamento de camadas competentes frente à erosão, no caso as inconsolidadas, aplica-se à relação dos arenitos e solos hidromórficos em parte da planície do Rio Bagagem (conferir itens 5.3.2.5 e 5.4)

Boaventura (1978 apud Ferreira, 2003) estabelece a ocorrência de veredas, independentemente de sua classificação, com a ampla distribuição em arenitos do Cretáceo nas chapadas brasileiras, além de ocasionalmente sobre sedimentos inconsolidados, fato esse que Ramos *et al.* (2006) considera em suas caracterizações laboratoriais.

Conforme já estabelecido por Boaventura (1978, 2007), o fator climático possui relevância para a evolução do ambiente de vereda. É a partir do estudo paleoclimático que diversos autores identificam variações climáticas no Pleistoceno e Holoceno, como exemplifica Vicentini (1993 apud Ferreira, 2003). O autor reconheceu a partir da paleobotânica fases secas e úmidas que afetaram o desenvolvimento do ambiente, remetendo de modo geral a existência de veredas em Goiás a idades de 32.000 anos. As veredas atuais, no entanto, são posicionadas temporalmente a partir de 6.500 anos (Vicentini, 1993 apud Ferreira, 2003), concordante em geral com a idade de 5.000 anos proposta por Boaventura (2007).

4.3 Contexto Paleoclimático do Cretáceo e Cenozoico

O clima se torna um aspecto relevante para o estudo da evolução geomorfológica ao se considerar as ações que esse diretamente impacta nas formas do relevo. É através do segundo táxon de Ross (1985), a morfoescultura, que as condições climáticas pretéritas e recentes são ponderadas para a classificação do relevo. Ao se analisar o balanço morfogenético, o clima também impacta na intensidade da pedogênese e assim, os solos passam a ser condicionados às mudanças climáticas e seus regimes. Se o desenvolvimento dos solos se altera, isso tem implicações nas formas de relevo.

Variações climáticas podem se estabelecer por até centenas de anos, dependendo dos aspectos do meio físico, podendo ser impactadas até por processos endógenos. Todavia, em geral são consideradas condições exógenas, tais como correntes oceânicas e circulações atmosféricas (Suguio, 2010). É por meio de correntes marítimas quentes e sua dispersão para os polos que o clima no período Jurássico foi interpretado como mais quente (Suguio, 2010). Essa interpretação, unida da baixa precipitação que ocorria nesse período e de condições paleogeográficas apropriadas, que se desenvolveu o deserto do Botucatu (Scherer; Goldberg, 2007; Frakes, 1981 apud Suguio, 2010).

Keller (2008) chama a atenção para o paleoclima do Cretáceo, os diversos fatores que o influenciaram e as consequências decorridas para o meio biótico. A perturbação climática no

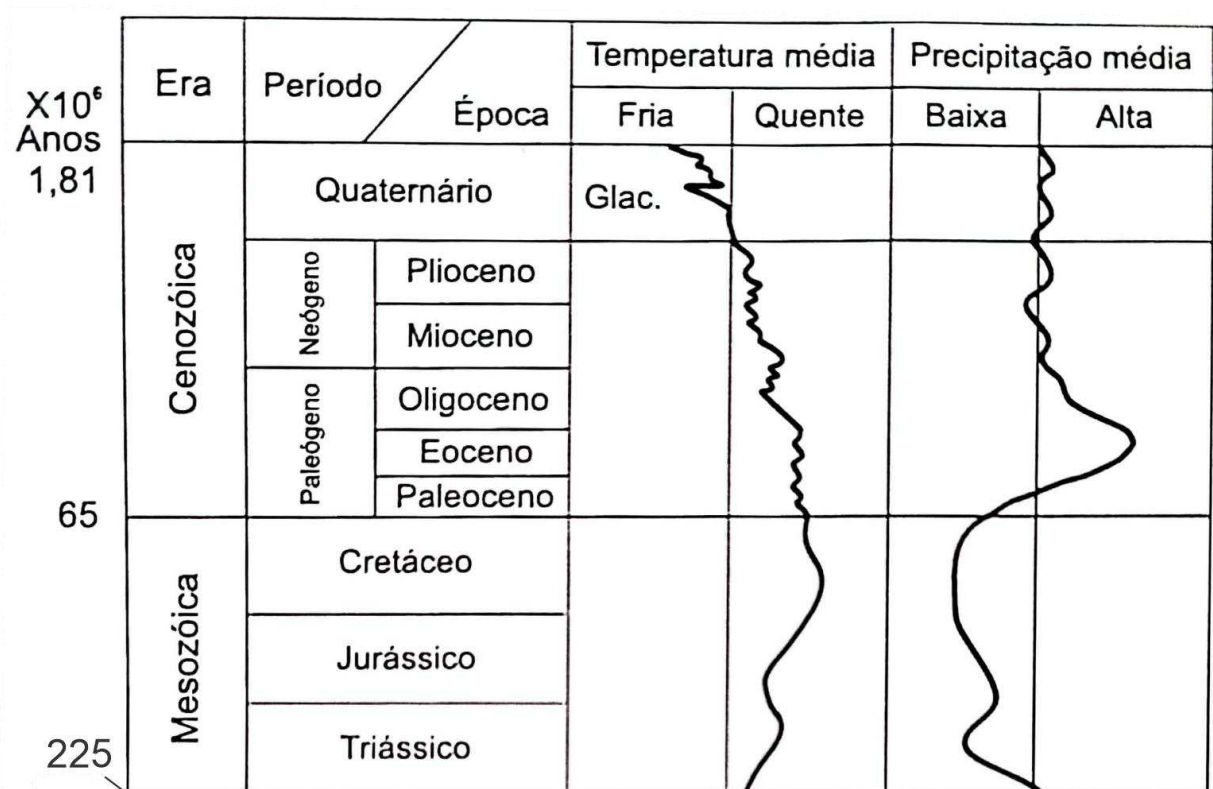
Cretáceo causada por intenso vulcanismo global estimulava a condição de aquecimento global, essa por sua vez, necessárias para as condições de deposição da Bacia Bauru (Delgado *et al.*, 2019). Os estudos sobre o paleoclima no desenvolvimento da bacia considera a interpretação de paleossolos, sejam ele de caráter bem desenvolvido ou saprolitos (Delgado *et al.*, 2019).

Ao interpretar perfis de paleossolos com horizontes Bk e Btk, Delgado *et al.* (2019) demonstram a presença de carbonato característico das formações da Bacia Bauru (Batezelli, 2003) e associando o desenvolvimento dos paleossolos com intemperismo intenso e alta precipitação. Por outro lado, perfis de saprolito, com horizontes Ck e C demonstram o índice de evaporação superior ao de precipitação. Essas diferenças pontuam a variação do clima na região da Chapada Uberaba-Uberlândia e o impacto na sedimentação da Formação Serra da Galga, seja por vezes marcada por elevada calcificação presente em ambientes mais áridos ou pela lixiviação desse material em períodos de chuvas torrenciais. Para os autores, a formação dos paleossolos nessa região compreende um clima quente e árido com porções mais úmidas em algumas regiões e especificamente para as fácies distais e intermediárias, um aumento no intemperismo derivado do aumento gradual do índice de precipitação (Delgado *et al.*, 2019).

Ao compreender o impacto do clima nas formas de relevo, o processo reverso pode ser aplicado e, portanto, o estudo de superfícies de aplainamento torna-se viável para entendimento do paleoclima. O Ciclo Sul-Americano, correspondente com a época da Formação Serra da Galga e, portanto, de clima semiárido (Ab'Sáber, 1949; King, 1956; Braun, 1971; Batezelli, 2003; Milani *et al.*, 2007), ou para o Ciclo Velhas, no Oligoceno, são capazes de contribuir com a interpretação existente. Ab'Sáber (1972) estipula uma linha do tempo para a evolução do relevo que considera as mudanças climáticas, embora não as posicione segundo a cronoestratigrafia.

A partir do Terciário (Paleógeno ao Neógeno), registros que marcam variabilidade climática são mais abundantes e assim permitem a análise em escala de maior detalhe (Figura 21). Estudos paleontológicos botânicos no sudeste de Minas Gerais estipulam um paleoclima tropical úmido durante o Eoceno na região por haver flora do gênero *Annona* (Franco-Delgado; Bernades-de-Oliveira, 2004), ainda que nesse período autores ainda posicionem a formação da Superfície Sul-Americana (King, 1956; Braun, 1971).

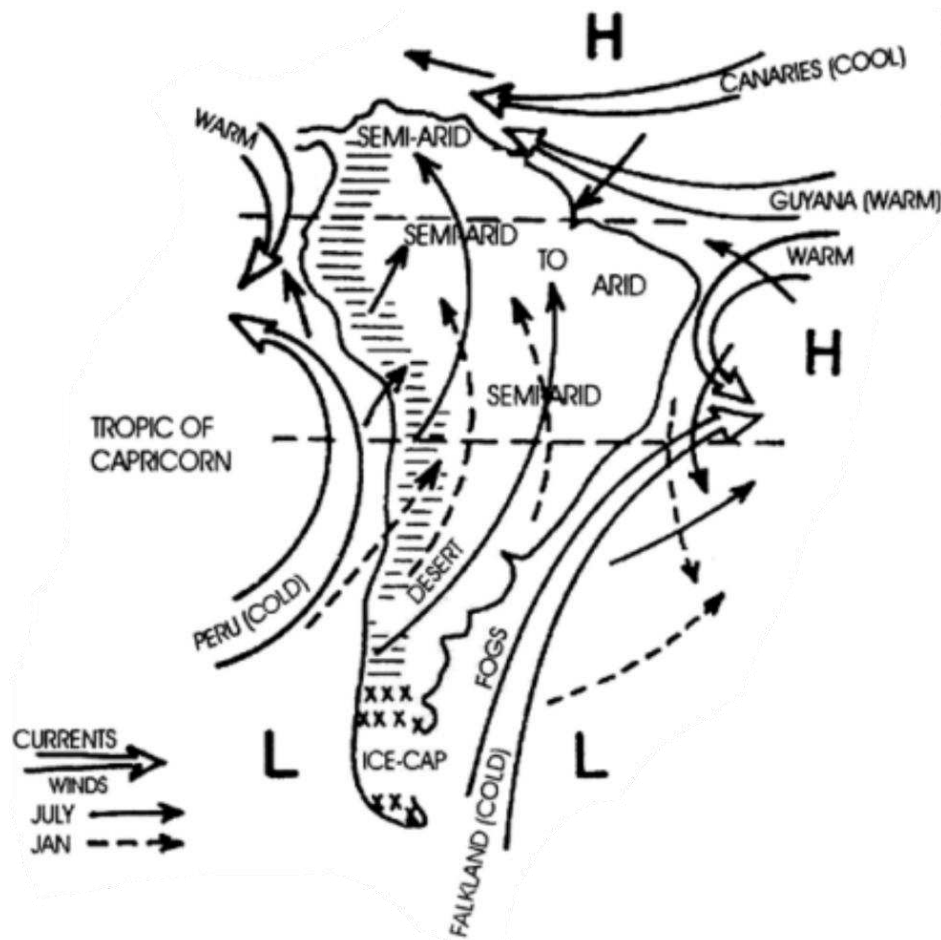
Figura 21: Mudanças paleoclimáticas a partir do Mesozoico em escala planetária.



Fonte: Adaptado de Frakes (1981) apud Suguio (2010).

Estudo das oscilações do clima no Quaternário se tornam muito mais precisas com análises sedimentológicas e isótopos de oxigênio, tornando assim passível o entendimento de períodos glaciais e de climas quentes (Salgado-Labouriau, 1994; Costa Júnior, 2008 apud Nunes; Boas; Silva, 2012). A partir de climas glaciais do quaternário e os efeitos de correntes oceânicas frias (Figura 22), que Ab'Sáber (1977) relaciona com climas secos no continente, o último posicionado entre 18mil e 12mil anos. O autor reconhece a influência do clima na paisagem como agente modelador capaz de dissecar por completo o relevo do Neógeno em algumas porções do país. Ainda que essas mudanças tenham sido extremas em determinados locais, o domínio dos cerrados se manteve resistente ao clima seco, embora sua área foi parcialmente tomada pelo avanço de caatingas (Ab'Sáber, 1977). O autor cita a importância de áreas úmidas, popularmente conhecidas como “brejos”, para captação de umidade devido a retração de matas em locais em que a pluviosidade era dependente da circulação de massas afetadas pelo relevo.

Figura 22: Mapa esquemático dos mecanismos climáticos da possível situação glacial do último período seco pleistocênico.



Fonte: Adaptado de Damuth e Fairbridge (1970) apud Ab'Sáber (1977).

A partir aproximadamente de 10mil a 8mil anos ocorreu uma umidificação no continente devido o cessar da intensidade de correntes marítimas frias (Ab'Sáber, 1977). É com base no clima atual, e com paleoclimas, que Ab'Sáber (1967) estabelece os domínios morfoclimáticos do Brasil e determina para a região o domínio dos chapadões tropicais, com duas estações marcantes e bioma do cerrado. Para essa classificação o autor descreve:

[...] planaltos de estrutura complexa, capeados ou não por lateritas de cimeira, planaltos sedimentares com vertentes em rampas suaves, ausência quase completa de mamelonização, drenagens espaçadas pouco ramificadas, cabeceiras em dales, calhas aluviais de tipos particularizados (Ab'Sáber, 1967, p. 47).

Atualmente, Martins *et al.* (2018) classifica a região do Alto do Paranaíba como Aw segundo a metodologia de Köppen, cujo comportamento climático é descrito como clima megatérmico ou tropical com seca no inverno. Os autores também pontuam a região como B2w e B2r conforme a classificação de Thornthwaite, representativo de clima hídrico úmido com pequena a deficiência hídrica moderada no inverno (Martins *et al.*, 2018).

4.4 Contexto Pedológico

A espacialização dos solos e suas classificações são dependentes de fatores inerentes à sua gênese e, portanto, ao reconhecer e mapear solos considera-se os elementos geológicos, geomorfológicos, climáticos e biológicos, aspectos ponderados para o mapeamento de solos do Estado de Minas Gerais (Silva *et al.*, 2018). Questões escalares se tornam problemáticas para o estudo de sua variabilidade espacial, tornando complexa a identificação dos solos na área de estudo.

Essa dificuldade é visualizada no mapeamento de CETEC (1982b), o qual se posiciona apenas Latossolos Vermelhos na Alta Bacia do Rio Bagagem e áreas adjacentes, sem considerar as extensas manchas de Latossolo Amarelo no interior da Chapada Indianópolis-Celso Bueno (Cardoso, 2021; Cardoso *et al.*, 2021; Luna *et al.*, 2023). O mapeamento realizado por FEAM *et al.* (2010) também reconhecem Latossolos Vermelhos, embora nas áreas referentes aos afluentes do Rio Araguari são posicionados Argissolos Vermelho-Amarelos. Apesar da escala 1:650.000, FEAM *et al.* (2010) determina que 53,97% do território mineiro está recoberto por Latossolos, distribuição essa visualizada em grande parte do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba.

É a partir dessa ampla distribuição de Latossolos na região que Silva *et al.* (2018) classifica a área como baixa pedodiversidade segundo índice de Shannon. Ao quantificar a distribuição das ordens e subordens de solo no Cerrado, reconhece-se a predominância do Latossolo Vermelho em relação aos Latossolos Vermelho-Amarelo e Amarelo, sendo esse último o de menor expressão (FEAM *et al.*, 2010 apud Silva *et al.*, 2018).

Em mapeamento mais detalhado, de 1:250.000, Motta, Baruqui e Santos (2004) identificaram Latossolos Vermelhos em grande parte da Alta Bacia, em contraste com o curso do Rio Bagagem com Gleissolos Melânicos e Organossolos (Apêndice B). Manchas de Cambissolo Háptico são reconhecidas nas nascentes do Rio Marrecos, contradizendo FEAM *et al.* (2010). Por questões litológicas, relevo e posicionamento na escala temporal dessas áreas, ainda que possam ocorrer Argissolos, prevaleceu a ocorrência de Cambissolos e Neossolos conforme será apresentado no tópico 5.1. Cambissolos também são reconhecidos por Motta, Baruqui e Santos (2004) nas proximidades de Romaria, demonstrando que a ocorrência dessa ordem pode ser correlacionada com os fatores já mencionados e que serão discutidos à frente. Por fim, os autores também identificam Latossolos Amarelos nas porções mais internas da chapada e, ainda que não possuam uma unidade distinta na área, Latossolos Vermelho-Amarelos.

Os Gleissolos Melânicos são usualmente posicionados no interior de chapada e seu uso limitado devido à baixa fertilidade e oxidação (Motta; Baruqui; Santos, 2004), embora sua ocorrência ao longo do Alto Bagagem esteja atualmente em processo de requerimento de lavra (turfas) para utilização como insumo agrícola (ANM, 2024). Os Cambissolos Háplicos são descritos como relativamente jovens e sem ação notória dos processos pedogenéticos, tornando sua textura variante entre arenosa a muito argilosa e com presença de cascalho (Motta; Baruqui; Santos, 2004). Para os autores, o posicionamento desses solos abrange relevo descrito como suave a montanhoso e o uso da terra se torna limitado de acordo com o comportamento do relevo, pedregosidade e baixa fertilidade (Motta; Baruqui; Santos, 2004).

Ao adentrar a ordem dos Latossolos, Motta, Baruqui e Santos (2004) classificam a subordem Vermelho como muito característicos, em estágio avançado de intemperismo com base na lixiviação de minerais primários e predominância de argilas de baixa atividade. Seu material de origem é reconhecido pelos autores como as coberturas dentríticas derivadas do intemperismo de quase todas as unidades estratigráficas da região. O relevo para essa unidade é variante, desde relevo plano a suavemente ondulado, restritamente ondulado e até fortemente ondulado, e a utilização é direcionada para plantação de eucalipto, pastagens e cultivos de cana-de-açúcar, milho, soja, arroz e café.

Os Latossolos Amarelos são descritos como usualmente giblíticos-oxídicos e muito argilosos (Motta; Baruqui; Santos, 2004), comportamento este também observado por Cardoso (2021), ao posicionar amostras de Latossolos Vermelhos e de Latossolo Amarelo no triângulo textural. A autora destacou a variação na porcentagem de argila (Quadro 7), como possibilidade do silte quantificado ser resultante da má dispersão do material argiloso (falso silte). Luna *et al.* (2023) reconhecem Latossolos Amarelos nas porções mais internas da chapada e uma transição para Latossolos Vermelhos nas bordas, os relacionando com os materiais de e distintas superfícies geomórficas. Os Latossolos Amarelos ocorrem apenas em relevo plano (Motta; Baruqui; Santos, 2004). O material de origem por sua vez é pontuado pelos autores como de coberturas muito argilosas derivadas de intemperismo de rochas básicas da Bacia Bauru. Pastagem, plantação de eucalipto e pinus e lavouras de arroz, café e soja marcam a orientação para o uso da terra nesses solos (Motta; Baruqui; Santos, 2004).

Quadro 7: Granulometria de horizontes A e Bw de Latossolos Vermelhos e Latossolo Amarelo por Cardoso (2021).

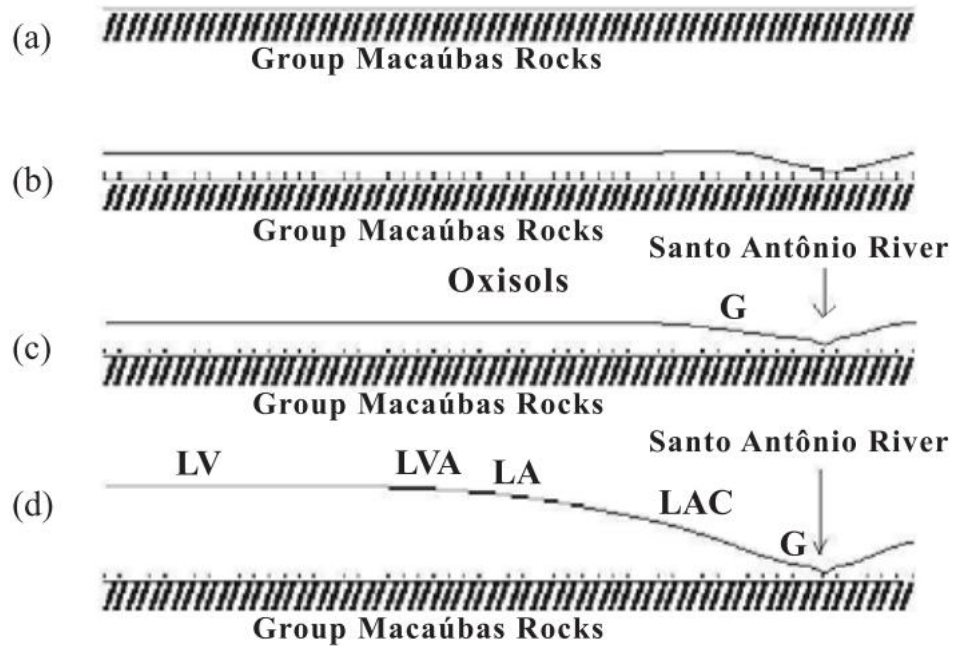
HORIZONTE	SOLO	AREIA	SILTE	ARGILA
		-----%-----		
A	LVwf	15,33 ($\pm 0,21$)	23,34 ($\pm 1,00$)	61,33 ($\pm 0,78$)
	LVw	21,29 ($\pm 0,09$)	5,53 ($\pm 0,51$)	73,18 ($\pm 0,42$)
	LAW	17,31 ($\pm 0,24$)	21,00 ($\pm 0,77$)	61,69 ($\pm 0,53$)
B	LVwf	10,72 ($\pm 0,04$)	23,92 ($\pm 0,08$)	65,36 ($\pm 0,03$)
	LVw	15,72 ($\pm 0,12$)	5,30 ($\pm 0,06$)	78,98 ($\pm 0,06$)
	LAW	10,63 ($\pm 0,17$)	8,85 ($\pm 0,01$)	80,52 ($\pm 0,16$)

Fonte: Cardoso (2021).

Ainda que a variabilidade espacial dos Latossolos Vermelho-Amarelos seja expressiva, Motta, Baruqui e Santos (2004) reconhecem perfis (próximo à área de estudo, Perfil 19, Anexo 2) dessa subordem e os caracterizam como muito argilosos e fortemente acentuadamente drenados. Os autores associam esses solos ao capeamento de relevos planos e suavemente ondulados, com material de origem sendo os sedimentos produzidos a partir do retrabalhamento das rochas da Bacia Bauru. O uso orientado se restringe a pastagem, cultivo de arroz e cana-de-açúcar e reflorestamento de eucalipto.

Por fim, destaca-se que possivelmente em virtude das escalas e dos objetivos desses trabalhos consultados, não foram feitas menções para a ocorrência na chapada Indianópolis-Celso Bueno de Latossolos Pálidos ou Acinzentados, considerando que se apresentam em forma mais pontual e são classificados como Amarelos. Reitera-se que a sua ocorrência na Alta Bacia do Rio Bagagem despertou a investigação dessa pesquisa para escalas de maior detalhe. Trabalhos como os de Carvalho Filho *et al.* (1993), Ker (1997), Ferreira *et al.* (2010), Bispo, Silva e Vidal-Torrado (2011) e Schaefer (2013) registraram a sua ocorrência e formação. Esses solos são caracterizados essencialmente pela coloração pálida e tonalidades acinzentadas, baixo teor de Fe_2O_3 , mineralogia caulínica e usualmente argilosos a muito argilosos (Ker, 1997; Ferreira *et al.*, 2010). Chama-se atenção para o trabalho de Ferreira *et al.* (2010), que apresentou o desenvolvimento de Latossolos Pálidos ou Acinzentados no Vale do Jequitinhonha, nomeando-os por LAC em modelo evolutivo (Figura 23) vinculados às superfícies geomórficas.

Figura 23: Modelo evolutivo de relevo e desenvolvimento de LAC no vale do Rio Santo Antônio.



Legend

Groundwater LV: Red Oxisol; LVA: Yellow-Red Oxisol;
 LA: Yellow Oxisol; "LAC": "Gray Oxisol"; G: Gleysol

Fonte: Ferreira *et al.* (2010, p. 206).

5 RELAÇÕES RELEVO-SOLO NA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM

Após apresentar o contexto físico-natural regional em que se insere a área estudo, o capítulo se concentra em expor e analisar os resultados primários da investigação, com a continuidade da perspectiva multiescalar. Primeiramente serão apresentados os produtos cartográficos elaborados para a Alta Bacia, correspondentes à classificação geomorfológica taxonômica e de seus solos associados, seguido de um segundo tópico dedicado ao mapeamento de superfícies geomórficas, derivado da integração de mapas morfométricos.

Um terceiro item é voltado aos resultados de campo vinculados a construção de um transecto, com a descrição morfológica de perfis de solos onde ocorreram a coleta de amostras deformadas e indeformadas, assim como a aquisição de dados geofísicos. Este mesmo tópico também se dedica aos resultados experimentais laboratoriais físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos. Fecha-se um último tópico com a com a proposição de um modelo evolutivo do relevo vinculado ao desenvolvimento dos solos na Alta Bacia do Rio Bagagem.

5.1 Taxonomia do relevo e solos associados da Alta Bacia do Rio Bagagem

Conforme a revisão bibliográfica dos itens 4.1 e 4.4, respectivamente, contexto geológico e contexto pedológico, unido de dados coletados em campo, realizou-se a construção das Cartas Geológica (Apêndice A) e Pedológica (Apêndice B). Conforme a metodologia proposta por Ross (1996, 2006), os componentes geológicos fornecem informações para o táxon da Morfoestrutura, associada à gênese do relevo. A associação da divisão taxonômica do relevo com os solos, no entanto considera a abordagem geopédológica e a compreensão do balanço morfogenético para uma interpretação da relação morfogênese-pedogênese.

A relação da taxonomia do relevo da Alta Bacia do Rio Bagagem (Apêndice C) e os seus solos associados (Apêndice B) pode ser verificado no Quadro 5.

Quadro 8: Taxonomia do relevo da Alta Bacia do Rio Bagagem segundo a metodologia proposta por Ross (1992) e os solos identificados nessas áreas.

Morfoestrutura	Morfoescultura	Unidades morfológicas	Tipos de formas	Solos identificados
Bacia Sedimentar do Paraná (BSP)	Chapada Indianópolis-Celso Bueno	Planalto tabular	Dt1	Latossolo Vermelho, Latossolo Amarelo e Plintossolo Pétrico
			Dc1	Latossolo Vermelho

		Escarpa erosiva do Rio Araguari (terço superior)	De2 De3	Latossolo Vermelho, Cambissolo Háplico e Neossolo Regolítico
		Aptf		Gleissolo Melânico, Organossolo Háplico e Plintossolo Háplico
Faixa de Dobramentos Brasília (FDB)	Planaltos Dissecados do Paranaíba	Escarpa erosiva do Rio Bagagem	De3	Cambissolo Háplico e Neossolo Regolítico
		Escarpa erosiva do Rio Perdizes	De3	Cambissolo Háplico e Neossolo Regolítico
		Escarpa erosiva do Rio Araguari (terço inferior)	De2	Cambissolo Háplico e Neossolo Regolítico

Dt: denudacional de topo tabular; **Dc:** denudacional de topo convexo; **De:** denudacional com controle litoestrutural; **Aptf:** áreas de planícies e terraços fluviais; **1:** grau fraco de dissecação; **2:** grau médio de dissecação; **3:** grau forte de dissecação.

Autoria: Luna (2024).

A Morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná é dominante na área investigada, com morfoescultura associada à chapada Indianópolis-Celso Bueno superando altitudes de 1080m nas cabeceiras do Rio Bagagem. Contudo a área em geral se mantém entre as cotas de 1000m nas áreas mais planas e 910m, onde o entalhamento do rio foi mais efetivo. A feição aplainada é interpretada como produto do Ciclo Sul-Americano, o qual além das cotas semelhantes, a chapada é marcada por coberturas lateríticas, pontuadas por King (1956) e Braun (1971) e identificadas no quadro 8 como Plintossolo Pétrico. O desenvolvimento desse ciclo de aplainamento, a partir da pediplanação, foi gerado em clima árido e semiárido com início no Cretáceo Superior (King, 1956; Braun, 1971), embasada com a deposição dos arenitos da Formação Serra da Galga em ambientes semiáridos no mesmo período (Chaves; Dias, 2017a). O clima atual da área, contudo, é tropical com duas estações bem definidas, de caráter quente e úmido no verão, responsável pelo desenvolvimento e ampla distribuição de Latossolos espessos na chapada (Apêndice B).

Das áreas de escarpa erosiva, à sudoeste, as designadas aos afluentes do Rio Araguari possuem uma divisão decorrida da distribuição das litologias que estão contidas na morfoestrutura, sendo assim, ocorre a transição de De3 da Chapada Indianópolis-Celso Bueno para os Planaltos Dissecados do Paranaíba (Apêndice C).

À nordeste da área de estudo, no entanto, a transição marcante é direcionada aos tipos de forma denudacional de topo convexo (Dc) para denudacional de topo tabular (Dt), ambos

de dissecação fraca e pertencentes à unidade dos Planaltos tabulares (Apêndice C). Essa transição corresponde à mudança no comportamento de drenagens e das curvas de nível conforme se adentra na bacia hidrográfica do Rio Perdizes. Ainda que porções de topo tabular nos interflúvios das drenagens de maior porte sejam reconhecidos, o Dc1 é estabelecido como a forma de maior espacialização e posiciona-se próximo onde dissecação foi responsável por aflorar o Grupo Araxá (Apêndice A). Predominam-se os Latossolos nessa região, embora as áreas mapeadas como Dc1 indicam uma menor variedade de subordem, com a predominância apenas dos Latossolos Vermelhos.

Padrões de drenagens e de vertentes nessas áreas são observados semelhantes ao comportamento do Rio Bagagem, e embora a assimetria de vertentes seja pouco notável no Alto Perdizes, as direções preferenciais também são indicadas para NW, provavelmente relacionado com a geologia estrutural regional e a presença de diques (rever Figura 16, levantamento magnetométrico). Ainda no extremo Nordeste da área, se faz presente parte da escarpa erosiva do Rio Perdizes (Apêndice C), delimitada como de dissecação forte e ocorrência de Cambissolos Háplicos e Neossolos Regolíticos (Apêndice B). No entanto esta unidade morfológica pertence à morfoestrutura da Faixa de Dobramentos Brasília.

Em contraste, a segunda morfoescultura reconhecida foi condicionada à atuação do Ciclo Velhas (Braun, 1971), o qual não demonstra aplainamento significativo na área, portanto seu reconhecimento foi estabelecido como Planaltos dissecados do Paranaíba. As altitudes dessas áreas variam entre as escarpas identificadas e comumente alcançam cotas inferiores a 900m. A divisão das áreas escarpadas foi definida com base na ocorrência da Formação Serra da Galga e o Grupo Araxá (Pinho *et al.*, 2017; Cardoso *et al.*, 2017), que se refletem diretamente na distribuição das curvas de nível e nascentes. A escarpa erosiva do Rio Araguari para os Planaltos considera apenas os locais referentes ao Grupo Araxá, ou seja, o terço inferior (Apêndice C). Comumente ocorrem Cambissolos Háplicos e Neossolos Regolíticos, associados com o material de origem e a idade mais jovem dessas superfícies em relação à chapada.

Já à leste dessa região, ainda no extremo sul, delimitado apenas por topos conexos de dissecação mediana encontra-se a Formação Serra Geral e o Grupo Araxá (Cardoso *et al.*, 2017; Chaves; Dias, 2017a) (Apêndice A), com Latossolos Vermelhos, Cambissolos Háplicos e Neossolos Regolíticos. A conexão entre dados geomorfológicos, geológicos e pedológicos nessa área é expressiva e até mesmo passiva de comparação da distribuição de solos segundo morfoestruturas e morfoesculturas, ainda que os demais táxons de Ross (1992) possuam

influência mais localizada em perfis (Rubira *et al.*, 2019). Nessa mesma área ocorre a transição para topo tabular de dissecação fraca, comportamento esse sustentado pela mudança de litologia e de subordens de Latossolos.

Por fim, as zonas de acúmulo (Aptf) foram reconhecidas com maior expressão ao longo do Rio Bagagem e seus afluentes, embora também tenha sido reconhecido o mesmo padrão em menor escala nos afluentes do Rio Perdizes (Apêndice C). Essa diferença entre a proporção das feições pode ser indicada pelo tamanho dos canais das drenagens, uma vez que as pertencentes ao Alto Perdizes se demonstram mais entalhadas. Os solos reconhecidos nesses locais foram Gleissolos Melânicos e Organossolos Háplicos, localizados nas planícies atuais desses rios (Apêndice B). Somado a este contexto, Plintossolos Háplicos foram identificados nos terraços do Rio Bagagem, associados com a transição de solos oxídicos para hidromórficos.

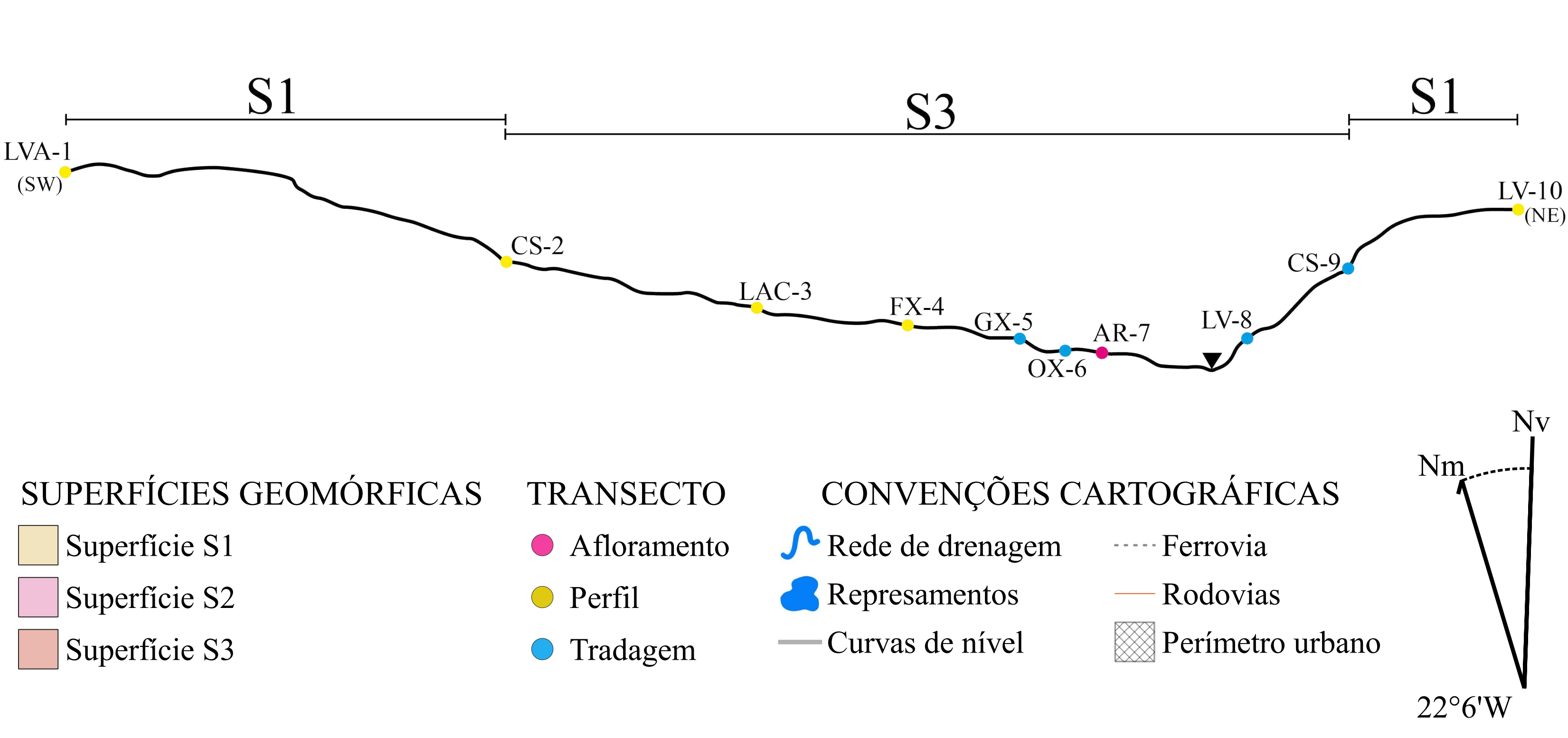
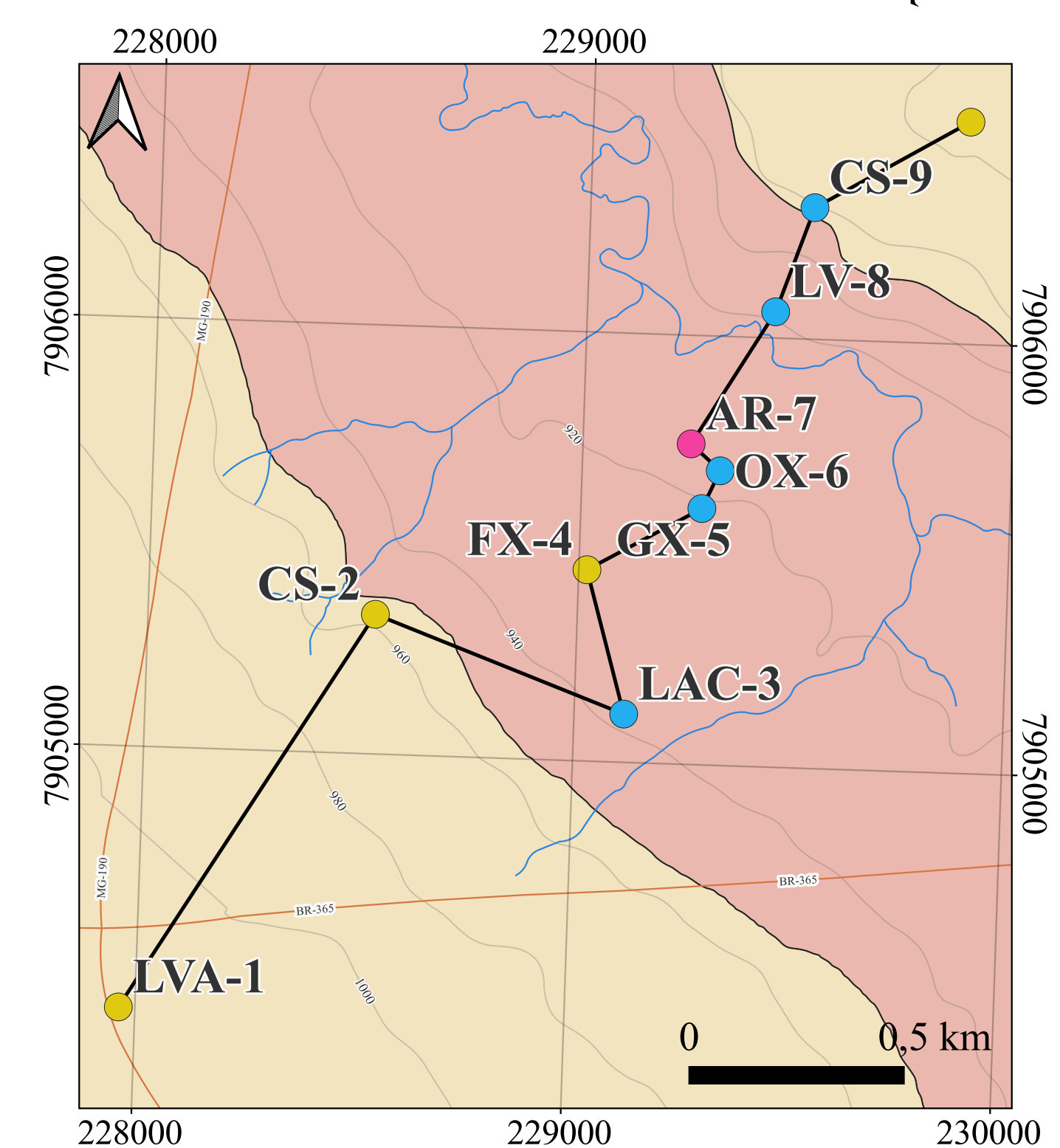
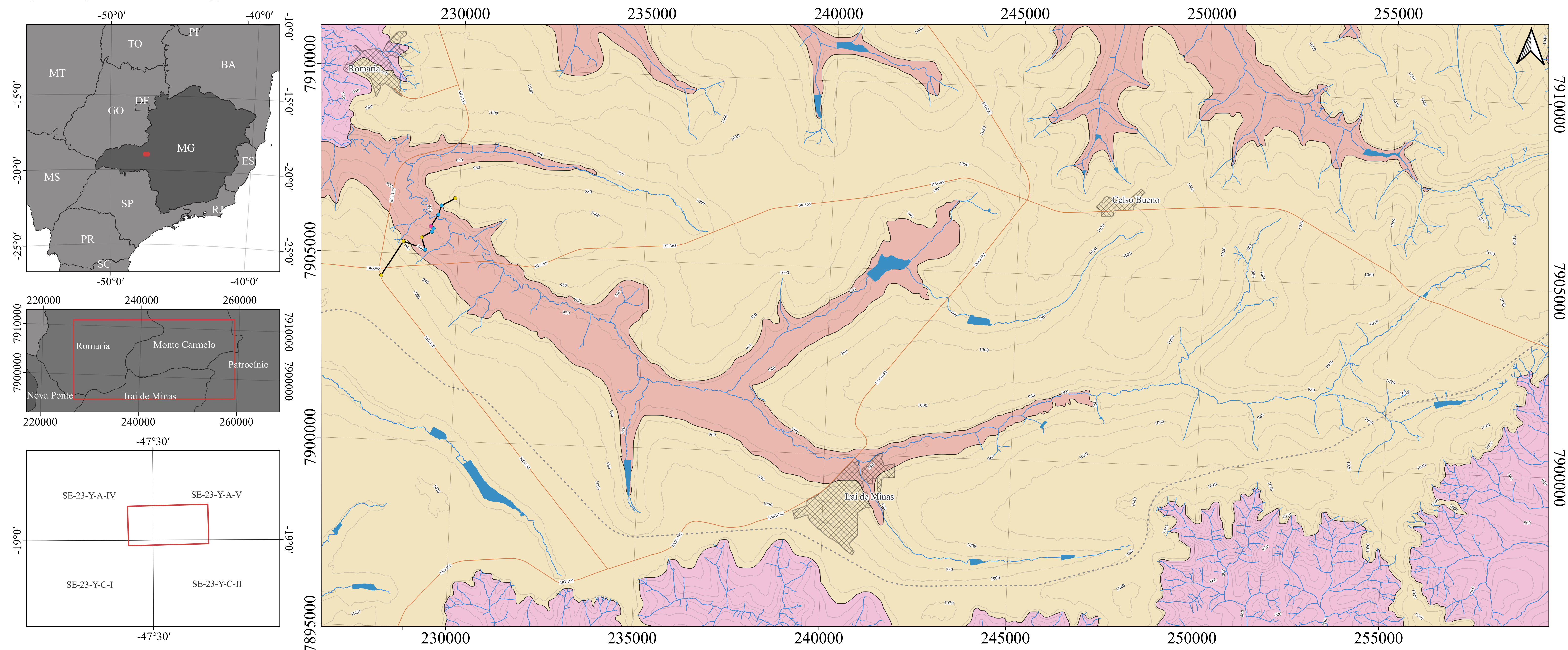
5.2 Superfícies geomórficas e características morfométricas da Alta Bacia do Rio Bagagem

Chaves e Dias (2017a) identificaram possíveis falhas ao longo do curso do Rio Bagagem, assim como no Córrego da Vereda – afluente do mesmo rio, pela qual evidências estratigráficas vistas em campo comprovam a presença dessas estruturas. Observou-se a ocorrência de rochas do embasamento em cotas de 940m na margem norte do Rio Bagagem e arenitos da Formação Botucatu em 920m em sua planície atual.

A relação entre falha e a forma de relevo fica explícita ao observar as vertentes da margem direita do Rio Bagagem, marcadas por nítida assimetria que percorre quase que a totalidade de sua extensão na Alta Bacia. Isso evidencia o expressivo controle litoestrutural no modelado. Reitera-se que a chapada em que a bacia do Rio Bagagem se instala é considerada como pertencente à Superfície Sul-Americana, com o registro de expressiva extensão de níveis lateríticos que sustentam o relevo (King, 1956; Braun, 1971), aspecto esse reconhecido em cotas próximas a 960m.

Com base na revisão bibliográfica geológico-geomorfológica em conjunto com as cartas morfométricas produzidas (Apêndices D, E, F e G) e observações em campo, foram reconhecidas três superfícies geomórficas.

Figura 24: Carta de Superfícies Geomórficas da Alta Bacia do Rio Bagagem.



CARTA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS DA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM

0 2,5 5 7,5 km

Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
Datum: Sirgas2000
Fuso: 23S
Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23' aumentando 0°6' W por ano
Fonte: Alos-Palsar (2011); Google Earth (2024); IBGE (2024)
Escala de desenho 1:50.000
Escala de análise 1:25.000

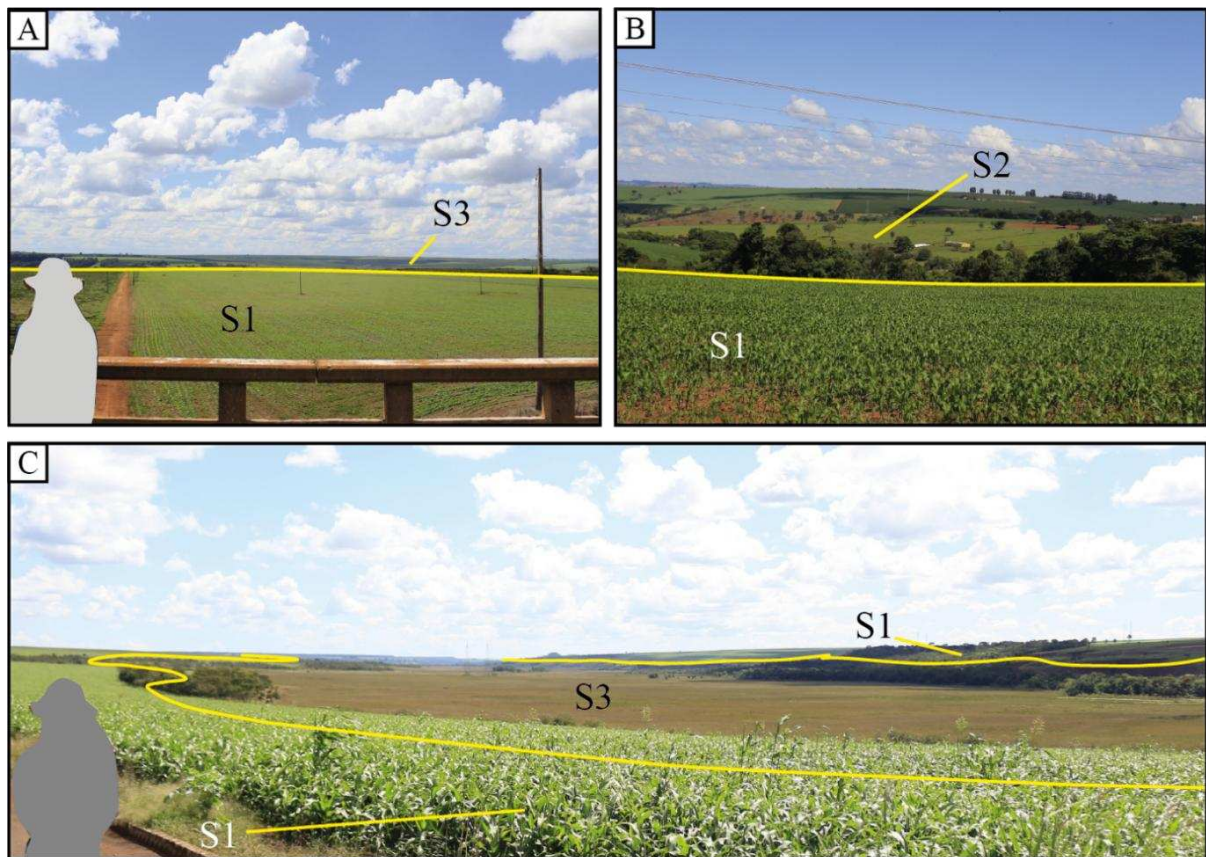
Autor: LUNA, C. A. (2024)
Orientador: SILVEIRA, A.

Carta gerada a partir da integração de dados coletados em campo com fotointerpretação de curvas de nível (Alos-Palsar, 2011) e imagens de Google Earth (2024)

A primeira superfície (S1) posiciona-se a centro da área de estudo, em cotas mais elevadas com formas tabulares e coberturas latossolizadas. A segunda superfície (S2) posiciona-se ao sul da área, contendo canais de primeira ordem de afluentes do Rio Araguari, em cotas mais baixas em que afloram o embasamento. Já a terceira superfície (S3) localiza-se à nordeste da área, sendo esculpida pelas nascentes do Rio Perdizes, bem como em vertentes e Aptf do Rio Bagagem, em áreas nas quais as falhas foram mapeadas.

A superfície geomórfica S1 é a mais velhas das superfícies reconhecidas. Apresenta as cotas altimétricas mais elevadas da área, correspondendo à Superfície Sul-Americana (Braun, 1971), variando entre 1080 e 920m (Apêndice D), com declividades inferiores 3% (Apêndice E), característico de sua tabularidade (Figura 25A). Em campo foram reconhecidas lateritas em cotas 960m, que marcam o seu contato com a S3. A altitude da S1 aumenta suavemente no sentido de oeste para leste, representada pelas cores marrom e branco na carta hipsométrica (Apêndice D).

Figura 25: A) Topos tabulares característicos da S1 e ao fundo a S3; B) Dissecação da S2 ao fundo da imagem; C) Vertentes assimétricas do Rio Bagagem, posicionadas na S3. Vista da cidade de Iraí de Minas.



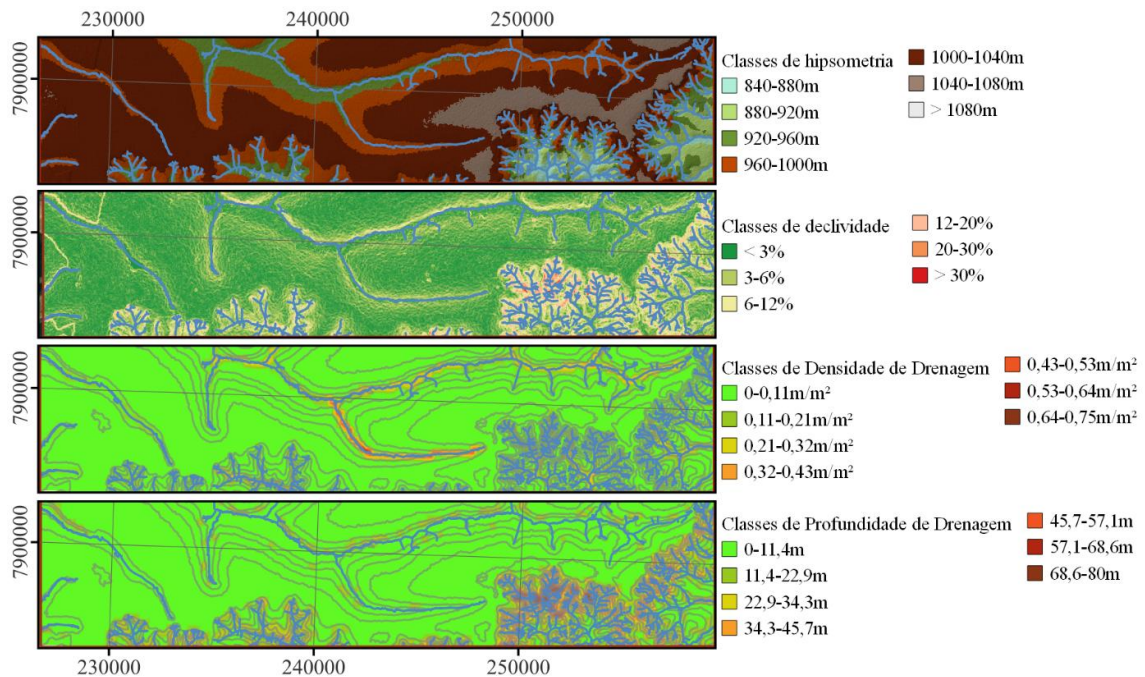
Autoria: Luna (2024).

A densidade de drenagem na área (Apêndice F) é em grande parte baixa (classe verde), assim como a profundidade de drenagem (Apêndice G), cujos valores só aumentam em

algumas nascentes e na média vertente em direção às drenagens, como resposta à assimetria do relevo. Grande parte de sua área é utilizada para cultivo mecanizado e possui Latossolos como seu tipo de solo principal.

Ao Sul da área de estudo nos mapas morfométricos intermediários (Figura 26), a superfície S2, identificada pela presença de canais de primeira ordem do Rio Araguari, está contida no rebordo da chapada e em contato com o embasamento. A densidade de drenagem não se demonstrou muito acentuada, mas estipula-se que esse resultado é derivado do espaçamento entre as grades. A declividade supera os 30% em algumas áreas, cuja mudança litológica entre a Formação Serra da Galga e o Grupo Araxá (Pinho *et al.*, 2017) é fortemente indicado pelo entalhamento das nascentes na Carta de Profundidade de Drenagem. Em um contexto mais amplo, essa superfície pode ser entendida como pertencente ao Ciclo Velhas (Braun, 1971), em transição em relação à Sul-Americana, variando em cotas aproximadas de 840 a 920 m. Nesses locais, Motta *et al.* (2004) identificaram Cambissolos Háplicos Tb Distróficos como os solos principais, embora em campo também tenha sido reconhecido Latossolos Vermelhos e Neossolos. O uso principal é destinado à pecuária e à cultivos variados de menores propriedades.

Figura 26: Região sul da área de estudo e seu comportamento morfométrico. De cima para baixo, recortes da Carta Hipsométrica (Apêndice D), Carta de Declividade (Apêndice E), Carta de Densidade de Drenagem (Apêndice F) e Carta de Profundidade de Drenagem (Apêndice G).



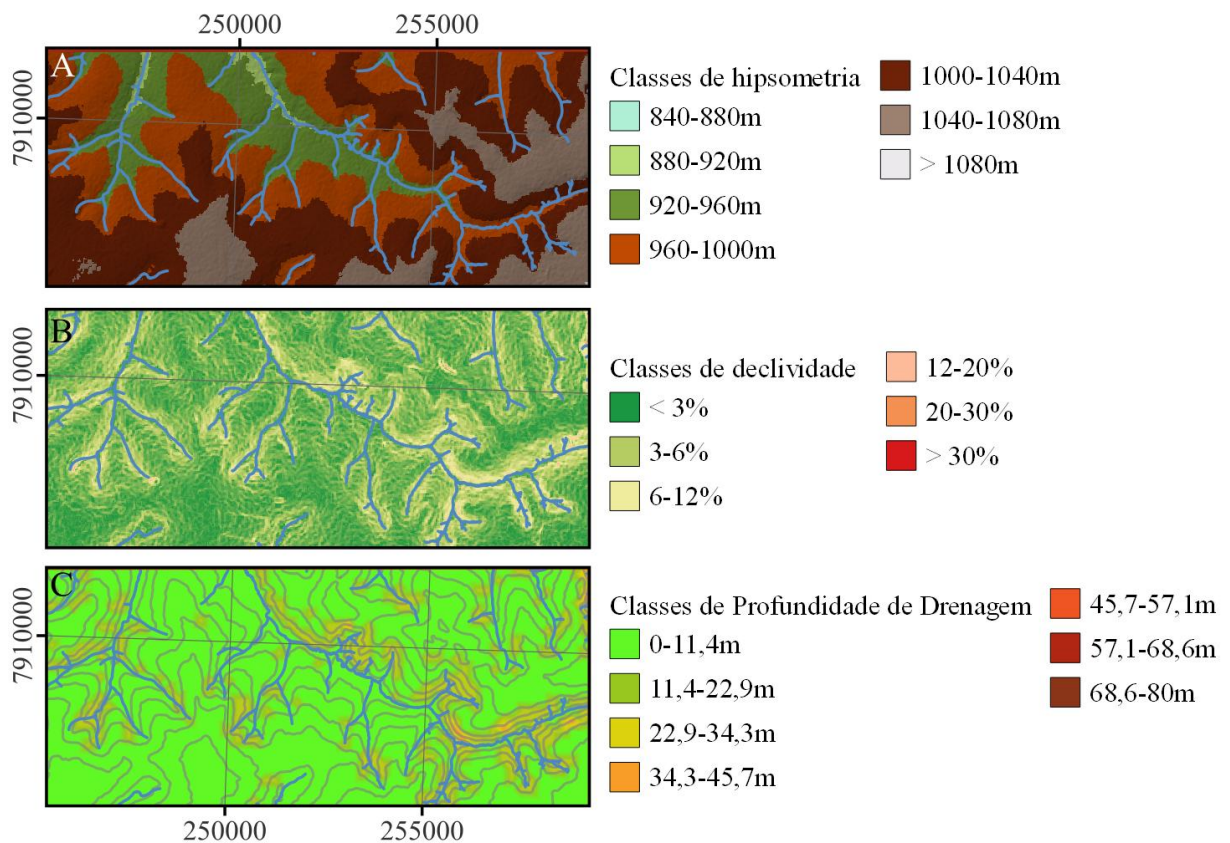
Autoria: Luna (2024).

A complexidade na divisão entre as superfícies, no entanto, está em grande parte relacionado ao contexto da S3. Compreende-se que sua formação é vinculada com a

dissecação progressiva da S1 e, portanto, a relação da evolução da paisagem entre as duas é direta e a S3 mais nova em relação à S1. Seu comportamento é observado em dois setores da Alta Bacia do Rio Bagagem.

O primeiro refere-se aos afluentes do Rio Perdizes, localizado no setor nordeste da Figura 14, cuja assimetria das vertentes é evidenciada nas cartas de hipsometria (Figura 27A), declividade (Figura 27B) e profundidade de drenagem (Figura 27C). Embora não haja falhas mapeadas no local, as drenagens atingem cotas em que aflora o embasamento (Pinho *et al.*, 2017).

Figura 27: Características do relevo na região nordeste da área de estudo, referente aos afluentes do Rio Perdizes. A) Carta Hipsométrica (Apêndice D); B) Carta de Declividade (Apêndice E); C) Carta de Profundidade de Drenagem (Apêndice G).



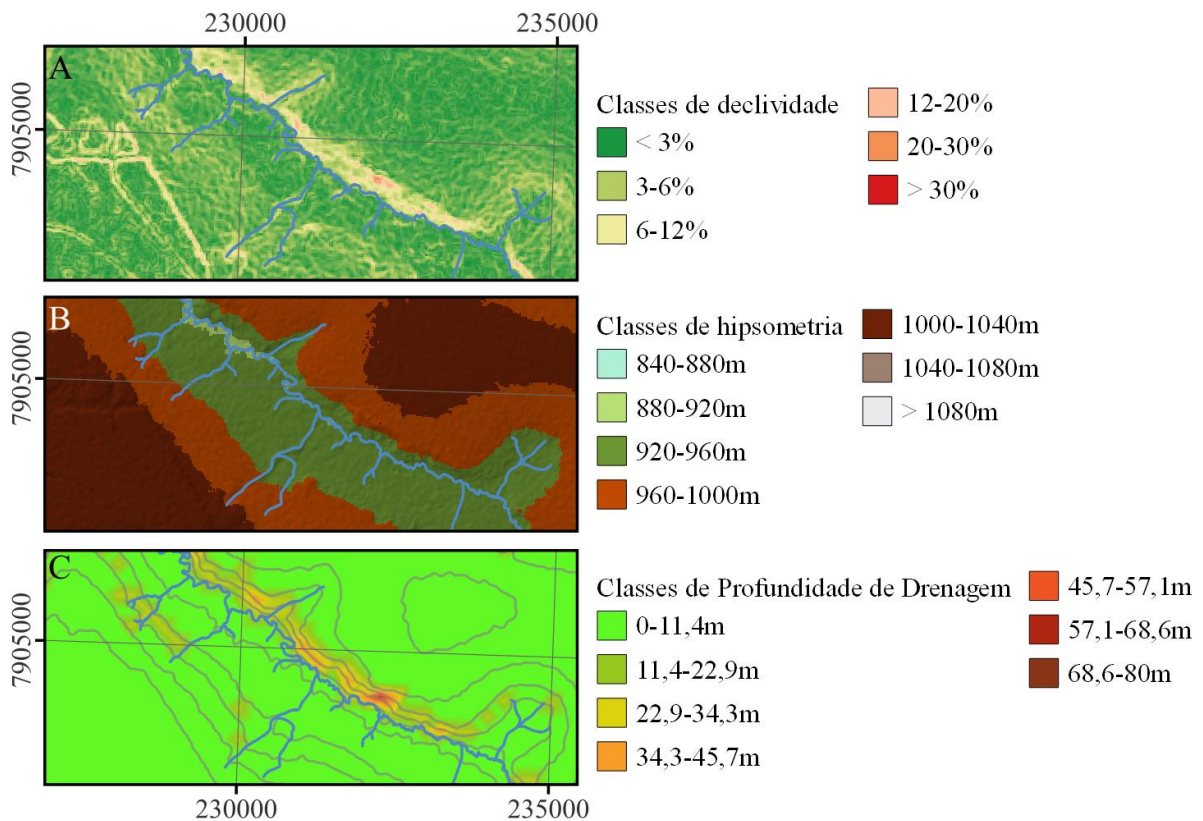
Autoria: Luna (2024).

O segundo condiz com a planície do Rio Bagagem, onde se teve maior facilidade para delimitar a S1 da S3, uma vez que as vertentes que levam ao rio demonstram feições e sedimentos capazes de remontar uma história evolutiva. Na vertente norte (margem direita), foram encontrados níveis lateríticos, seguidos de cascalheiras compostas em maioria por arenitos e por fim, Latossolos se desenvolvendo vertente abaixo, mesmo que o mapa de declividade indique valores entre 6 e 30% (Apêndice E). A profundidade de drenagem

(Apêndice G) demonstra que o canal entalhou com maior facilidade nessa vertente, como resposta à falha mapeada por Chaves e Dias (2017a).

Na vertente sul (margem esquerda), a rampa entre o topo e o vale é marcada por uma declividade média entre 3 e 6%, até atingir a planície e obter valores abaixo de 3% (Figura 28A). Na carta Hipsométrica, esse setor pertence ao domínio das cotas 920m a 960m, indicada pela cor verde escuro (Figura 28B). A assimetria nessa vertente é indicada pelo baixo entalhamento da drenagem conforme a carta de Profundidade de Drenagem indica, com valores entre 0 e 11,4m de amplitude (Figura 28C).

Figura 28: Morfometria das margens sul e norte em parte do Rio Bagagem. A) Carta de Declividade (Apêndice E); B) Carta Hipsométrica (Apêndice D); C) Carta de Profundidade de Drenagem (Apêndice G).



Autoria: Luna (2024).

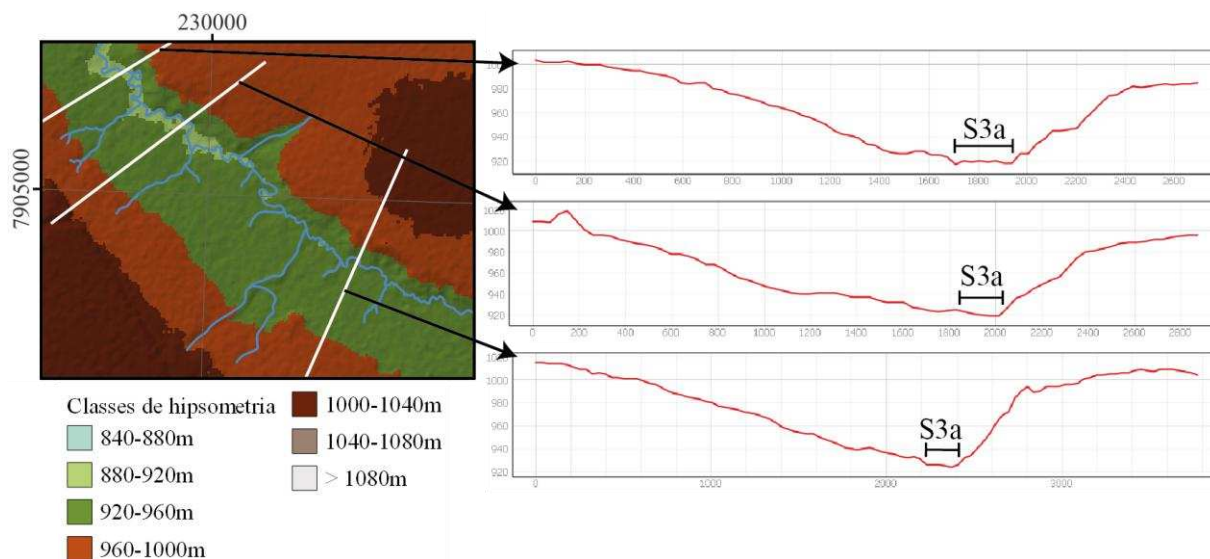
Ao atingir a cota de 960m, o mesmo nível laterítico seguido pela cascalheira majoritariamente composto por arenito foi observado, podendo correlacionar com a vertente norte do Rio Bagagem. Este nível laterítico marca a transição entre a S1 para S3. Em 940m, foi identificado paleohidromorfismo em sedimentos fluviais atualmente latossolizados, reconhecendo-os como Latossolos Acinzentados. Um pouco abaixo dessa altitude, solos com horizontes plântico foram observados, seguidos por Gleissolos Melânicos associados à Organossolos, presentes na planície atual do rio Bagagem, todos marcando a pedogênese

sobre sedimentos fluviais. Também na planície foram identificados afloramentos da Formação Botucatu, com feições erosivas características de modelamento por caráter fluvial – as marmitas.

Contudo, contida na S3 interpretou-se o início de uma nova superfície, denominada como S3a, que não foi passível de mapeamento, uma vez que sua extensão não pode ser unicamente delimitada pela variação da morfometria, como foi aplicado às demais superfícies. Seu fator principal, que a distingue, é a formação de um novo nível de planície para o Rio Bagagem e em drenagens do Alto Perdizes, por meio do processo de erosão regressiva que resulta no entalhe das drenagens conforme adentram ao relevo de chapada. Ainda que não representadas no mapa de superfícies geomórficas, as áreas contidas na superfície S3a estão predominantemente entre 880 e 920m ao longo do curso dos rios. Destaca-se que a S3a está posicionada quase que no limite entre a Chapada Indianópolis-Celso Bueno e os Planaltos Dissecados do Paranaíba, onde as cotas dessa planície e de feições das áreas da Faixa de Dobramentos Brasília são similares. Porém não estão interligadas, uma vez que esta adjacência entre as morfoesculturas decorrem da erosão regressiva do Rio Bagagem conforme se desloca da Alta Bacia (chapada) para média bacia (planaltos).

Similar à totalidade da S3, as planícies que marcam a S3a também demonstram assimetria de vertentes, como visualizado no mapa hipsométrico (Apêndice D e Figura 29) e são limitadas à apenas uma das vertentes, visto que a acentuada declividade, de até 20% na margem norte, que impede o avanço das planícies para ambas as margens. Este mesmo aspecto é identificado na Carta de Profundidade de Drenagem (Apêndice G), com a margem norte exibindo valores que podem chegar a 45,7m. Além da Carta Hipsométrica, nenhum dos demais mapas intermediários exibiram com clareza a superfície S3a e, portanto, seu comportamento só se torna nítido através de perfis transversais e de inspeção em campo (Figura 29).

Figura 29: Superfície S3a no Rio Bagagem e perfis transversais que demonstram o entalhe do rio e a formação de um novo patamar em sua planície. Recorte da Carta de Hipsometria (Apêndice D).



Autoria: Luna (2024).

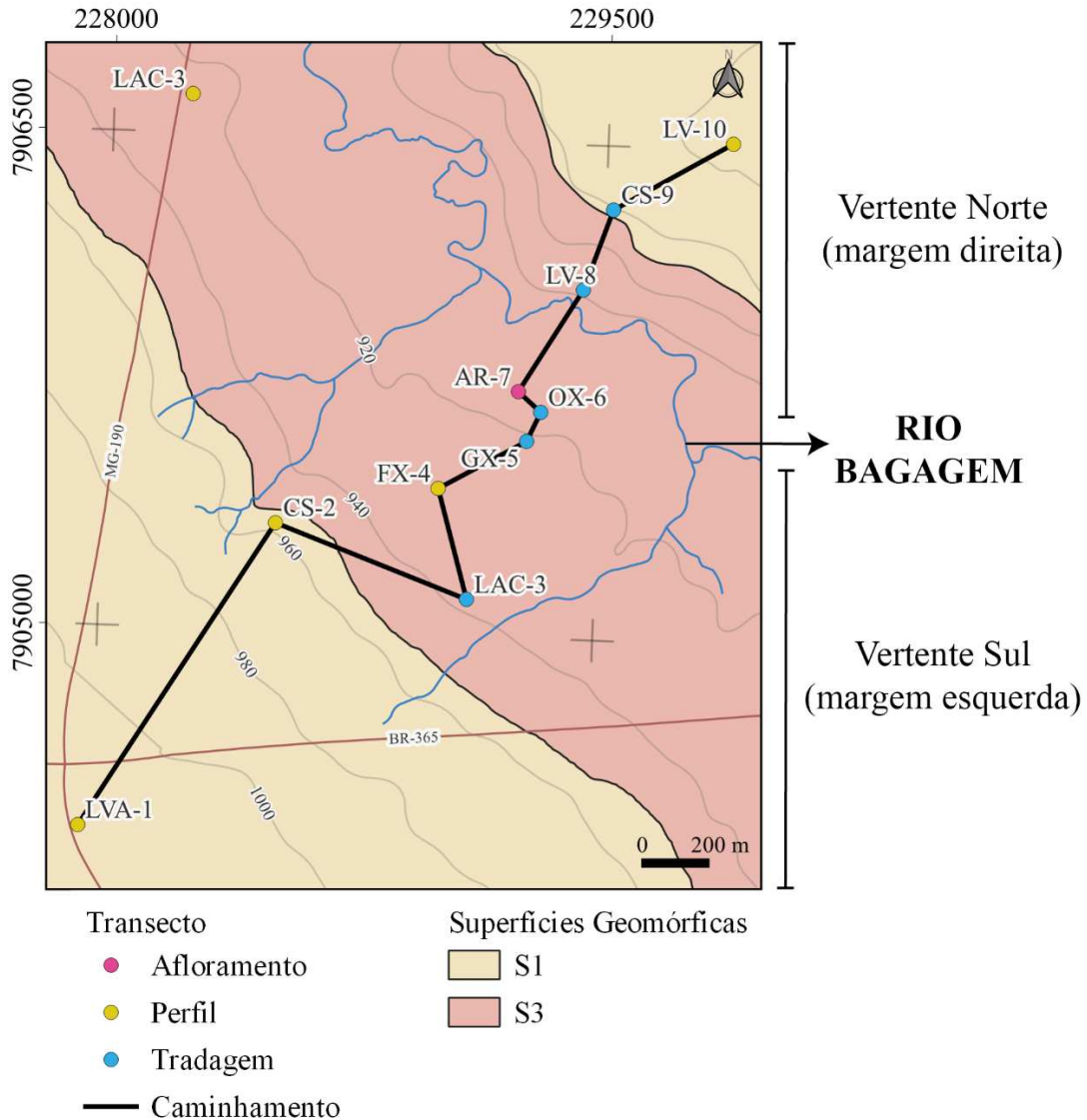
A transição da planície atual do Rio Bagagem para as áreas da S3a é demarcada pela mudança de Organossolos para Gleissolos Háplicos e eventualmente Melânicos, limitados conforme afloramentos dos arenitos da Formação Botucatu. Há uma quebra suave no relevo derivada da resistência dos arenitos e assim, marcando a transição da S3 para S3a nesses locais.

Em virtude da identificação de diferentes superfícies geomórficas, da assimetria do relevo, do entalhe diferenciado do canal em função de falha, dos diferentes tipos de sedimentos e os processos a qual foram submetidos, assim como o posicionamento de afloramentos que dificultam a ação erosiva, procedeu-se a organização em campo de um transecto, que representa um corte transversal, como ilustrado na Figura 29.

5.3 Transecto da Alta Bacia do Rio Bagagem: dados de campo e experimentais

O caminhamento realizado para a organização do transecto considerou os segmentos de topos e vertentes que se dirigem as margens do Rio Bagagem, nomeando-as por vertente norte (margem direita) e sul (margem esquerda). O posicionamento das superfícies geomórficas no corte transversal reflete na distribuição espacial de solos e, portanto, considerou-se a apresentação das características morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas, geofísicas e micromorfológicas através do posicionamento dos solos na paisagem em relação às superfícies S1 e S3 (Figura 30).

Figura 30: Posicionamento do transecto em relação às superfícies geomórficas S1 e S3 e locais considerados vertente norte e vertente sul do Rio Bagagem.



Autoria: Luna (2024).

Na vertente sul, as altitudes acima de 980m são marcadas por um contexto em geral de topos planos, característicos do relevo tabular presente na chapada (Apêndice C). O perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA-1) posiciona-se na superfície geomórfica S1, em altitudes próximas de 1010m, num contexto geral de Latossolos Amarelos da referida chapada (Motta; Baruqui; Santos, 2004; Apêndice B), tornando a escala de seu mapeamento por vezes inviável. Essa grande mancha de LA, onde se instala o LVA-1, sobrepõe-se as coberturas dentrítico-lateríticas coluvionares delimitadas por Chaves e Dias (2017a) representadas no Apêndice A. Com espessura superior à 130cm, muito argiloso e de teor elevado de

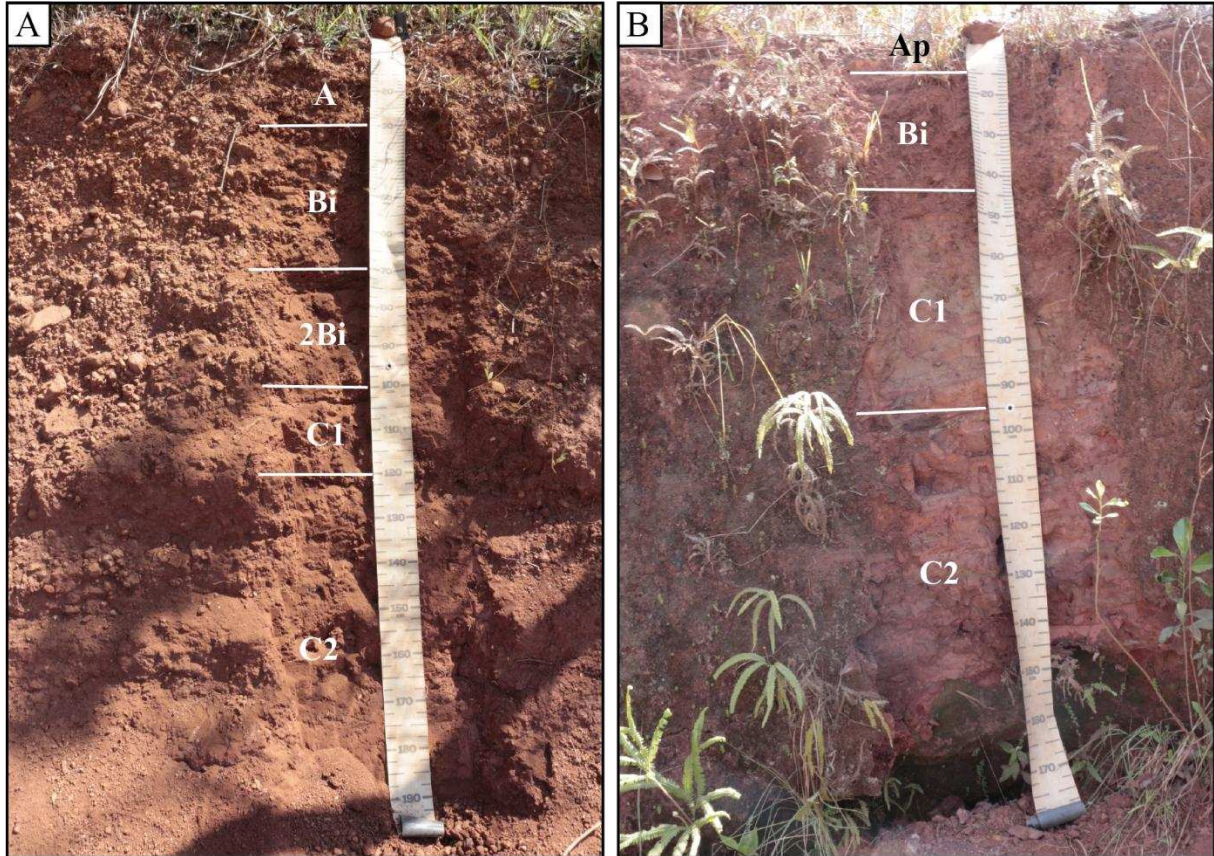
magnetismo, o LVA-1 posiciona-se na cota altimétrica mais elevada do transecto e os solos mais antigos dentre os analisados para o presente trabalho.

O perfil LV-10 é o seguinte em a maior altitude, no entanto posiciona-se na margem norte do Rio Bagagem, ainda na superfície S1, em 980m. Representa os Latossolos Vermelhos mapeados por Motta, Baruqui e Santos (2004) e revisados no Apêndice B, também sobre o contexto litológico das coberturas dentrítico-lateríticas coluvionares (Chaves; Dias, 2017a). Ainda que se localize na vertente mais declivosa do transecto, o LV-10 também está presente no conjunto dos planaltos tabulares (Apêndice C).

Os limites da superfície geomórfica S1 e transição para S3 são marcados pela presença dos perfis CS-2 na margem sul e CS-9 na margem norte, ambos classificados como Plintossolos Pétricos com ocorrência de cascalheira associada. A altitude do posicionamento dos dois perfis é equivalente, e em torno de 960m. Contudo, o gradiente e a variação altimétrica de entalhe da vertente em que se localiza o CS-2, expressa-se sutilmente alterado nas Cartas de Declividade (Apêndice E) e de Profundidade de Drenagem (Apêndice G), uma vez que sua influência impacta na efetividade da erosão regressiva na margem sul. Essas características morfométricas acentuadas são mais notórias para a margem norte, mas derivam-se neste caso do aspecto assimétrico das vertentes. As divergências entre CS-2 e CS-9 expressam-se também através de seus posicionamentos em relação à litologia (Chaves; Dias, 2017a; Apêndice A), aos solos (Motta; Baruqui; Santos, 2004; Apêndice B) e a paisagem (Apêndice C).

Já na superfície S3, na margem norte, em altimetrias abaixo do CS-9 ocorrem Latossolos Vermelhos (LV-8), de 960m a 915m, cuja menor cota se instala o curso do Rio Bagagem. Assim como os Latossolos Vermelhos (LV-10) acima do nível laterítico em 960m, esse LV-8 também se posiciona no domínio dos planaltos tabulares (Apêndice C) e dos Latossolos Vermelhos mapeados por Motta; Baruqui; Santos (2004, Apêndice B). As litologias, neste segmento da vertente norte foram mapeadas como arenito da Formação Serra da Galga e micaxisto do Grupo Araxá (Chaves; Dias, 2017a; Apêndice A), porém, localmente não foram identificadas no caminhamento. Contudo, em vertentes do Córrego da Vereda, que disseca o conjunto das vertentes da margem norte do transecto, reconheceram-se perfis de Cambissolos com saprólitos de xisto em 940m (Figura 31A e 31B), e afloramentos associados ao Grupo Araxá em 915m, na confluência com Rio Bagagem. Ainda, muito próximo aos perfis de Cambissolo com saprolito de xisto, também foram registrados perfis lateríticos associados à clastos de arenito em aproximadamente 960m.

Figura 31: Perfis de Cambissolo na vertente norte do Córrego da Vereda. A) Perfil que contém laterita, cascalheira e saprolito de xisto (x: 229698m, y: 7907916m, 23K); B) Perfil com saprolito de xisto menos alterado e fragmentos de couraça no horizonte Bi (x: 229597m, y: 7907887m, 23K).



Autoria: Luna (2024).

Latossolos Acinzentados (LAC-3) marcam os locais mais elevados na superfície S3 na vertente sul do Rio Bagagem, distribuídos entre aproximadamente 945m e 930m. A partir do LAC-3 observam-se evidências mais expressivas de um ambiente preteritamente pertencente a planícies e terraços (Apêndice C), anteriormente já reconhecidos em CS-2, que se localiza na transição da S1 com S3. Chaves e Dias (2017a) posicionam nessa região a Formação Serra da Galga (Apêndice A), embora em campo também não houvesse o reconhecimento de tal unidade estratigráfica na faixa de ocorrência do LAC-3. Ainda que se situe nas adjacências de locais hidromórficos, os Latossolos Acinzentados estão inclusos ao domínio dos Latossolos Amarelos no Mapa de Solos (Apêndice B), embora sejam claramente distintos dentro da unidade, como exemplo, por apresentarem baixo magnetismo. Ainda, essa faixa de LAC na vertente sul transiciona no transecto, as áreas de Latossolos Vermelho-Amarelos e Plintossolos Pétricos vertente acima, e com os solos do domínio hidromórficos em direção à baixa vertente e fundo de vale.

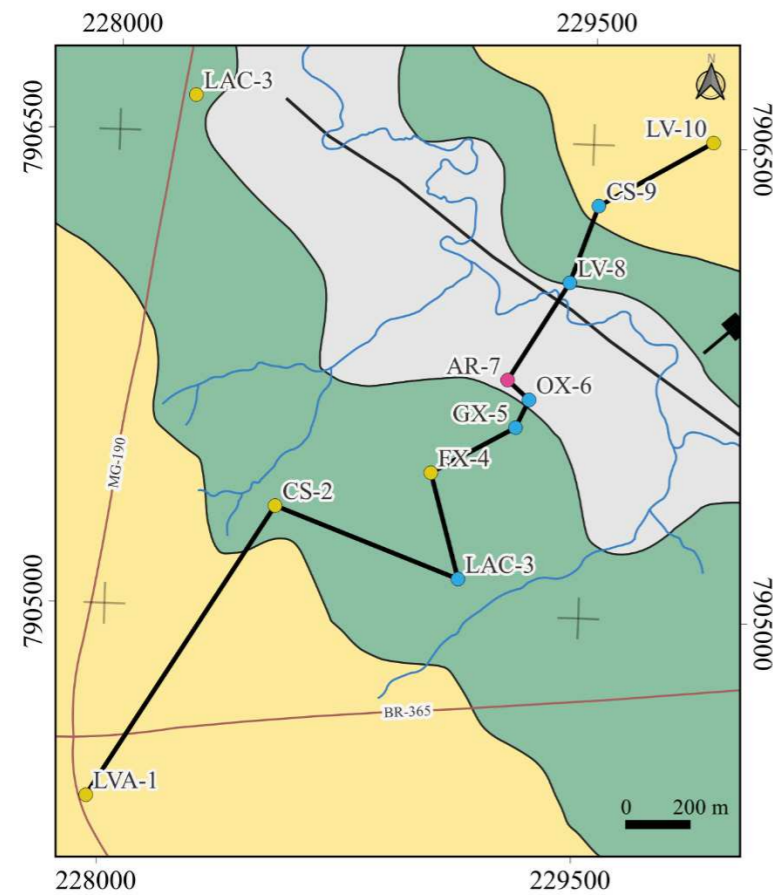
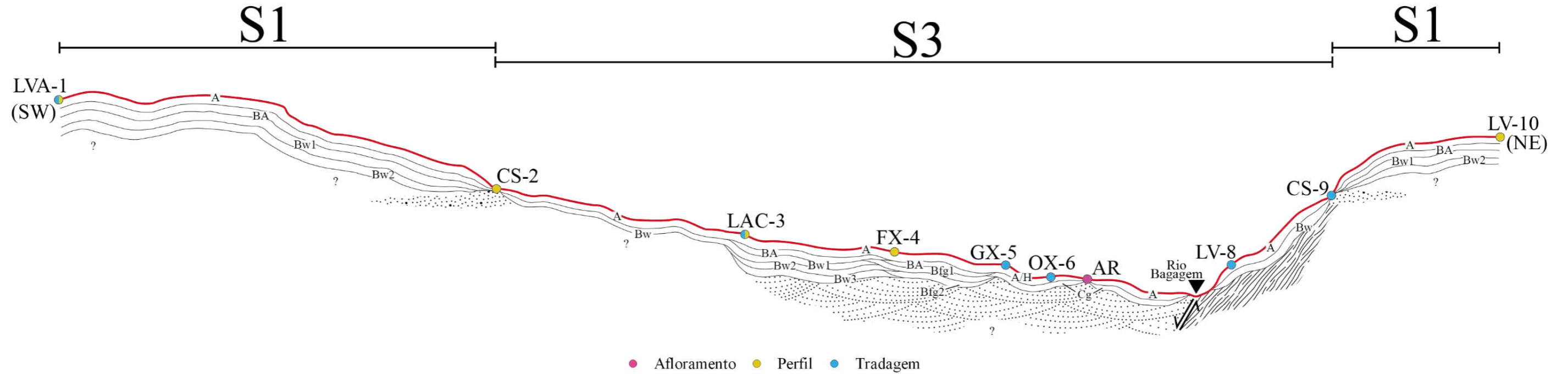
O primeiro tipo de solo que marca a influência do hidromorfismo (Apêndice B) foi reconhecido como os Plintossolos Hápticos (FX-4), também já compondo a zona de Aptf (Apêndice C) da margem sul do Rio Bagagem. Seu posicionamento no transecto se estabelece por volta de 935m, a depender dos locais da paisagem em que se realiza tradagem ou abertura de perfil, uma vez que se intercalam com os Latossolos Acinzentados nessas altitudes.

A proximidade com o vale, contido nas áreas de Aptf, torna o hidromorfismo mais atuante e reflete-se entre cotas de 930 e 910m, com transição para Gleissolos Hápticos, Gleissolos Melânicos e Organossolos Hápticos, mapeados inicialmente por Motta, Baruqui e Santos (2004) e revisados especialmente no Apêndice B. O mapeamento geológico promovido por Chaves e Dias (2017a) posicionou o Grupo Araxá nos locais dos Organossolos (Apêndice A), contudo localmente foram identificados afloramentos de arenitos pertencentes à Formação Botucatu (rever Figura 13).

Por fim, ao considerar os pontos de perfis e tradagens em relação ao caminamento e a delimitação dos horizontes dos solos, assim como as litologias presentes na área, construiu-se duas topossequências, que unidas, compõe o transecto (Figura 32). Nesta figura, ainda são projetadas as superfícies geomórficas definidas no capítulo anterior e os recortes dos mapas geológico, de solos e de unidades morfológicas.

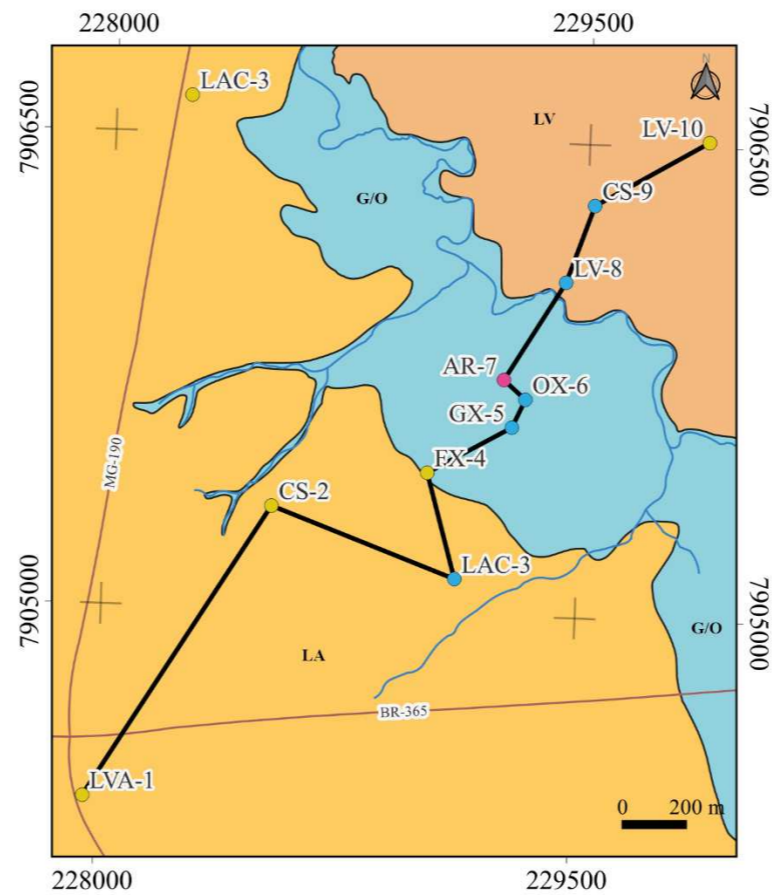
Compreende-se que o desenvolvimento dos solos na Alta Bacia do Rio Bagagem está vinculado à evolução das superfícies geomórficas reconhecidas na Figura 24 e posicionadas no transecto (Figura 32). Por isso, os dados derivados das descrições morfológicas e análises experimentais das amostragens coletadas nos perfis e nas tradagens estão apresentados a partir das superfícies geomórficas S1 e S3, no contínuo do texto.

Figura 32: Transecto com o posicionamento dos perfis descritos e distribuição dos horizontes dos solos. Posicionamento do transecto nos Mapas Geológico (Apêndice A), Mapa de Solos (Apêndice B) e Mapa de Unidades Morfológicas (Apêndice C).



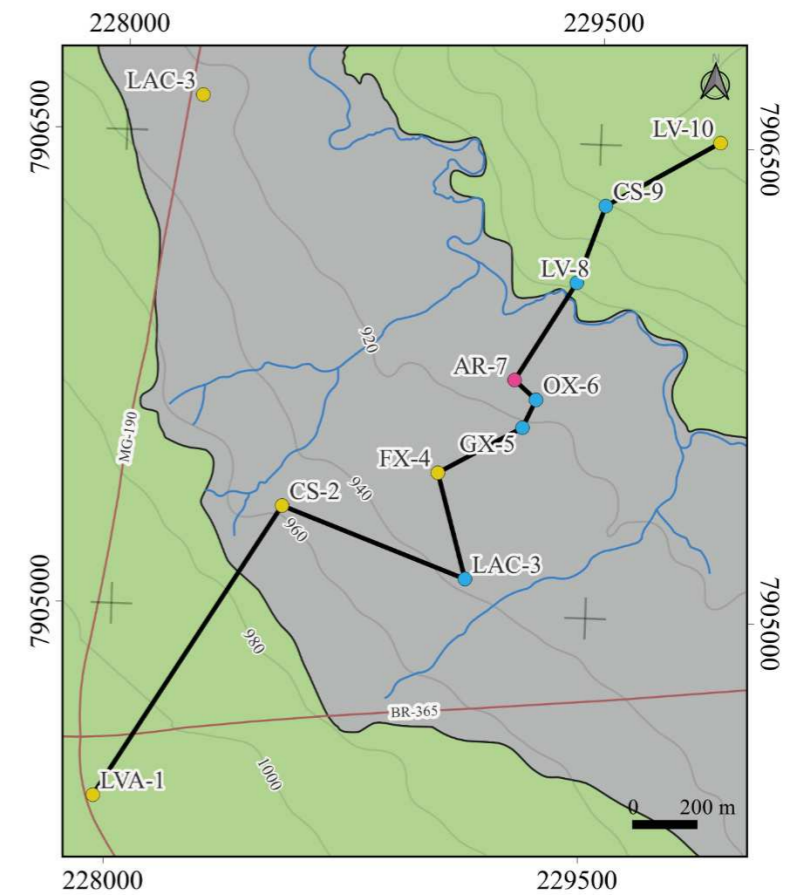
Mapa Geológico (Apêndice A)

- Coberturas dentrítico-lateríticas coluvionares
- Formação Serra da Galga
- Grupo Araxá



Mapa de Solos (Apêndice B)

- G/O Gleissolo/Organossolo
- LA Latossolo Amarelo
- LV Latossolo Vermelho



Mapa de Unidades Morfológicas (Apêndice C)

- Áreas de planícies e terraços fluviais
- Denudacional de topo tabular

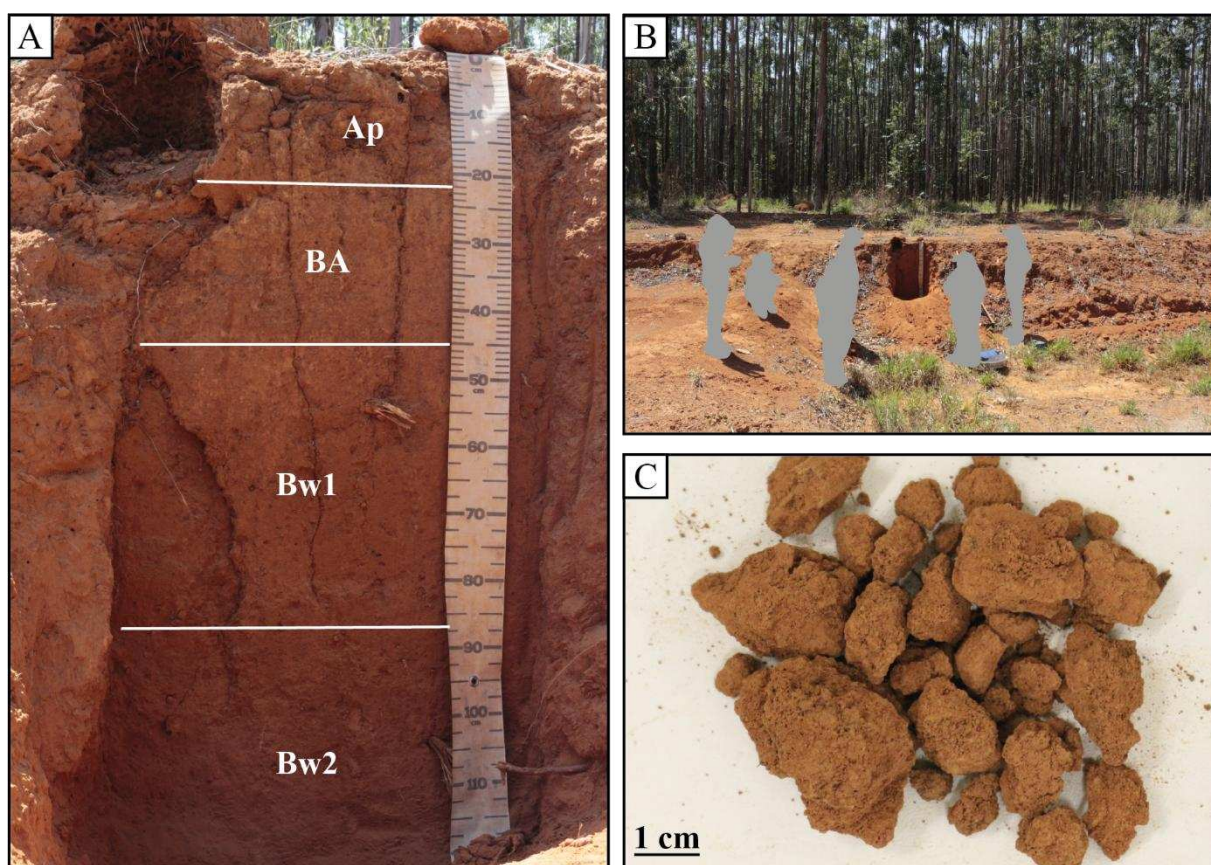
Autoria: Luna (2024).

5.3.1 SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA S1

5.3.1.1 Perfil Latossolo Vermelho Amarelo (LVA-1)

Identificou-se quatro horizontes para um perfil de 155cm de Latossolo Vermelho Amarelo (Figura 33A), posicionando-se como representativo do ponto de maior altitude no transecto. Poucos quilômetros desse perfil, a continuidade de Latossolos Vermelho Amarelos permaneceu na área, com descrições de até sete horizontes para um perfil de 295cm (Motta; Baruqui; Santos, 2004) (Anexo II), ainda que o domínio na região, nos topos da chapada, pertença à Latossolos Amarelos, conforme o Apêndice B. O local o qual o perfil foi descrito se posiciona próximo ao cultivo de eucaliptos (Figura 33B), cujo impacto refletiu-se em raízes presentes nos horizontes Bw1 e Bw2 (Figura 33A).

Figura 33: A) Divisão dos horizontes para o perfil de Latossolo Vermelho Amarelo presente na topossequência (x: 227982m, y: 7904334m, zona 23K); B) Contexto o qual o perfil (ao centro da imagem) foi aberto, com cultivo de eucalipto ao fundo; C) Estrutura e coloração vermelho-amarelada do LVA-1 da amostra E04B, coletada com auxílio de trado, representativa das profundidades 80 a 100cm.



Autoria: Luna (2024).

A cores pelo qual a subordem é definida exibiram-se como vermelho amarelado (5YR 5/8) (Figura 4C) nos horizontes diagnósticos e marrom escuro para os horizontes superficiais, ambas as tonalidades obtidas com solo úmido e seco. Tais contrastes entre Ap e BA com Bw1

e Bw2 se estendeu para o tipo de estruturas, em que blocos subangulares se fizeram presentes apenas em Ap e BA, marcando o domínio da estrutura granular em todos os horizontes descritos. O grau de desenvolvimento foi descrito como forte para todo o perfil, com agregados de tamanho muito pequeno a pequeno. Sua consistência varia entre macia a ligeiramente dura, friável a muito friável quando úmida. Comumente o comportamento da consistência é pegajosa e plástica a muito plástica. A descrição morfológica para o LVA-1 (Quadro 9) reconheceu a classe textural de todo o perfil como muito argilosa.

Quadro 9: Descrição morfológica completa do P-LVA-1.

		Horizonte			
		Ap	BA	Bw1	Bw2
Profundidade (cm)		0 – 22 (22)	22 – 45 (23)	45 – 87 (42)	87 – 155+ (28+)
Cor	Úmida	7.5YR 5/8 (marrom escuro)		5YR 5/8 (vermelho amarelado)	
	Seca				
Agregados (estrutura)	Tipo	(1) Granular; (2) Blocos subgranulares		Granular	
	Tamanho	Muito pequena			Muito pequena a pequena
	Grau	Forte			
Consistência	Seca	Ligeiramente dura		Macia a ligeiramente dura	Ligeiramente dura
	Úmida	Muito friável			Friável
	Molhada	Pegajosa e muito plástica	Ligeiramente pegajosa e plástica	Pegajosa e plástica a muito plástica	
Textura		Muito argilosa			
Topografia		Plana			–
Transição		Clara			
Cerosidade		Ausente			

Autoria: Luna (2024).

O reflexo da textura na micromorfologia (Quadro 10) se estende para a distribuição do fundo matricial, constituído por 65% de material fino e apenas 5% de fração grossa (G/F: 1/13) (Figura 34A), essa por sua vez composta essencialmente por grãos de quartzo

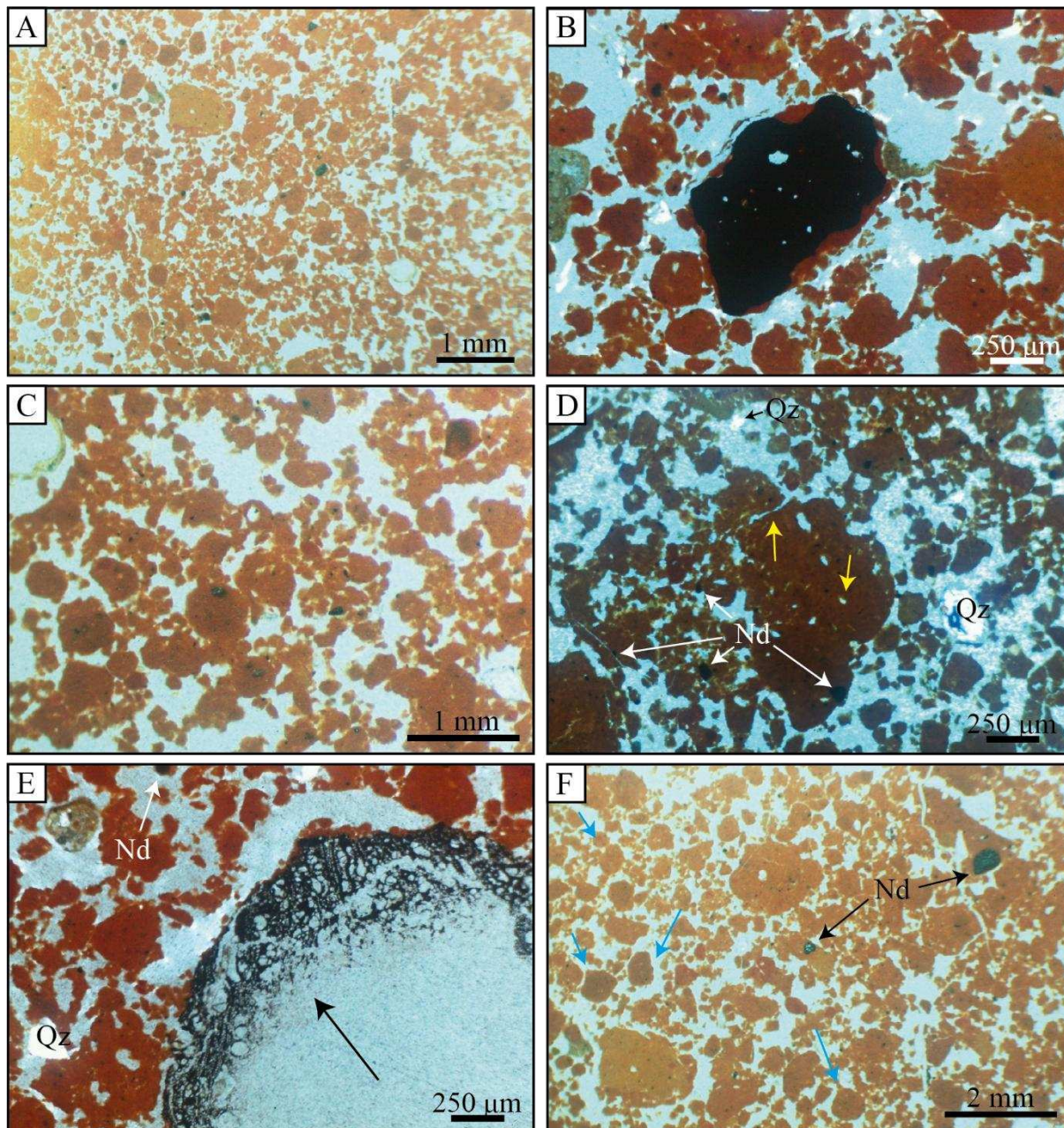
subangulares a subarredondados e nódulos típicos de individualização pura (Figura 34B). A distribuição relativa foi reconhecida como porfírica aberta por toda a lâmina e ocasionalmente enáulica. Assim como visualizado na descrição morfológica, a microestrutura granular compõe grande parte trama, eventualmente alternando com blocos subangulares, com pedalidade bem desenvolvida (Figura 34C). Os poros, compondo 30% do fundo matricial, demonstram-se predominantemente em empilhamento composto, comumente também em canais, cavidades e fissuras (Figura 34D). Ademais, bioporos dendríticos foram identificados e eventuais preenchimentos soltos contínuos discretos, tanto por fração fina, quanto por nódulos. Se fazem presentes excrementos, raízes e matéria orgânica indiferenciada dispersos na lâmina (Figura 34E), além de nódulos de argila (Figura 34F).

Quadro 10: Descrição micromorfológica do P-LVA-1.

Horizonte	Bw2
Profundidade (cm)	105
Fundo Matricial	Fração grossa: 5% Fração fina: 65% Poros: 30%
Distribuição Relativa G/F*	Enáulica e Porfírica aberta G/F 2 μ m: 1/13
Fração Grossa	Grãos de quartzo em areia muito fina subangular a subarredondados, podendo estar fraturados ou não. Há nódulos ferruginosos típicos em fração silte e areia fina.
Fração Fina	Composição: argila (DRX)
Poros	Predominância de empilhamento composto, com ocorrência frequente de canais, cavidades e fissurais curvados e retilíneos. Presença de bioporos dendríticos. Sem orientação e distribuição randômica.
Microestruturas	Estrutura granular com eventuais blocos subangulares. Pedalidade forte, não acomodado a parcialmente acomodado.
Fábricas Birrefringentes	Indiferenciada
Feições Pedológicas	Nódulos compostos típicos em grande quantidade, de individualização pura; também ocorrem em frações maiores que a areia fina. Preenchimentos soltos contínuos discretos, por agregados e nódulos na fração silte. Presença de excrementos, raízes e matéria orgânica indiferenciada. Ocorrem nódulos de argila.

Autoria: Luna (2024).

Figura 34: A) Fundo matricial do horizonte Bw2 de LVA-1; B) Nódulo típico de individualização pura. Foto com nicóis cruzados; C) Pedalidade bem desenvolvida e distribuição relativa porfirio-enáulica; D) Poros fissurais e em cavidades indicados por setas amarelas, Nódulos (Nd) e grãos de quartzo (Qz), indicados por setas brancas e pretas; E) Matéria orgânica indiferenciada indicada pela seta preta; F) Nódulos de argilas indicados por setas em azul e nódulos típicos (Nd) indicados por setas pretas.



Autoria: Luna (2024).

Realizou-se a análise granulométrica (Quadro 11) para amostras coletadas com o trado e amostras deformadas dos horizontes Bw1 e Bw2 do perfil LVA-1. Todas as amostras foram classificadas como muito argilosas, contudo, há uma diferença significativa de aproximadamente 13% da média de argila entre amostras de tradagem (referente a profundidade entre 80 e 100cm) e as coletadas no perfil. A porcentagem de silte para as tradagens, ainda que demonstre 7,78% (80-100 cm), isoladamente resultaram em valores que

alcançaram 11,8% (E09B – Apêndice H), em comparação com os horizontes diagnósticos com 4,58% (Bw1) e 3,86% (Bw2). Em geral apontaram um pequeno acréscimo da fração para os primeiros vinte centímetros, quando comparado com as amostras de oitenta a cem centímetros. Os valores de areia total registraram maior contraste para os grupos de amostragem tradadas, com média de 19,44% para 0-20 cm e 17,23% em 80-100cm, enquanto os horizontes latossólicos do perfil de LVA resultaram em aproximadamente 8%. As diferenças entre as frações refletiram na relação silte/argila, cujo valor para os horizontes Bw1 e Bw2, respectivamente 0,05 e 0,04, foram consideravelmente abaixo do valor de 0,25 para a amostra E03B de tradagem.

Quadro 11: Análise granulométrica de amostra de trado e dos horizontes Bw1 e Bw2 do perfil LVA-1.

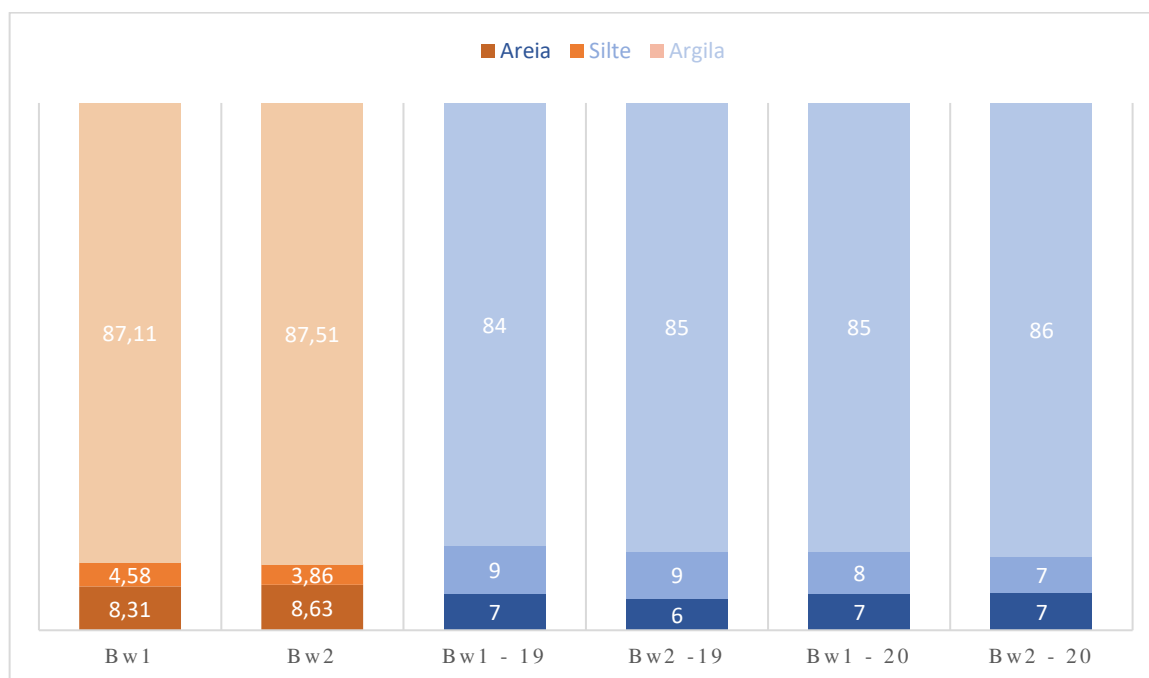
Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Silte/Argila	Textura
		Areia Total	Silte	Argila		
Tradagem*	0-20 cm	19,44	5,74	74,82	0,08	Muito argiloso
	80-100 cm	17,23	7,78	74,99	0,10	Muito argiloso
Perfil	LVA (Bw1)	8,31	4,58	87,11	0,05	Muito argiloso
	LVA (Bw2)	8,63	3,86	87,51	0,04	Muito argiloso

* Os valores de granulometria para a tradagem foram obtidos por média aritmética dos pontos de Latossolos da área de eucalipto (Apêndice H).

Autoria: Luna (2024).

O comportamento da fração siltosa e argilosa para os solos da região foi observado por Cardoso (2021), a partir da granulometria de Latossolos Vermelhos e o Latossolo Amarelo (Quadro 7). A autora reconheceu falso silte pela dificuldade de dispersão da argila, como justificativa para a alta porcentagem de silte nos solos, contudo a variação discrepante na quantidade de areia não foi obtida em seu trabalho. Reforçou-se esse raciocínio ao comparar com os valores obtidos por Motta, Baruqui e Santos (2004) para Latossolos Vermelho-Amarelo dos Perfis 19 e 20 (Gráfico 1 e Anexos II e III), pelo qual os valores acentuados de argila, 84% (Bw1) e 85% (Bw2) (Gráfico 1), refletiram-se também nas amostras do perfil LVA-1, e o baixo teor de areia, com 7% (Bw1) e 6% (Bw2) nesses perfis (Gráfico 1).

Gráfico 1: Comparação entre os valores de granulometria de Bw1 e Bw2 (LVA-1) obtidos no presente estudo (laranja) e dos Perfis 19 e 20 de Motta, Baruqui e Santos (2004), em azul. Todos os valores estão em porcentagem.



Autoria: Luna (2024).

Para o cálculo de compostos químicos presentes no Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA-1) (Quadro 12), utilizou-se da amostra de tradagem E06B, referente as profundidades de 80 a 100cm, correspondendo ao horizonte Bw2. Os Perfis 19 e 20 (Motta; Baruqui; Santos, 2004) presente nos Anexos II e III, também representativos de LVA, apresentaram valores para os compostos obtidos pelo método de ataque sulfúrico (Quadro 4), optando-se por considerar apenas o horizonte equivalente (Bw2) para fins comparativos. Ambas as análises resultaram em valores relativamente similares para SiO_2 e Fe_2O_3 , respectivamente próximos a 15% e 10%. A porcentagem de Al_2O_3 foram as mais elevadas nos dois estudos, estabelecendo-se em 33,37% para E06B (LVA-1), 41,2% para Bw2 do Perfil 19 e 39,4% para Bw2 do Perfil 20 (Motta; Baruqui; Santos, 2004). O dióxido de titânio corresponde a menor porcentagem em todos os perfis, valores esses o qual corresponderam com o padrão $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{SiO}_2 > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{TiO}_2$ estabelecido ao longo do transecto.

As relações moleculares por sua vez indicaram K_i de 0,76 e K_r de 0,67, possibilitando a classificação de LVA-1 como de caráter caulínítico-oxídico conforme estipula Santos *et al.* (2018). Embora essa categorização foi impactada principalmente pela porcentagem de Al_2O_3 para a relação $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (K_i), cujo valor de 0,76 está sutilmente acima do limite de 0,75 para classificação do solo como gibsítico-oxídico (Santos *et al.*, 2018). Os Perfis 19 e 20 por

sua vez permitiram a classificação como gibsítico-oxídico dado os valores, respectivamente de 0,64 (Ki), 0,55 (Kr), 0,75 (Ki) e 0,65 (Kr).

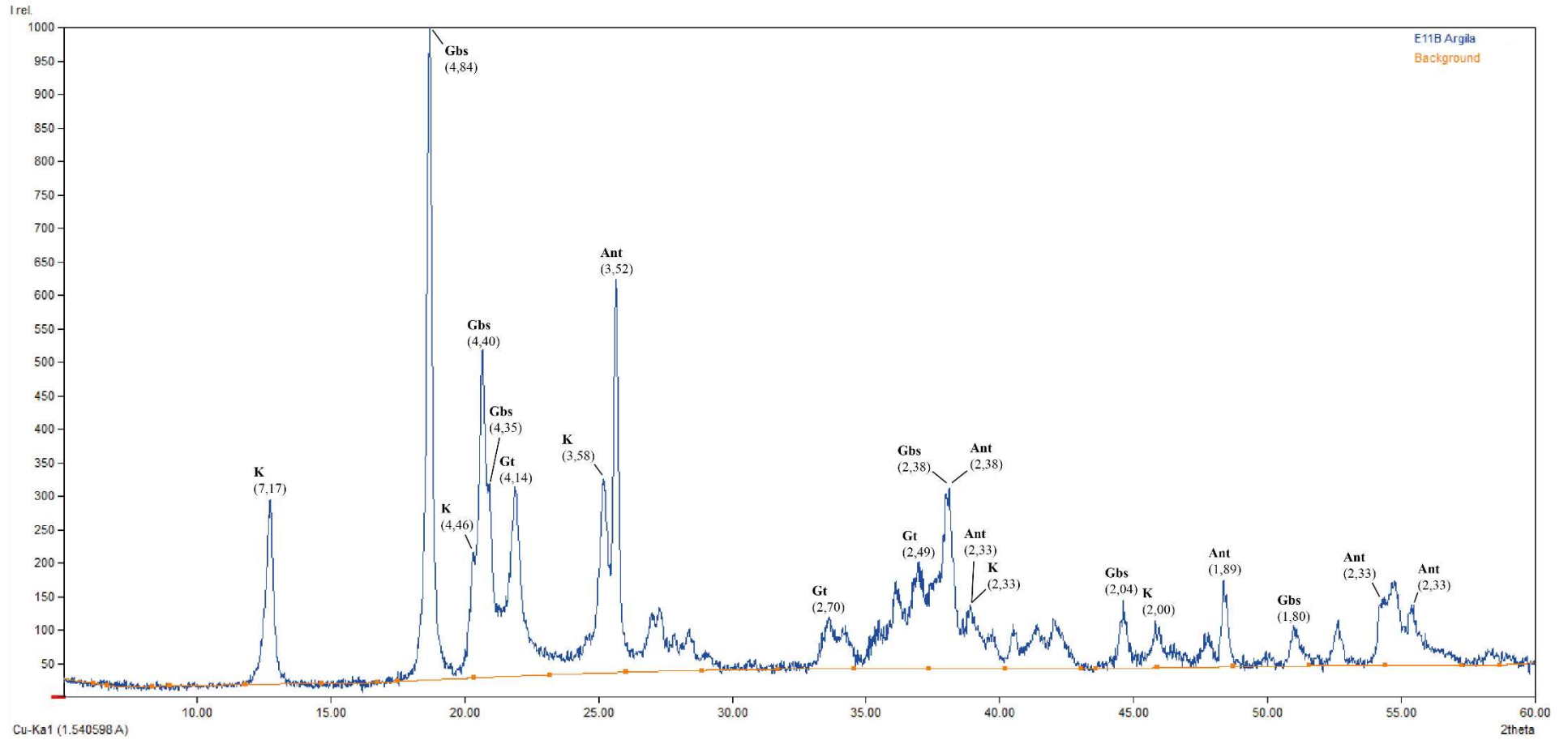
Quadro 12: Análise química do Latossolo Vermelho Amarelo.

Amostra	Ataque Sulfúrico (%)					Relações Moleculares	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	(SiO ₂ /Al ₂ O ₃) Ki	(SiO ₂ /R ₂ O ₃) Kr
E06B	14,9	33,37	4,15	9,93	0,01	0,76	0,67
Bw2 – Perfil 19 (Motta; Baruqui; Santos, 2004)	15,5	41,2	1,83	10,0	–	0,64	0,55
Bw2 – Perfil 20 (Motta; Baruqui; Santos, 2004)	17,4	39,4	1,76	9,6	–	0,75	0,65

Autoria: Luna (2024).

A mineralogia da fração argila solo LVA-1 (Figura 35), especificamente do horizonte Bw2, é marcada pela presença de goethita, gibbsita, anatásio e caulinita como os minerais principais. O pico de maior intensidade foi dado pela gibbsita (0,484nm), seguido pelo segundo maior pico de cristalização com o anatásio (0,352nm), posteriormente caulinita (0,717nm) e goethita (0,414nm).

Figura 35: Gráfico gerado a partir da difratometria de raios-X da fração argila do Latossolo Vermelho Amarelo, amostra E11B.



Autoria: Luna (2024).

Como representativo dos Latossolos Amarelos comuns no interior da Chapada Indianópolis-Celso Bueno (Cardoso, 2021; Cardoso *et al.*, 2021; Luna *et al.*, 2023), utilizou-se de uma amostra do perfil de LA de Cardoso (2021) para confecção de lâmina e permitir uma comparação integral com os diferentes tipos de Latossolos presentes no transecto. A lâmina de Latossolo Amarelo é representativa do comportamento micromorfológico do horizonte Bw em 100cm de profundidade (Quadro 13). Foram reconhecidos dois domínios para lâmina, com variação de fração grossa de 67% no primeiro domínio (Figura 36A) para 75% no segundo domínio (Figura 36B) e a diminuição de 10% de poros da primeira para segunda divisão. A material grosso é composto por grãos de quartzo e nódulos típicos em ambos os domínios, com alteração mais significativa para o grau de arredondamento baixo no domínio 1. A fração grossa compõe 8% no primeiro domínio e 10% para o segundo, estabelecendo respectivamente G/F de 1/6,5 e 1/7,5.

A distribuição relativa em geral se comporta como enáulica, com o domínio 2 também apresentando distribuição pórfiro-enáulica. Este comportamento contrastante entre as divisões da lâmina se estendeu para comportamento na ocorrência de microestrutura em blocos subangulares no domínio 1 (Figura 36C), além do predomínio da estrutura granular. Ambos apresentaram pedalidade forte, embora pontualmente ocorra pedalidade moderada no segundo domínio. Os poros exibem-se em geral como de empilhamento complexo, podendo ocorrer cavidades e poros fissurais em menor proporção (Figura 36D).

Dos nódulos ferruginosos (Figura 36E) presentes na lâmina, além da classificação como típicos e halo, de individualização pura, ocorrem glébulas com individualização moderada a fracamente impregnada. Para o primeiro domínio há inclusões de minerais opacos junto à grãos de quartzo. Nódulos de argila se fazem presentes distribuídos por toda a lâmina, embora sejam mais distinguíveis no primeiro domínio por se apresentarem em maior parte compondo blocos subangulares (Figura 36F).

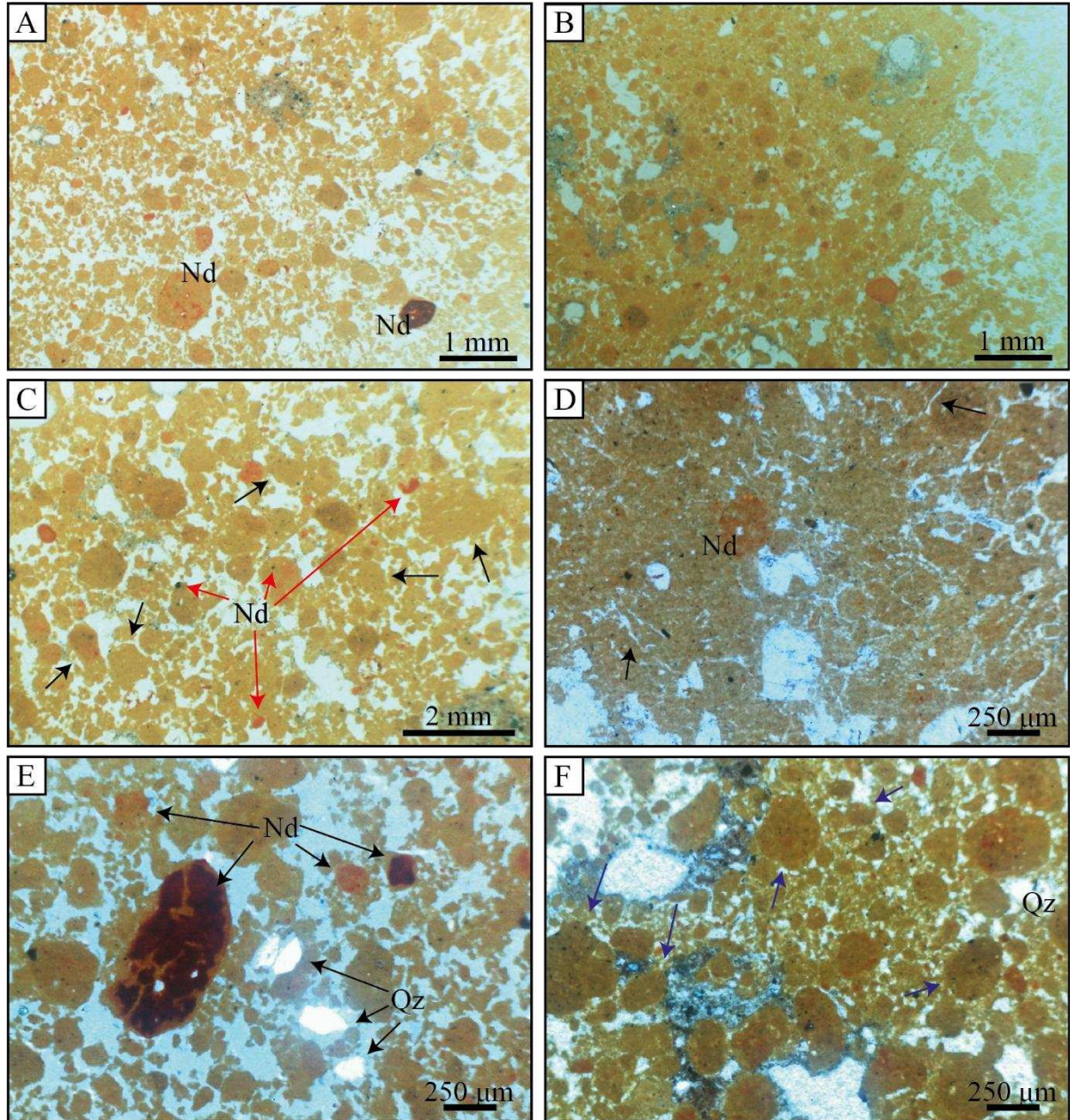
Quadro 13: Descrição micromorfológica completa de Latossolo Amarelo coletado de perfil de Cardoso (2021).

Horizonte	Bw	
Profundidade (cm)	100	
Domínio	1	2
Fundo Matricial	Fração grossa: 8%	Fração grossa: 10%

	Fração fina: 67% Poros: 25%	Fração fina: 75% Poros: 15%
Distribuição Relativa G/F	Enáulica G/F 2 μ m: 1/6,5	Enáulica e Porfírica aberta G/F 2 μ m: 1/7,5
Fração Grossa	Grãos de quartzo em fração areia, em geral, arredondados, mas há ocorrência de grãos subangulares. Nódulos típicos em fração areia.	Grãos de quartzo em fração areia, subarredondado a arredondado; Presença de nódulos típicos em fração areia.
Fração Fina	Composição: argila	
Poros	Domínio do empilhamento complexo, com cavidades e poucos poros fissurais retilíneos e curvados. Sem orientação e distribuição randômica.	Empilhamento complexo e poucos poros fissurais retilíneos. Sem orientação e distribuição randômica.
Microestruturas	Estrutura granular e poucos agregados em blobos subangulares. Pedalidade forte. Não acomodado.	Agregados granulares. Pedalidade forte e ocasionalmente de moderada a forte. Não acomodado.
Fábricas Birrefringentes	Indiferenciada	
Feições Pedológicas	Nódulos compostos (típicos e halo) em grande quantidade, em maior parte na fração areia, de individualização pura. Há nódulos moderadamente impregnados a fracamente impregnados. São reconhecidas inclusões de minerais opacos em quartzo, assim como grãos de quartzo dentro de nódulos. Estrutura em blocos subangulares concentram-se em nódulos de argila.	Nódulos compostos (típicos e halo) em grande quantidade, em maior parte na fração areia, de individualização pura. Ocorrem nódulos com individualização moderadamente impregnado a fracamente impregnado. Grandes quantidades de nódulos de argila.

Autoria: Luna (2024).

Figura 36: A) Domínio 1 da lâmina de LA; B) Domínio 2 da lâmina de LA; C) Blocos angulares indicados por setas pretas e nódulos (Nd) indicados por setas vermelhas no domínio 1; D) Poros fissurais indicados por setas pretas e nódulo fraco a moderadamente impregnado no domínio 2; E) Nódulos ferruginosos e grãos de quartzo (Qz) no domínio 1. Foto com nicóis cruzado; F) Alguns nódulos de argila indicados por setas roxas no domínio 2.



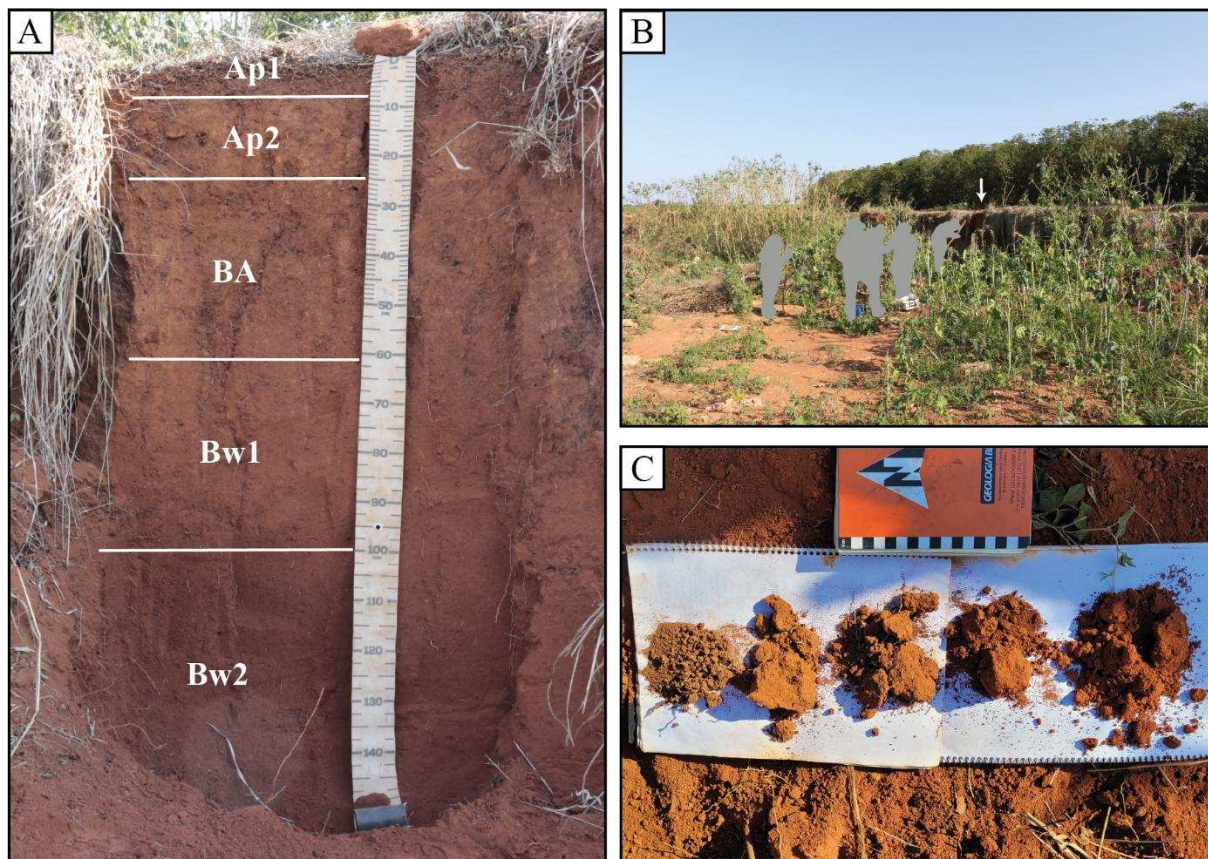
Autoria: Luna (2024).

5.3.1.2 Perfil Latossolo Vermelho (LV-10)

O perfil posicionado em segunda maior altitude no transecto (980m) localiza-se na margem norte do Rio Bagagem, em domínio de Latossolos Vermelhos e cultivo extensivo de café nas áreas planas de topo. Estruturou-se um perfil de 145cm (Figura 37A), com descrição

que reconheceu cinco horizontes. A coloração avermelhada é marcante por todo o perfil, com proeminência nos horizontes Bw1 e Bw2 (10R 4/6) (Figura 37C).

Figura 37: A) Perfil de Latossolo Vermelho e seus horizontes (x: 229952m, y: 7908277, zona 23K); B) Posicionamento do perfil (indicado pela seta) próximo à cultivo de café em relevo plano; C) Diferença de tonalidades entre os horizontes em pedocomparador. Da esquerda para direita: Ap1, Ap2, BA, Bw1 e Bw2.



Autoria: Luna (2024).

Verificou-se predominância da estrutura granular no perfil, com ocorrência pequena de estrutura grumosa nos horizontes Ap1 e BA, diferenças as quais não se estenderam para o grau de coesão forte, uma vez que esse tenha se mantido consistente por todo o perfil. Os horizontes apresentam variações de consistência com amostra seca e úmida, apresentando-se macia para os horizontes diagnósticos e os demais de ligeiramente dura a extremamente dura. Quando úmida a consistência se manteve semelhante para os horizontes BA, Bw1 e Bw2, como muito friável, assim como comportamento muito plástico foi verificado para todo o perfil, exceto pelo horizonte Bw2; e pegajosidade pouco variável. O perfil LV-10 (Quadro 14) por completo foi classificado texturalmente como muito argiloso.

Quadro 14: Descrição morfológica completa para o perfil LV-10.

		Horizonte				
		Ap1	Ap2	BA	Bw1	Bw2
Profundidade (cm)		8 – 8 (8)	8 – 25 (17)	25 – 61 (36)	61 – 100 (39)	100 – 145+ (45+)
Cor	Úmida	2.5YR 4/4 (marrom avermelhado)	10R 4/6 (vermelho)	2.5YR 4/4 (marrom avermelhado)	10R 4/6 (vermelho)	
	Seca			2.5YR 5/6 (vermelho)	2.5YR 5/8 (vermelho)	10R 4/6 (vermelho)
Agregados (estrutura)	Tipo	Grumosa	Granular	(1) Granular; (2) Grumosa	Granular	
	Tamanho	Muito pequena a pequena				
	Grau	Forte				
Consistência	Seca	Dura a muito dura	Muito dura a extremamente dura	Ligeiramente dura	Macia	
	Úmida	Firme a muito firme	Muito firme	Muito friável		
	Molhada	Muito plástica e muito pegajosa		Muito plástica e pegajosa		Plástica e pegajosa
Textura		Muito argilosa				
Topografia		Plana		Ondulada	Plana	–
Transição		Abrupta		Gradual		
Cerosidade		Ausente				

Autoria: Luna (2024).

A textura descrita em campo para o Latossolo Vermelho da Superfície S1 confirmou-se com a análise granulométrica (Quadro 15), com composição de 84,15% (Bw1) e 85,95% (Bw2) de argila. Ambos os horizontes possuíram valores aproximados a 10% de areia, com baixo aumento percentual dessa fração do horizonte Bw1 para Bw2 e diminuição de pouco mais de 2% de silte, conforme aumento da profundidade no perfil. A discrepância percentual

entre a fração siltosa e argilosa resultaram na relação silte/argila de 0,07 para Bw1 e 0,04 para Bw2.

Quadro 15: Análise granulométrica para os horizontes Bw1 e Bw2 do perfil LV-10.

Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Silte/Argila	Textura
		Areia Total	Silte	Argila		
Perfil	LV (Bw1)	9,88	5,97	84,15	0,07	Muito argiloso
	LV (Bw2)	10,29	3,76	85,95	0,04	Muito argiloso

Autoria: Luna (2024).

A análise micromorfológica referente ao Bw2 do-LV-10 (Quadro 16) identificou dois domínios. Para ambos a distribuição relativa é porfírica aberta (Figura 38A), mas apresentam diminuição de material fino do primeiro domínio (75%) para o segundo (55%) (Figura 38B), estabelecendo respectivamente G/F de 1/7,5 e 7/11. Tem-se a microestrutura granular e em blocos angulares dispersa por toda lâmina, com eventual estrutura com câmaras para o domínio 1, ainda que a pedalidade apresente-se fortemente desenvolvida, com acomodação alta.

O comportamento dos poros marca a maior distinção entre os domínios, exibindo-se em câmaras e cavidades em seus 15% de fundo matricial para o primeiro domínio (Figura 38C) e com empilhamento complexo e poucos poros fissurais para 35% do segundo domínio. As duas divisões possuem bioporos, embora tais feições impactem diretamente apenas no comportamento do domínio 1 pelo efeito de compactação da fração fina adjacentes a esses poros específicos (Figura 38D). Associado aos bioporos ocorrem preenchimento solto contínuo discreto. A fração grossa por sua vez possui grãos de quartzo subarredondados a arredondados dispersos e nódulos ferruginosos típicos e nucleicos de individualização pura (Figura 38E). Nódulos de argila também são presentes (Figura 38F).

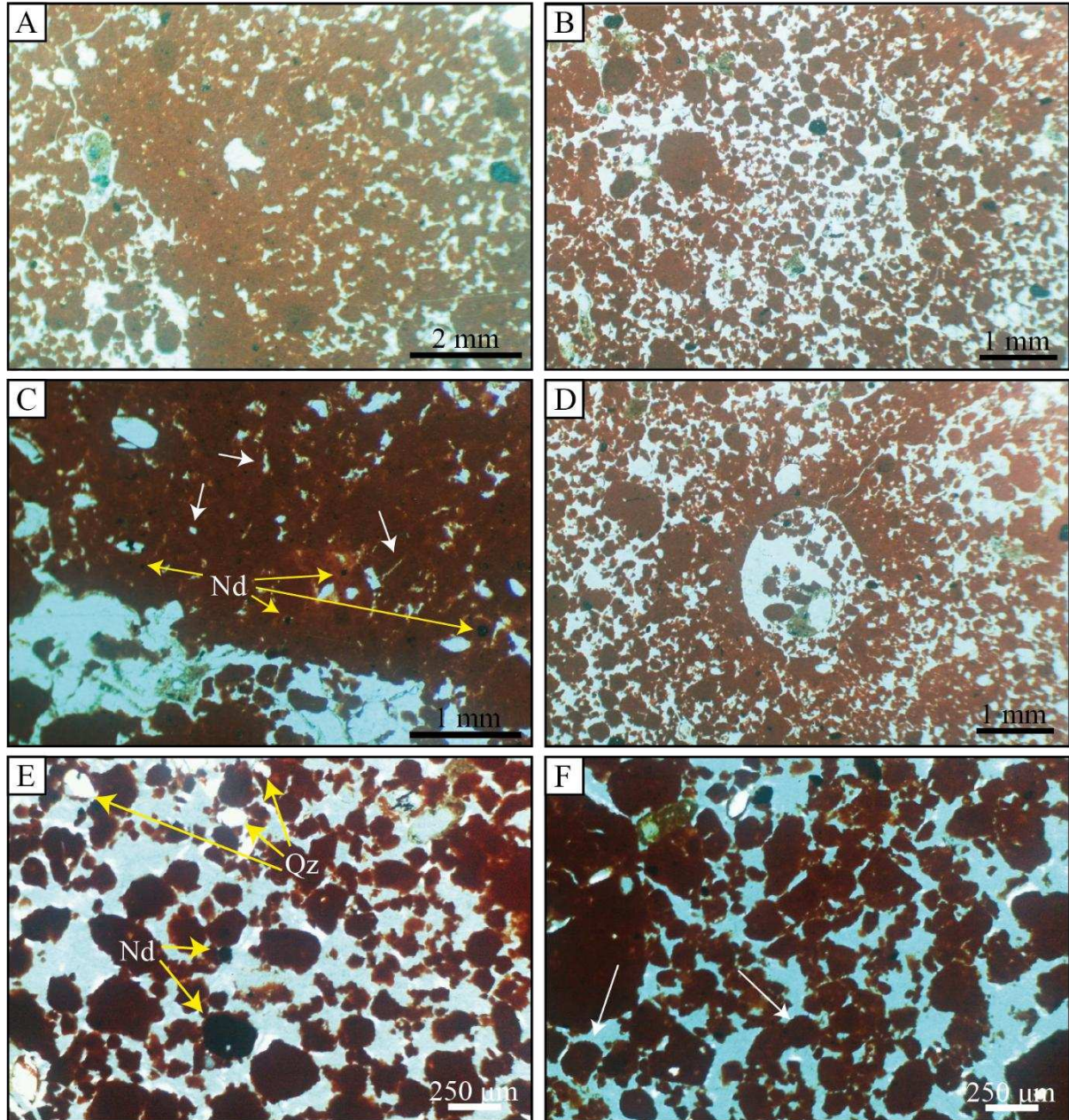
Quadro 16: Descrição micromorfológica completa para o perfil LV-10.

Horizonte	Bw2	
Prof. (cm)	107	
Domínio	1	2
Fundo Matricial	Fração grossa: 10% Fração fina: 75%	Fração grossa: 10% Fração fina: 55%

	Poros: 15%	Poros: 35%
Distribuição Relativa G/F	Porfírica aberta G/F 2 μ m: 1/7,5	Porfírica aberta G/F 2 μ m: 7/11
Fração Grossa	Grãos de quartzo em fração areia, subarredondados a arredondados. Presença de nódulos ferruginosos típicos em fração areia.	Grãos de quartzo em fração areia, arredondados e pouquíssimos subarredondados. Há nódulos ferruginosos típicos em fração areia.
Fração Fina	Composição: argila	
Poros	Predominância de câmaras e cavidades; em menor quantidade ocorrem canais e empilhamento complexo. Presença de bioporos dendríticos e simples. Sem orientação e distribuição randômica.	Empilhamento complexo e poucos poros fissurais retilíneos e curvados. Sem orientação e distribuição randômica. Ocorrem bioporos dendríticos.
Microestruturas	Agregados granulares, em blocos subangulares e com câmaras. Pedalidade forte. Grau de acomodação varia de acomodado a não acomodado.	Estrutura granular e em blocos subangulares. Pedalidade forte. Não acomodado.
Fábricas Birrefringentes	Indiferenciada	
Feições Pedológicas	Comportamento de compactação da fração fina adjacente à bioporos simples e forte quanto longe desses locais. Poros com preenchimento solto contínuo discreto. Presença de nódulos típicos e nucleico de individualização pura. Há clastos de laterita. Ocorrência de nódulos de argila.	Poros com preenchimento solto contínuo discreto. Presença de nódulos típicos e nucleicos de individualização pura. Há clastos de laterita. Ocorrência de nódulos de argila.

Autoria: Luna (2024).

Figura 38: A) Distribuição relativa Porfírica aberta no domínio 1; B) Distribuição relativa Porfírica no domínio 2; C) Poros em câmaras e cavidades do domínio 1 indicados por setas brancas e nódulos (Nd) típicos indicados por setas amarelas; D) Compactação da fração fina ao lado de bioporos; E) Nódulos (Nd) típicos e grãos de quartzo (Qz). Foto com nicóis cruzados no domínio 2; F) Nódulos de argilas indicados por setas. Foto com nicóis cruzados no domínio 2.

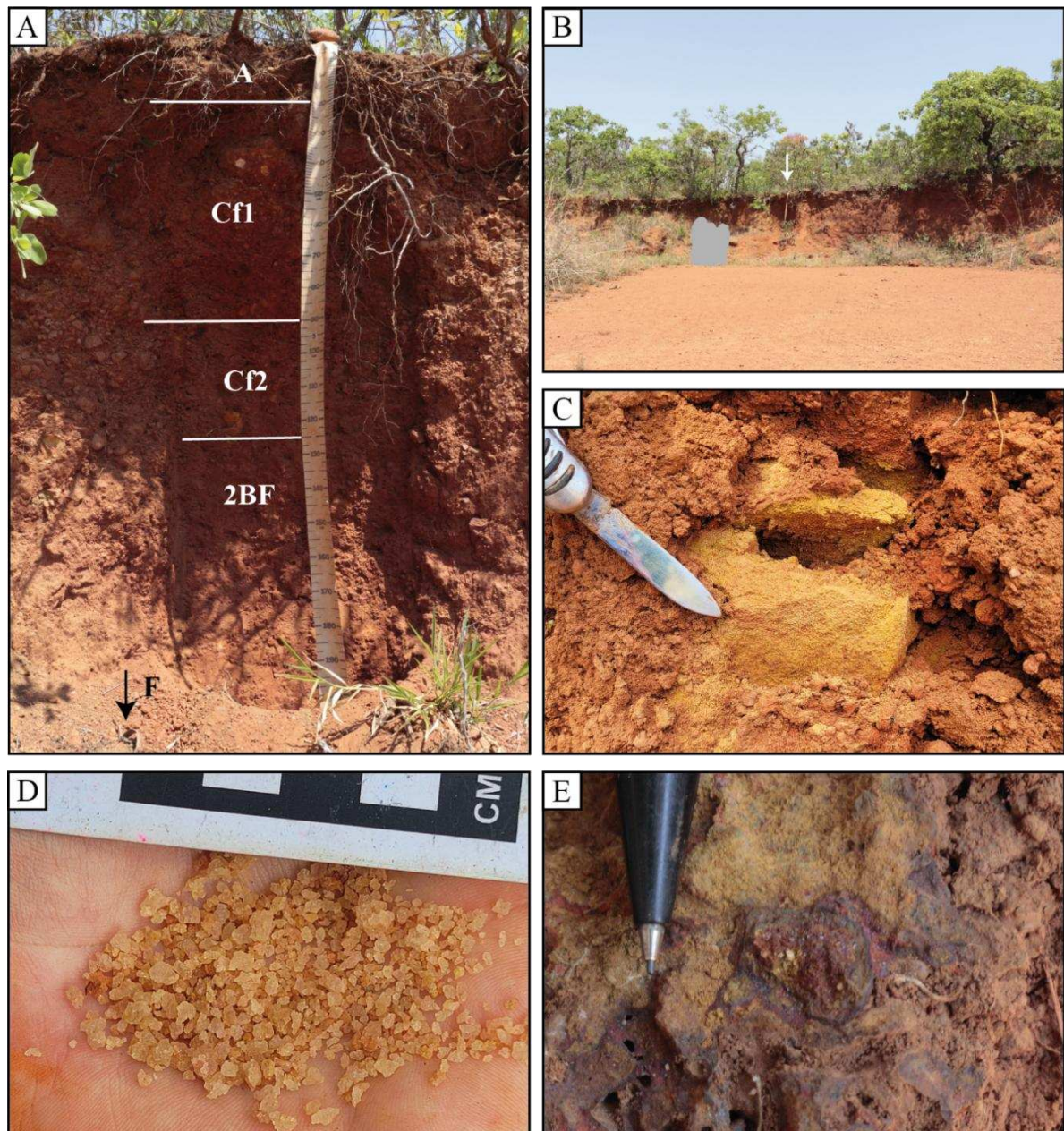


Autoria: Luna (2024).

5.3.1.3 Perfil Cascalheira/Plintossolo Pétrico (CS-2)

Os limites da superfície geomórfica S1 com a superfície S3 se dá por perfis de Plintossolo Pétrico em marcante posição topográfica, como ilustram as Figura 39A e 39B localizadas no transecto, margem sul do Rio Bagagem.

Figura 39: A) Perfil de Plintossolo Pétrico referente ao ponto CS-2 e a divisão dos horizontes (x: 228551m, y: 7905322m, zona 23K); B) Posicionamento do perfil CS-2 na paisagem; C) Clasto de arenito fino a médio presente no horizonte Cf2; D) Grãos de quartzo que compunham fração cascalho; E) CórTEX goethítico ao centro da imagem, de tonalidade escura.



Autoria: Luna (2024).

Associado ao material concrecionado, verificou-se clastos dispersos que compõe uma camada cascalhenta entre a profundidade de 20 a 125cm, que integram os horizontes Cf e Cf2. O perfil se estende além de 2m de profundidade, e embora não fora possível verificar a transição entre os horizontes 2BF e F, a identificação do último foi realizada com base na ocorrência de petroplintitas concrecionárias em aproximadamente 4m à base do perfil.

Dos clastos analisados, a composição é essencialmente de quartzo, por vezes presentes em arenitos finos a médios, com esfericidade alta e grau de arredondamento variável, mas com tendência para sub-anguloso e sub-arredondado (Figura 39C). Os demais grãos de quartzos constam agrupados na fração cascalho, comumente muito angular e de baixa esfericidade, mas individualmente são registrados em fração de areia grossa (Figura 39D), podendo ocorrer óxidos formando uma película nos grãos. A fração cascalho no geral apresenta-se envolvida pelo material laterítico em um comportamento similar à ortoconglomerados polimíticos.

Cótex goethíticos são comuns para o horizonte F (Figura 39E), no entanto também ocorrem em menor quantidade para os horizontes Cf e Cf2, e praticamente ausentam-se no horizonte 2BF, uma vez que também se diminui o volume de nódulos nesse horizonte.

A micromorfologia do horizonte 2BF (Quadro 16) reflete a formação de agregados no horizonte associados à nódulos dispersos, permitindo a segregação da lâmina em dois conjuntos, no qual o primeiro domínio é referente à um nódulo em fração seixo. A composição do nódulo tem predominância da fração grossa com 60%, seguido da fração fina com 30% e 10% de poros (Figura 40A). A distribuição relativa se apresentou como porfírica fechada e sua composição foi compreendida essencialmente como os demais nódulos ferruginosos (Figura 40B): típicos, disjuntivos e ameboidais, com pouquíssimos grãos de quartzo subangulares a arredondados. Devido à própria natureza do primeiro domínio, a pedalidade fraca é evidenciada, assim como a estrutura maciça, com poros em forma de cavidades e em menor proporção, canais e fissuras (Figura 40C).

Em contraste com a distribuição relativa do domínio 1, o segundo domínio comporta-se como porfírica e enáulica (Figura 40D), com proporção G/F 2 μ m 1/1, em que a fração fina e grossa compreendem 40% para cada, somados à 20% de poros. O comportamento dos poros em maioria foi identificado como empilhamento composto e eventualmente em canais, cavidades e fissuras. Assim como para o primeiro conjunto, o segundo domínio apresenta a fração grossa composta por grãos de quartzo e nódulos ferruginosos típicos e ameboidais, embora fragmentos de material laterítico e litoclastos sejam também comuns. Os grãos de quartzo variam de angulares a arredondados, por vezes anédricos. Os litoclastos, compostos por quartzo, por sua vez possuem origem metamórfica evidenciada pela extinção ondulante (Figura 40E). A pedalidade exibe-se como fraca e raramente moderada, reflexo na microestrutura de grãos com pontes e em menor proporção, blocos subangulares (Figura 40F).

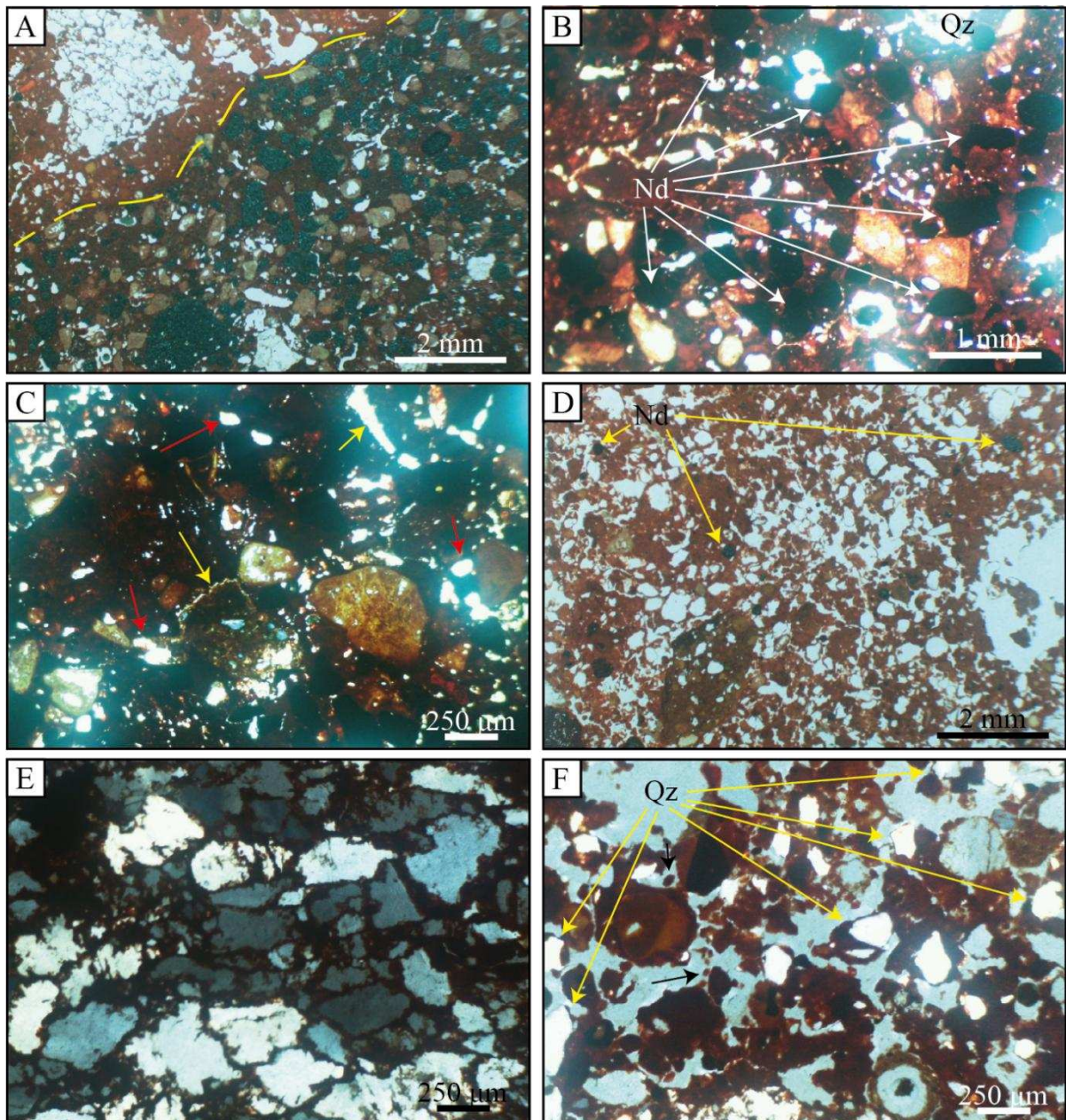
Quadro 17: Micromorfologia referente ao ponto CS-2.

Horizonte	2BF	
Profundidade (cm)	190	
Domínio	1	2
Fundo Matricial	Fração grossa: 60% Fração fina: 30% Poros: 10%	Fração grossa: 40% Fração fina: 40% Poros: 20%
Distribuição Relativa G/F	Porfírica fechada G/F 2µm: 2/1	Porfírica aberta e Enáulica G/F 2µm: 1/1
Fração Grossa	Nódulo em fração seixo envolvendo demais materiais da fração grossa. Poucos grãos de quartzo distribuídos em fração areia fina a grossa, subangulares a arredondados; há grãos fraturados. Aparenta haver cristal de rutilo.	Grãos de quartzo em fração areia, de angular a arredondado, por vezes anédricos. Presença de litoclastos em fração cascalho, compostos essencialmente por quartzo, embora alguns não exibam extinção ondulante. A maioria dos grãos de quartzo angulosos são de origem metamórfica. Nódulos ferruginosos em fração areia. Ocorrem fragmentos de laterita em fração areia.
Fração Fina	Composição: argila	
Poros	Domínio de cavidades e em menor quantidade canais e fissurais. Sem orientação e distribuição randômica. Apresenta alguns litoporos.	Predominância de empilhamento complexo, com presença de poros em canais, cavidades e fissurais. Sem orientação e distribuição randômica. Apresenta alguns litoporos.
Microestruturas	Estrutura maciça. Pedalidade fraca.	Ocorrência comum de grãos com pontes e em menor proporção em blocos subangulares. Pedalidade fraca e raramente moderada. Material não acomodado.
Fábricas Birrefringentes	Indiferenciada	
Feições Pedológicas	Nódulos ferruginosos típicos, por vezes septários, disjuntivos e ameboidais de individualização pura.	Nódulos compostos típicos e ameboidais, de individualização pura. Há fragmentos de laterita dispersos por

	Fragmentos de laterita em grande quantidade (pedorrelíquia). Todo esse material compõe um nódulo agregado maior.	todo domínio.
--	--	---------------

Autoria: Luna (2024).

Figura 40: A) Limite do nódulo em fração seixo e a predominância de fração grossa na porção da direita da imagem. Linha pontilhada marca a divisão do domínio 1 e 2; B) Nódulos ferruginosos (Nd) dispersos no domínio 1 e grão de quartzo (Qz) no topo da imagem; C) Pedalidade fraca do domínio 1, com setas em vermelho demonstrando poros em cavidades e setas em amarelo poros fissurais; D) Distribuição relativa do domínio 2 e nódulos indicados em amarelo; E) Litoclasto composto essencialmente por quartzo e extinção ondulante. Foto com nicóis cruzados; F) Microestrutura de grãos com pontes e microestrutura de blocos angulares indicada por setas pretas.



Autoria: Luna (2024).

A determinação dos fragmentos de lateritas como pedorrelíquias foi baseada conforme as feições identificadas por Campos (2023) e a definição de Brewer e Sleeman (1964 apud Brewer, 1976). A autora distinguiu também em suas lâminas a presença de litorrelíquias, contudo como não se reconheceu quaisquer alterações de minerais primários (Stoops; Marcelino, 2010; Tardy, 1992 apud Campos, 2023). Com isso, estabeleceu-se a interpretação da lâmina referente ao CS-2 como contendo nódulos de origem pedo-reliquial.

Bullock *et al.* (1985) ao considerar feições amorfas em lâmina, levanta a possibilidade de as cores serem indicativas do material que as compõe, cuja cor preta delimitaria óxidos de manganês ou óxidos/hidróxidos de ferro, e a cor amarelada e amarronzada como goethita. Reforça-se a presença de goethita nos materiais pertencentes ao ponto CS-2 com a identificação de córtex (rever Figura 39E) formado a partir da hidratação de outros materiais (Pullan, 1967; Tardy, 1993 apud Campos, 2023).

5.3.1.4 Perfil Cascalheira/Plintossolo Pétrico (CS-9)

O ponto CS-9 está em cota altimétrica similar ao perfil CS-2 e marca a transição entre as superfícies geomórfica mais antiga (S1) e a mais nova (S3), contudo T-CS-9 posiciona-se na margem norte do Rio Bagagem. Assim como é responsável pelo limite das superfícies, o ponto também divide os Latossolos Vermelhos pertencentes à S3 dos pertencentes à S1. As altitudes referentes às tradagens se aproximam de 960m.

Por ter sido averiguado com a utilização de trado, não foram definidos horizontes para CS-9, contudo foi possível identificar material laterítico associado com a ocorrência de clastos de arenito (Figura 41).

Figura 41: Ao centro há um clasto de arenito e material laterítico disperso nas extremidades da imagem.



Autoria: Luna (2024).

A partir da coleta de amostras deformadas referentes a esta cota, constatou-se a presença de material concrecionado em profundidades menores que 80cm. A granulometria (Quadro 18) apresentou alta porcentagem de areia total ao longo dos horizontes, com aumento de 40,20% para 53% conforme se alcança maiores profundidades. Classificou-se a textura no limite entre argilosa e francoargilosa (0 – 20cm) e franco-argiloarenosa (< 80cm) conforme IBGE (2015), devido ao conteúdo argiloso de 39,77% para os primeiros 20 centímetros e 31,23% para os horizontes abaixo. As porcentagens de silte também se demonstraram elevados em comparação aos demais solos do transecto.

Quadro 18: Granulometria de amostras indeformadas coletadas próximas ao ponto CS-9.

Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Textura
		Areia Total	Silte	Argila	
Tradragem*	0-20 cm	40,20	20,07	39,77	Média
	< 80 cm	53,00	15,80	31,23	Média

* Os valores de granulometria para a tradagem foram obtidos por média aritmética dos pontos de Plintossolo da área de mata ciliar (Apêndice H).

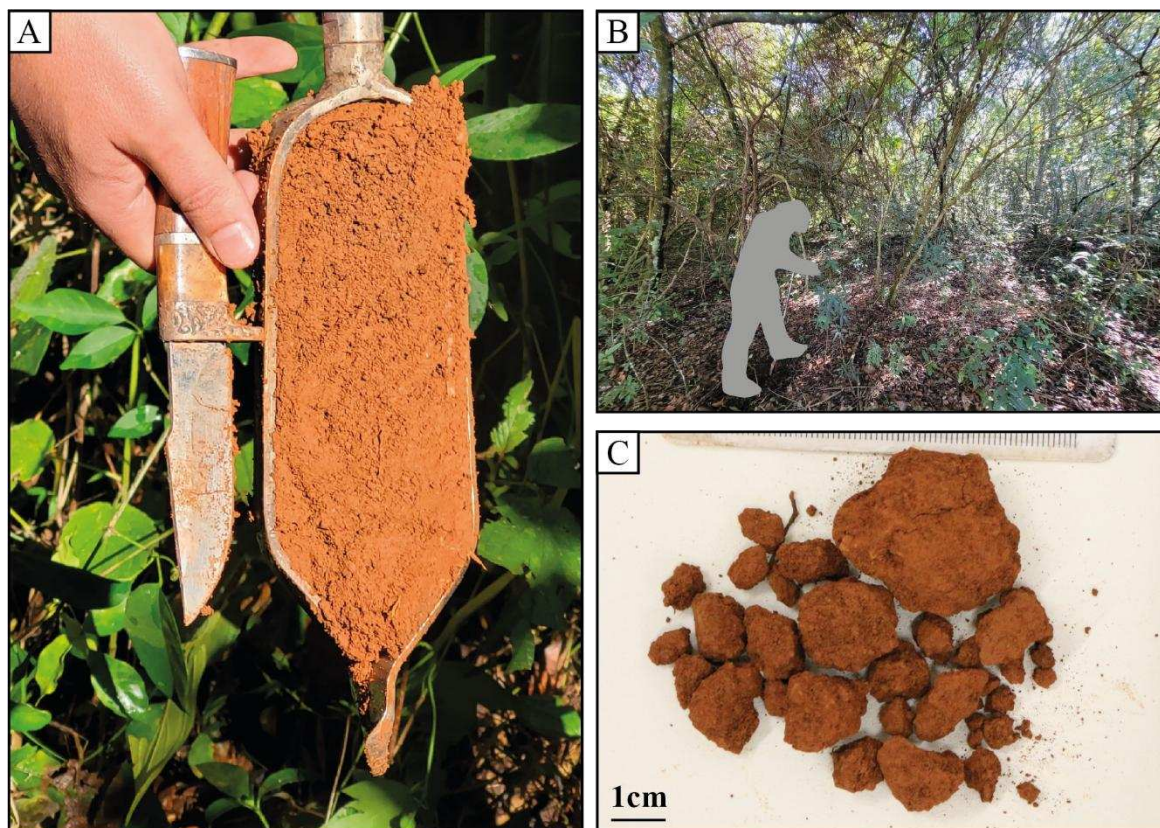
Autoria: Luna (2024).

5.3.2 SUPERFÍCIE GEOMÓRFICA S3

5.3.2.1 Tradagem Latossolo Vermelho (LV-8)

A porção da margem norte do Rio Bagagem no transecto é composto quase que em sua totalidade por Latossolos Vermelhos (Figura 42A), contudo o posicionamento desses solos na vertente apresentou distintos comportamentos. O LV-8 abrange uma grande variação topográfica quando comparado à ocorrência dos demais solos do transecto, pelo qual foram verificados desde 915m a 960m.

Figura 42: A) Tradagem referente ao Latossolo Vermelho do ponto LV-8; B) Mata ciliar presente nos locais de coleta das amostras indeformadas para o ponto LV-8; C) Cor avermelhada de torrões do LV-8 da amostra M08B.



Autoria: Luna (2024).

Ainda que haja uma variação topográfica considerável, a granulometria (Quadro 19) se comporta de maneira uniforme ao longo da vertente, com variação sutil no teor de argila para as amostras indeformadas M09 e M10 (Anexo H), coletadas em pontos mais próximos do Rio Bagagem. A textura para o LV-8 foi classificada como argilosa e muito argilosa (IBGE, 2015; Santos *et al.*, 2018), alcançando 61,30% de argila para as profundidades entre 80 e 100cm, verificadas em campo como equivalentes ao horizonte Bw; e 51,78% de argila para os horizontes superficiais. Os pontos M09 e M10 demonstraram diminuição no teor de argila em contraste com outras tradagens, com M09B demonstrando 48,8% dessa fração para o horizonte de subsuperfície.

A variação de argila é em parte reflexo do aumento de areia nas análises granulométricas de M09B e M10B, respectivamente com 24,1% e 22,8%. A média aritmética de areia para as profundidades 80 a 100cm para LV-8 foi estabelecida em 19,78%, com diminuição de aproximadamente 5% em relação aos primeiros 20 centímetros. A fração silte exibiu valores altos em comparação com demais Latossolos do transecto, com valores de

18,93% para profundidade de subsuperfície, alcançando até mesmo 27,1% para M09B. A relação silte/argila se estabeleceu em 0,46 (0 – 20cm) e 0,31 (80 – 100cm).

Quadro 19: Granulometria de amostras indeformadas do ponto LV-8.

Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Silte/Argila	Textura
		Areia Total	Silte	Argila		
Tradragem*	0-20cm	24,54	23,66	51,78	0,46	Argilosa
	80-100cm	19,78	18,93	61,30	0,31	Muito argilosa

* Os valores de granulometria para a tradagem foram obtidos por média aritmética dos pontos de Latossolo da área de mata ciliar (Apêndice H).

Autoria: Luna (2024).

A distribuição proporcional dos compostos químicos (Quadro 20) para T-LV-8 obedecem ao padrão que os demais solos apresentaram, embora a porcentagem de SiO_2 , estabelecida em 8,1%, seja a menor dentre os Latossolos analisados. O teor de Al_2O_3 com 26,98% permitiu a relação molecular Ki com valor de 0,51. Ambos os valores para TiO_2 e Fe_2O_3 ficaram abaixo de 10%, respectivamente com 4,29% e 8,73%. As relações de Ki e Kr (0,45) estabeleceram o solo como gibbsíticos-oxídicos, conforme Santos *et al.* (2018).

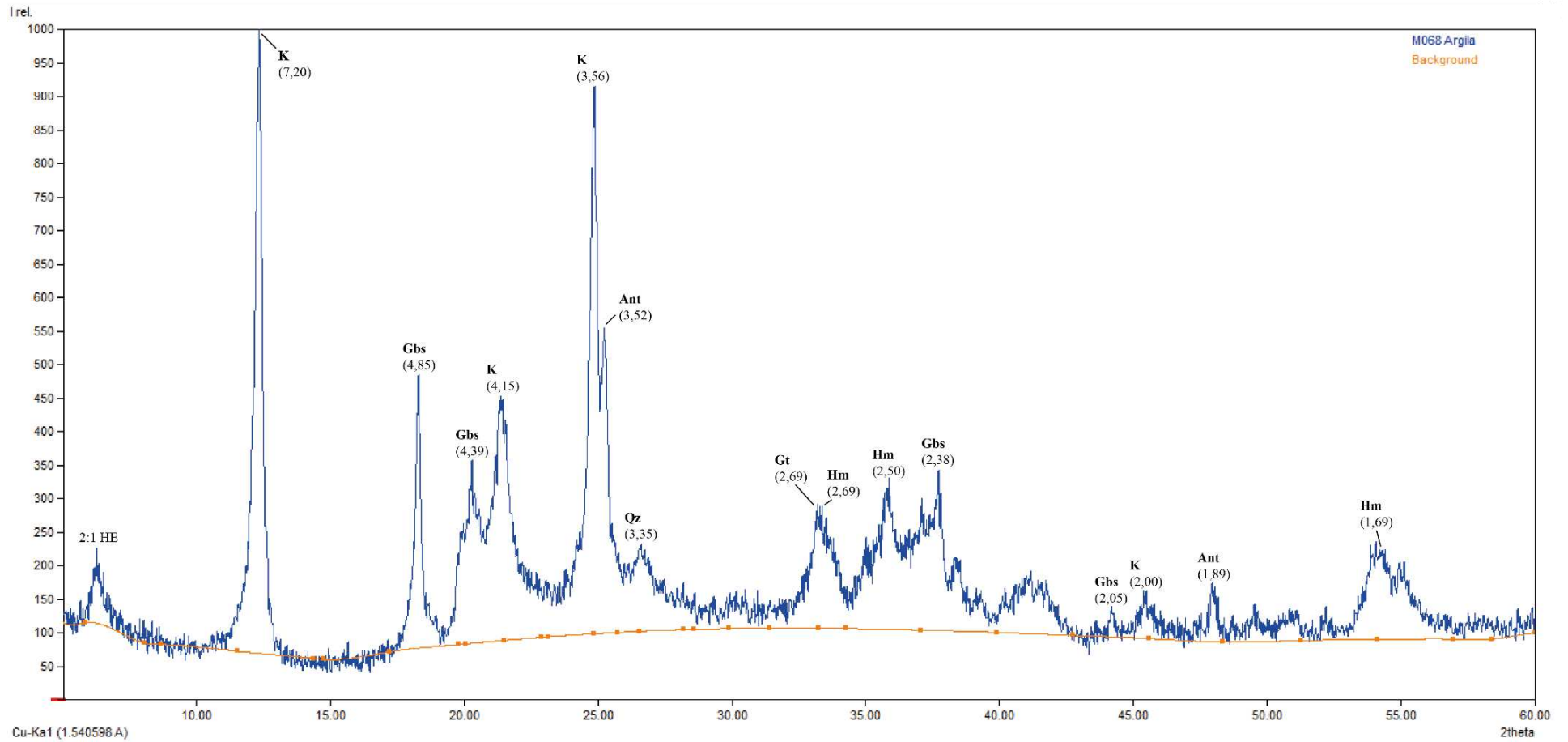
Quadro 20: Análise química para a amostra M03B, Latossolo Vermelho referente à LV-8.

Amostra	Ataque Sulfúrico (%)					Relações Moleculares	
	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	MnO	$(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ Ki	$(\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3)$ Kr
M03B	8,1	26,98	4,29	8,73	0,01	0,51	0,45

Autoria: Luna (2024).

Dos gráficos gerados a partir da análise de DRX, a tradagem do LV-8 resultou em maior quantidade de ruído, mas sem prejudicar a interpretação. A difratometria (Figura 43) permitiu a identificação de caulinita, gibbisita, goethita, anatásio, quartzo, hematita e minerais 2:1. O pico de melhor cristalização do solo foi identificado como pertencente à caulinita (0,720 nm), seguido da gibbisita (0,485 nm) e anatásio (0,352). O pico de hematita foi reconhecido em 0,269 nm, embora o mineral não demonstre um grau de cristalização notório como os demais minerais, comportamento esse observado também para o quartzo (0,335 nm). Argilas 2:1 também foram identificadas, com pico de cristalização superior ao visualizado para o LAC-3.

Figura 43: Difractometria de raios-X para amostra M06B, Latossolo Vermelho.



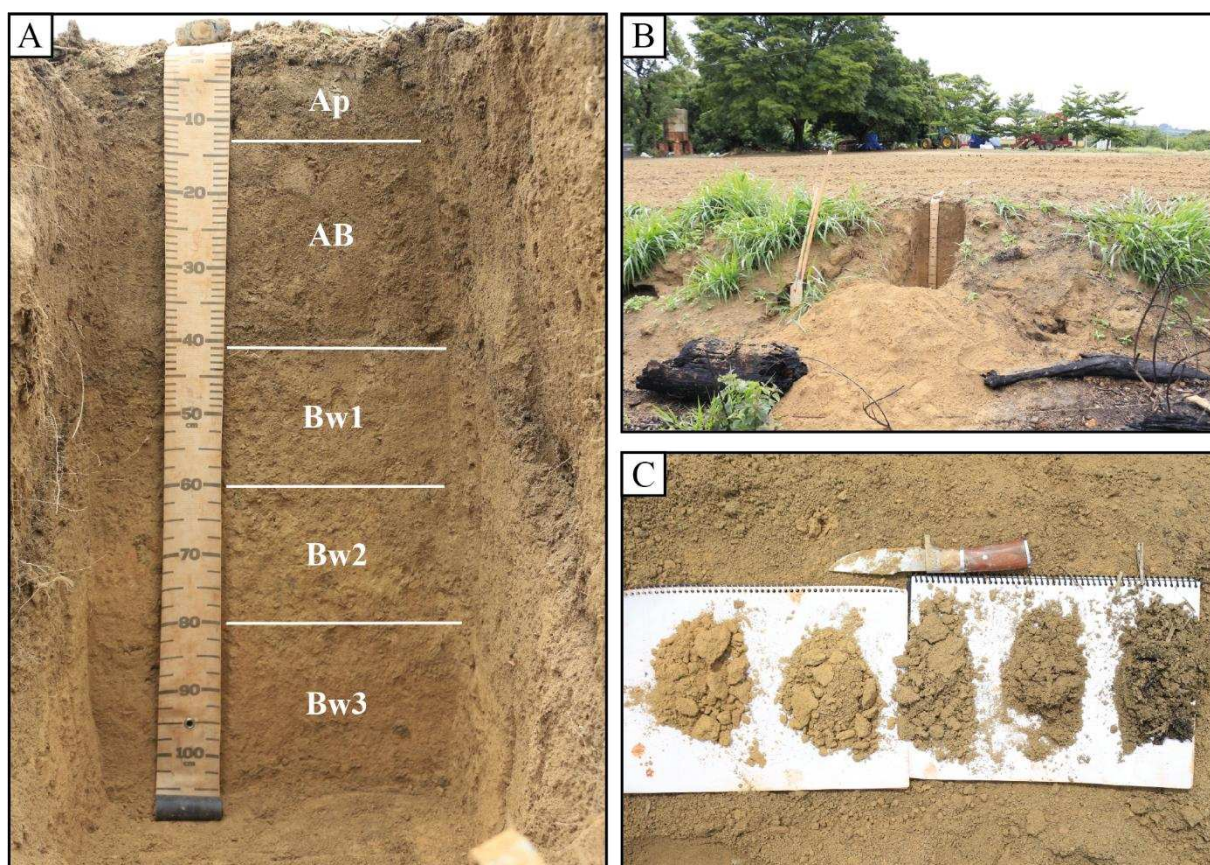
Autoria: Luna (2024).

5.3.2.2 Perfil Latossolo Acinzentado (LAC-3)

A distribuição do Latossolo Acinzentado na região associa-se com áreas afetadas pela ação de hidromorfismo, restritas à margem sul do Rio Bagagem. Sua ocorrência foi verificada próxima da altitude de 940m no transecto, embora também se encontre em locais pontuais à 930m, considerando o comportamento do relevo e os valores de declividade (Apêndice E) pelo qual o perfil e tradagens de LAC-3 foram investigados.

Foram reconhecidos cinco horizontes para o perfil de LAC (Figura 44A e 44B), facilmente distinguíveis *in loco* a partir da variação de tonalidades conforme ganho de profundidade, até a identificação da cor marrom claro (10YR 6/6) para os horizontes Bw2 e Bw3 (Figura 44C). A presença de mosqueado, por sua vez, foi reconhecida em pouca quantidade apenas para os dois horizontes mais profundos, exibindo-se em dimensões pequenas e médias, com contraste predominante.

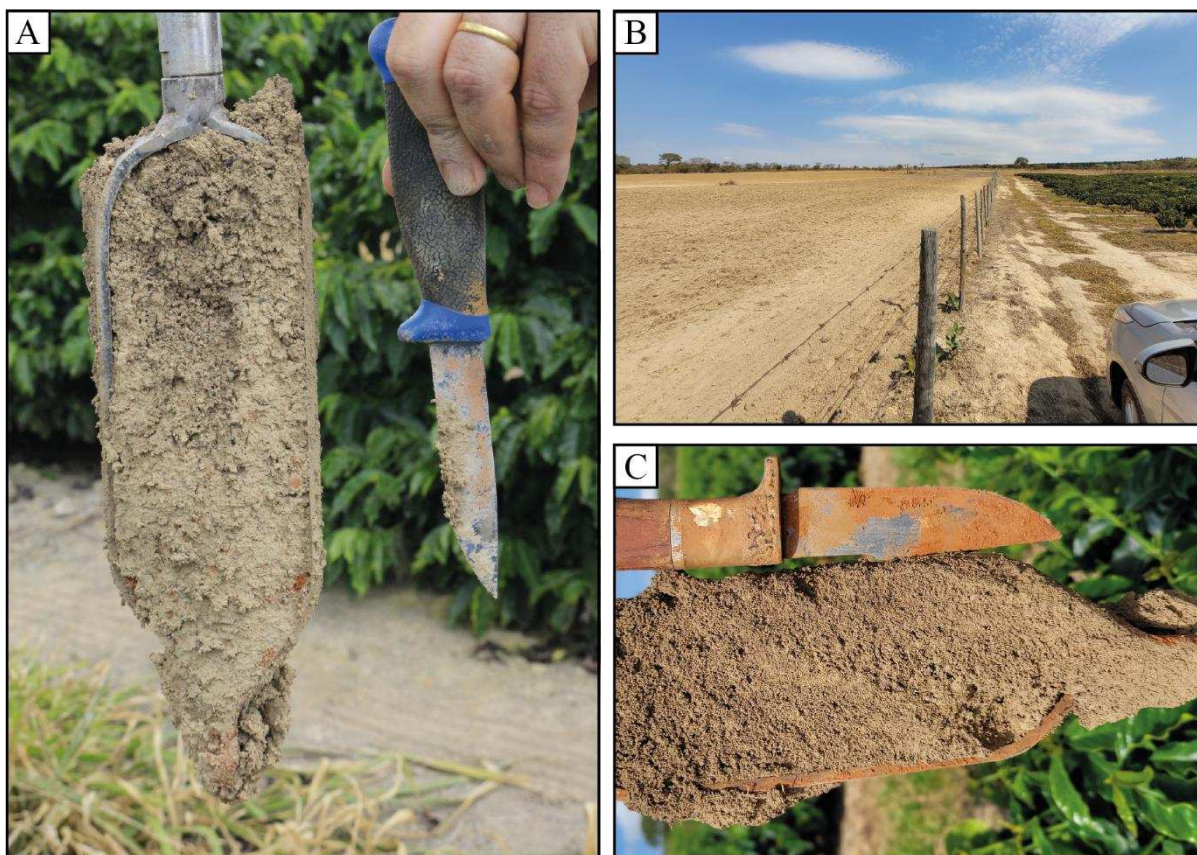
Figura 44: A) Perfil de Latossolo Acinzentado e a divisão de seus horizontes (x: 228237m, y: 7906617m, 23K); B) Posicionamento do perfil LAC-3 na paisagem, próximo à área destinada à agricultura; C) Diferença de tonalidades entre os horizontes em pedocomparador. Da esquerda para direita: Bw3, Bw2, Bw1, AB e Ap.



Autoria: Luna (2024).

Devido a variação topográfica e locais de coleta entre as amostras indeformadas provindas de tradagens e as amostras derivadas dos horizontes estabelecidos pelo perfil, a coloração para este solo apresentou oscilação entre tons, mas sempre com tendência aos tons acinzentados (Figura 45A). O local das coletas por tradagens (Figura 45B) demonstrou tons menos amarelados que os de onde foi realizada a abertura de perfil.

Figura 45: A) Amostra de tradagem referente ao LAC-3, com tonalidade acinzentada; B) Coloração do solo na área de cultivo de café e região adjacente, onde foram coletadas amostras de tradagem; C) Amostra de tradagem de LAC e comparação de sua cor com remanescentes de Latossolo Vermelho Amarelo presente na face. Fotografia sob luz do Sol.



Autoria: Luna (2024).

Ademais, a descrição morfológica do Latossolo Acinzentado (Quadro 21) caracterizou a estrutura predominante como de blocos angulares e granulares, com exceção para o horizonte Ap, cuja estrutura grumosa se faz presente. Esse contraste entre Ap e os demais horizontes estendeu para grau de desenvolvimento, com apenas Ap não constando grau moderado a forte como exhibe os horizontes remanescentes. Assim como as características anteriores, o horizonte mais superficial foi o único que não registrou textura como muito argilosa. A consistência ao longo do perfil estabeleceu-se como ligeiramente dura a dura para os horizontes de subsuperfície, em geral friável e de ligeiramente pegajosa a pegajosa e plástica, embora Bw3 apresentou-se como muito plástica.

Quadro 21: Descrição morfológica referente ao perfil LAC-3.

		Horizonte				
		Ap	AB	Bw1	Bw2	Bw3
Profundidade (cm)		0 – 13 (13)	12 – 41 (28)	41 – 60 (19)	60 – 80 (20)	80 – 110+ (30+)
Cor	Úmida	10YR 4/4 (marrom escuro amarelado)	10YR 5/3 (marrom)	10YR 6/4 (marrom claro amarelado)	10YR 6/6 (marrom amarelado)	
	Seca	10YR 5/3 (marrom)	10YR 6/4 (marrom claro amarelado)	2.5Y 7/4 (marrom pálido)	10YR 7/4 (marrom muito pálido)	
Mosqueado	Quantidade	-			Pouco	
	Tamanho				Médio	Pequeno
	Contraste e Cor				Proeminente; 5YR 6/8 (marrom avermelhado)	
Agregados (estrutura)	Tipo	Grumosa	(1) Blocos angulares; (2) Granular			
	Tamanho	Pequena a média	Média	Média a grande	Pequena a média	
	Grau	Moderado	Moderado a forte			
Consistência	Seca	Dura a muito dura		Ligeiramente dura	Ligeiramente dura a dura	
	Úmida	Friável	Friável a firme	Muito friável	Friável a firme	Friável
	Molhada	Pegajosa e ligeiramente plástica	Ligeiramente pegajosa e plástica	Pegajosa e muito plástica	Ligeiramente pegajosa e plástica	Pegajosa e muito plástica
Textura		Argilosa	Muito argilosa			
Topografia		Plana		Ondulada		-
Transição		Abrupta				
Cerosidade		Ausente				

Autoria: Luna (2024).

A similaridade entre os horizontes diagnósticos de LAC-3 se estende para a granulometria (Quadro 22). A porcentagem de areia total demonstrou queda gradativa até a

profundidade máxima alcançada pelo perfil, aspecto esse também visualizado para as tradagens de 0-20 cm em relação às de 80-100 cm. Os horizontes mais superficiais demonstraram cerca de 34,05% de areia, enquanto Bw3 e amostras de 80-100 cm resultaram, respectivamente, em 25,16% e 28,76%. Em geral, o LAC-3 comporta-se como muito argiloso, com ganho sutil de argila para os horizontes mais profundos, de 66,59% (Bw1) para 70,44% (Bw3). A variação mais significativa entre a amostragem provinda de trado e do perfil refere-se ao teor de silte, cuja porcentagem manteve-se próxima a 9% para amostras de tradagem e próxima à 5% para os teores dos horizontes Bw (perfil). Essa diferença impactou diretamente na relação silte/argila, com valor mais elevado do perfil estabelecido em 0,10 (Bw2), em comparação à 0,14 (80-100 cm) da tradagem, equivalente ao horizonte Bw3 (0,06) de acordo com a profundidade.

Quadro 22: Granulometria de amostras indeformadas providas de tradagem e de horizontes referentes ao ponto LAC-3.

Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Silte/Argila	Textura
		Areia Total	Silte	Argila		
Tradagem*	0-20 cm	34,05	8,89	57,08	0,16	Argilosa
	80-100 cm	28,76	8,95	62,29	0,14	Muito argiloso
Perfil	LAC (Bw1)	29,83	3,58	66,59	0,05	Muito argiloso
	LAC (Bw2)	26,64	6,89	66,47	0,10	Muito argiloso
	LAC (Bw3)	25,16	4,4	70,44	0,06	Muito argiloso

* Os valores de granulometria para a tradagem foram obtidos por média aritmética dos pontos de Latossolo da área de café (Apêndice H).

Autoria: Luna (2024).

O comportamento micromorfológico do horizonte Bw3 do Latossolo Acinzentado (Quadro 23) apresentou dois domínios contrastantes entre si. O primeiro exhibe distribuição relativa porfirica aberta, com fração fina compondo 80% do fundo matricial e apenas 5% de poros, com predomínio de fissuras retilíneas e canais e cavidades em menor quantidade (Figura 46A). O segundo domínio (enáulico), no entanto, compõe-se de 60% de fração fina para 12% de fração grossa e 28% de poros, em empilhamento complexo e pontualmente com poros em cavidades (Figura 46B). Por toda a lâmina foram reconhecidos grãos de quartzo angulares a bem arredondados, embora apenas para o segundo domínio a origem metamórfica

foi identificada, por vezes também fraturados (Figura 46C). Ambas as porções possuem nódulos ferruginosos típicos, de individualização pura em fração areia fina, assim como nódulos de individualização moderada a fracamente impregnados compondo a fração grossa (Figura 46D). Das características que diferenciam os dois domínios, o aspecto configurativo da microestrutura realça visualmente o contraste. No domínio 1 a microestrutura se apresentou fissurada com cavidades em menor proporção (Figura 46E); ao passo que agregados granulares e em blocos subangulares compõem o segundo domínio (Figura 46F). Esse comportamento reflete-se na pedalidade fraca do domínio 1 e pedalidade forte para o domínio 2.

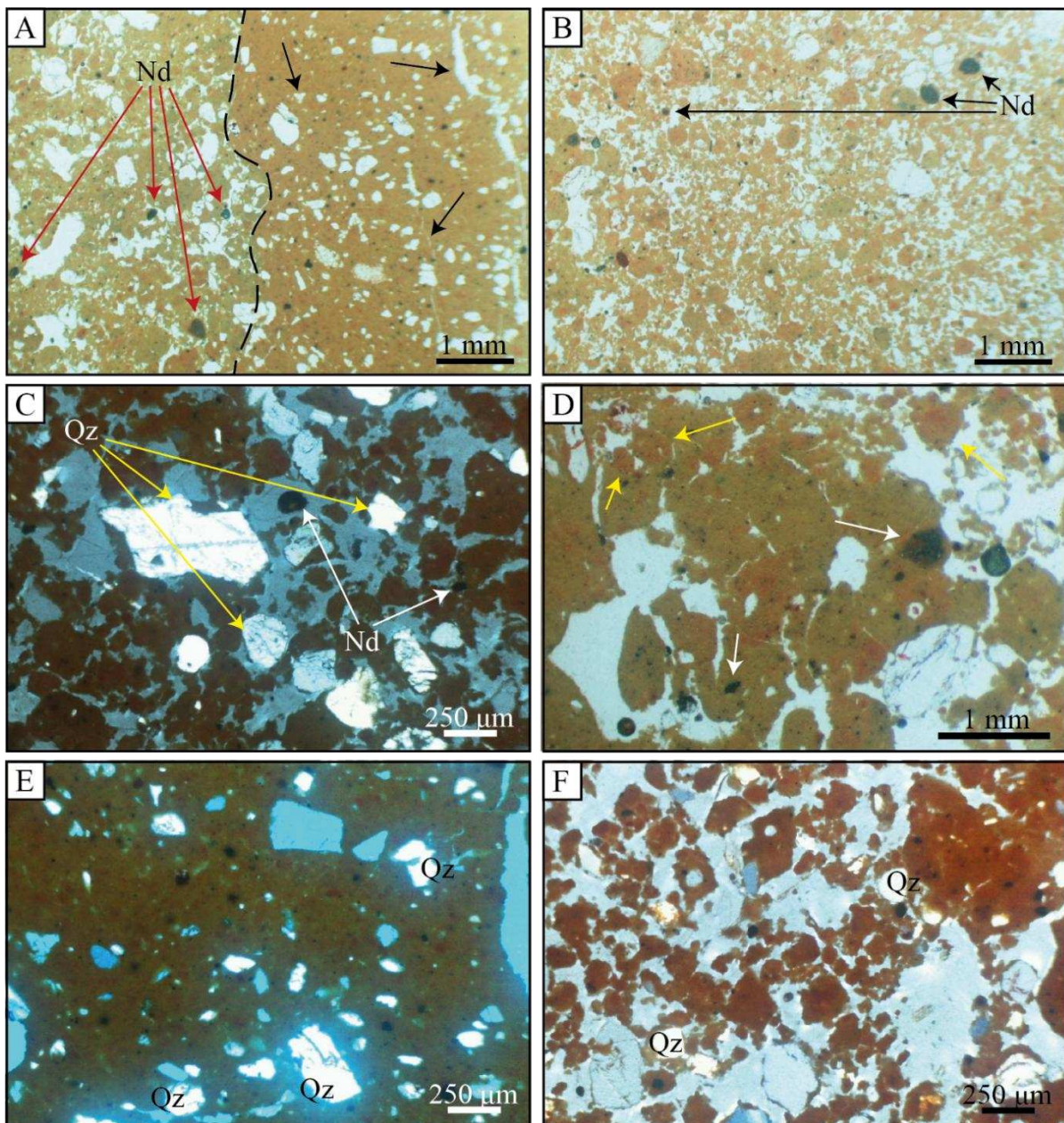
Quadro 23: Descrição micromorfológica do horizonte Bw3 do Latossolo Acinzentado.

Horizonte	Bw3	
Profundidade	85 cm	
Domínio	1	2
Fundo Matricial	Fração grossa: 15% Fração fina: 80% Poros: 5%	Fração grossa: 12% Fração fina: 60% Poros: 28%
Distribuição Relativa G/F	Porfírica aberta G/F 2 μ m: 3/16	Enaúlica G/F 2 μ m: 1/5
Fração Grossa	Grãos de quartzo em fração areia fina a grossa, de subangular a bem arredondado. Ocorrência de nódulos ferruginosos em fração areia.	Grãos de quartzo em fração areia fina a grossa, de angular a bem arredondado. Há grãos de quartzo fraturados e alguns de origem metamórfica. Nódulos ferruginosos em fração areia.
Fração Fina	Composição: argila (DRX)	
Poros	Predominância de fissuras retilíneas, fortemente orientado, vertical e paralela. Poucos poros em cavidades e em canais são aparentes. Presença de bioporos.	Empilhamento complexo, sem orientação e distribuição rândomica. Poucos poros no formato de cavidade. Há bioporos.
Microestruturas	Microestruturas fissurada e com cavidades em menor proporção. Pedalidade fraca.	Agregados granulares e em blocos subangulares. Pedalidade forte e parcialmente acomodado.
Fábricas Birrefringentes	Indiferenciada	

<p>Feições Pedológicas</p>	<p>Nódulos compostos típicos, em maior parte na fração areia fina, de individualização pura. Ocorrem nódulos moderadamente impregnado a fracamente impregnado.</p>	<p>Nódulos compostos típicos em fração areia fina, de individualização pura. Ocorrem nódulos de individualização moderada a fracamente impregnado. Presença de raízes.</p>
-----------------------------------	--	--

Autoria: Luna (2024).

Figura 46: A) Domínio 1 à esquerda e domínio 2 à direita, separado pela linha pontilhada. Indicado pelas setas pretas são poros em canais, fissurais e em cavidade. Nódulos (Nd) foram indicados por setas vermelhas; B) Poros em empilhamento composto no domínio 2 e sua distribuição relativa; C) Grãos de quartzo (Qz) angulares a bem arredondados indicados em amarelo no domínio 2. Foto com nicóis cruzados; D) Nódulos puros e fortemente impregnados indicados por setas brancas e nódulos fracamente impregnado indicado por setas amarelas; E) Microestrutura fissurada e com cavidades no domínio 1. Foto com nicóis cruzados; F) Microestrutura granular e em blocos angulares no domínio 2. Foto com nicóis cruzados.



Autoria: Luna (2024).

A análise química de LAC-3 (Quadro 47) indicou proporções similares de SiO₂ e Al₂O₃, respectivamente com 17,6% e 17,92%, seguido de Fe₂O₃ (13,17%), registrando as maiores porcentagens de compostos químicos, dentre os solos que foram analisados (LVA, LV-8 e GX). Ainda que os valores sejam próximos, a relação Al₂O₃ > SiO₂ > Fe₂O₃ > TiO₂ visualizada para os demais solos repetiu-se para o Latossolo Acinzentado. Oposto às demais análises químicas, no entanto, as relações moleculares de LAC-3 demonstraram os valores mais altos, em que Ki apontou 1,67 e Kr com 1,2, resultando na classificação do solo como caulinitico, conforme Santos *et al.* (2018).

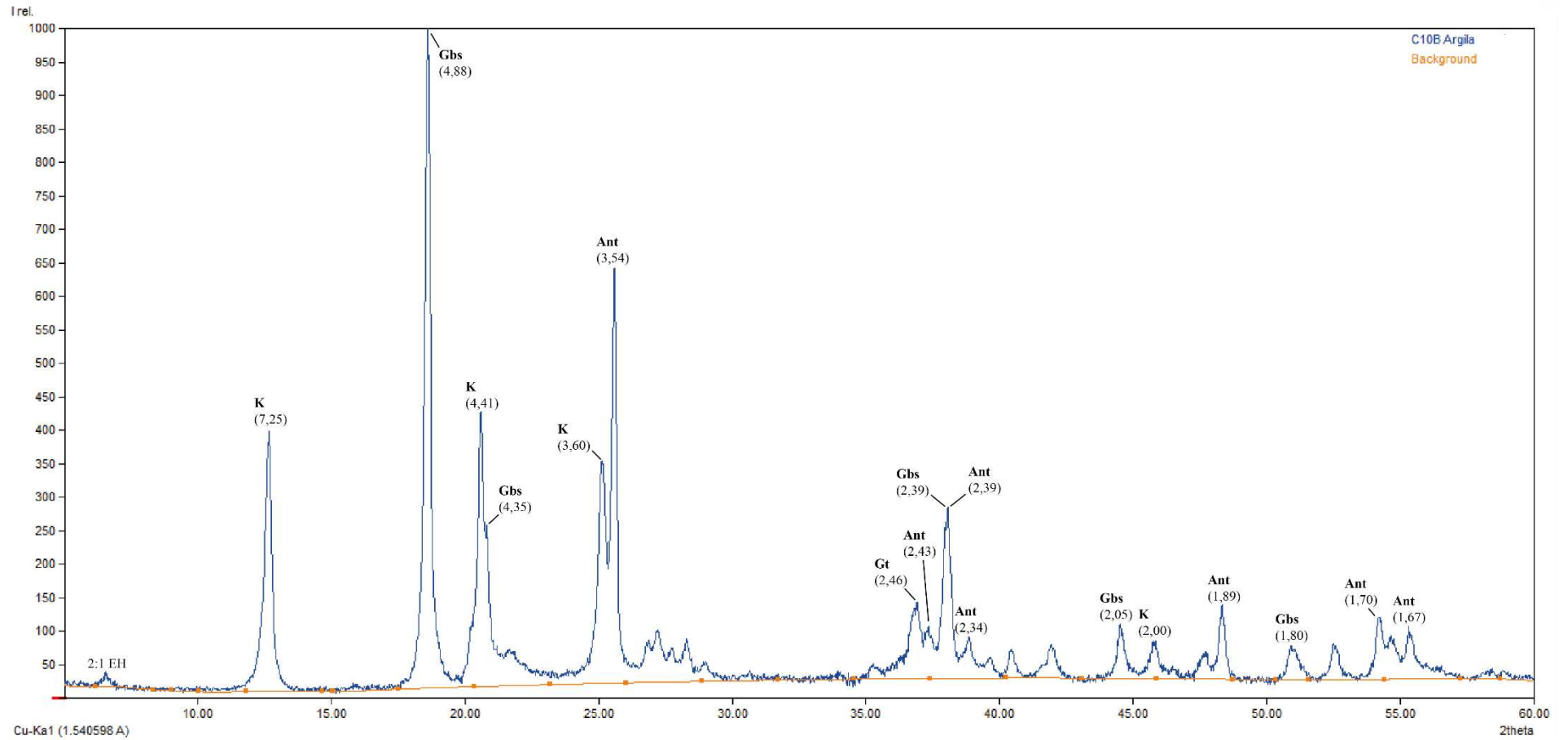
Quadro 24: Análise química do Latossolo Acinzentado.

Amostra	Ataque Sulfúrico (%)					Relações Moleculares	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	(SiO ₂ /Al ₂ O ₃) Ki	(SiO ₂ /R ₂ O ₃) Kr
C06B	17,6	17,92	6,83	13,17	0,08	1,67	1,2

Autoria: Luna (2024).

A difratometria de raios-X de LAC-3 (Figura 47) demonstrou a presença de caulinita, gibbisita, anatásio, goethita e argilas de comportamento expansivo. Porém, o mineral com pico de cristalização mais expressivo é dado pela gibbisita (0,488 nm), seguido do anatásio (0,354 nm) e caulinita (0,725 nm). A goethita houve apenas um único pico identificado (0,246 nm), assim como o pico referente à minerais 2:1, que indicaram ocorrência de forma pouco expressiva no perfil.

Figura 47: Gráfico gerado a partir da técnica de difratometria de raios-X para o LAC-3.

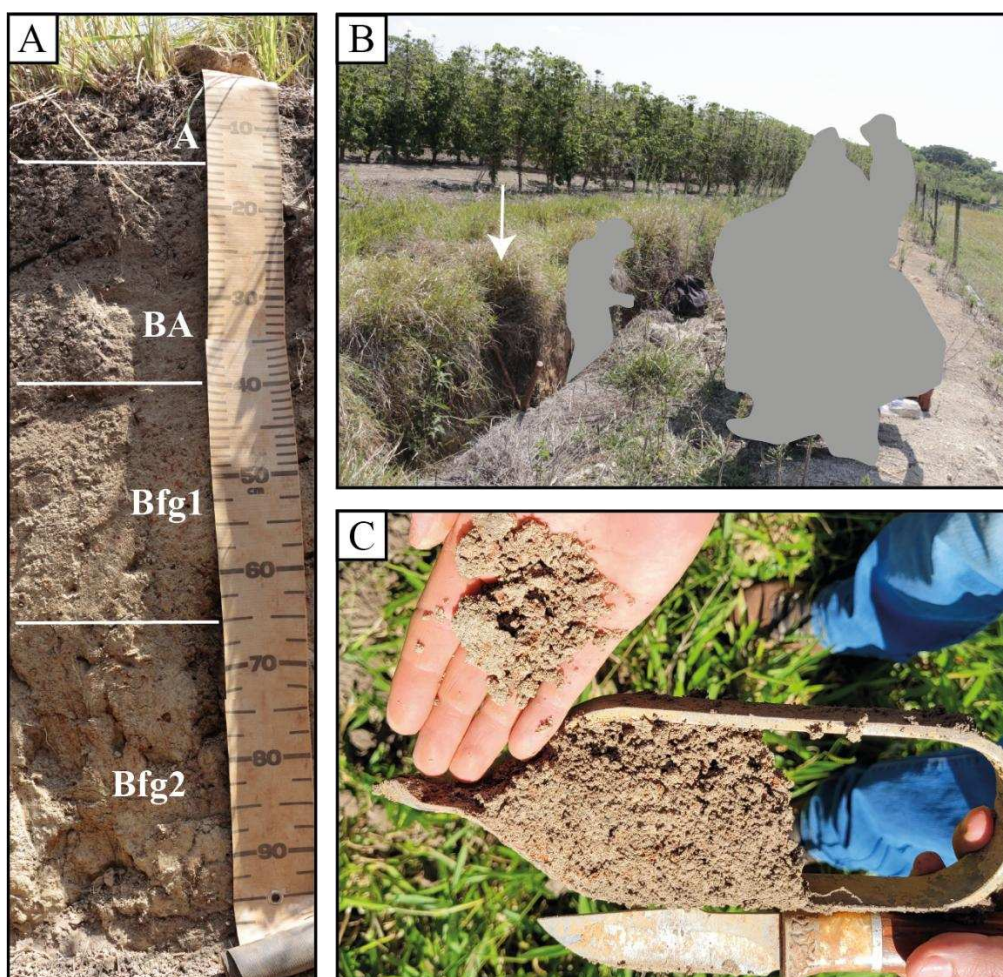


Autoria: Luna (2024).

5.3.2.3 Perfil Plintossolo Háplico (FX-4)

A transição de ambientes aeróbicos para os de regime hidromórficos comumente são marcados pela ocorrência de Plintossolos. Para o transecto descreveu-se um Plintossolo Háplico (Imagem 48A), que se posiciona aproximadamente entre 925m e 930m, de acordo com o comportamento da vertente e o avanço do ambiente de vereda adjacente na baixa vertente. A subordem Háplico para os Plintossolos investigados consta apenas para vertente da margem sul do Rio Bagagem (Figura 48B), já que não atendeu os critérios para argilúvico ou pétrico. Para a descrição do Perfil FX-4, utilizou-se de abertura pré-existente para drenagem do solo.

Figura 48: A) Perfil de Plintossolo Háplico e a divisão de seus horizontes (x: 229026m, y: 7905436m, zona 23K); B) Posicionamento do perfil FX-4 indicado pela seta em branco, em trincheira para drenagem do solo, próximo à área destinada ao cultivo de café e direcionada à pasto; C) Tradagem de Plintossolo Háplico em área de pastagem e plintitas presentes.



Autoria: Luna (2024).

Para os 100cm investigados do perfil FX-4, quatro horizontes foram reconhecidos e descritos morfológicamente (Quadro 25). As cores dos horizontes apresentaram significante

clareamento conforme maior profundidade alcançada no perfil, além de mosqueado se fazendo presente a partir do horizonte BA, de caráter comum, tamanho pequeno e proeminente, variando entre tons de marrom e vermelho. Verificou-se a quantidade mínima de 15% plintitas como determina Santos *et al.* (2018) para classificação como Plintossolo. Os agregados estruturam-se em blocos angulares predominantemente, com ocorrência de estrutura granular no horizonte Bfg1, embora o aspecto grumoso seja o mais comum para os horizontes Ap e BA. Essa diferenciação entre esses horizontes estendeu-se para o grau de coesão moderado a forte em Ap e BA e essencialmente forte para Bfg1 e Bfg2. A consistência, por sua vez, demonstrou-se uniforme ao longo do perfil, com exceção do horizonte Ap, o qual também, unido do horizonte BA, possuiu textura argilo-arenosa em contraste com a textura argilosa dos horizontes de subsuperfície.

Quadro 25: Descrição morfológica do perfil FX-4.

		Horizonte			
		Ap	BA	Bfg1	Bfg2
Profundidade (cm)		0 – 15 (15)	15 – 40 (25)	40 – 65 (25)	65 – 100+ (35+)
Cor	Úmida	7.5YR 4/1 (cinza escuro)	10YR 5/2 (marrom acinzentado)	10YR 6/3 (marrom pálido)	5Y 7/2 (cinza claro)
	Seca	7.5YR 5/1 (cinza)	10YR 6/1 (cinza)	10YR 7/2 (cinza claro)	2.5Y 7/1 (cinza claro)
Mosqueado	Quantidade	–	Comum		
	Tamanho		Pequeno		
	Contraste e Cor		Proeminente; 7.5YR 5/8 (marrom escuro)	Proeminente; 2.5YR 6/8 (vermelho claro) e 5YR 6/8 (amarelo avermelhado)	Proeminente; 2.5YR 5/8 (vermelho)
Agregados (estrutura)	Tipo	Grumosa	(1) Grumosa; (2) Blocos anulares	(1) Blocos angulares; (2) Granular	Blocos angulares
	Tamanho	Pequena a média		Pequena	Média
	Grau	Moderado	Moderado a forte	Forte	

Consistência	Seca	Muito dura a extremamente dura	Ligeiramente dura	Macia a ligeiramente dura	Muito dura
	Úmida	Muito firme a extremamente firme	Muito friável		Friável
	Molhada	Muito plástica e ligeiramente pegajosa	Plástica e ligeiramente pegajosa	Plástica a muito plástica e ligeiramente pegajosa	Muito plástica e muito pegajosa
Textura		Argilo-arenosa		Argilosa	
Topografia		Irregular	Plana		–
Transição		Abrupta		Clara	–
Cerosidade		Ausente			

Autoria: Luna (2024).

O horizonte BA possui classificação de textura variante conforme o triângulo textural adotado, tornando-o argiloso conforme Santos *et al.* (2018) e argilo-arenoso para IBGE (2015). Esta divergência se dá pelo teor de 48,23% de argila e 46,94% de areia para o horizonte, com apenas 4,83% de silte. A análise granulométrica dos horizontes de FX-4 (Quadro 26) apontou o aumento de argila conforme aprofunda-se no perfil e diminuição proporcional de areia, resultando no horizonte Bfg1 com 39,83% de areia para 54,13% de argila e Bfg2 com 35,38% de areia para 57,74% de argila. O teor de silte sofreu aumento conforme a profundidade, mas manteve-se abaixo de 7%. Diferentemente do BA, os horizontes Bfg1 e Bfg2 foram classificados como argilosos no triângulo textural.

Quadro 26: Análise granulométrica de horizontes do perfil FX-4.

Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Textura
		Areia Total	Silte	Argila	
Perfil	FX (BA)	46,94	4,83	48,23	Argilosa
	FX (Bfg1)	39,83	6,04	54,13	Argiloso
	FX (Bfg2)	35,38	6,88	57,74	Argiloso

Autoria: Luna (2024).

A descrição micromorfológica de FX-4 (Quadro 27) se deu a partir do horizonte Bfg2, com fundo matricial de 50% de fração fina, 15% de poros e 35% de fração grossa. A última fração é composta essencialmente por nódulos ferruginosos e grãos de quartzo (Figura 49A). A origem metamórfica foi reconhecida pela extinção ondulante, contudo aplica-se apenas para os grãos angulares. Os nódulos por sua vez possuem morfologia composta (típico, halo e nucleico) e comumente irregulares (Figura 49B). A distribuição relativa por toda a lâmina comporta-se como porfírica fechada (Figura 49C). O comportamento dos agregados reflete-se em microestrutura com canais e cavidades, influenciando na pedalidade moderada (Figura 49D). Os poros predominantemente são em canais retilíneos, embora ocorram cavidades e em câmaras em menor proporção, assim como poros fissurais, cuja orientação caracteriza-se como básica e paralela (Figura 49E). A movimentação de ferro na lâmina é clara e evidenciada pela dispersão do material na fração fina (Figura 49F), mas também em nódulos em formação, de morfologia glebular e pouco densa. Raízes se fazem presentes e são associadas com bioporos.

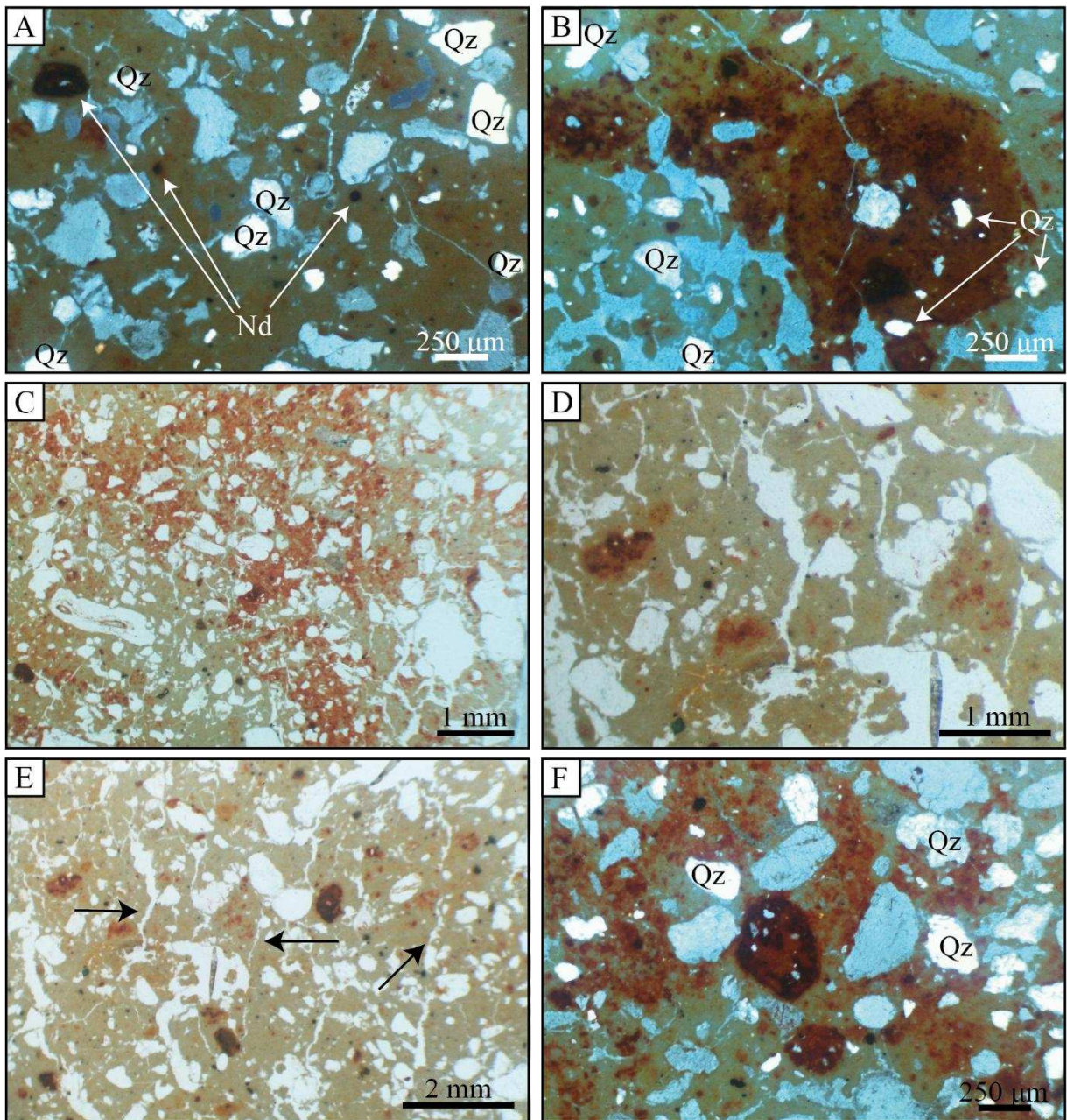
Quadro 27: Descrição micromorfológica completa de lâmina do horizonte Bfg2 do perfil de Plintossolo Háptico.

Horizonte	Bfg2
Profundidade (cm)	70
Fundo Matricial	Fração grossa: 35% Fração fina: 50% Poros: 15%
Distribuição Relativa G/F	Porfírica fechada G/F 2 μ m: 7/10
Fração Grossa	Grãos de quartzo em fração areia fina a grossa, de angular a bem arredondado. Os grãos mais angulares são de origem metamórfica. Nódulos ferruginosos em fração areia.
Fração Fina	Composição: argila
Poros	Domínio de canais retilíneos, com presença de cavidades e câmaras em menor proporção. Poros fissurais retilíneos, por vezes com orientação básica moderadamente, paralela e vertical. Bioporos são presentes.
Microestruturas	Microestrutura com canais e com cavidades. Pedalidade moderada.
Fábricas Birrefringentes	Indiferenciada

Feições Pedológicas	Nódulos ocorrem em morfologia típica, halo glebular e pédodo. Nódulos são comumente são irregulares. Movimentação de ferro no perfil é evidenciado pela dispersão do material na porção nordeste da lâmina; estágio de formação de nódulos e forma irregular pouco densa. Presença de raízes.
----------------------------	---

Autoria: Luna (2024).

Figura 49: A) Composição do esqueleto constituída essencialmente de nódulos (Nd) e quartzo (Qz). Foto com nicóis cruzados; B) Nódulo nucléico irregular. Foto com nicóis cruzados; C) Distribuição relativa porfírica fechada e dispersão de ferro na trama; D) Microestrutura com canais e em cavidades, com pedalidade moderada; E) Poros em canais retilíneos com orientação paralela; F) Dispersão de ferro na fração fina e nódulo em formação ao centro da imagem. Foto com nicóis cruzados.

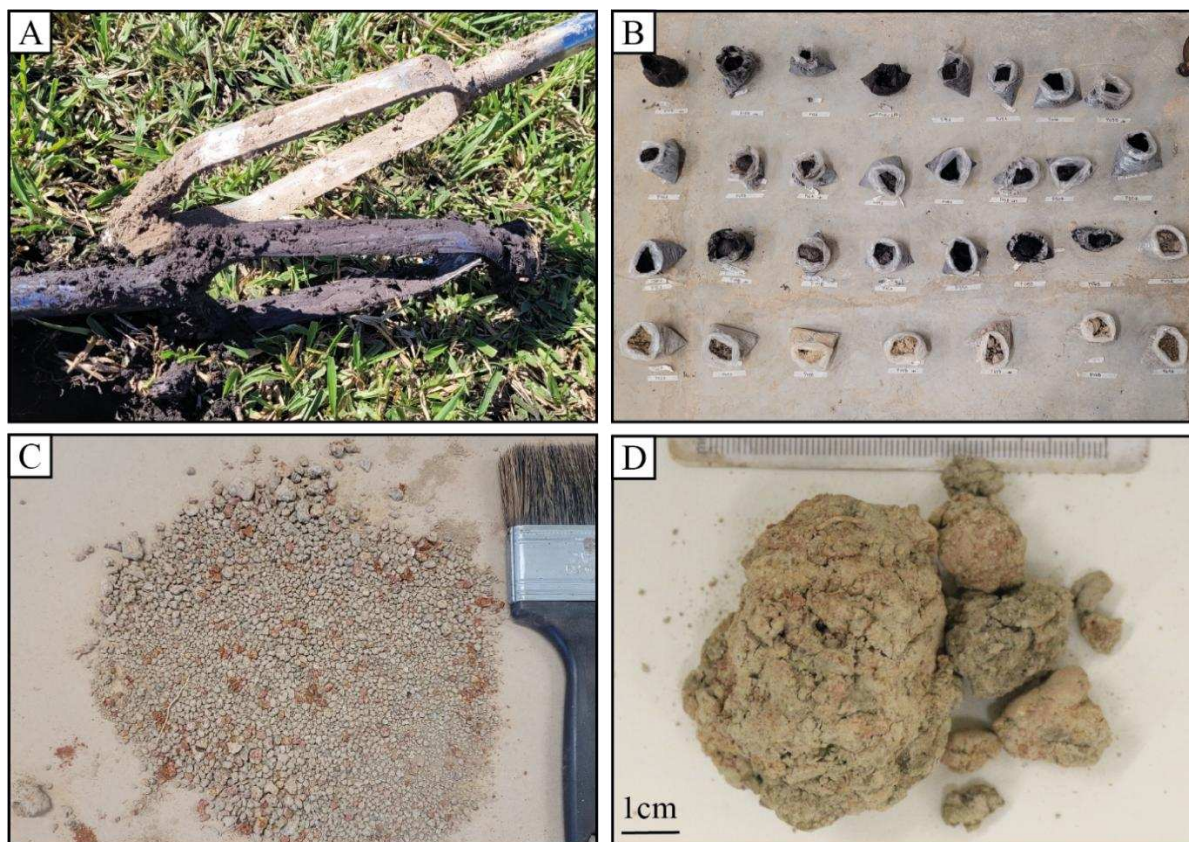


Autoria: Luna (2024).

5.3.2.4 Tradagem Gleissolo Háptico/Melânico (GX-5)

O domínio espacial de Gleissolos na área de estudo varia entre a ocorrência das subordens Melânico (GM) e Háptico (GX) (Figura 50A). Naturalmente, Gleissolos Melânicos foram identificados próximos às áreas de Organossolos, em contraste com os Gleissolos Hápticos que marcam a transição entre Gleissolos Melânicos e Plintossolos Hápticos, previamente descrito (Figuras 50 A e B). Devido à mudança transicional entre Plintossolo e Gleissolo, comumente foram encontradas plintitas em amostras de tradagem, embora insuficiente para classificação como da primeira ordem mencionada (Figura 50C). Dado o objetivo do estudo e a finalidade de comparação entre os materiais que compõe o Gleissolo com os demais solos do transecto, os resultados obtidos foram a partir de análises realizadas em maioria para os Gleissolos Hápticos.

Figura 50: A) Solos remanescentes em trados após coleta de amostra em locais próximos, cujo trado mais acima refere-se à coleta de Gleissolo Háptico e o trado abaixo foi utilizado para coleta de Gleissolo Melânico; B) Amostras de tradagens coletadas na área de ocorrência de Gleissolo e Organossolo, demonstrando a distribuição de Gleissolo Háptico em relação ao Melânico e Organossolo; C) Plintitas presentes na fração grossa de Gleissolo Háptico; D) Coloração GLEY1 4/4 de Gleissolo Háptico e tonalidades avermelhadas causadas pela presença de plintita.



Autoria: Luna (2024).

A análise granulométrica (Quadro 28) representa em maioria uma amostragem referente à Gleissolos Hápticos, implicando diretamente no teor de argila, no conteúdo de

areia no solo e o teor de matéria orgânica que apresenta. Ocorre um ganho de material argiloso entre amostras referentes a 0-20 cm (24,35%) e 80-100 cm (61,63%). O teor dessa fração ao longo das amostras de Gleissolo se demonstrou consistente (Apêndice H), com variação máxima de 10% entre as amostras com menor e maior valor, para ambas as profundidades.

Tal comportamento não foi constatado para quantidade de areia e silte entre as amostras, embora a média aritmética seja respectivamente correspondente à 21,88% (80-100 cm) e 16,53% (80-100 cm). Como exemplo, na profundidade de 80-100 cm a amostra P05B apontou 11,2% de areia, enquanto a amostra P01B registrou 31,6% do material. No entanto, a quantidade de silte para essa profundidade é inversamente proporcional à quantidade de areia, ou seja, a amostra com 31,6% de areia (P01B – Apêndice H) apresentou apenas 12,5% de silte; e amostra com 11,2% de areia (P05B – Apêndice H) resultou em 22,8% de silte. Esse padrão estende-se para a amostragem coletada nos vinte primeiros centímetros de profundidade, com diferenças mais significativas entre areia e silte. Verifica-se também que amostras com maior quantidade de argila resultaram nos valores mais altos de silte em ambos os conjuntos de profundidades.

A partir da granulometria a textura foi classificada como argilosa para 0-20 cm e no limite entre argilosa e muito argilosa para 80-100 cm.

Quadro 28: Análise granulométrica e teor de matéria orgânica de amostras de GX-5.

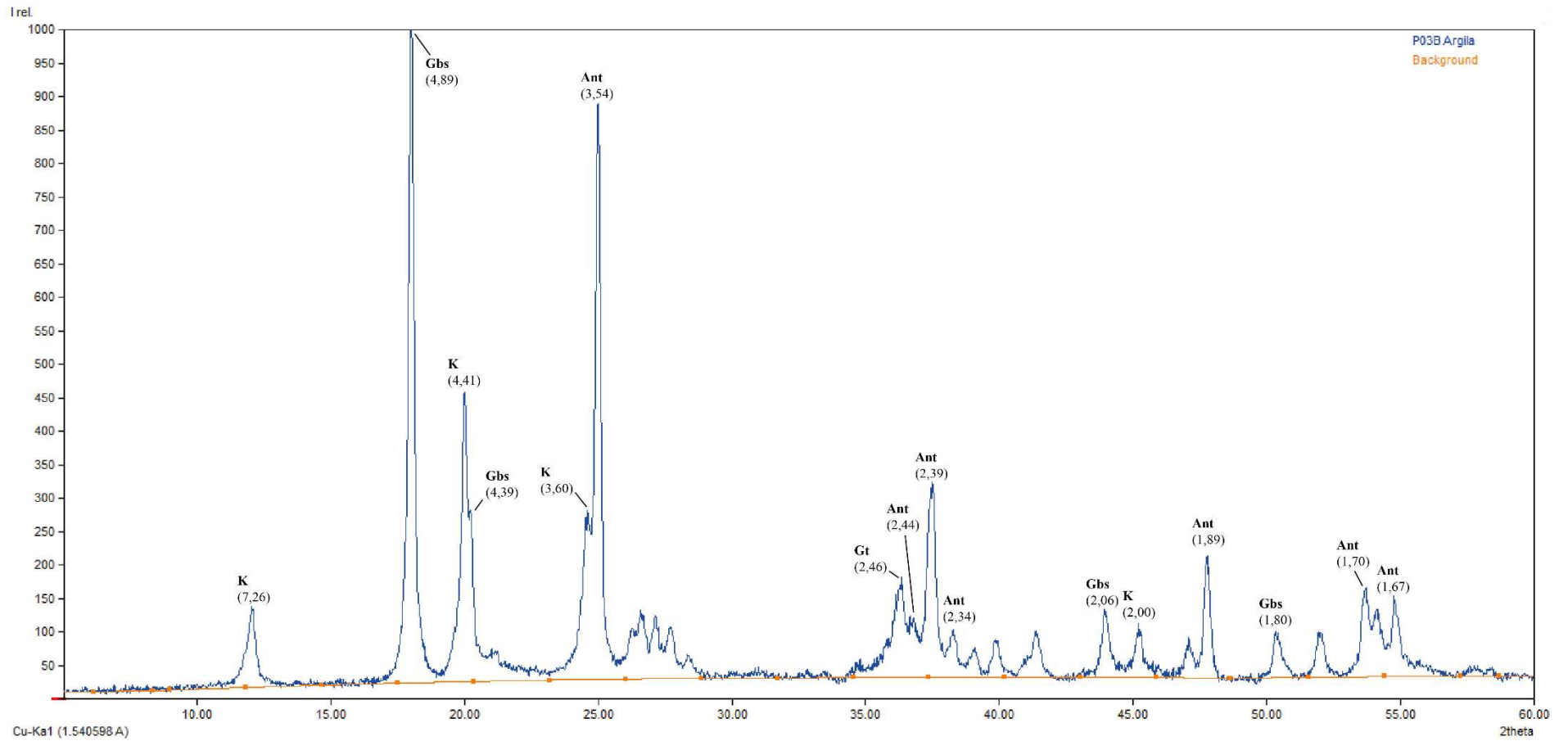
Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Textura	Teor de Matéria Orgânica (%)
		Areia Total	Silte	Argila		
Tradagem*	0-20cm	24,35	18,20	57,48	Argilosa	3,31
	80-100cm	21,88	16,53	61,63	Argilosa	1,45

* Os valores de granulometria e teor de matéria orgânica para a tradagem foram obtidos por média aritmética dos pontos de Gleissolo da área de pasto (Apêndice H).

Autoria: Luna (2024).

Minerais presentes no Gleissolo Háptico obtidos por difratometria de raios-X (Figura 51) consistem em caulinita, gibbsita, anatásio e goethita, cujos picos de melhor cristalização referem-se à gibbsita (0,489 nm) e anatásio (0,354 nm), seguidos da caulinita (0,441 nm) que não se apresentou com pico notável em 0,726 nm. Por fim, a goethita possuiu seu pico identificado em 0,246 nm.

Figura 51: Gráfico gerado a partir da análise de DRX da amostra P03B de Gleissolo.

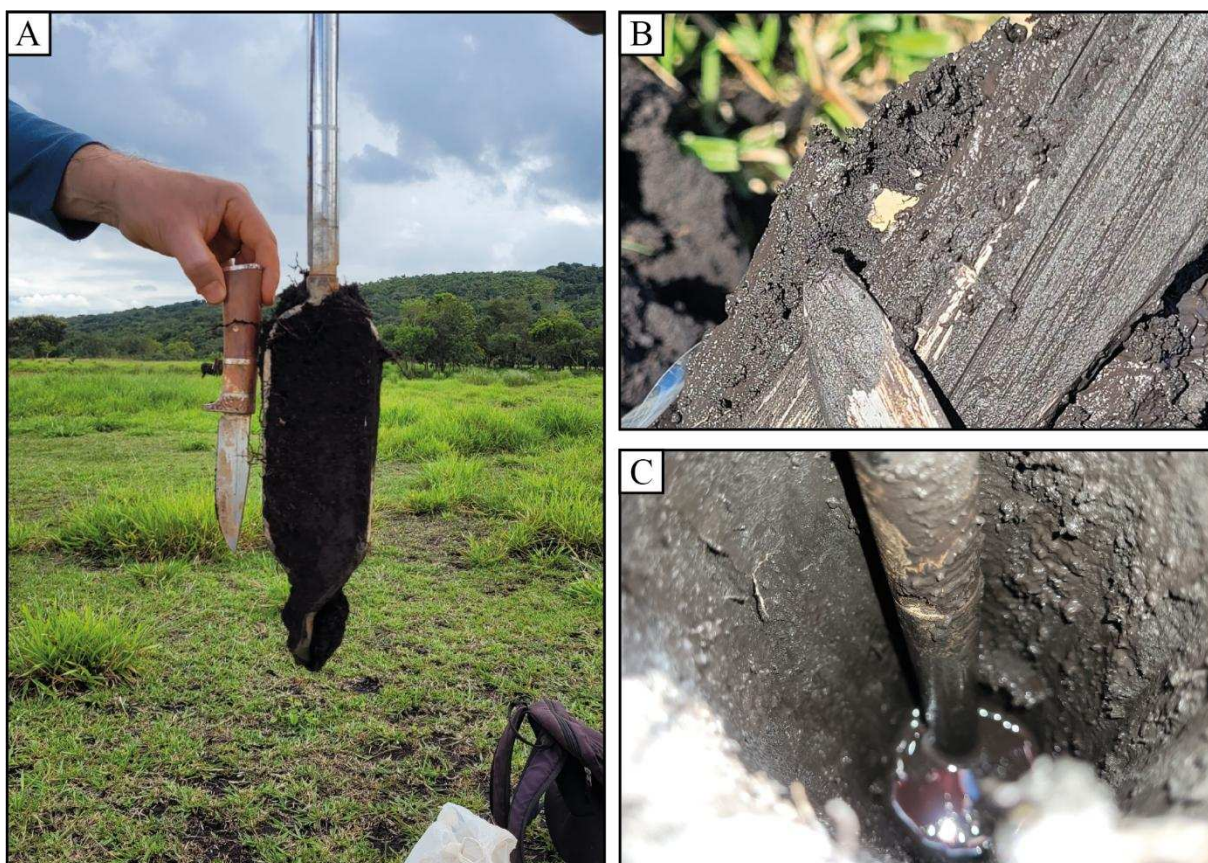


Autoria: Luna (2024).

5.3.2.5 Tradagem Organossolo Háptico (OX-6)

A última ordem de solo identificado no transecto consiste em Organossolos Hápticos (Figura 52A), delimitados, sobretudo pela presença de horizonte H com espessura superior a 40cm, comumente alcançando 60cm ou mais em determinados pontos de tradagem, e por vezes seguidos de horizonte Cg. Abaixo do regolito identificou-se uma camada rochosa, averiguada como arenito por afloramentos e por fragmentos dispersos no solo causados pela abrasão do trado contra a rocha (Figura 52B). Especificamente na região em que transecto foi realizado, comumente verificou-se no verão água em locais suavemente côncavos e nas demais áreas mais elevadas, constatou-se percolação de água no solo (Figura 52C).

Figura 52: A) Tradagem de Organossolo referente ao ponto OX-6, coletado em área destinada à pastagem; B) Ao centro da imagem fragmento de arenito em amostra de tradagem de Organossolo; C) Nível d'água em OX-6, marcando o ambiente como mal drenado. Fotografia obtida na estação outono.



Autoria: Luna (2024).

A textura dos Organossolos foi classificada como franca para 0-20 cm e franco-argiloarenosa para 80-100 cm, conforme IBGE (2015). A granulometria (Quadro 29) em geral demonstrou uma diminuição significativa da porcentagem de argila em relação aos demais solos do transecto, embora ocorra um incremento dessa fração do conjunto de amostragens 0-20 cm (24,60%) para 80-100 cm (32,85%). Esse aumento foi verificado em relação à

diminuição do teor de silte, conforme se aprofunda no solo. O teor de areia, no entanto aumenta cerca de 8% em profundidade. Contrário a consistência de valores verificada para amostras de GX-5, as amostras de OX-6 possuem variações significativas para teor de areia e argila, ocorrendo, por exemplo, 74,1% de argila na amostra P11B (Apêndice H) e 6,9% na amostra P13B (Apêndice H). Essa flutuação de valores foi constatada principalmente nas amostragens posicionadas na transição de Organossolo para Gleissolos Melânicos.

O teor de matéria orgânica por sua vez demonstrou um padrão de queda da amostragem coletada em 0-20 cm (16,44%) para as 80-100 cm (12,83%), ocorrendo valores baixos desse teor em profundidades maiores, provavelmente como resposta à presença de horizontes Cg e a transição para Gleissolos Melânicos.

Quadro 29: Análise granulométrica e teor de matéria orgânica de amostras referentes ao ponto OX-6.

Tipo	Amostra	Granulometria (%)			Textura	Teor de Matéria Orgânica (%)
		Areia Total	Silte	Argila		
Tradagem*	0-20cm	40,52	34,85	24,60	Média	16,44
	80-100cm	48,16	18,96	32,85	Média	12,83

* Os valores de granulometria e teor de matéria orgânica para a tradagem foram obtidos por média aritmética dos pontos de Organossolo da área de pasto (Apêndice H).

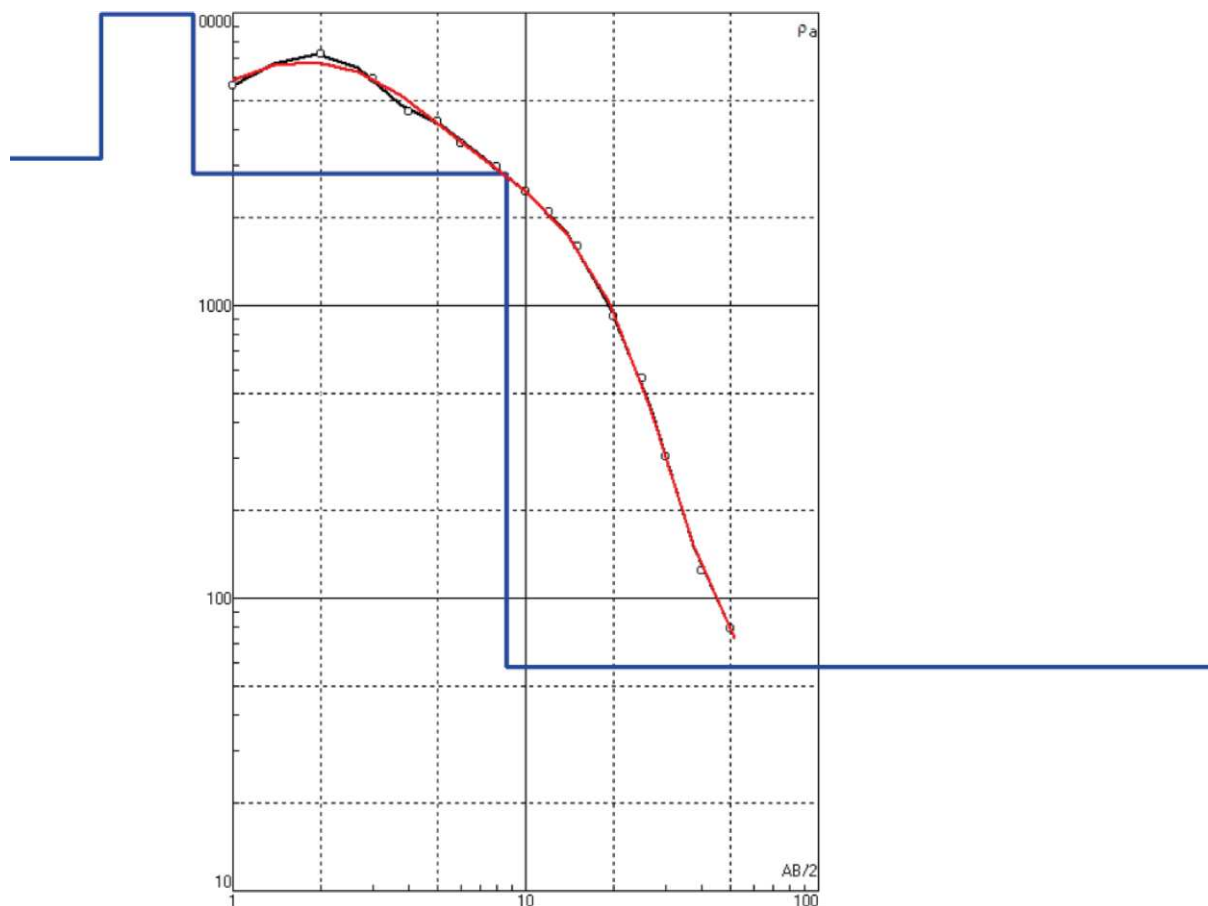
Autoria: Luna (2024).

A construção do perfil vertical elétrico se deu no período de estiagem, com baixa pluviosidade registrada quando a coleta foi realizada (Brasil, 2023). O procedimento geofísico se deu na S3, em área de domínio das planícies fluviais com GX e OX. Ressalta-se que também foi aplicado esse procedimento em áreas de terraços, onde se posicionam os LAC, porém os resultados foram influenciados pelo mal contato entre o eletrodo e o terreno devido o baixíssimo grau de umidade do solo no período em que a investigação geofísica foi realizada, tornando os valores pouco confiáveis por não se aproximarem do modelo predito pelo *software*.

Os resultados da investigação geofísica exibiram os níveis mais baixos que água a subterrânea alcança nas proximidades das tradagens GX-5 e OX-6, referentes ao período de baixa recarga do lençol. Com base na inversão dos dados geofísicos, a curva teórica predita a partir dos dados de campo revelou quatro zonas distintas, interpretadas como quatro camadas (Figura 53). Considerou-se a ambiguidade inerente à interpretação geofísica, resultando na obtenção de dois modelos com diferentes valores de resistividade (Quadro 30). Ambos os

modelos indicaram quatro tendências, cujas resistividades seguiram o padrão de $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$.

Figura 53: Modelagem dos dados obtidos com a investigação geofísica. A curva em preto é representativa dos dados coletados em campo (Apêndice I). A curva em vermelho representa dado previsto pelo modelo. A representação gráfica do modelo de resistividade é indicada em azul. O erro calculado para o modelo foi de 3,46%.



Autoria: Luna (2024).

Quadro 30: Valores previstos para modelagem 1 (representada no gráfico acima) e 2 para os valores de resistividade de cada tendência.

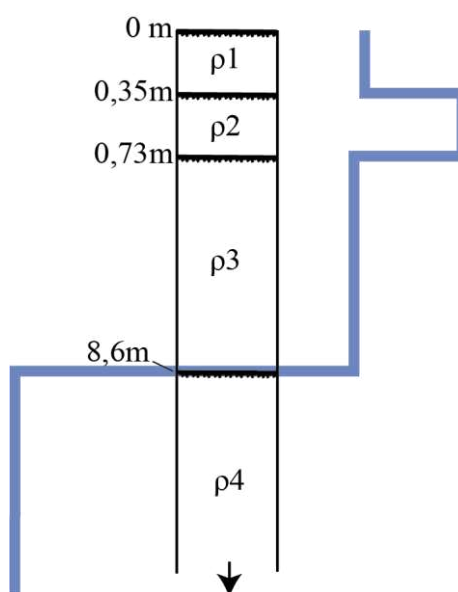
Camada	Resistividade ($\Omega \cdot m$)		Espessura (m)	Profundidade do topo da camada (m)
	Modelo 1	Modelo 2		
ρ_1	3173	3533	0,353	0
ρ_2	24517	18946	0,377	0,353
ρ_3	2814	2902	7,9	0,73
ρ_4	58,5	59,069	—	8,63

Autoria: Luna (2024).

Em relação à espacialização das tendências (Figura 54), a camada ρ_1 apresentou uma resistividade de $3173\Omega m$ (ou $3533\Omega m$) e espessura de 35cm, seguido de uma segunda camada

com 37cm de espessura e resistividade de $24517\Omega\text{m}$ (ou $18946\Omega\text{m}$). A terceira camada apresentou uma diminuição na resistividade, com $2814\Omega\text{m}$ (ou $2902\Omega\text{m}$), iniciada em 73cm de profundidade e espessura de 7,9m. A última camada, ρ_4 , marca a resistividade mais baixa entre todas as camadas de $58,5\Omega\text{m}$ (ou $59,1\Omega\text{m}$), com topo da camada em 8,63m.

Figura 54: Distribuição das camadas propostas baseado nas tendências obtidas a partir da investigação geofísica.



Autoria: Luna (2024).

Keller e Frischknecht (1966) discorrem sobre o comportamento de materiais da crosta frente a correntes elétricas, classificando-os em três diferentes tipos de materiais segundo a capacidade de condutividade: metais, semicondutores e eletrólitos sólidos. Os autores exemplificam materiais metálicos como aqueles que são metais nativos, semicondutores como minérios de sulfeto e o último tipo como, por exemplo, rochas silicáticas.

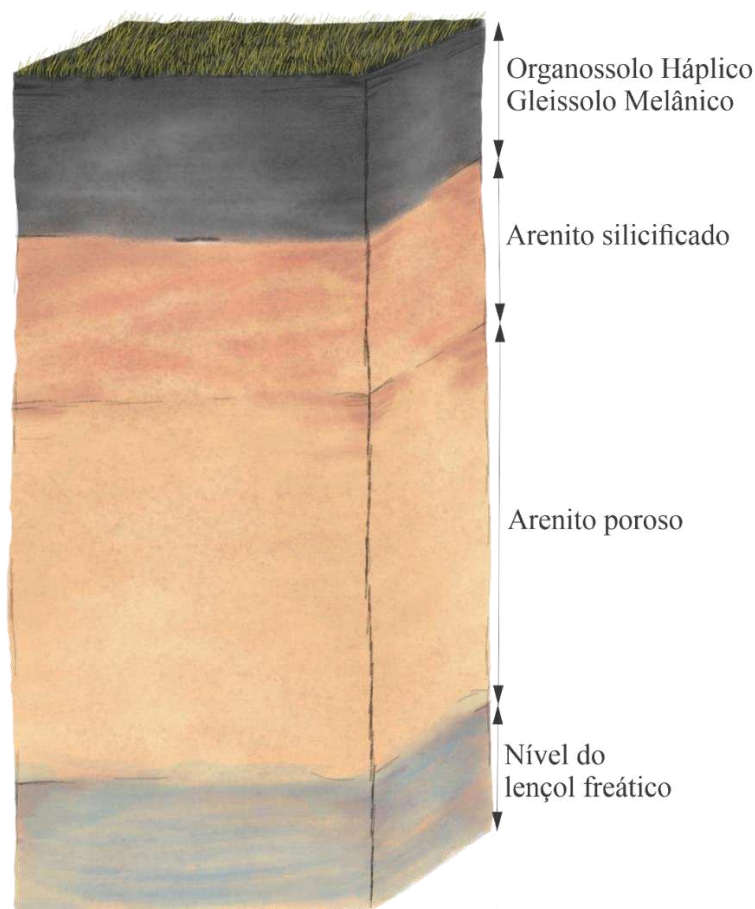
Ainda que se considere o material constituintes das rochas, variações nas propriedades físicas de um pacote rochoso impacta diretamente no comportamento elétrico, uma vez que a porosidade impacta na quantidade de água capaz de percolar, podendo até haver certa porcentagem de sais em solução e então, acentuar a capacidade de uma corrente percorrer pelas rochas (Keller; Frischknecht, 1966). Essas propriedades físicas são de suma importância para o estudo de materiais considerados eletrólitos sólidos, baseado que a corrente elétrica está mais relacionada com porosidade, permeabilidade, o conteúdo que preenche os poros e outros aspectos (Keller; Frischknecht, 1966).

Oposto à condutividade dos materiais, o método geofísico utilizado baseia-se na resistividade, portanto considerou-se que quanto maior é a capacidade condutiva de uma

rocha, menor será sua resistividade. Conforme a geologia local descrita por Chaves e Dias (2017a), Prado Neto *et al.* (2021) e a observações em campo, os únicos materiais presentes no local onde foi realizado a investigação geofísica referem-se à eletrólitos sólidos. Pela escala do método geofísico, variações sutis nos valores que poderiam ser atribuídos às mudanças pequenas da composição do arenito ou ruído não foram notadas ou foram desconsideradas.

A resistividade de uma rocha em que se percola água diminui conforme o conteúdo de água presente, assim como a textura da rocha também pode impactar diretamente nesses valores (Keller; Frischnecht, 1966). Utilizando-se das informações do Quadro 30 e das Figuras 53 e 54, assim como o contexto próximo à T-OX-6, baseado em aspectos identificados por amostras indeformadas e posicionamento de afloramentos do arenito, inferiu-se que: ρ_1 representa os Organossolos/Gleissolos Melânicos; ρ_2 refere-se à camada de arenito silicificado; ρ_3 indica a porção do arenito poroso; e ρ_4 também compreende o arenito não-silicificado, contudo saturado por água, ou seja, o nível freático (Figura 55).

Figura 55: Interpretação das tendências identificadas na investigação geofísica.



Autoria: Luna (2024).

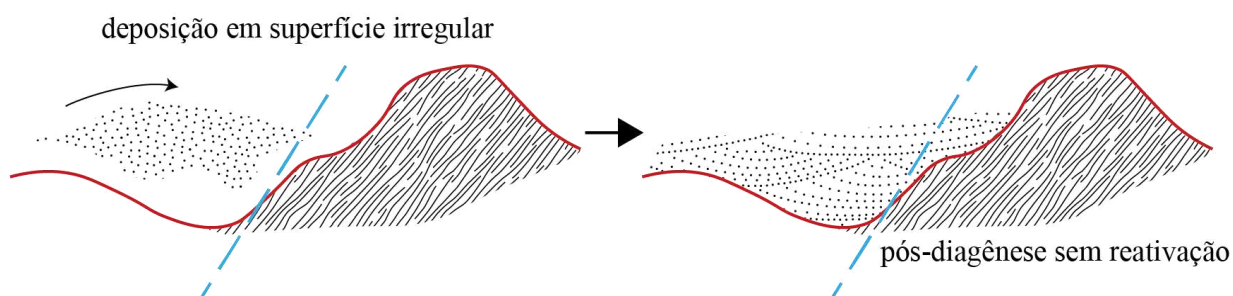
5.4 A evolução do relevo e o desenvolvimento dos solos na Alta Bacia do Rio Bagagem: uma abordagem multiescalar

A distribuição espacial dos solos e seu desenvolvimento na Alta Bacia do Rio Bagagem está associada ao diretamente contexto geológico e geomorfológico evolutivo em borda de bacia sedimentar. A construção da história evolutiva da paisagem a partir do entendimento das superfícies geomórficas S1 para a S3 demandam delimitar eventos anteriores ao estabelecimento da primeira superfície, uma vez que, com destaque para a geologia regional, eventos e materiais que constituem a subsuperfície impactaram nas formas de relevo e nos solos hoje observado.

Neste sentido, as evidências geológicas que dão suporte a hipótese evolutiva a ser trabalhada no capítulo para a Alta Bacia do Rio Bagagem, com enfoque na área onde o transecto foi posicionado, iniciaram-se com o desenvolvimento das falhas geológicas reconhecidas por Chaves e Dias (2017a) em trechos do Rio Bagagem e ao longo do Córrego da Vereda (Apêndice A). As datações do surgimento das estruturas as posicionam como pertencentes à Orogênese Brasileira (Uhlein *et al.*, 2012; Chaves; Dias, 2017a), com prováveis reativações em períodos mais recentes no tempo geológico, com base em diferentes interpretações propostas a seguir.

A deposição dos sedimentos pertencentes à Formação Botucatu foi o segundo evento de grande importância para configuração da estratigrafia na área. Se faz necessário pontuar que a área onde se encontra a Chapada Indianópolis-Celso Bueno é posicionada em borda de bacia e, portanto, a influência do embasamento nos locais de deposição é muito mais pronunciada do que direcionado ao centro da bacia. Sendo assim, variações topográficas para o pavimento que os sedimentos foram depositados muito provavelmente impactaram na espessura das camadas sedimentares (Seer; Moraes, 2017; Davino, 1983). É por meio da reconstrução aproximada de como seria o relevo pré-Botucatu (Davino, 1983) (rever Figura 14) que se levanta a possibilidade da posição topográfica hoje encontrada para a Formação Botucatu (em 920m) e sua relação ao Grupo Araxá (940m) estar vinculada à influência desse paleorelevo, contrapondo uma possível reativação da falha (Figura 56). Davino (1983) pontua em seu trabalho que o fluxo fluvial atuante na época poderia ser compreendido vagamente como o Rio Bagagem, até mesmo anterior a deposição dos arenitos. Contudo o autor trata de forma mais ponderada que essa equivalência seria a partir do período de deposição da Bacia Bauru (Davino, 1983).

Figura 56: Deposição dos sedimentos referentes à Formação Botucatu e posteriormente a diagênese. Nessa hipótese, a posição da unidade estratigráfica em relação ao Grupo Araxá seria resultado de um relevo irregular. O plano de falha está representado pela linha azul tracejada.



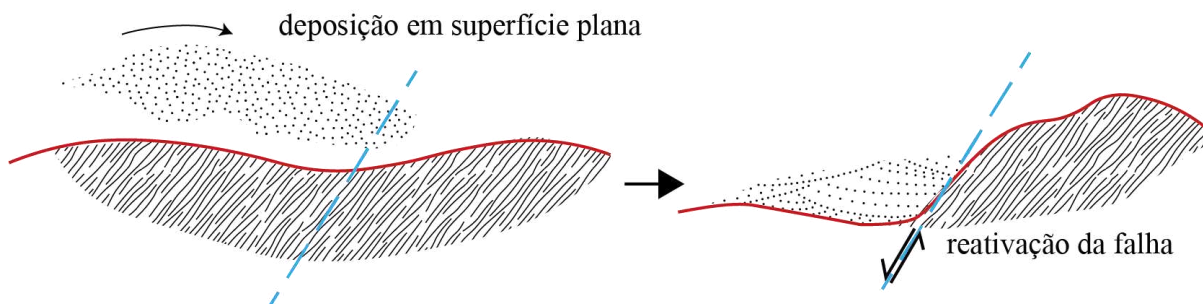
Autoria: Luna (2024).

Em 134 ± 1 Ma ocorre os derrames pertencentes à Formação Serra Geral sobre os sedimentos eólicos da Formação Botucatu (Thiede; Vasconcelos, 2010). Ao longo do transecto não foram encontrados afloramentos basálticos, mas o impacto dos derrames foi identificado no arenito próximo aos solos hidromórficos, cujas feições de *pipes* de fluidização similares às identificadas por Cardoso *et al.* (2017) (rever Figura 13B e D). Considerou-se que o contato com a Formação Serra Geral foi provável responsável pela silicificação de parte do arenito (rever Figura 55), e posteriormente erodido, pouco contribuindo para os solos investigados no transecto. A influência do basalto, no entanto, na Alta Bacia do Rio Bagagem, demonstrou-se muito provavelmente na mudança da coloração de Latossolos Amarelos para Latossolos Vermelhos na superfície S1, identificado por Motta, Baruqui e Santos (2004) (Apêndice B). Acrescenta-se que aproximadamente à 2 quilômetros à montante do transecto, Prado Neto *et al.* (2021) reconheceu basaltos no leito do Rio Bagagem.

Os diques na região de estudo, por vezes até posicionados em contato com a Bacia Sedimentar do Paraná, foram em parte síncronos ao magmatismo do Serra Geral (Almeida, 1986; Seer; Moraes, 2017), com alguns corpos mais jovens, datados à 90Ma (Moraes Rocha *et al.*, 2014). Contudo, foi com a ascensão de corpos alcalinos em 83 ± 3 Ma (Gibson *et al.*, 1995), aproveitando-se de estruturas pré-existentes, que se estabeleceu por completo o Soerguimento do Alto do Paranaíba. A proximidade dos corpos e o impacto que o magmatismo causou em contexto de borda de bacia traria a possibilidade de reativação da falha contida ao longo do Rio Bagagem. Nessa hipótese, considera-se uma topografia mais suave para os locais onde os arenitos eólicos da Formação Botucatu foram depositados e então, a atual posição topográfica entre o arenito e o saprolito do Grupo Araxá seria produto da movimentação da falha, síncrona aos corpos alcalinos (Figura 57). A reativação de estruturas pré-cambrianas nas mediações da Bacia do Paraná foi reconhecida por Batezelli

(2003) e os efeitos do Soerguimento do Alto Paranaíba segundo o autor estendeu-se para exposição das bordas da bacia.

Figura 57: Deposição dos sedimentos da Formação Botucatu em um relevo relativamente plano e pós-diagênese a reativação da falha, resultando no Grupo Araxá em cotas superiores às do arenito. O plano de falha está representado pela linha azul tracejada.



Autoria: Luna (2024).

É ao ponderar sobre a exposição da borda da bacia que a interpretação acerca da deposição dos sedimentos da Bacia Bauru torna as relações estratigráficas mais complexas, uma vez que o espaço de acomodação para os sedimentos seria diminuto em comparação com o espaço disponível bacia adentro. Não foram encontrados afloramentos pertencentes à Formação Serra da Galga na área de estudo, porém foi reconhecida sua existência na região com base no trabalho de Prado Neto *et al.* (2021). No entanto, a Formação Serra da Galga pode estar relacionada com o depósito sedimentar encontrado associado com as camadas lateríticas (rever Figura 18A e C, 39C e D e 41). Para tal, seria necessário o tempo de deposição, diagênese e erosão da unidade estratigráfica, marcando um hiato de deposição e uma superfície de erosão na área. Pelo aspecto dos seixos encontrados nos níveis lateríticos, estipulou-se que o local de proveniência do material não seja distante e que o depósito provavelmente seria correlato com o início do período de agradação da Superfície Sul-Americana, uma vez que essa fase é pontuada por Braun (1971) como responsável pela erosão da Bacia Bauru.

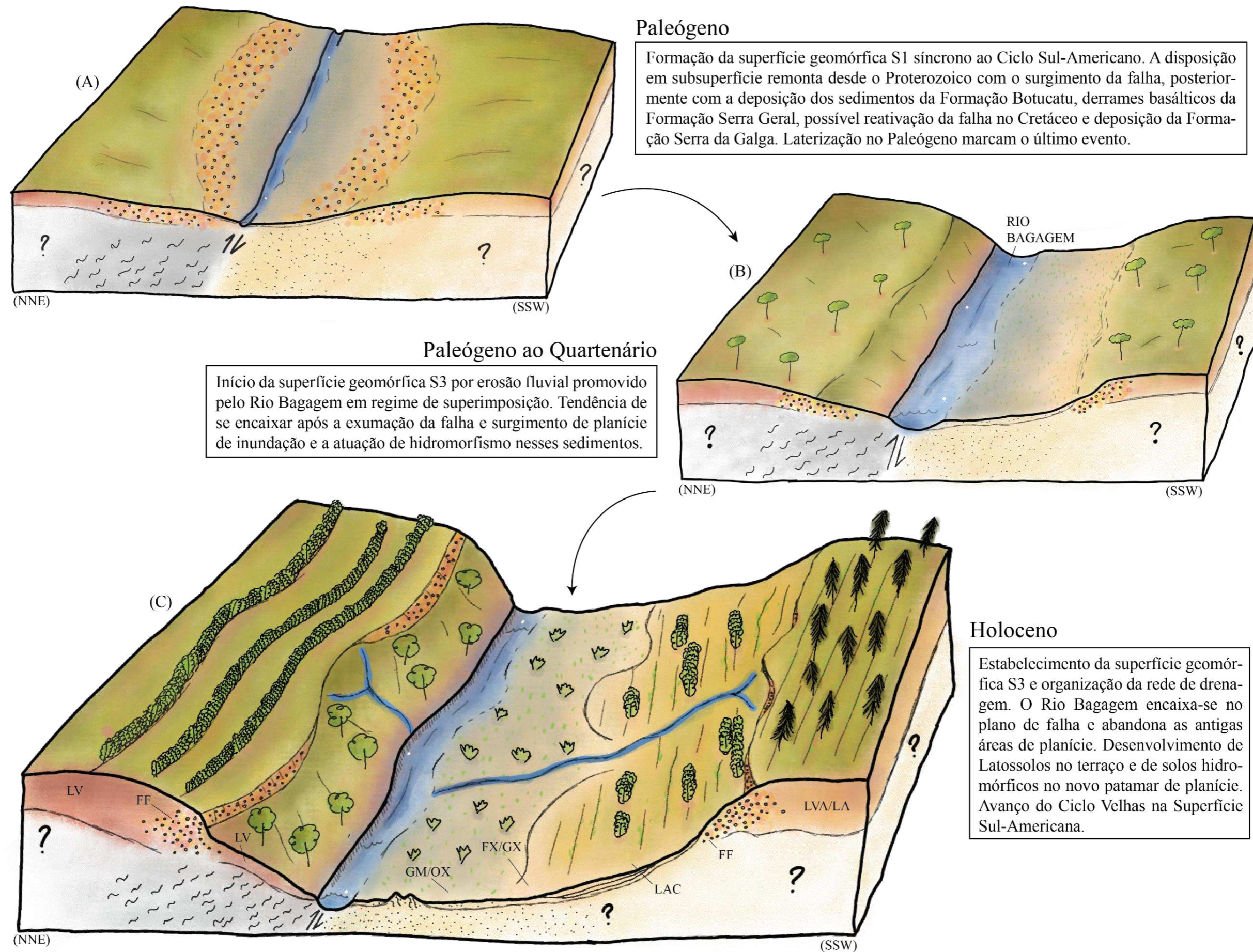
As idades do início dos processos que constituíram a Superfície Sul-Americana possuem discordâncias, mas em geral sua origem foi atribuída ao Cretáceo Superior (King, 1956; Braun, 1971; Ab'Sáber, 1972). É apenas no Cenozoico, no entanto, associado às mudanças climáticas (rever Figura 21), que foram desenvolvidas as camadas lateríticas reconhecidas na região (King, 1956; Braun, 1971).

O desenvolvimento de níveis lateríticos traz consigo fatores do meio que impactam em sua formação. Jenny (1941 apud Thomas, 1994) cita, entre as oito variáveis para o

desenvolvimento, o papel do clima, tectônica, litologia e o regime hidrológico e hidrogeológico. Este último é pontuado por Thomas (1994) como mecanismo principal para origem das lateritas nos planaltos brasileiros. Os processos que envolvem o acúmulo de íons, no entanto, são de complexa discussão, mas Bigham, Fitzpatrick, Schulze (2002) apontam a possibilidade por acumulação relativa e absoluta. É trabalhado por Aleva (1986 apud Campos, 2023) que o comum é o incremento dos dois tipos de acúmulo. Grandes áreas rebaixadas receberam conteúdos de Fe^{2+} derivados de saprólitos, migrados lateralmente pelo lençol freático (Thomas, 1994; Van Wambeke, 1992 apud Bigham; Fitzpatrick; Schulze, 2002). A flutuação do lençol promoveu a entrada de oxigênio no meio e conseqüentemente, a oxidação do ferro, causando a cimentação de materiais que estavam em subsuperfície (Bigham; Fitzpatrick; Schulze, 2002), como observado nos perfis de Plintossolos Pétricos CS-2 (rever Figuras 18A, 18C, 18E, 39E, 40A, 40B e 40C) e CS-9 (rever Figura 41). O aspecto pós-cimentação dos seixos de arenito que compunham a superfície de erosão resultou na classificação do perfil CS-2 como *fácies* conglomerática para a couraça (Boulangé *et al.*, 1973; Alexandre, 2002 apud Campos, 2023), uma vez que a matriz passa a ser composta pelo material ferruginoso.

Estabelecido a mobilização e acúmulo de ferro para a superfície S1, o rebaixamento do lençol freático conforme iniciou-se os processos de evolução da superfície geomórfica S3 permitiram a oxidação e endurecimento dos níveis lateríticos, posteriormente expostos pela própria superfície mais jovem (Figura 58A e B).

Figura 58: Evolução do relevo na Alta Bacia do Rio Bagagem referente à área que compreende os solos do transecto.



Autoria: Luna (2024).

O processo de evolução da Superfície Sul-Americana na área de estudo se desenvolveu síncrono em ambientes afetados por epirogênese positiva após o fim do Cretáceo, entre 65 e 60Ma (Ab'Sáber, 1949; King, 1956; Braun, 1971; Ross, 1991, 2016, 2020; Batezelli, 2003; Ross, 2016; Seer; Moraes, 2017; Varajão, 2023), e logo fortemente intemperizada em 55Ma, no Eoceno (Varajão, 2023). O impacto dos movimentos de soerguimento na área, no entanto, refletiu-se na velocidade de erosão do relevo (Ab'Sáber, 1972). Descartou-se a reativação da falha do Rio Bagagem nesses períodos de soerguimento com base na posição altimétrica das camadas lateríticas da margem norte e sul, ambas em aproximadamente 960m.

O Ciclo Sul-Americano atuou principalmente na formação da superfície geomórfica S1 que se entende por toda superfície de cimeira da Chapada Indianópolis-Celso Bueno. Ainda que mapeamentos na região reconheçam os materiais que pavimentam essa superfície como pertencentes ao Quartenário (Pinho *et al.*, 2017), com base na interpretação da área, somado às descrições de outras unidades presentes nesses mapeamentos, assumiu-se que os materiais que recobrem a Superfície Sul-Americana na região tratam-se de idade Neógena ou Paleógena (Chaves; Dias, 2017a; 2017b; Cardoso *et al.*, 2017), assim como foi visualizado por Curi e Franzmeier (1984) em Goiás, Macedo e Bryant (1987) no Distrito Federal e Marques *et al.* (2004) em Minas Gerais e Goiás. A implicação de uma idade mais antiga para os sedimentos argilosos da Superfície Sul-Americana impacta diretamente na disposição de solos e no grau de intemperismo que apresentam em comparação a superfícies mais jovens, na área de estudo, identificadas como a S2 e S3. É devido à ausência de novos períodos de deposição na superfície S1 que se garantiu um longo período de exposição do material às intempéries (Ross, 1991, 2020).

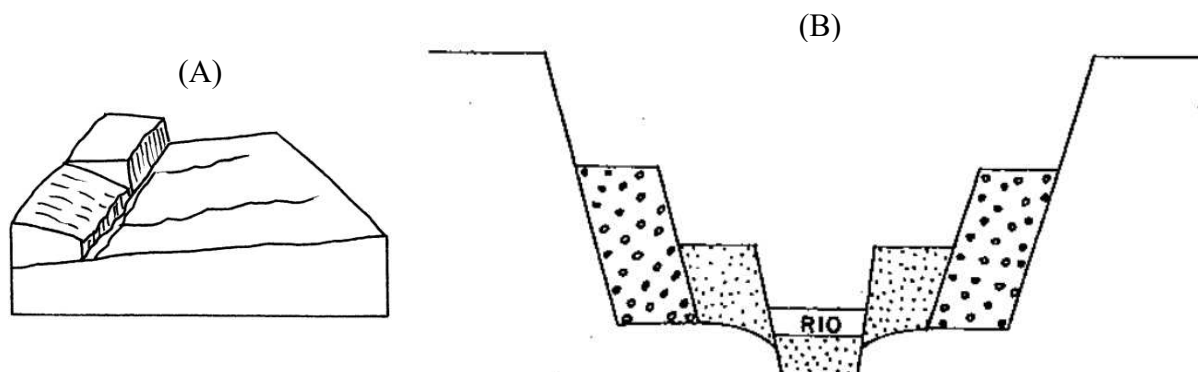
Para Cavalcanti *et al.* (2023), depósitos de cascalho identificados a cerca de 6 a 15m acima do curso atual do Rio Uberaba na Chapada Uberaba-Uberlândia indicam um episódio de soerguimento mais recente na região. Ao considerar processos tectônicos e erosivos dessa chapada com os decorridos na Chapada Indianópolis-Celso Bueno, foi possível traçar um paralelo que ajudaria a compreender a evolução da área de estudo. Feltran Filho (1997), contudo, reconhece que algumas equivalências, como a altitude de unidades estratigráficas, tornaram-se complexas com a perturbação exercida pelo tectonismo na Chapada Indianópolis-Celso Bueno, referente à exposição da borda da bacia pelo Soerguimento do Alto do Paranaíba. Ainda que haja essa dificuldade para uma análise conjunta das chapadas, considerou-se a posição topográfica do nível de terraço e planície atual do Rio Bagagem em

relação ao curso atual do rio, que permitiria inferir que o entalhamento do rio seria consequência de um soerguimento mais jovem na escala geológica e/ou a incisão decorria de mudanças climáticas. Ademais, pequenas reativações no Quaternário foram propostas por Firmino, Vargas e Fortes (2023), mas sem que o reflexo destes movimentos seja visível na paisagem, tendo como influência para a dissecação apenas a presença da estrutura. Estudos acerca da neotectônica na área seriam necessários para descartar ou fortalecer tal hipótese, mas o posicionamento dos patamares de terraço e planície auxiliam a compreender que o Rio Bagagem já atuou como mais erosivo do que seu regime atual.

Outra condição que pode justificar o grau de erodibilidade que o rio havia apresentado além dos fatores tectônicos e climáticos trata-se da natureza do material que compunha os locais que hoje foram dissecados e representam a S3. A ação do lençol freático na paleosuperfície é registrada pelos níveis lateríticos e, portanto, tonaram-se marco dos locais em que atuou, auxiliando provavelmente também com o desenvolvimento de saprólitos (Twidale, 2004) no local. Ainda deve-se considerar a presença do Rio Bagagem na região pré-Serra da Galga (Davino, 1983), com o desgaste de material sedimentar que teria sido depositado.

Atribuiu-se a evolução da superfície geomórfica S1 para a superfície S3 como resultante da ação erosiva do Rio Bagagem. A dissecação do relevo tornou-se complexa ao considerar os fatores apresentados anteriormente, embora a interpretou-se que a rede de drenagem local tenha sido reorganizada de maneira passiva, ou seja, quando ela “se adapta a estruturas herdadas de esforços que nuclearam falhas antigas” (Firmino; Vargas; Fortes, 2023, p. 222). Neste caso, a hipótese de não ter ocorrido novas movimentações da falha ao longo Cenozoico tornou-se a mais provável e, embora o Rio Bagagem comporte-se atualmente semelhante à disposição espacial de rios que sofreram inflexão (Figura 59A), evidências estratigráficas, geomorfológicas, disposição dos solos e feições nos afloramentos de arenito contidos no transecto relacionam a evolução do Rio Bagagem como superimposição. Essencialmente esse comportamento indica que o sistema de drenagem percorria na paleosuperfície composta por sedimentos e camadas lateríticas sem correlação direta com estruturas geológicas, contudo a consequente dissecação do relevo e a influência falha, por promover uma zona de fraqueza, permitiu a exumação da feição e posteriormente a preferência do rio de manter-se encaixado (Twidale, 2004; Firmino; Vargas; Fortes, 2023). (Figura 58B).

Figura 59: A) Esquema referente à reorganização de rios impactados por inflexão; B) Comportamento de terraços fluviais (circunferências maiores) e planícies de inundação (circunferências menores) quando o entalhamento do canal se deriva de processo tectônico.



Fonte: A) Twidale (2004, p. 194); B) Christofolletti (1980, p. 85).

A importância da falha e o comportamento do Rio Bagagem frente à tal feição é clara ao considerar as origens para os diferentes patamares do relevo e o surgimento de terraços, conforme indica Christofolletti (1980). O autor classifica os terraços fluviais como áreas em geral aplainadas que não são inundáveis, mesmo em épocas de cheias. Esses locais foram tratados como antigas planícies de inundação que se formaram pela influência de diversos fatores capazes de modelar o relevo, com destaque para ciclos erosivos capazes de entalhar a drenagem como resposta à movimentos tectônicos (Christofolletti, 1980). Portanto, ainda que não haja evidências de reativação da falha Cenozoico, a falha contribuiu para o entalhe do Rio Bagagem e formação dos terraços encaixados (Figura 59B), local onde atualmente se dispõem os Latossolos Acinzentados. Por outro lado, a constante ação modeladora do Rio Bagagem atualmente e o futuro surgimento de uma nova superfície geomórfica a partir da S3a (rever Figura 29) indica a possibilidade de que as áreas que hoje são recobertas pelos solos hidromórficos serão classificadas como terraços estruturais (Christofolletti, 1980), uma vez que os arenitos da Formação Botucatu promovem a quebra de relevo devido sua resistência à erosão. A formação da S3a pode estar relacionada com o Ciclo Velhas e o seu avanço ao interior da chapada por meio da erosão regressiva dos canais que se dirigem a Faixa de Dobramentos Brasília.

Ademais, a contribuição dessas camadas rochosas se estende como um dos fatores responsáveis pelo acúmulo de água numa área relativamente distante do canal atual do rio. O material silicificado que ocorre na *fácies* da área contribui com a baixa percolação da água, que resulta em garantir a presença dela num patamar mais superficial do relevo. Essa camada de rocha silicificada foi constatada a partir da alta resistividade entre as profundidades de 0,35 e 0,73m (Figuras 53, 54 e 55).

O que permite a identificação das áreas de terraços e planícies (Apêndice C) e contribui para a interpretação acerca da disposição atual desses iniciou-se com a relativa posição do Rio Bagagem segundo Davino (1983), que permitiu inferir onde houve a atuação do rio anterior ao desenvolvimento da superfície S3. Também deve-se considerar a distribuição espacial dos Latossolos Acinzentados e solos hidromórficos unidos às feições de marmitas presentes nos afloramentos da Formação Botucatu. Christofolletti (1980) define tais feições como “um tipo especial de corrosão, originada pelo movimento turbilhonar sobre as rochas do fundo do leito” (p. 75), o qual o autor nomeia como evorsão. A corrosão dessas rochas contribui para a reconstrução de um paleocanal do rio Bagagem, que transitava onde hoje é sua planície. É necessário considerar que anterior à evorsão, já existiam características similares na rocha atribuídas aos *pipes* de fluidização e logo, tornou-se de difícil identificação as feições originadas apenas a partir da interação de lavas com sedimentos ou da erosão causada pelo rio, podendo muitas vezes ser a união dos dois acontecimentos.

A possibilidade de remontar a evolução do relevo na Alta Bacia do Rio Bagagem se baseia em características identificadas na distribuição dos solos do transecto, mas também os solos possuem heranças relacionadas diretamente com o modelado em que se desenvolveu. Com base nessa relação, as evidências que justificam o posicionamento dos perfis de solo no transecto foram melhor compreendidas quando as atribuindo ao contexto do desenvolvimento das superfícies geomórficas S1 e S3.

Um dos fatores que mais agregou à discussão acerca dos solos contidos na superfície S3 e sua gênese está associado com a mineralogia identificada nos Gleissolos Háplicos e Latossolos Vermelho-Amarelo, Vermelho e Acinzentado. O contexto mineralógico refletiu-se em comportamentos visualizados na micromorfologia e macromorfologia (Ferreira; Fernandes; Curi, 1999a, 1999b), como também pode ser influenciado pelo posicionamento dos solos no relevo (Curi; Franzmeier, 1984). Assim como o aplainamento das formas, a mineralogia neste caso foi predita em parte pelo material de origem e o período em que o intemperismo e a pedogênese foi exercida. Como exemplo, Marques *et al.* (2004) associaram a geoquímica dos solos da Superfície Sul-Americana como reflexo do intemperismo químico intenso.

Esta relação entre os materiais que compõe a Superfície Sul-Americana e os resultados apresentados no capítulo anterior, com ênfase nos Latossolos, vão ao encontro da mineralogia típica esperada para essa Ordem. Para Santos *et al.* (2018) os Latossolos apresentam composição de minerais secundários em maior parte, derivados do intemperismo acentuado

que alteram os minerais primários. Sendo assim, para Ferreira, Fernandes e Curi (1999b) e Kämpf, Curi e Marques (2016), os minerais comuns em Latossolos são caulinita, goethita, gibbsita e hematita, considerando a fração argila, também reconhecidos em perfis estudados por Macedo e Bryant (1987).

Para o presente trabalho, visualizou-se um comportamento mineralógico semelhante para todos os solos localizados na vertente sul do transecto, posicionando o grupo referente ao LV-8, posicionado na vertente norte, em uma discussão própria acerca de sua origem. Macedo e Bryant (1987) compreendem o impacto que o material fonte para os solos podem resultar na formação da hematita, quando as rochas que forneceram os minerais primários possuíam o teor de ferro necessário para ter a hematita como produto secundário. Ao considerar as litologias identificadas pelos autores e os saprólitos de micaxisto (rever Figuras 12A e 31B) na área estudada, inferiu-se que a mineralogia descrita para o Grupo Araxá localmente corrobora com a formação da hematita.

Ainda que não tenha sido realizado difratometria de raios-X para os Latossolos Vermelhos do topo da superfície geomórfica S1 (LV-10), muito de sua mineralogia foi inferida com base em seu posicionamento no relevo e sua coloração avermelhada, associada com óxidos de ferro (Bigham; Fitzpatrick; Schulze, 2002). Contudo, para os Latossolos Vermelho-Amarelo da mesma superfície (LVA-1, S1), a associação tornou-se complexa, uma vez que seus matizes de 5YR (Bw1 e Bw2) superaram o limite usual de 2.5Y a 7.5YR para goethita (Bigham; Fitzpatrick; Schulze, 2002), permitindo inferir que LV-10 obteve contribuição de outro material na formação das coberturas neogênicas, que difere do material do LVA-1. Nos dados mineralógicos deste, embora o pico de cristalização não seja tão significativo quando em comparação com os demais minerais identificados, foi o único mineral do grupo dos óxidos de Fe identificado. Com base na interpretação das cores dos solos, estipulou-se que o Latossolo Amarelo de Cardoso (2021) e Cardoso *et al.* (2021), mesmo sem a descrição de cor, tenha como óxido de ferro mais comum no solo a goethita.

Independentemente do óxido de Fe presentes nos perfis do transecto, os teores de ferro para esses resultaram em aproximadamente 10%, constatando que não pertencem à maior parcela de materiais quem compõe os solos. O componente de maior porcentagem é dado por Al_2O_3 , provavelmente relacionado com a presença da gibbsita e caulinita. Dos solos do transecto, LVA-1 e LV-8 foram classificados por Vieira (1988) como Latossolos com baixa argila silicatada; e os Perfis 19 e 20 de Motta, Baruqui e Santos (2004), somado ao LV-8, foram apontados como solos gibbsíticos/oxídicos pela classificação de Santos *et al.* (2018).

Para LVA-1, a classificação se deu como caulinitica-oxídica, mas no limite para solos gibbsíticos/oxídicos. A partir dos resultados das análises de DRX, as classificações que ponderam os valores de K_i e K_r e a mineralogia típica de Latossolos (Curi; Franzmeier, 1984; Macedo; Bryant, 1987; Ferreira; Fernandes; Curi, 1999b; Kämpf; Curi; Marques, 2016), considerou-se a gibbsita como principal mineral dos perfis LVA-1 e LV-8, embora ressalte-se que para LV-8, o pico de melhor cristalização foi marcado pela caulinita.

A gibbsita é relacionada à materiais de origem fortemente intemperizados por extensos períodos, em ambientes bem drenados, de clima úmidos e quentes (Kämpf; Curi; Marques, 2016), tornando as condições necessárias para formação de minerais inerentes aos Latossolos (Santos *et al.*, 2018; Huang *et al.*, 2002). Portanto, o mineral possui grande assimilação com os locais em que se desenvolveram Latossolos na superfície geomórfica S1. Comumente a formação da gibbsita em solo envolve o processo de dessilicação (Huang *et al.*, 2002), decorridos em longos períodos de exposição do material às intempéries (Macedo; Bryant, 1987). Ademais, a acidez natural dos Latossolos (Santos *et al.*, 2018) também se relaciona com a mineralogia, uma vez que a intensa intemperização resulta na lixiviação de materiais alcalinos (Huang *et al.*, 2002; Lepsch, 2011). O pH sob esta perspectiva permite compreender a relação entre solos evoluídos e altos teores de alumínio (Roaquim, 2010) e a perda de sílica (Huang *et al.*, 2002), atribuído na área de estudo ao LVA-1 e LV-8.

Relacionou-se a distribuição das coberturas detrito-lateríticas que pavimentam a Superfície Sul-Americana e os processos intempéricos que atuaram no material para a melhor interpretação do LVA-1 e LV-10. Espindola e Daniel (2008) consideram um solo desenvolvido quando o perfil de regolito possui espessura significativa, mineralogia característica de solos muito intemperizados, baixo teor de bases, relação silte/argila com valores reduzidos e a fração areia composta por quartzo e minerais resistentes. Das especificações levantadas pelo autor, considerou-se o Latossolo Vermelho-Amarelo como o melhor exemplo de solo bem desenvolvido dentre os perfis do transecto. Ademais às características morfológicas, micromorfológicas e mineralógicas do LVA-1, considerou-se o impacto do material de origem desse solo em seu comportamento, uma vez que as coberturas que compõe parte da Chapada Indianópolis-Celso Bueno são reflexo de vários ciclos de intemperização química na área.

Tal associação entre as coberturas e chapadas no Brasil também foram observadas por outros autores em distintas áreas do país (Curi; Franzmeier, 1984; Macedo; Bryant, 1987; Motta *et al.*, 2002; Marques *et al.*, 2004), correlacionando a relativa homogeneidade dos

materiais como um fator que afeta diretamente na granulometria dos solos que se desenvolveram nesse contexto, visto que, em grande parte as coberturas tendem a serem argilosas e resultam em solos também nesta classe textural.

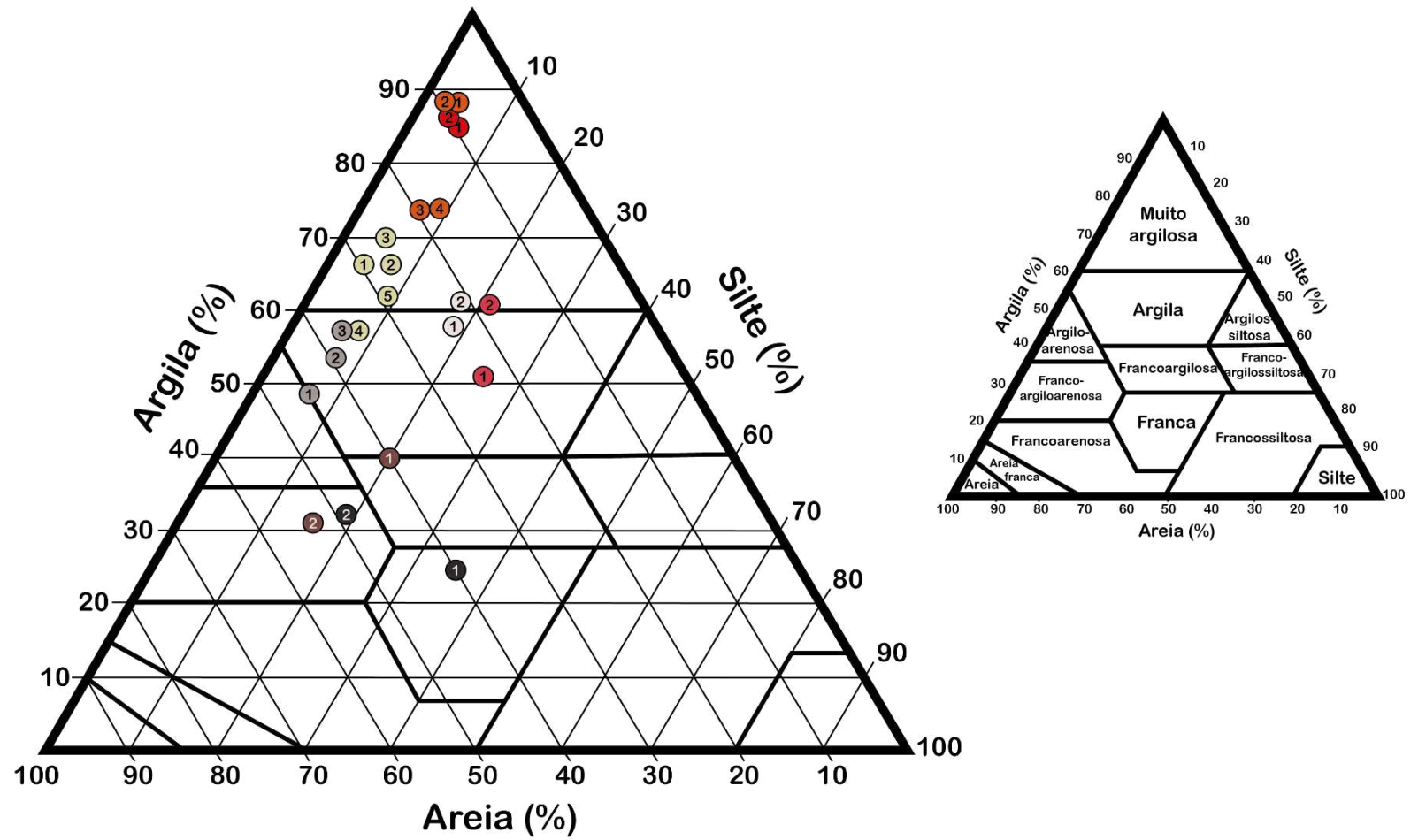
Baseado neste raciocínio, Van Wambeke (1962) considerou a possibilidade de datação relativa entre solos com base no desenvolvimento do regolito e/ou a influência do material de origem. O autor utilizou-se da relação silte/argila para comparação de idade e determinação do grau de intemperismo (Donagemma *et al.*, 2017), embora a caracterização do próprio material de origem pode alterar a distribuição granulométrica e conseqüentemente prejudicar a interpretação. Levou-se em consideração tal problemática para análise das relações silte/argilas adquiridas para os horizontes diagnósticos dos Latossolos. Deste modo, assim como foi utilizado nos pontos LV-8 e LVA-1 com base em suas cores para assumir a existência da hematita no LV-10, ambos pontos também auxiliaram na dedução dos prováveis materiais de origem de cada solo.

O LVA-1 e o LV-10, localizados nos topos extremos do transecto (Figura 32) apresentaram valores semelhantes quanto a relação silte/argila, embora o LV-10 tenha demonstrado um teor de silte sutilmente superior para o horizonte Bw1. A pouca diferença comparativa entre ambos os solos não permite por si só pontuar a qual solo provavelmente esteve exposto à intempérie por um maior período de tempo, uma vez que ambos aparentam estar num mesmo estágio de evolução, sendo necessário chamara interpretação da micromorfologia e a cota topográfica em que se encontram. Van Wambeke (1962) também utiliza da estrutura predominante nos solos para compreender a idade do regolito, no entanto tanto o LVA-1, quanto o LV-10 apresentam comportamento granular, inviabilizando essa interpretação.

Os Latossolos Vermelhos (LV-8) desenvolvidos abaixo do nível laterítico se tornam uma exceção para os demais Latossolos do estudo. Deve-se considerar a diferente metodologia utilizada para as análises das amostras referentes ao LV-8, cuja recomendação não se aplica para solos muito argilosos e pode ter resultado em menor contabilidade da fração argila em relação ao silte (Donagemma *et al.*, 2017). O posicionamento dos saprólitos de micaxisto pertencentes ao Grupo Araxá e a proximidade das camadas lateríticas (rever Figura 31A e B) permitem associar os solos pertencentes ao ponto LV-8 como desenvolvidos a partir dos produtos do intemperismo do xisto. Neste solo foram reconhecidas feições remanescentes da rocha, demonstrando que não alcançaram o nível de destruição suficiente para tornar o material homogêneo, como é descrito para o que ocorre nas áreas do LVA-1. A

granulometria então das amostras do LV-8 demonstrou um teor elevado de silte e areia, quando em comparação com o LVA-1 (Figura 60). Unido da posição topográfica do LV-8, associou-se estes teores ao grau de intemperização do material de origem menos expressivo que os solos da superfície geomórfica S1, assim a exposição do relevo e a ação da pedogênese como mais recentes na escala temporal.

Figura 60: Triângulo textural conforme IBGE (2015), com os valores da granulometria dos solos presentes no transecto.



Latossolo Vermelho Amarelo

- ① Horizonte Bw1
- ② Horizonte Bw2
- ③ 0 - 20 cm
- ④ 80 - 100 cm

Latossolo Vermelho-10

- ① Horizonte Bw1
- ② Horizonte Bw2

Latossolo Vermelho-8

- ① 0 - 20 cm
- ② 80 - 100 cm

Latossolo Acinzentado

- ① Horizonte Bw1
- ② Horizonte Bw2
- ③ Horizonte Bw3
- ④ 0 - 20 cm
- ⑤ 80 - 100 cm

Gleissolo Háplico

- ① 0 - 20 cm
- ② 80 - 100 cm

Organossolo Háplico

- ① 0 - 20 cm
- ② 80 - 100 cm

Plintossolo Pétrico (CS-9)

- ① 0 - 20 cm
- ② 80 - 100 cm

Plintossolo Háplico

- ① Horizonte BA
- ② Horizonte Bfg1
- ③ Horizonte Bfg2

Dado a metodologia aplicada para a difratometria de raios-X, o reconhecimento dos minerais específicos identificados como 2:1 com hidróxi entrecamadas (HE) tornou-se inviável, sendo possível apenas a discussão de suas presenças segundo as condições para formação e a viabilidade conforme os ambientes encontrados para LV-8 e LAC-3. Para Azevedo e Vidal-Torrado (2016) o surgimento de minerais 2:1 HE em solos ácidos comumente está relacionado com o intemperismo de micas, assim como usualmente ocorre para a formação de vermiculitas (Azevedo; Vidal-Torrado, 2016). Contudo as condições necessárias para a formação da vermiculita as tornam pouco prováveis de ocorrência para os ambientes da área de estudo (Azevedo *et al.*, 2012; Azevedo; Vidal-Torrado, 2016). Kämpf, Curi e Marques (2016) reconhecem que a intemperização de biotita e muscovita podem levar a um caminho de transformações que geram vermiculita e esmectita com hidróxi-Al entrecamada (VHE e EHE) como produto. Considerou-se a possibilidade da presença dos minerais 2:1 HE no LV-8 estarem relacionados com o saprolito de micaxisto, reforçando que esse seja o material de origem desses solos.

Para o caso do Latossolo Vermelho da superfície S1 (LV-10), trabalhou-se com a dedução que o material de origem também se deriva das coberturas da Superfície Sul-Americana, utilizando-se com base na similaridade granulométrica e da relação silte/argila com o LVA e as divergências com o LV-8. Contudo, a porcentagem de areia, a presença de hematita nos solos e a identificação de clastos de laterita na descrição micromorfológica permitiram inferir que os solos do LV-10 possuíram contribuição da camada laterítica posicionada em 960m.

O entendimento micromorfológico e morfológico também pode ser relacionado às características mineralógicas, uma vez que os óxidos de ferro, a gibbsita e a caulinita refletem no comportamento dos agregados do solo (Goldberg, 1989 apud Bigham; Fitzpatrick; Schulze, 2002; Huang *et al.*, 2002; Ferreira; Fernandes; Curi, 1999a, 1999b). Para Huang *et al.* (2002), os minerais do grupo de óxidos e hidróxidos de Fe e Al causam grande agregação e por consequência, alta pedalidade e melhor permeabilidade, embora Ferreira, Fernandes e Curi (1999a) atribuem a predominância do Al sobre o Fe para agregação de Latossolos. Reconhece-se que outros processos que não serão discutidos também são associados com a origem da morfologia e micromorfologia desses solos (Brewer, 1976; Vidal-Torrado, 1994).

A partir de inferências acerca da mineralogia do Latossolo Amarelo (Cardoso, 2021; Cardoso *et al.*, 2021) que se compreendeu parte do grau de desenvolvimento avançado desse solo. Ainda que não haja dados químicos de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ para o LA e por

consequência, a ausência da classificação deste perfil segundo Santos *et al.* (2018) e Vieira (1988) com base nos valores de K_i e K_r , interpretou-se que o LA possua mineralogia gibbsítica como predominante, com base em seu comportamento micromorfológico. Essa suposição foi reforçada com base no seu posicionamento no interior da Chapada Indianópolis-Celso Bueno (Cardoso, 2021), dada a estabilidade da paisagem que permitiu a intensa ação da pedogênese. Esse entendimento também foi reconhecido por outros trabalhos em contextos semelhantes (Macedo; Bryant, 1987; Marques *et al.*, 2004; Ferreira; Fernandes; Curi, 1999a, 1999b), reforçando a constante manutenção do intemperismo químico, já previamente estabelecido como fator crucial para dessilicação de solos e corroboração para surgimento vasto da gibbsita (Huang *et al.*, 2002).

No perfil de Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA-1) a alta pedalidade também foi visualizada em lâmina e refletida no alto grau de desenvolvimento do solo na macromorfologia. O perfil também apresenta domínio da estrutura granular, concordante com o teor gibbsítico do solo (Resende *et al.*, 1998 apud Ferreira; Fernandes; Curi, 1999a). Assim como as condições inferidas para o desenvolvimento do Latossolo Amarelo, o LVA-1 possui características condizentes com longo período de intemperismo químico. Associado com sua posição na superfície S1, de maior altitude do transecto, também se inferiu que se trata do solo mais antigo dentre os presentes no transecto.

Oposto ao comportamento dos solos oxidícos e gibbsíticos, o Latossolo Acinzentado (LAC-3) possui composição caulínica conforme a classificação de Vieira (1988) e Santos *et al.* (2018), cujo impacto também foi visualizado nas características morfológicas e micromorfológicas. A caulinita é um mineral comum em solos muito intemperizados, formadas por regime de monossilificação (Kämpf; Curi; Marques, 2016), embora diferentemente da gibbsita que comumente é relacionada aos longos períodos de exposição do material (Huang *et al.*, 2002), a caulinita pode ser herdada de um material já intemperizado (White; Dixon, 2002) e não exige tanta exposição às intempéries para alterar os minerais primários que as geram (Kämpf; Curi; Marques, 2016). A caulinita dos solos do ponto LAC-3 então foi atribuída à perda de ferro sob condições hidromórficas, resultando no acúmulo de material caulínico.

A predominância da caulinita refletiu-se na estrutura predominante de blocos angulares para os horizontes diagnósticos, fato esse também reconhecido por Ferreira, Fernandes e Curi (1999a, 1999b); e no comportamento micromorfológico no domínio 1 da lâmina (Figura 46A, D e E). Ferreira, Fernandes e Curi (1999b) descreveram que o

comportamento da caulinita em Latossolos promove “[...] plasma denso, contínuo, com pouca tendência ao desenvolvimento de microestrutura, razão do ajuste face a face das placas de caulinita” (p. 512). Tais características também foram visualizadas para a lâmina do Plintossolo Háptico (FX-4) e, portanto, atribuiu-se que o comportamento também pode ter sido herdado de solos hidromórficos.

A perda de ferro para os solos hidromórficos é atribuída às condições aeróbicas que resultam na redução do Fe^{3+} para Fe^{2+} , podendo haver O_2 preso em alguns poros do solo, que resultariam em um novo ciclo de oxidação de Fe (Bigham; Fitzpatrick; Schulze, 2002). Os autores relacionaram esses processos à formação de padrões que marcam a redução e acúmulo de ferro, como observado na lâmina do Plintossolo Háptico com a presença de nódulo (Figura XX), resultado da oscilação do nível freático (Castro; Cooper, 2019). A perda do ferro nesse contexto implica a cor acinzentada nos solos (Bigham; Fitzpatrick; Schulze, 2002), também observado para os Gleissolos Hápticos e Latossolos Acinzentados. A ausência total do ferro nos solos não foi observada, tendo em vista ocorre a identificação da goethita para a fração argila no GX-5 e LAC-3, ainda que a cristalização não seja tão significativa em relação aos demais minerais.

Observou-se, no entanto, que ainda que a caulinita componha grande parte do Latossolo Acinzentado, ela não foi o mineral com maior pico de cristalização observado nos dados de DRX. Assim como visualizado para os todos os solos das vertentes sul e norte, a mineralogia presente consiste em gibbsita, caulinita e anatásio como minerais com melhor cristalização. Macedo e Bryant (1987) também reconheceram essa mineralogia como parte da composição de seus Latossolos. Fitzpatrick e Chittleborough (2002) pontuaram que há um aumento na quantidade relativa de minerais de titânio nos solos muito intemperizados, uma vez que são muito resistentes ao intemperismo e não são facilmente deslocados como outros minerais, embora seja necessário certa proximidade com rochas que possuam o elemento disponível. Por causa desses fatores, Kämpf, Curi e Marques (2016) apontaram a importância da avaliação dos minerais do solo, pois além de um bom indicador do grau de intemperismo, também pode ser relacionado com o material de origem do solo.

Para essa associação, Fitzpatrick e Chittleborough (2002) consideraram solos em superfícies de diferentes idades e verificaram a proeminência de anatásio em relação à ilmenita na superfície mais antiga, uma vez que a manutenção do intemperismo causaria a desagregação do ferro. Ao fazer um paralelo com o Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA-1) e a idade relativa desses solos com base nas evidências adquiridas pelas análises previamente

citadas, o anatásio como segundo mineral melhor cristalizado no solo reforça o grau de desenvolvimento interpretado para esse solo. A partir da mineralogia correspondente e da ação do Rio Bagagem na área, no desenvolvimento da superfície S3 a partir da S1 e os sedimentos depositados nas áreas de terraço e planície, estipulou-se que a gibbsita e anátasio presentes no Gleissolo Háptico (GX-5) e no Latossolo Acinzentado (LAC-3) sejam em partes originados da erosão dos solos pertencentes à superfície S1. Com isso, foram posteriormente incorporados nos sedimentos depositados pelo rio, possibilidade essa também atribuída nos estudos de Marques *et al.* (2004). Tal hipótese reforça que a S1 implicou direta e indiretamente na construção da superfície S3.

Indiretamente ao considerar que a superfície S3 foi gerada conforme erodiu os materiais que pertenciam à superfície S1 (rever Figura 58). Por outro lado, a superfície S1 contribuiu e continua a contribuir diretamente para a construção da S3 quando fornece seus sedimentos para a S3, aonde foram e são depositados e posteriormente incorporados na composição dos solos da S3.

Dessa forma, compreende-se que espacialização dos solos da Alta Bacia do Rio Bagagem está condicionado por forte influência do quadro geomorfológico, manifestado em distintas superfícies geomórficas.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A compreensão de que as ações exógenas atuam concomitantemente com as ações endógenas colabora para a construção de uma história da paisagem, procurando reconhecer evidências em distintas escalas de análise. O estudo de caso da Alta Bacia do Rio Bagagem ilustra esse contexto, onde eventos e características lito-estruturais interferiram na evolução das formas de relevo e na formação de solos, respectivamente, moldadas e intemperizadas/pedogenizadas pela ação climática. O ponto de partida foi o reconhecimento de três superfícies geomórficas na escala Bacia da Alta Bacia e entorno, a partir de dados geológicos, geomorfológicos e pedológicos.

Contrário às superfícies geomórficas S1 e S3, a superfície S2 não ocorre na Alta Bacia do Rio Bagagem e, portanto, não detalhada na discussão da evolução da área. Os solos dessa superfície, com predominância de Neossolos e Cambissolos, refletem as litologias presentes na Faixa de Dobramentos Brasília e o desenvolvimento do Ciclo Velhas na região.

Ainda que se considere a provável idade proterozóica para a falha o qual o Rio Bagagem atualmente se encaixa, apenas a superfície S3 dentre às pertencentes à Superfície Sul-Americana relaciona-se diretamente com ela. Sendo resposta à neotectonismo, mudanças climáticas e/ou susceptibilidade do material que compunha a paleosuperfície, após a exumação da falha num contexto de superimposição do rio, a distribuição dos patamares de terraço e planície correspondem à influência da falha, tornando-a imprescindível para o modo pelo qual o relevo da S3 foi esculpido, uma vez que, conforme os tipos de terraços indicados por Christofolletti (1980), os terraços se posicionam em cotas topográficas superiores aos das planícies, mas de maneira em que as novas áreas de planície fiquem posicionadas imediatamente ao lado dos terraços aluvionares e o curso do rio esteja encaixado. Ademais ao posicionamento das áreas de Aptf, as vertentes assimétricas poderiam ser associadas à disposição da capa e lapa e o ângulo do vetor de deslocamento da falha, principalmente no contexto de reativação no Cretáceo.

Para a superfície S1, não se verificou evidências de contribuição da falha para o desenvolvimento da superfície além das citadas referente ao posicionamento das litologias em subsuperfície. Ainda que tenha ocorrido processos de epirogênese no Cenozoico (Ab'Sáber, 1972) síncronos à formação das camadas lateríticas, a disposição dessas em cotas semelhantes ao longo da região de estudo pontua que não houve reativação da falha do Rio Bagagem concomitante ao evento de aplainamento. A S1 possuiu sua evolução relacionada aos produtos

do Ciclo Sul-Americano, especialmente refletido nas características dos Latossolos presentes nessas áreas observadas por meio da morfologia, micromorfologia, química, granulometria e mineralogia.

Dos solos presentes na superfície S1, comumente foram visualizados alta pedalidade, altíssimo teor de argila e composição gibbsítica-oxídica e mineralogia característica de solos muito intemperizados, pelo qual foram identificados gibbsita, caulinita, hematita, goethita e anatásio. As relações silte/argila desses solos permitiram compreender o alto grau de intemperização, assim como os diferenciar segundo a contribuição da camada laterítica presente em 960m, que resultou sutilmente em uma porcentagem maior de areia em alguns solos e aparenta ter facilitado a formação da hematita através do fornecimento de ferro no meio.

A partir da comparação entre os solos desenvolvidos da superfície S1 e S3 e o consequente posicionamento das áreas de planície e terraço, a interpretação acerca dos materiais que hoje compõe a S3 levaram a interpretação de que a S1 forneceu materiais que foram incorporados à mineralogia dos Latossolos Acinzentados e Gleissolos Háplicos. O grau de desenvolvimento dos solos da S3 e as evidências relacionadas ao hidromorfismo não correspondem aos picos de cristalização tão notórios do anatásio e gibbsita nessas áreas.

Não somente os solos das superfícies geomórficas permitiram estabelecer uma relação mais direta entre ambas, como também forneceram informações mais detalhadas acerca da evolução da superfície S3 e a ação do Rio Bagagem na formação da paisagem atual. O desenvolvimento de Latossolos Acinzentados nas áreas de terraço remete à uma antiga atuação mais proeminente do lençol freático nesse patamar e o desenvolvimento de solos hidromórficos que permitiram a remoção de ferro desses solos.

O contínuo entalhamento do rio Bagagem resultou em novas áreas de planície, como também promoveu da oxigenação contínua dos solos que estavam anteriormente sob regime de hidromorfismo. Isso promoveu a inibição da lixiviação de ferro. Contudo ao se configurar como áreas de terraços, o ambiente se tornou mais propício para o desenvolvimento dos Latossolos, no entanto, os estágios anteriores ao desenvolvimento do LAC foram favoráveis à mobilização e perda de Fe^{2+} , determinando a coloração acinzentada à levemente amarelada desses solos. O reflexo dessa progressão entre os ambientes e solos também foi visualizado na química, em que predomina a composição caulínica, uma vez que o ambiente era propício para a perda dos óxidos de ferro.

Atualmente os solos hidromórficos na área, com destaque para o local em que se realizou o transecto, posicionam-se, ainda que contidos na planície, relativamente longe do curso atual do rio e com variações altimétricas que alcançam até aproximadamente 20m. O lençol freático posiciona-se próximo da superfície como consequência da camada de arenito silicificado logo abaixo dos Organossolos e Gleissolos, cuja ausência e/ou baixa porosidade inibe a infiltração da água à percolação para níveis mais baixos.

Ademais, além de garantir a manutenção dos solos hidromórficos em determinadas áreas do Alto Bagagem, os arenitos também aparentam exercer uma barreira contra o avanço mais efetivo da superfície S3a. A erosão regressiva na região de estudo marca o avanço do Ciclo Velhas sobre a Superfície Sul-Americana e a capacidade de entalhamento do Rio Bagagem decorrido do fator estrutural aparenta promover o surgimento de um novo patamar de planície na área. O resultado compreendido é de que as áreas hoje ocupadas pelos solos hidromórficos estejam em transição para um novo terraço. Fato que pode resultar, se garantidas as condições do ambiente, a ampliação da mancha de Latossolos Acinzentados.

Por fim, baseado nos objetivos do estudo, levantaram-se hipóteses e possibilidades de estudos que não foram abrangidas no presente trabalho, mas que podem ser desenvolvidas futuramente. São elas:

a. Posicionamento da Formação Botucatu e discussão acerca da estratigrafia local: os mapeamentos regionais realizados por Chaves e Dias (2017a, b), Cardoso *et al.* (2017), Seer e Moraes (2017) e Pinho *et al.* (2017) discordam quanto ao posicionamento da Formação Serra da Galga na região e comumente atribuem características descritas na literatura como da Formação Botucatu para a unidade da Bacia Bauru. Em campo não foram reconhecidos afloramentos pertencentes à Formação Serra da Galga e a partir das feições de *pipes* de fluidização e posicionamento de afloramentos da Formação Serra Geral nas proximidades, atribuiu-se os arenitos encontrados no estudo como Formação Botucatu. Sendo assim, a relação estratigráfica na região atualmente carece de maior detalhamento;

b. Estudos acerca da proveniência sedimentar dos clastos que foram cimentados pelos óxidos de ferro que compõe as camadas lateríticas da região; à qual unidade litoestratigráficas pertencem os arenitos da cascalheira e os processos de deposição que resultaram neste depósito sedimentar. Baseado nos estudos de Davino (1983) considera-se também se que a deposição desses sedimentos foi relacionada outrora com o próprio Rio Bagagem;

c. A possibilidade de a Chapada Indianópolis-Celso Bueno estar relacionada com processos neotectônicos, assim como foram descritos para Chapada Uberaba-Uberlândia (Cavalcanti *et al.*, 2023);

d. A delimitação e/ou detalhamento das áreas de *cuestas* na Chapada Indianópolis-Celso Bueno, caso se aplique, demandando estudos específicos acerca do mergulho das litologias sedimentares na região;

e. Estudo direcionado à falha, seu vetor de deslocamento e, considerando o grau de alteração das rochas presente na região, a identificação de rochas que contenham evidências de possíveis reativações;

f. Investigação acerca do material de origem que derivou os Latossolos Vermelho-Amarelos e Latossolos Amarelos do interior da chapada, visto que o mapeamento regional (Motta; Baruqui; Santos, 2004) pontua a Formação Serra da Galga (nominada no trabalho como Formação Bauru) como possível origem. Com base nas características mineralógicas e principalmente granulométricas da Formação Serra da Galga em comparação com os resultados dos Latossolos, assim como demais estudos no território brasileiro sobre as coberturas cenozoicas (Curi; Franzmeier, 1984; Macedo; Bryant, 1987; Motta *et al.*, 2002; Marques *et al.*, 2004), considera-se que a fonte para o material de origem desses solos possa ser outra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. Regiões de circundesnudação pós-cretácea, no planalto brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, [S. l.], n. 1, p. 3–21, 1949.
- AB'SABER, A. N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Revista Orientação**, São Paulo, v. 3, p. 45-48, 1967.
- AB'SÁBER, A. N. Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro. **Revista do Instituto Geológico**, [S.I.], v. 19, p. 51-69, 1972.
- AB'SABER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, São Paulo, v. 3, p. 1-17, 1977.
- AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO – ANM. **SIGMINE**. 2024. Disponível em: <https://11nk.dev/GzNAF>. Acesso em: 13 mar. 2024.
- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 325-349, dez. 1986. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.1986325349>.
- APARECIDO, A. C. B. **Caracterização Petrográfica da Intrusão Alcalina Ferragem 11, Grupiara, Minas Gerais**. 2024. 66 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2024.
- ASF DATA SEARCH. Alaska Satellite Facility Data Search Vertex website. Disponível em: <https://search.asf.alaska.edu/#/>.
- ASSINE, M. L. Pantanal Mato-Grossense: uma paisagem de exceção. In: MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; BARTORELLI, A.; MANTESSO-NETO, V.; CARNEIRO, C. D. R.; LISBOA, M. B. A. L. (org.). **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. São Paulo: Beca-Ball, 2010. p. 464-489.
- AZEVEDO, A. C.; PEDRON, F.A.; SARTOR, L. R.; CASARINI, P. G. Filossilicatos 2:1 com hidróxi entre camadas em solos: estado atual do conhecimento e das perspectivas de pesquisa. **Revista de Ciências Agrárias - Amazonian Journal Of Agricultural And Environmental Sciences**, [S.I.], v. 55, n. 3, p. 236-242, set. 2012.
- AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. VI – Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (ed.). **Química e Mineralogia do Solo: Parte I - conceitos básicos**. Viçosa: SBCS, 2016. p. 381-426.
- BACCARO, C.A. V.; FERREIRA, I.L.; ROCHA, M. R.; RODRIGUES, S. C. Mapa geomorfológico do Triângulo Mineiro: uma abordagem morfoestrutural-escultural / Triângulo Mineiro geomorphological map: a morphostructural-sculptural approach. **Sociedade & Natureza**, v. 13, n. 25, 30 dez. 2001.
- BATEZELLI, A. **Análise da Sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua Correlação com Áreas Adjacentes**. 2003. 195 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
- BATEZELLI, Alessandro. Continental systems tracts of the Brazilian Cretaceous Bauru Basin and their relationship with the tectonic and climatic evolution of South America. **Basin Research**, [S.L.], v. 29, n. 1, p. 1-25, abr. 2015. <Http://dx.doi.org/10.1111/bre.12128>.
- BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J. A. J. Petrografia e Evolução Diagenética dos Arenitos da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista**

- Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 35, n. 3, p. 311-322, set. 2005.
[Http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2005353311322](http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2005353311322).
- BATISTA, L. F. F.; SILVEIRA, A.; FARIA JUNIOR, I. R. Compartimentação Geomorfopedológica no Limite Entre a Bacia Sedimentar do Paraná e a Faixa de Dobramentos Brasília: Estrela do Sul (MG). **William Moris Davis - Revista de Geomorfologia**. v.2, p.2 - 24, 2021.
- BIGHAM, J. M.; FITZPATRICK, R. W.; SCHULZE, D. G. Iron Oxides. In: DIXON, B.; SCHULZE, D. G. (ed.). **Soil Mineralogy with Enviromental Applications**. 7. ed. [S.I.]: Soil Science Society Of America, 2002. p. 323-366.
- BISPO, F. H. A.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Highlands of the upper Jequitinhonha valley, Brazil: I - Characterization and Classification. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, [S.L.], v. 35, n. 4, p. 1069-1080, ago. 2011.
- BOAVENTURA, R. S. Contribuição aos estudos sobre a evolução das veredas. In: **2º Plano de Desenvolvimento Integrado no Noroeste Mineiro**. CETEC, Informe Técnico, v. 1, n. 1, Belo Horizonte, 1978.
- BOAVENTURA, R. S. **Vereda berço das águas**. Belo Horizonte: Ecodinâmica, 2007.
- BORGES, A. J. **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**: Geofísica. Escala 1:5.000.000. CODEMIG, Governo de Minas, CPRM, 2014.
- BOSUM, W. O Levantamento Aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo e sua Seqüência Quanto a Estrutura Geológica. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 3, n. 3, p. 149-159, 1 set. 1973. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.1973149159>.
- BOUYOUCOS, G. J. Hydrometer Method Improved for Making Particle Size Analyses of Soils1. **Agronomy Journal**, [S.L.], v. 54, n. 5, p. 464-465, set. 1962.
<http://dx.doi.org/10.2134/agronj1962.00021962005400050028x>.
- BRASIL. Instituto Nacional de Meteorologia. Ministério da Agricultura e Pecuária. **Informativo meteorológico N°32/2023**. 2023. Disponível em:
<https://portal.inmet.gov.br/noticias/informativo-meteorologico-n-32-2023>. Acesso em: 04 jan. 2024.
- BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p.3-39, 1971.
- BREWER, R. **Fabric and Mineral Analysis of Soils**. New York: Wiley, 1976.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. TURSINA, T. **Handbook for Soil Thin Section Description**. Wolverhampton: Waine Research Publications, 1985.
- CABRAL NETO, I.; NANNINI, F.; SILVEIRA, F. V.; CUNHA, L. M. **Áreas kimberlíticas e Diamantíferas do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes**. Programa Geologia do Brasil, Informe de Recursos Minerais, Série Pedras Preciosas n° 10. CPRM, Brasília. 2017.
- CALDERANO, S. B.; DUARTE, M. N.; GREGORIS, G. Análise mineralógica das frações argila e silte por difratometria de raios-X. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017. p. 265-269.
- CAMPOS, D. S. de. **Duricrusts ferruginosos e aluminosos e relação pedologia-geomorfologia-geologia no Alto Jequitinhonha (MG)**. 2023. 229 f. Tese (Doutorado) - Curso de Solos e Nutrição de Plantas, Universidade de São Paulo - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 2023.

- CARDOSO, F. S. **Adsorção e dessorção de fosfato em horizontes com diferentes quantidades de Matéria Orgânica em Latossolos do Cerrado no Triângulo Mineiro**. 2021. 53 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2021.
- CARDOSO, A. F.; SEER, H. J.; MORAES, L. C.; CAXITO, F. A. **Relatório Técnico e Mapa Geológico: Folha Perdizes (SE.23-Y-C-II). Escala 1:100.000**. CODEMIG, 2017.
- CARDOSO, F. S.; SILVA, V. J.; SILVEIRA, A.; COSTA, E. T. S. **Capacidade máxima de sorção de fosfato em Latossolos muito argilosos da região do Cerrado Mineiro**. In: Simpósio de Ciências Agrárias e Ambientais 2021 - Monte Carmelo, 2021. Disponível em: <<https://doity.com.br/anais/sicaa2021/trabalho/209232>>.
- CARVALHO FILHO, A.; FRAGA, A.G.F.; MOTTA, P.E.; OLIVEIRA, V.A. Guia de excursão de pedologia. In: **Guia de Viagem CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO**, 24, Goiânia, 1993.
- CASTRO, S. S. Soil and relief: points for a historical rescue on the study of interrelations/solo e relevo. **William Morris Davis – Revista de Geomorfologia**, [S.L.], v. 2, n. 1, p. 1-36, 15 jul. 2021.
- CASTRO, S. S.; COOPER, M. **Fundamentos de micromorfologia dos solos**. Viçosa: SBCS, 2019, 240p.
- CASTRO, S.S; SALOMÃO, F. X. T. Morphopedological compartmentation and its applicability: a methodological approach. **Geusp: Espaço e Tempo (Online)**, [S.L.], n. 7, p. 27, 6 jun. 2000.
- CAVALCANTI, J. A. D.; DANTAS, M. E.; BAPTISTA, M. C.; SCHOBENHAUS, C.; TREVISOL, A.; SEER, H.; MORAES, L. C.; RIBEIRO, L. C. B.; SILVA, J. B. **Geoparque Uberaba: terra de gigantes**. Belo Horizonte: CPRM, 2023.
- CHAVES, M. L.; DIAS, C. H. **Relatório Técnico e Mapa Geológico: Folha Estrela do Sul (SE.23-YA-IV). Escala 1:100.000**. CODEMIG, 2017a.
- CHAVES, M. L.; DIAS, C. H. **Relatório Técnico e Mapa Geológico: Folha Nova Ponte (SE.23-Y-C-I). Escala 1:100.000**. CODEMIG, 2017b.
- CHISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Blucher, 1980. 188 p.
- CORRÊA, E. A.; MORAES, I. C.; PEREIRA, L. H.; PINTO, S D. A. F. Fotopedologia e sistemas de informação geográfica integrados na caracterização e mapeamento de solos. **Boletim de Geografia**, [S.L.], v. 33, n. 3, p. 153, 24 mar. 2016.
- CUNHA, P.; MARQUES JÚNIOR, J.; CURI; PEREIRA, G. T.; LEPSCH, I. F. Superfícies geomórficas e atributos de Latossolos em uma seqüência Arenítico-Basáltica da região de Jaboticabal (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [S.L.], v. 29, n. 1, p. 81-90, fev. 2005.
- CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Science Society Of America Journal**, [S.I.], v. 48, n. 2, p. 341-346, abr. 1984. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800020024x>.
- DANIELS, R.B.; GAMBLE, E.F.; CADY, J.G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advances in Agronomy**, Baltimore, v. 23, n. 1, p. 51-87, 1971.
- DAVINO, A. Configuração topográfica pretérita à sedimentação da Formação Uberaba na região de Romaria, Estrela do Sul e Monte Carmelo (MG). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 1, n. 13, p. 37-40, mar. 1983.

DE BIASI, M. A Carta Clinográfica: Os Métodos de Representação e sua Confecção. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 6, p. 45-60, 1992.

DELGADO, L.; BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B.; LUNA, J. Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of the Late Cretaceous Marília Formation (Brazil) based on paleosol geochemistry. **Catena**, [S.L.], v. 180, p. 365-382, set. 2019. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2019.05.003>.

DONAGEMMA, G. K.; CALDERANO, S. B.; VIANA, J. H. M. Separação das frações granulométricas do solo para análises mineralógicas. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017. p. 265-269.

DONAGEMMA, G. K.; VIANA, J. H. M.; ALMEIDA, B. G.; RUIZ, H. A.; KLEIN, V. A.; DECHEN, S. C. F.; FERNANDES, R. B. A. Análise Granulométrica. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017. p. 95-116.

EARTH EXPLORER. Earth Explorer USGS. Disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>.

ESPINDOLA, C.R.E. **Retrospectiva crítica sobre a pedologia**. Campinas: Editora Unicamp, 2008. 397p.

ESPINDOLA, C. R.; DANIEL, L. A. **Laterita e solos lateríticos no Brasil**. São Paulo: Boletim Técnico da FATEC/SP, v. 24, p. 21-24, mai. 2008.

FELTRAN FILHO, A. **A Estruturação das Paisagens nas Chapadas do Oeste Mineiro**. 1997. 261 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

FERREIRA, C. A. **Gênese de "Latosolos Acinzentados" em topossequência de Latossolos das Chapadas do Alto do Vale do Jequitinhonha, MG**. 2008. 85 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Produção Vegetal, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2008.

FERREIRA, I. M. **O afogar das Veredas: uma análise comparativa espacial e temporal das veredas do Chapadão de Catalão (GO)**. 2003. 243 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

FERREIRA, I. M. Bioma Cerrado: caracterização do subsistema de vereda. In: ENCONTRO REGIONAL DE GEOGRAFIA, 4., 2005, Porto Nacional. **Anais [...]**. Porto Nacional: EREGEO, 2005.

FERREIRA, I. M. Aspectos Geomorfológicos e Paisagístico das Veredas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6., 2006, Goiânia. **Anais [...]**. Goiânia: SINAGEO, 2006.

FERREIRA, I. M. Cerrado: classificação geomorfológica de vereda. In: SIMPÓSIO NACIONAL SOBRE O CERRADO, 4., 2008, Brasília. **Anais [...]**. Brasília: SNC, 2008.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [S.L.], v. 23, n. 3, p. 515-524, set. 1999a. <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06831999000300004>.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [S.L.], v. 23, n. 3, p. 507-514, set. 1999b. <http://dx.doi.org/10.1590/s0100-06831999000300003>.

FERREIRA, C. A.; SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P.; ROCHA, W. W. Genesis and classification of Oxisols in a highland toposequence of the upper Jequitinhonha Valley (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, [S.L.], v. 34, n. 1, p. 195-209, fev. 2010.

FIRMINO, I. G.; VARGAS, K. B.; FORTES, E. 8. Controle tectono-estrutural dos sistemas de drenagem: revisão literária e propostas metodológicas. In: CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (ed.). **Revisões de literatura da geomorfologia brasileira**. Brasília: Caliantra, 2023. p. 212-239.

FITZPATRICK, R. W.; CHITTLEBOROUGH, D. J. Titanium and Zirconium Minerals. In: DIXON, B.; SCHULZE, D. G. (ed.). **Soil Mineralogy with Environmental Applications**. 7. ed. [S.L.]: Soil Science Society Of America, 2002. p. 667-690.

FONTANA, A.; CAMPOS, D. V. B. Carbono orgânico. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017a. p. 360-367.

FRANCO-DELGADO, S.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C. Annonaceae e Lauraceae da Formação Entre-Córregos (Paleógeno) na Bacia de Aiuruoca: implicações paleoclimáticas. **Revista Brasileira de Paleontologia**, [S.L.], v. 7, n. 2, p. 117-126, 30 ago. 2004. [Http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2004.2.04](http://dx.doi.org/10.4072/rbp.2004.2.04).

FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS - CETEC. COMISSÃO DE POLÍTICA AMBIENTAL - COPAM. **Projeto Diagnóstico Ambiental – Mapa 2: Geomorfologia**. Belo Horizonte: Secretaria de Ciência e Tecnologia, 1982a.

FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS - CETEC. COMISSÃO DE POLÍTICA AMBIENTAL - COPAM. **Projeto Diagnóstico Ambiental – Mapa 3: Solos**. Belo Horizonte: Secretaria de Ciência e Tecnologia, 1982b.

FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE – FEAM; UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA - UFV; FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS - CETEC; UNIVERSIDADE FEDERAL DE LAVRAS - UFLA; **Mapa de Solos do Estado de Minas Gerais**. 2010. Disponível em: <http://www.feam.br/noticias/1/949-mapas-de-solo-do-estado-de-minas-gerai>. Acesso em: 12 mar. 2024.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume - Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. **Journal Of Petrology**, [S.L.], v. 36, n. 1, p. 189-229, fev. 1995.

GRAVINA, E. G.; KAFINO, C. V.; BROD, J. A.; BOAVENTURA, G. R.; SANTOS, R. V.; GUIMARÃES, E. M.; JOST, H. Proveniência de arenitos das Formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo Do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do Triângulo Mineiro. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 32, n. 4, p. 545-558, dez. 2002. [Http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2002324545558](http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2002324545558).

GOOGLE EARTH, Google Earth website. Disponível em: < <https://earth.google.com/> >.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, [S.L.], v. 305, n. 1-3, p. 287-306, maio 1999. [http://dx.doi.org/10.1016/s0040-1951\(99\)00011-6](http://dx.doi.org/10.1016/s0040-1951(99)00011-6).

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 3ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual Técnico de Pedologia**. 3ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2015.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA: Ortomosaico **Projeto SPMGGO**. Escala 1:25.000. 2007. Disponível em: <<https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/arquivos-raster.html>>.

HUANG, P. M.; WANG, M. K.; KÄMPF, N.; SCHULZE, D. G. Aluminum Hydroxides. In: DIXON, B.; SCHULZE, D. G. (ed.). **Soil Mineralogy with Environmental Applications**. 7. ed. [S.I.]: Soil Science Society Of America, 2002. p. 261-289.

HUBP, J. I. L. **Elementos de Geomorfologia Aplicada: metodos cartograficos**. México: Instituto de Geografia, 1988. 128 p.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. V – Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (ed.). **Química e Mineralogia do Solo: Parte I - conceitos básicos**. Viçosa: SBCS, 2016. p. 333-379.

KELLER, G. Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. **Cretaceous Research**, [S.I.], v. 29, n. 1, p. 754-771, 2008.

KELLER, G. V.; FRISCHKNECHT, F. C. **Electrical Methods in Geophysical Prospecting**. 1 ed. Oxford: Pergamon Press Inc., 1966.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, [S.L.], v. 1, n. 5, p. 17-40, 1 jul. 1997.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KOEFOD, O. **Geosounding Principles 1: Resistivity Sounding Measurements**. 2 ed. Amsterdam: Elsevier Science Publishing Company, 1979.

LAFUENTE, B.; DOWNS, R. T.; YANG, H.; STONE, N. The power of databases: The RRUFF project. In: ARMBRUSTER, T.; DANISI, R. M. (ed.). **Highlights in Mineralogical Crystallography**. Berlin: W. de Gruyter, 2015. p. 1-30.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

LIMA, S. C.; QUEIROZ NETO, J. P.; LEPCSH, I.F. Os Solos da Chapada Uberlândia-Uberaba. In: LIMA, S. C.; SANTOS, R. J (org.). **Gestão ambiental da bacia do rio Araguari: rumo ao desenvolvimento sustentável**. Uberlândia: UFU/IG, 2004. p. 890-129.

LOKE, M.H.; CHAMBERS, J. E.; RUCKER, D.F.; KURAS, O.; WILKINSON, P.B. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. **Journal Of Applied Geophysics**, [S.L.], v. 95, p. 135-156, ago. 2013. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.017>.

LUNA, C. A.; BATISTA, L. F. F.; SILVA, B. F.; SILVEIRA, A.; SILVA, L. F. V. Micromorfologia de Horizontes B Latossólicos na Chapada Indianópolis-Celso Bueno (MG). In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIA DO SOLO, 23., 2023, Florianópolis. **Anais [...]**. Florianópolis: CLACS. 2023. p. 27-27.

MACEDO, J.; BRYANT, R. B. Morphology, Mineralogy, and Genesis of a Hydrosequence of Oxisols in Brazil. **Science Society of America Journal**, [S.I.], v. 51, n. 3, p. 690-698, abr. 1987. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100030025x>.

- MACHADO, M. F.; SILVA, S. F. (org.). **Geodiversidade do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CPRM, 2010.
- MARTINS, F. Bolzan; GONZAGA, G.; SANTOS, D. F.; REBOITA, M. S. Classificação Climática de Köppen e de Thornthwaite para Minas Gerais: cenário atual e projeções futuras. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.L.], v. 1, p. 129-156, 8 nov. 2018. ABClima (Brazilian Association of Climatology). <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v1i0.60896>.
- MARQUES, J. J.; SCHULZE, D. G.; CURTI, N.; MERTZMAN, A. S. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. **Geoderma**, [S.L.], v. 119, n. 3-4, p. 179-195, abr. 2004. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061\(03\)00260-x](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7061(03)00260-x).
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G. de; SOUZA, P. A. de; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências - Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MINAS GERAIS. Lei nº 9.682, de 12 de outubro de 1988. Declara de interesse comum e de preservação permanente os ecossistemas das veredas no Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, MG: Assembleia Legislativa de Minas Gerais, 1988. Disponível em: <https://www.almg.gov.br/legislacao-mineira/texto/LEI/9682/1988/>. Acesso: 19 mar. 2024.
- MORAES ROCHA, L. G.; PIRES, A. C. B.; CARMELO, A. C.; ARAÚJO FILHO, J. O. Geophysical characterization of the Azimuth 125° lineament with aeromagnetic data: contributions to the geology of Central Brazil. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 249, p. 273-287, ago. 2014. [Http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.05.005](http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.05.005).
- MOREIRA, V. B. **Geocronologia em Ambientes de Veredas e Campos de Murundus na Chapada Uberlândia-Uberaba**: Subsídios à Evolução da Paisagem. 2017. 129 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geografia, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2017.
- MOTTA, P. E. F.; BARUQUI, A. M.; SANTOS, H. G. D. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da região do Alto Paranaíba, Minas Gerais**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento – EMBRAPA, 2004.
- MOTTA, P. E. F.; C. FILHO, A.; KER, J. C.; PEREIRA, N. R.; CARVALHO JUNIOR, W.; BLANCANEAUX, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, [S.L.], v. 37, n. 6, p. 869-878, jun. 2002. [Http://dx.doi.org/10.1590/s0100-204x2002000600017](http://dx.doi.org/10.1590/s0100-204x2002000600017).
- NUNES, F. C.; BOAS, G. S. V.; SILVA, E. F. **Mudanças climáticas e seus reflexos na paisagem do quaternário**: primeiras reflexões. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012.
- NEXTGIS. QMS NextGis website. Disponível em: < <https://qms.nextgis.com/> >.
- PASSOS, J. S.; DUCART, D. F.; MEDINA, C. M.; DE-CAMPOS, A. B. Rock-landform-soil relationship for geomorphopedological characterization in the region of Lavra Velha, ocidental Chapada Diamantina, Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 2, p. 421-434, 2020. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i2.1751>.
- PÉDRO, G.; VOLKOFF, B. Grands provincespédologiques du Brésil. Cadre general de l'évolution pédologique. **Cah. OSTOM, Serie Geologique**, v.14, p.169-188, 1984.
- PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: Ministério do Planejamento e Coordenação Geral, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Diretoria Técnica, 1983. 186 p.
- PINHO, J. M. M.; FÉBOLI, W. L.; SIGNORELLI, N.; TULLER, M. P.; BRITO, D. C.; RIBEIRO, J. H.; BAPTISTA, M. C.; SILVA, R. N. (eds.). **Geologia e Recursos Mineirais**

das Folhas Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo, Patos de Minas: Projeto Vazante – Paracatu. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil, 2017.

PINTON, L. G. **Evolução dos processos morfogenéticos em relevo cuestasiforme: a Bacia do Córrego do Cavalheiro – Analândia (SP).** 2016. 131 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2016.

PRADO NETO, M. A. A.; SILVEIRA, A.; BARBOSA, M. I. M.; ARAÚJO, L. M. B. Características litoestruturais e formas de relevo na Bacia Hidrográfica do Rio Bagagem, região de Romaria e Estrela do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 13., 2021, Juiz de Fora. **Anais [...].** Juiz de Fora: SINAGEO. 2021. p. 1888-1899.

PUTZ, H.; BRANDENBURG, K. Match! - Phase Analysis using Powder Diffraction, Version 3.16, Crystal Impact. Germany. 2024. Disponível em: <https://www.crystalimpact.de/match>.

QUEIROZ NETO, J.P. Relações entre as vertentes e os solos: revisão de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília, v. 12, n. 3, p. 15-24, 2011.

RAMOS, M. V. V.; CURTI, N.; MOTTA, P. E. F.; VITORINO, A. C. T.; FERREIRA, M. M.; SILVA, M. L. N. Veredas do Triângulo Mineiro: solos, água e uso. **Ciência e Agrotecnologia**, [S.L.], v. 30, n. 2, p. 283-293, abr. 2006. [Http://dx.doi.org/10.1590/s1413-70542006000200014](http://dx.doi.org/10.1590/s1413-70542006000200014).

RESENDE, M. **Caracterização de solos tropicais brasileiros.** Brasília, ABEAS, 1988.

RESENDE, M.; KER, J. C.; REZENDE, S. B.; POGGERE, G. C.; BARBOSA, J. Z.; MANCINI, M.; CURTI, N. **Roteiro Pedológico de Minas Gerais: conhecendo e interpretando os principais solos de diferentes ambientes.** Viçosa/Lavras: UFV-UFLA, 2023.

RONQUIM, C. C. Conceitos de fertilidade do solo e manejo adequado para as regiões tropicais. Campinas: Embrapa Territorial, 2010.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, 1985, v.4, p. 25-39.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia, Ambiente e Planejamento.** São Paulo: Ed. Contexto, 1990.

ROSS, J. L. S. O Relevo Brasileiro, as Superfícies de Aplanamento e os Níveis Morfológicos. **Revista do Departamento de Geografia**, [S.L.], v.5, p. 7-24, 1991. <http://dx.doi.org/10.7154/RDG.1991.0005.0001>.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, [S. l.], v. 6, p. 17-29, 1992. DOI: 10.7154/RDG.1992.0006.0002.

ROSS, J. L. S. Capítulo 8: geomorfologia ambiental. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. p. 351-388.

ROSS, J. L. s. O Relevo Brasileiro no contexto da América do Sul. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 61, n. 1, p. 21-58, jun. 2016.

ROSS, J. L. S. O Relevo Brasileiro, as Superfícies de Aplanamento e os Níveis Morfológicos. **William Moris Davis - Revista de Geomorfologia**, [S.L.], v. 1, n. 1, p. 264-285, jul. 2020. DOI: <http://dx.doi.org/10.7154/rdg.1991.0005.0001>.

RODRIGUES, S. C.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; NAZAR, T. I. S. M. Mapeamento Geomorfológico do Estado de Minas Gerais: uma proposta com base na morfologia. **Revista**

Brasileira de Geomorfologia, [S.L.], v. 24, n. 1, p. 1-31, mar. 2023. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i1.2233>.

RUBIRA, F. G.; BARREIROS, A. M.; VILLELA, F. N. J.; PEREZ FILHO, A. Pedogeomorphological Systems in the interpretation of the evolution of Quaternary Landscapes in Humid Tropical Climates. **Mercator**, [S.L.], v. 18, n. 9, p. 1-16, 15 set. 2019.

RUHE, R.V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. **Soil Science**, 82:441–455. 1956.

SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, V. A.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A.; ARAUJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: Embrapa Solos, 2018.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores Geomórficos Aplicados à Investigação de Deformação Tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, [S.L.], v. 20, n. 2, p. 287-316, 31 mar. 2019. [Http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564](http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564).

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Sociedade Brasileira de Ciência de Solo – SIBCS, 5ª ed. 2005.

SCHAEFER, C. E.G.R. Bases físicas da paisagem brasileira: estrutura geológica, relevo e solos. In: **Tópicos em Ciência do Solo**. [S. l.]: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS, 2013. v. 8, p. 221-278.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology**. New York, NY: Cambridge University press, 2005.

SCHERER, C. M. S.; GOLDBERG, K. Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, [S.L.], v. 250, n. 1-4, p. 89-100, jun. 2007. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.018.7>.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 385-396, set. 2001. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2001313385396>.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília Belt, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal Of Geology**, [S.L.], v. 43, n. 2, p. 333-354, 1 jun. 2013. <http://dx.doi.org/10.5327/z2317-48892013000200010>.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Geologia Regional do Triângulo Mineiro. **Relatório Técnico**. Projeto Triângulo Mineiro. CODEMIG, 2017.

SILVA, B.F. Técnicas de coleta e impregnação de amostras indeformadas de solos: etapas iniciais da Micropedologia. **Relatório Técnico**. DIRPE nº 05/2021 PIBITI/CNPq/UFU, 2022.

SILVA, B. F. **Relações Relevo-Rocha-Solo em borda de chapada no Triângulo Mineiro - Nova Ponte (MG)**. 2023. 120 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2023.

SILVA, L. C. L.; OLIVEIRA, F. S.; RAMOS, V. D. V.; SCHAEFER, C. E. G. R. Pedodiversidade no estado de Minas Gerais - Brasil. **Caderno de Geografia**, [S.L.], v. 28, n. 1, p. 18-38, 25 mar. 2019. [Http://dx.doi.org/10.5752/p.2318-2962.2018v28nespp18](http://dx.doi.org/10.5752/p.2318-2962.2018v28nespp18).

- SILVEIRA, A.; SILVEIRA, P. B.; LUPINACCI, C. M. Análise morfológica em bacia hidrográfica: instrumento para o planejamento ambiental. In: FIGUEIRÓ, A. S.; DI MAURO, C. A. (org.). **Governança da água: das políticas públicas à gestão de conflitos**. 1ed. Campina Grande: EPTEC, v. 1, 2020. p. 76-88.
- SOARES, M. V. T.; BASILICI, G.; MARINHO, T. S.; MARTINELLI, A. G.; MARCONATO, A.; MOUNTNEY, N. P.; COLOMBERA, L.; MESQUITA, A. F.; VASQUES, J. T.; ABRANTES JUNIOR, F. R.; RIBEIRO, L. C. B. Sedimentology of a distributive fluvial system: The Serra da Galga Formation, a new lithostratigraphic unit (Upper Cretaceous, Bauru Basin, Brazil). **Geological Journal**, United Kingdom, v. 56, n. 2, p. 951-975, set. 2020.
- SUGUIO, K. Paleoclimas do quaternário e a teoria do aquecimento global. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais [...]**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.
- TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS; D. V. B. Relações Moleculares Ki e Kr. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017. p. 285-287.
- TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS; D. V. B.; FONTANA, F. Ataque sulfúrico. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017a. p. 255-258.
- TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS; D. V. B.; FONTANA, F. Ferro no extrato sulfúrico. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017b. p. 265-269.
- TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS; D. V. B.; FONTANA, F. Alumínio no extrato sulfúrico. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017c. p. 275-278.
- TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS; D. V. B.; FONTANA, F.; ESCALEIRA, V. Manganês no extrato sulfúrico. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017a. p. 279-281.
- TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS; D. V. B.; FONTANA, F.; SILVA, A. E. Sílica. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017b. p. 259-264.
- TEIXEIRA, P. C.; CAMPOS; D. V. B.; FONTANA, F.; SILVA, A. E. Titânio do extrato sulfúrico. In: TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANA, A.; TEIXEIRA, W. G. (ed.). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2017c. p. 270-274.
- THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**, [S.L.], v. 38, n. 8, p. 747-750, ago. 2010. <http://dx.doi.org/10.1130/g30919.1>.
- THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes**. England: Wiley, 1994. 482 p
- TRICART, J. **Principes et Méthodes de la Geomorphologie**. Paris: Masson et Cie, 1965.
- TRICART, J.; KILIAN, J. **L'éco-géographie et l'aménagement du Milieu Naturel**. Librairie François Maspéro, 1979.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$

geochronology. **Earth And Planetary Science Letters**, [S.L.], v. 121, n. 3-4, p. 333-348, fev. 1994. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(94\)90076-0](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(94)90076-0).

TWIDALE, C. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 67, n. 3-4, p. 159-218, out. 2004. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.03.001>.

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, [S.L.], v. 20, n. 2, p. 1-14, dez. 2012. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>.

VAN WAMBEKE, A. R. Criteria for classifying tropical soils by age. **European Journal Of Soil Science**, [S.I.], v. 13, n. 1, p. 124-132, mar. 1962. [10.1111/j.1365-2389.1962.tb00689.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1962.tb00689.x).

VARAJÃO, C. A. C. 31. As superfícies de erosão do “Brasil oriental”. In: CARVALHO JÚNIOR, O. A.; GOMES, M. C. V.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. (ed.). **Revisões de literatura da geomorfologia brasileira**. Brasília: Caliandra, 2023. p. 875-885.

VERSTAPEN, H. T.; ZUIDAM, R. A. Van. **ITC System of geomorphological survey**. Netherlands, Manuel ITC Textbook, Vol. VII, Chapter VII, 1975.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I. F.; CASTRO, S. S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. v. 4. p. 145-192.

VIEIRA, L. S. **Manual da Ciência do Solo: com ênfase aos Solos Tropicais**. 2. ed. São Paulo: Agronômica Ceres, 1988.

VILLELA, F. N. J.; ROSS, J. L. S.; MANFREDINI, S. Análise Geomorfológica na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 6, n. 4, p. 669-682, 2015.

WHITE, G. N.; DIXON, J. B. Kaolin-Serpentine Minerals. In: DIXON, B.; SCHULZE, D. G. (ed.). **Soil Mineralogy with Enviromental Applications**. 7. ed. [S.I.]: Soil Science Society Of America, 2002. p. 389-414.

ZAINE, J. E. **Método de Fotogeologia Aplicado a Estudos Geológico-geotécnicos: Ensaio em Poços de Caldas, MG**. 2011. 104 f. Tese (Doutorado) - Curso de Livre Docência, Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2011.

ZINCK, J. A. **Geopedología. Elementos de geomorfologia para estúdios de suelos y de riesgos naturales**. ITC. Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation of the University of Twente, The Netherlands. 2012.

ANEXO I – COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ A PARTIR DO JURÁSSICO (ADAPTADO DE MILANI *et al.*, 2007).

Ma		GEOCRONOLOGIA		NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	LITOESTRATIGRAFIA			ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQÜÊNCIAS
		ERA PERÍODO	ÉPOCA				IDADE	GRUPO	FORMAÇÃO		
65	CRETÁCEO	NEO	MAASTRICHTIANO	CONT.	ALÚVIO-FLUVIAL EÓLICO		BAURUI/CAIUA	S.J. RIO PRETO		260	BAURUI
			CAMPANIANO					MARILIA			
100	CRETÁCEO	EO	SANTONIANO					ARAÇATUBA	N. PRATA	1700	
			CONIACIANO					TURONIANO			
150	CRETÁCEO	EO	ALBIANO		MAGMAT. FISSURAL INTRA CONTINENTAL	EOCRETÁCICA		SERRA GERAL		450	GONDWANA III
			APTIANO					BARREMIANO			
200	JURÁSSICO	NEO	TITHONIANO	CONT.	EÓLICO	NEOJURÁSSICA		BOTUCATU			
			KIMMERIDGIANO					OXFORDIANO			
200	JURÁSSICO	MESO	PLIENSBAKIANO								
			SINEMURIANO					HETTANGIANO			

ANEXO II – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E ANÁLISES QUÍMICA E FÍSICA DO PERFIL 19 (LATOSSOLO VERMELHO AMARELO) DE MOTTA, BARUQUI E SANTOS (2004)

PERFIL – 19

Nº DE CAMPO – AP-28

DATA – 22.10.73

CLASSIFICAÇÃO ATUAL – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Ácrico típico, textura muito argilosa, A moderado, hipodistrófico, epiálico, gibbsítico-oxídico, mesoférrico, aniônico, ácido, fase cerrado tropical subcaducifólio relevo plano.

CLASSIFICAÇÃO ANTIGA – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO DISTRÓFICO Epiálico A moderado textura muito argilosa fase cerrado tropical subcaducifólio relevo plano.

UNIDADE DE MAPEAMENTO – LAw1.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – A 38 km de Nova Ponte, pela estrada para Romaria. Lado esquerdo. Romaria, MG. 18°58' S e 47°36' WGr.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Trincheira aberta em topo de elevação, com 1 a 2 % de declive.

ALTITUDE – 1.000 metros.

LITOLOGIA, FORMAÇÃO GEOLÓGICA E CRONOLOGIA – Arenito da formação Bauru. Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Cobertura detrítica muito argilosa.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano e suave ondulado.

EROSÃO – Laminar ligeira.

DRENAGEM – Acentuadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Pastagem natural.

CLIMA – Cwa da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Elias P. Mothci, Humberto G. dos Santos e Flavio G. de Freitas

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0-15 cm, bruno-escuro (7,5YR 4/3, úmido), bruno-acinzentado (10YR 5/2,5, úmido amassado), bruno (7,5YR 5/4, seco) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seco triturado); muito argiloso; fraca a moderada muito pequena a média granular e grãos simples; macia; friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

AB 15-35 cm, bruno (7,5YR 4/4, úmido), bruno (7,5YR 5/4, úmido amassado), bruno (7,5YR 5/5, seco) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seco triturado); muito argiloso; fraca a moderada muito pequena a média granular e grãos simples; ligeiramente dura; friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.

BA 35-55 cm, bruno (7,5YR 4/4); muito argiloso; fraca pequena a grande granular; ligeiramente dura; friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bw1 55-75 cm, vermelho-amarelado (5YR 5/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura; friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bw2 75-120 cm, vermelho-amarelado (5YR 5/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura; friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bw3 120-195 cm, vermelho-amarelado (5YR 5/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura; friável, plástica e pegajosa.

Bw4 195-295 cm+, vermelho-amarelado (5YR 5,5/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura; friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES - Abundantes raízes no horizonte A; muitas no AB, comuns no BA e Bw1 e raras no restante dos horizontes.

OBSERVAÇÃO - Trincheira com 175 cm de profundidade.

ANEXO III – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E ANÁLISES QUÍMICA E FÍSICA DO PERFIL 20 (LATOSSOLO VERMELHO AMARELO) DE MOTTA, BARUQUI E SANTOS (2004)

PERFIL – 20

Nº DE CAMPO – AP-31

DATA – 22.10.73

CLASSIFICAÇÃO ATUAL – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Ácrico típico, textura muito argilosa, A moderado, hipodistrófico, epiálico, gibbsítico-oxídico, mesoférrico, aniônico, ácido, fase cerrado tropical subcaducifólio relevo plano.

CLASSIFICAÇÃO ANTIGA – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO DISTRÓFICO Epiálico A moderado textura muito argilosa fase cerrado tropical subcaducifólio relevo plano.

UNIDADE DE MAPEAMENTO – LAw1.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – A 20 km de Nova Ponte, pela estrada para Romaria. Lado esquerdo. Romaria, MG. 19°01' S e 47°35' WGr.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Trincheira aberta em topo de elevação, com 1 a 3 % de declive, sob cerrado.

ALTITUDE – 1.010 metros.

LITOLOGIA, FORMAÇÃO GEOLÓGICA E CRONOLOGIA – Sedimentos tufáceos, argilitos cineríticos da formação Bauru (fácies Uberaba). Cretáceo

MATERIAL ORIGINÁRIO – Cobertura detrítica muito argilosa.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano e suave ondulado.

EROSÃO – Laminar ligeira.

DRENAGEM – Acentuadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Pastagem natural.

CLIMA – Aw da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Elias P. Mothci, Humberto G. dos Santos e Flavio G. de Freitas

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0-10cm, bruno-escuro (10YR 3/3, úmido), bruno-acinzentado (10YR 5/2,5, úmido amassado), bruno (10YR 5/3, seco) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seco destorreado); muito argiloso; moderada a forte pequena e média granular; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.

AB 10-25cm, bruno (7,5YR 4,5/4, úmido), bruno (7,5YR 5/4, úmido amassado), bruno (10YR 5/3, seco) e bruno-amarelado-claro (10YR 6/4, seco destorreado); muito argiloso; fraca a moderada pequena e média granular; ligeiramente dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.

BA 25-40cm, bruno-avermelhado (5YR 4/4); muito argiloso; fraca muito pequena e média granular; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.

Bw1 40-75cm, vermelho-amarelado (5YR 5/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Bw2 75-95cm, vermelho-amarelado (5YR 5,5/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

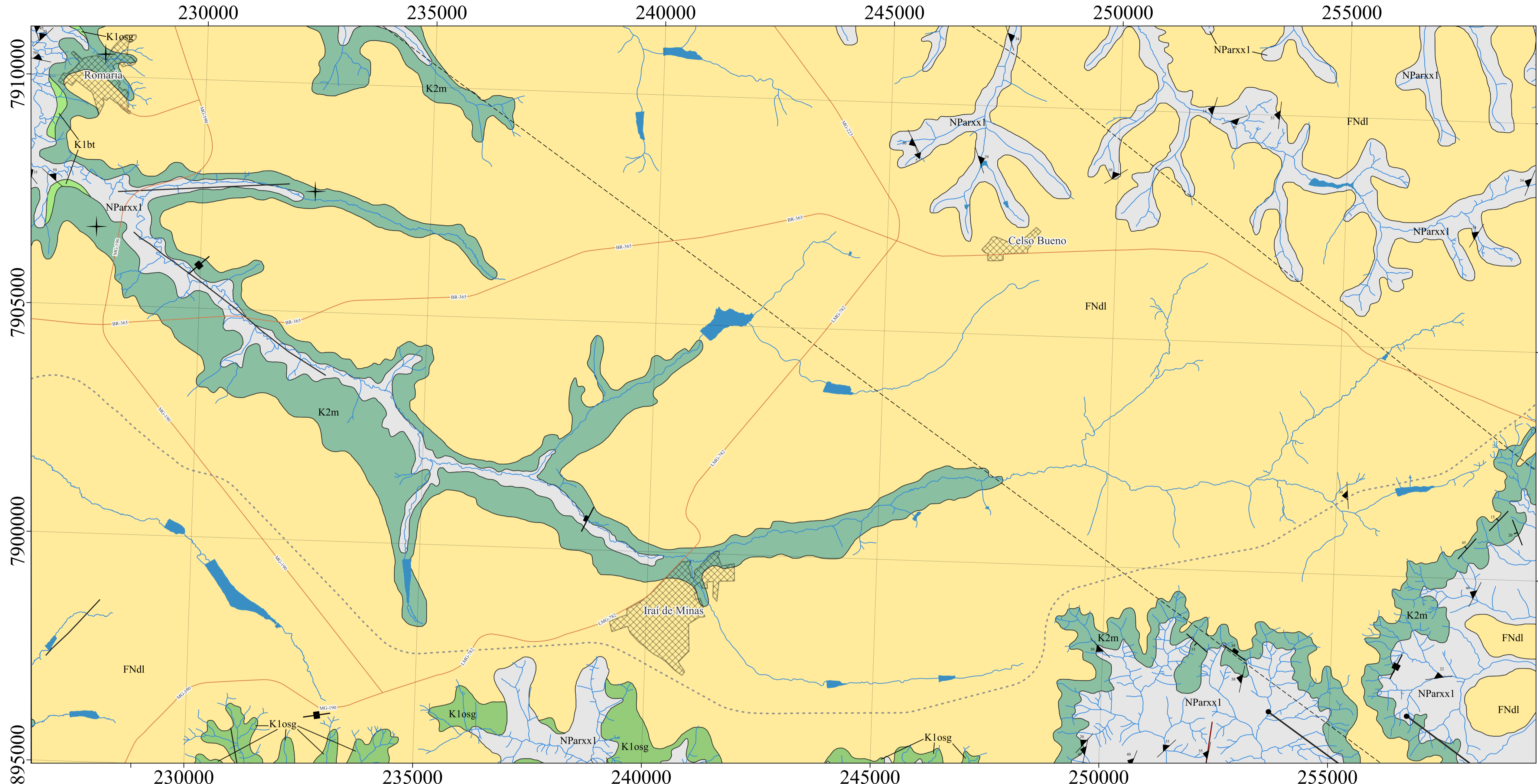
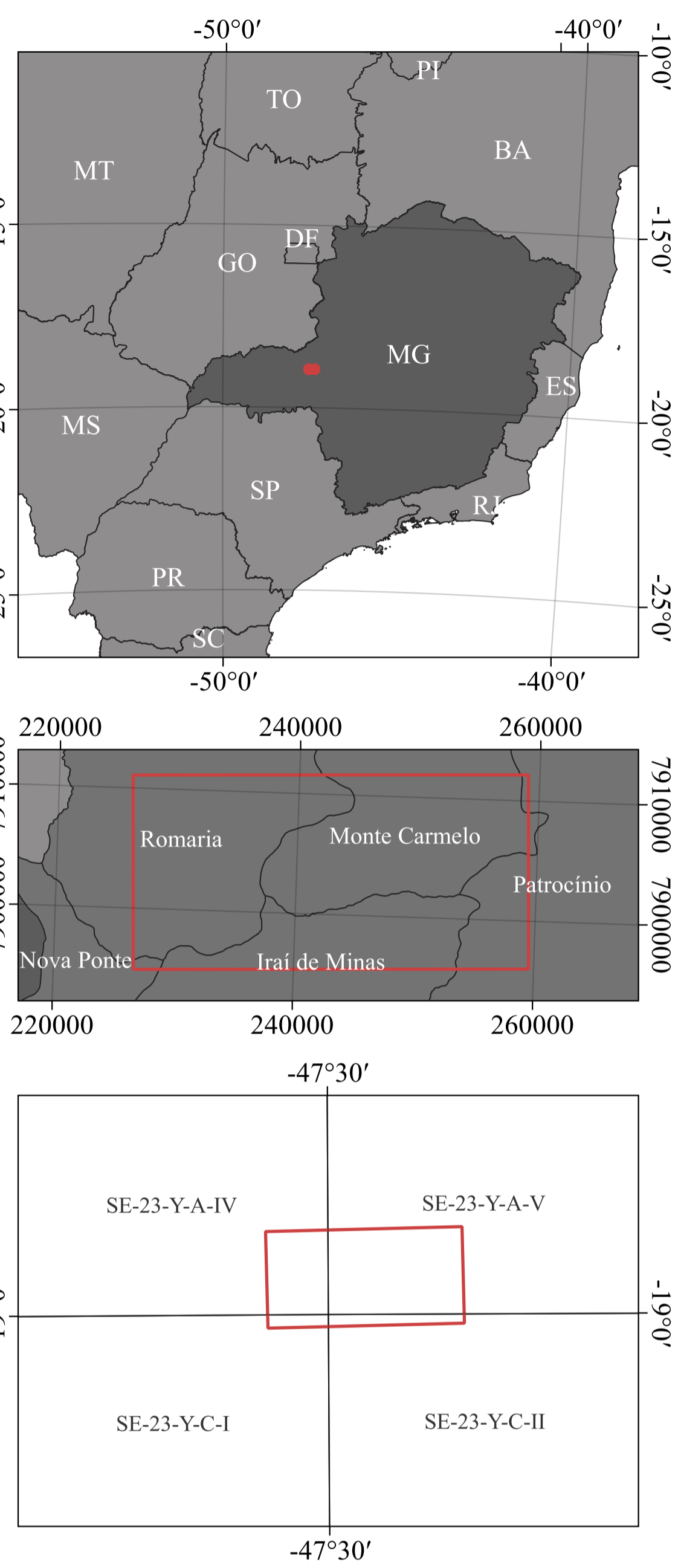
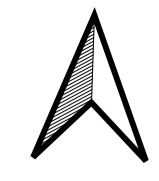
Bw3 95-220cm, vermelho-amarelado (5YR 5,5/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa.

Bw4 220-300cm+, amarelo-avermelhado (5YR 6/8); muito argiloso; fraca muito pequena granular com aspecto de maciça porosa pouco coerente “in situ”; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa.

RAÍZES - Abundantes no horizonte A; muitas no AB, BA e Bw1; comuns no Bw2 e raras no Bw3.

OBSERVAÇÃO - Trincheira com 180 cm de profundidade.

Intensa atividade biológica no horizonte A e AB.



FANEROZOICO
CENOZOICO
PALEÓGENO/NEOGENO

ENdl Coberturas Dentrítico-Lateríticas Coluvionares: depósitos sedimentares inconsolidados predominantemente quartzo-silto-arenosos amarelados ou avermelhados de granulometria fina a média. Grãos arenosos subangulares a arredondados com crostas de óxidos metálicos de formas irregulares entremeadas e dispersas. Podem alcançar espessuras superiores a 30m. Muitas vezes lateritas ferruginosas ou cascalheiras de quartzo aparecem associadas.

MESOZOICO
CRETÁCEO
CRETÁCEO SUPERIOR

GRUPO BAURU
FORMAÇÃO SERRA DA GALGA

K2m É formada principalmente por arenitos finos a médios, localmente grossos, em geral imaturos e ferruginosos, laterizados. Lentes conglomeráticas clasto-suportados se fazem presentes, preferencialmente na base, compostas por seixos de quartzo, rochas xistosas e rochas granito-gnáissicas, em matriz arenosa fina ou sílica esverdeada.

CRETÁCEO INFERIOR

GRUPO SÃO BENTO
FORMAÇÃO SERRA GERAL

K1osg Constituída por basaltos maciços, afaníticos, finos a muito finos, com microfenocristais de plagioclásio, piroxênio e raramente de olivina. Podem ocorrer amígdalas preenchidas por calcedônia e/ou celadonita na região do topo do derrame.

FORMAÇÃO BOTUCATU

K1bt É constituída exclusivamente por arenitos maciços ou estratificados, róseos ou levemente avermelhados, essencialmente quartzosos, de granulometria fina. Estratificações cruzadas de médio porte, com médios a altos ângulos. Preencheram depressões do terreno dos micaxistos do Grupo Araxá.

PROTEROZOICO
NEOPROTEROZOICO

GRUPO ARAXÁ

NParxx1 Constituída essencialmente por micaxistos finos a médios, com predominância de muscovita, frequentemente muito intemperizados. Minerais acessórios são almandina, rutilo e turmalina. Ocorrência de faixas de anfíbolitos médios a grossos (metagabros), assim como quartzitos finos, micáceos e recristalizados. Serpentinó, talco-clorita xisto e tremolita-actinolita xisto ocorrem localmente. Veios de quartzo são comuns.

CONVEÇÕES GEOLÓGICAS

- ✦ Acamadamento horizontal
- Acamadamento
- ▲ Foliação
- Junta
- Junta/fratura/falha vertical
- ↑ Lineação B (eixo de dobra)
- Falha aproximada
- Dique
- Falha
- Lineamento estrutural

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- 🌊 Rede de drenagem
- 🌊 Represamentos
- Ferrovias
- Rodovias
- ▣ Perímetro urbano

Diagrama de Declinação Magnética:

0 2,5 5 7,5 km

Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
Datum: Sirgas2000
Fuso: 23S

Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23'
aumentando 0°6' W por ano

Fonte: Pinho et al. (2017); Chaves e Dias (2017a); Chaves e Dias (2017b); Cardoso et al. (2017); Seer e Moraes (2017); Prado Neto et al. (2021); IBGE (2024)

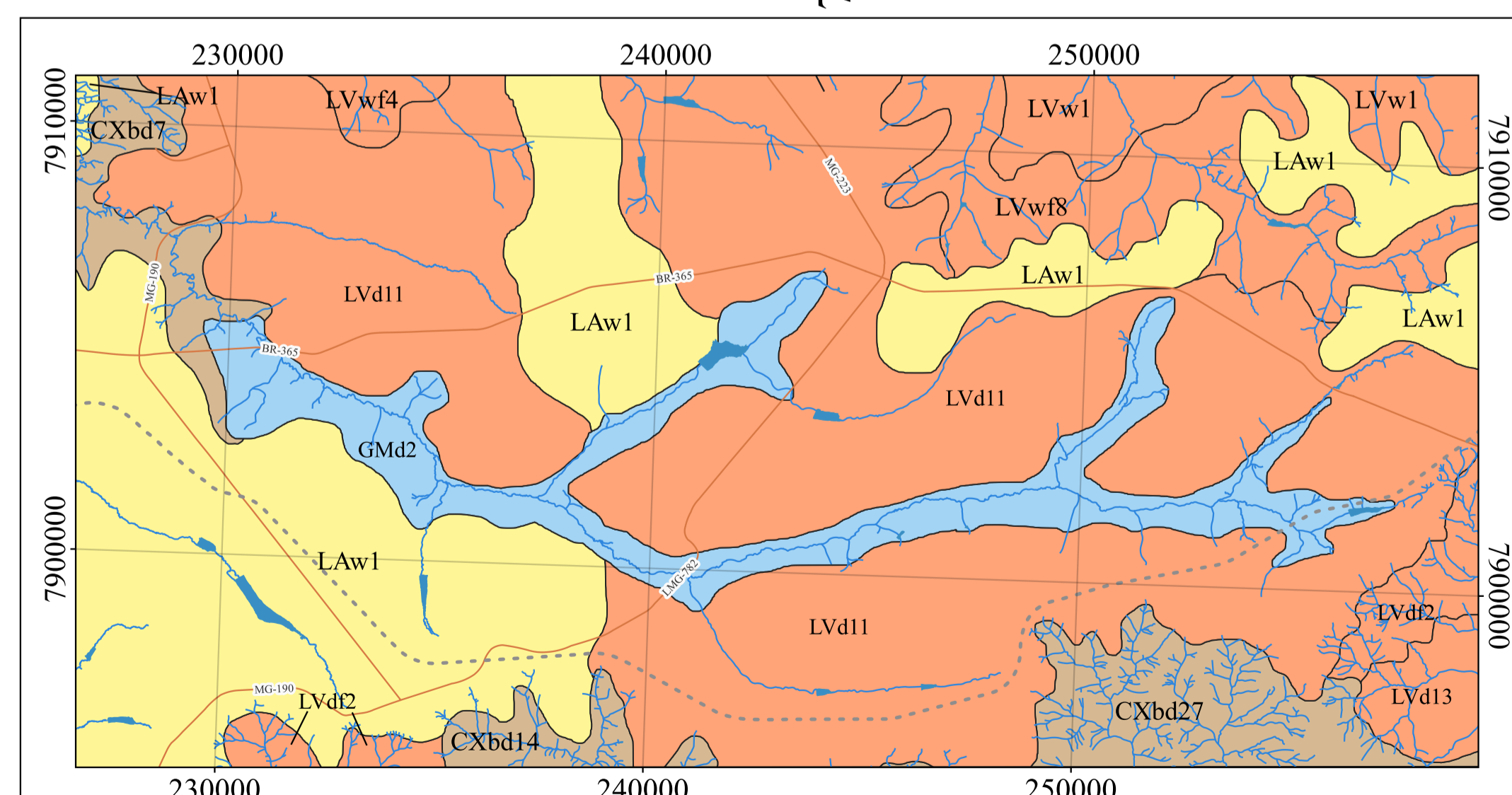
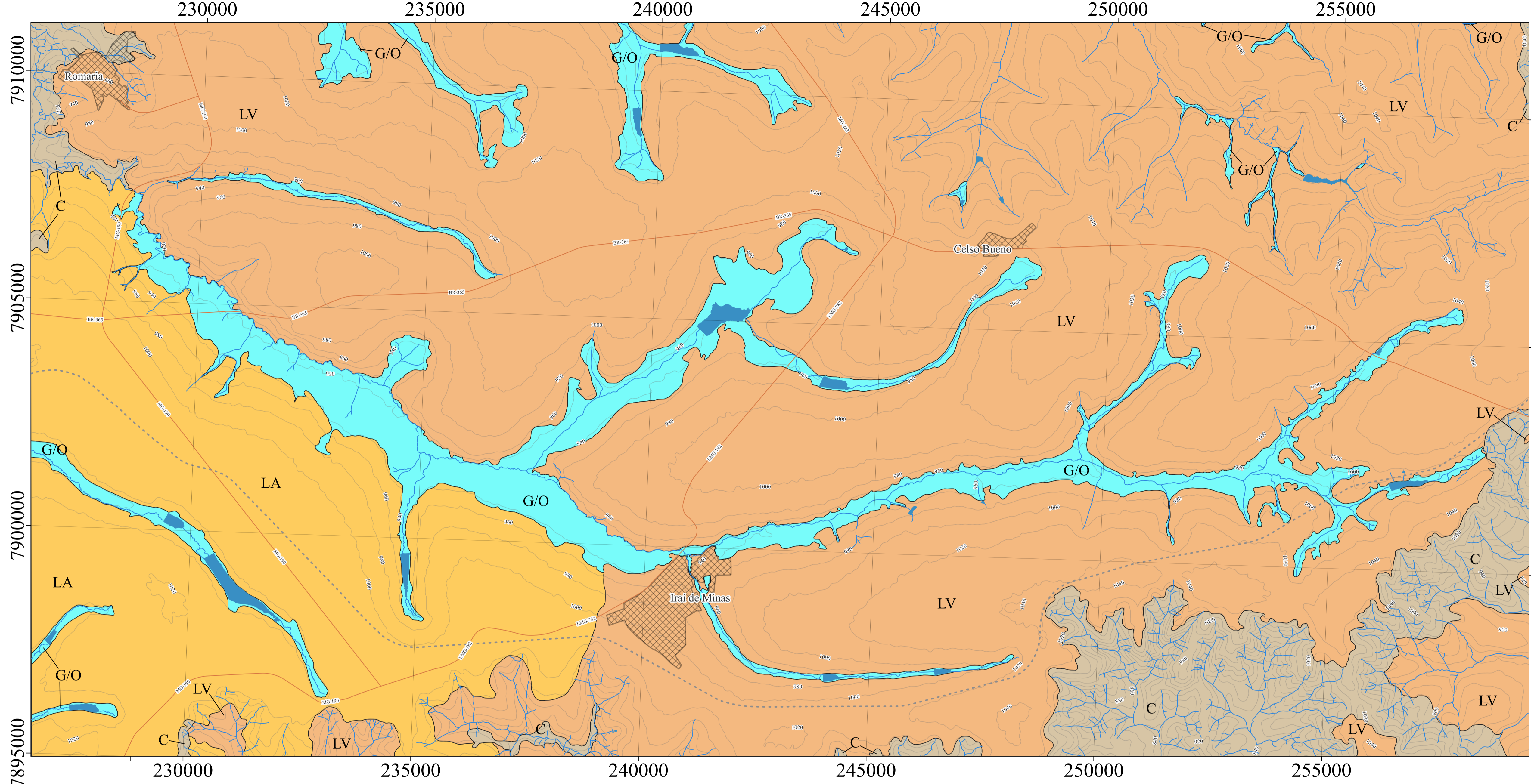
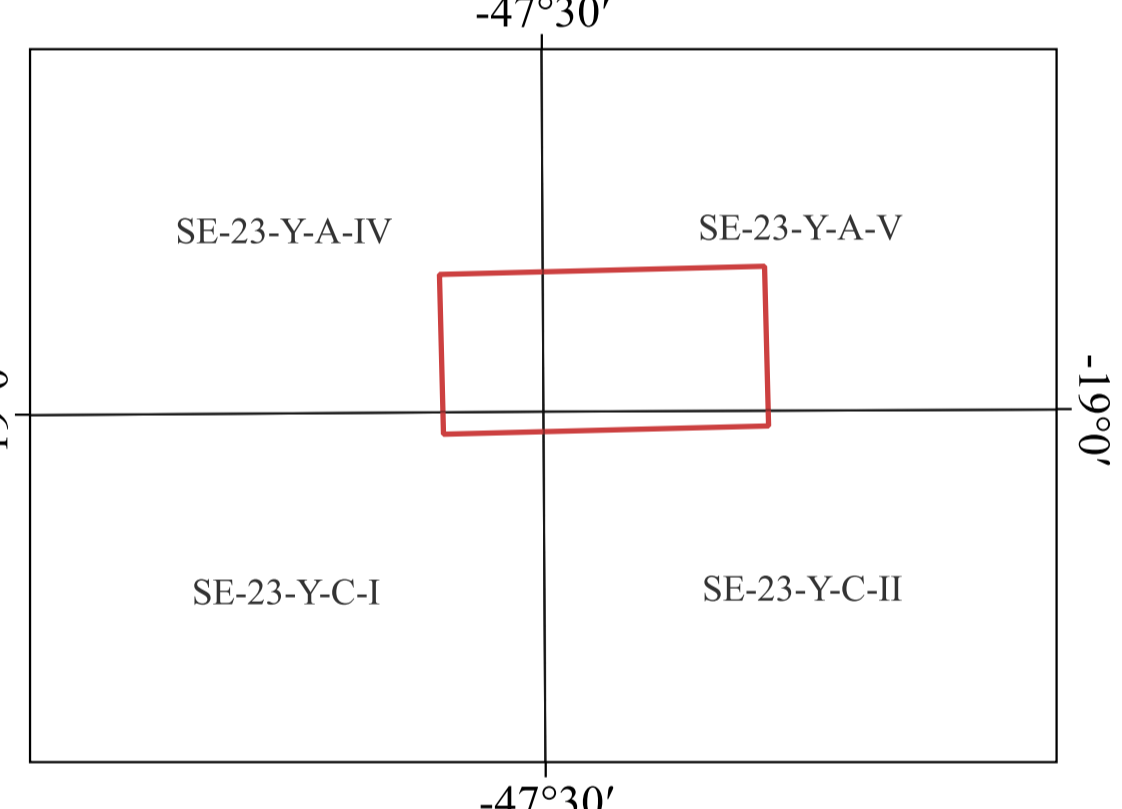
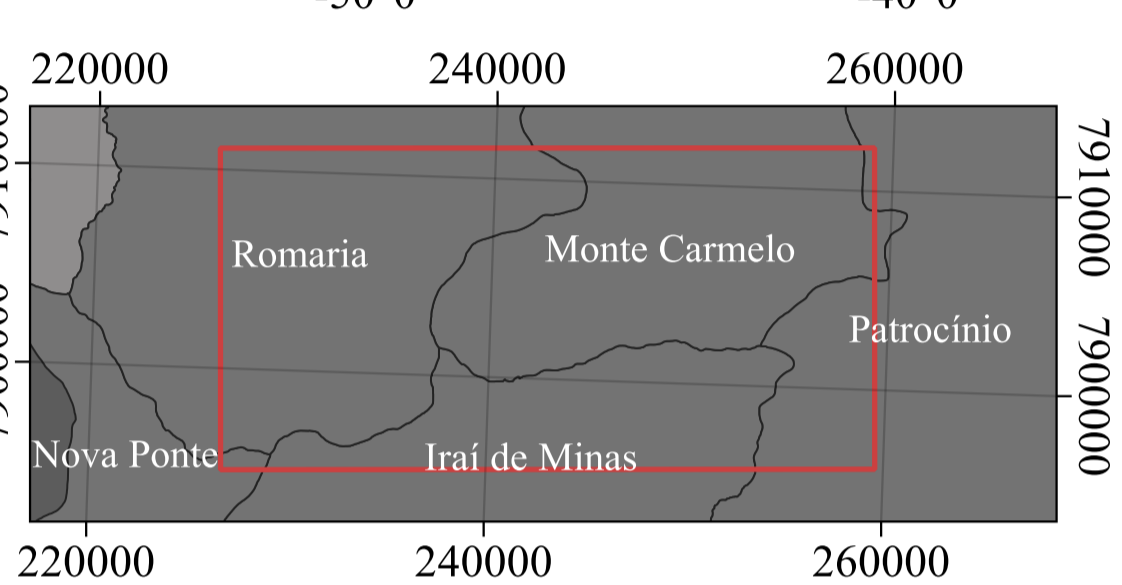
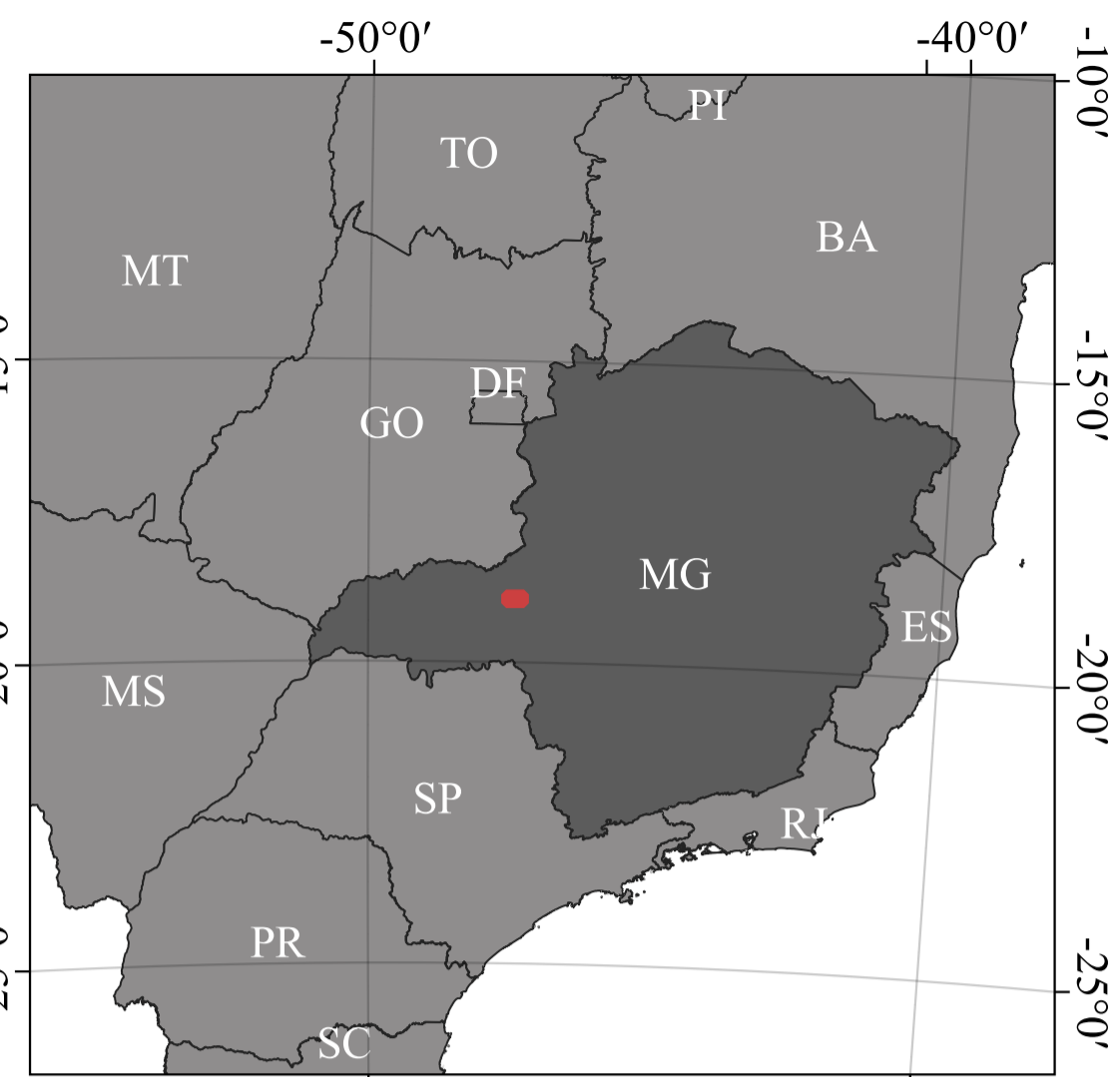
Escala de desenho 1:50.000
Escala de análise 1:25.000

Autor: LUNA, C. A. (2024)
Orientador: SILVEIRA, A.

Carta gerada a partir de integração dos trabalhos creditados na fonte e fotointerpretação de imagens fornecidas por Google Earth (2024)

UFU Universidade Federal de Uberlândia

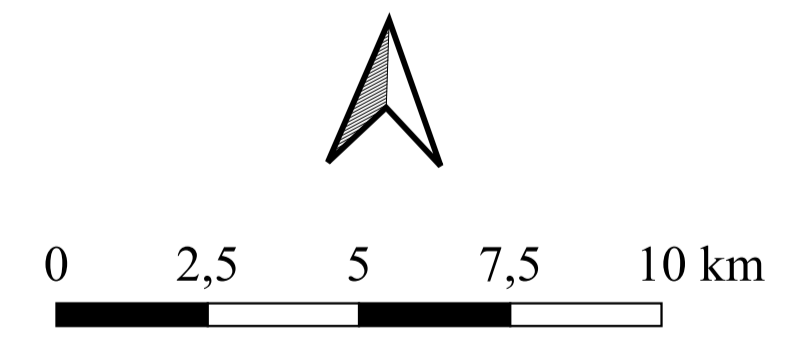
UFU GEOLOGIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
CAMPUS MONTE CARMELO



LEGENDA

Cambissolo Háplico Tb Distrófico CXbd7/CXbd27/CXbd14	Latossolo Amarelo Ácrico LAv1
Gleissolo Melânico Distrófico GMd2	Latossolo Vermelho Acriférico/Distrófico LVwf4/LVwf8 - LVd11

CARTA DE SOLOS
(MOTTA; BARUQUI; SANTOS, 2004)

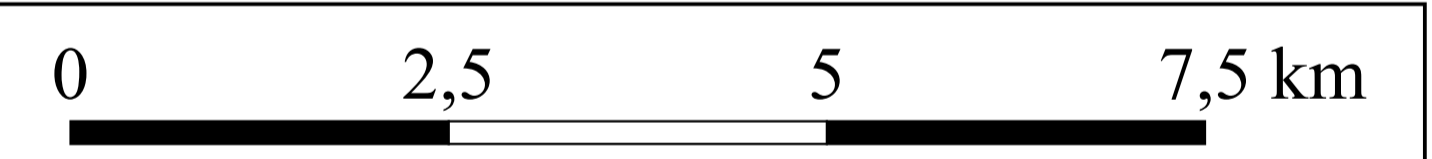
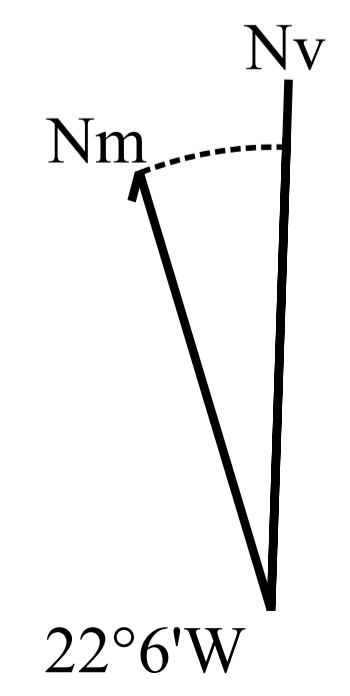


Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
Datum: SAD-69
Origem: 45°W de Gr.
Fonte: Motta, Baruqui e Santos (2004)
Escala de desenho: 1:125.000
Escala do levantamento: 1:200.000

Autores: PIRES FILHO, A. M.;
BARUQUI, A. M.; BARUQUI, F. M.;
MOTTA, P. E. F.; SANTOS, H. G.;
LEMOIS, A. L. (2004)

- ORDENS DE SOLO**
- Cambissolo
 - Gleissolo/Organossolo
 - Latossolo Amarelo
 - Latossolo Vermelho

- CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**
- Rede de drenagem
 - Represamentos
 - Curvas de nível
 - Ferrovia
 - Rodovias
 - Perímetro urbano

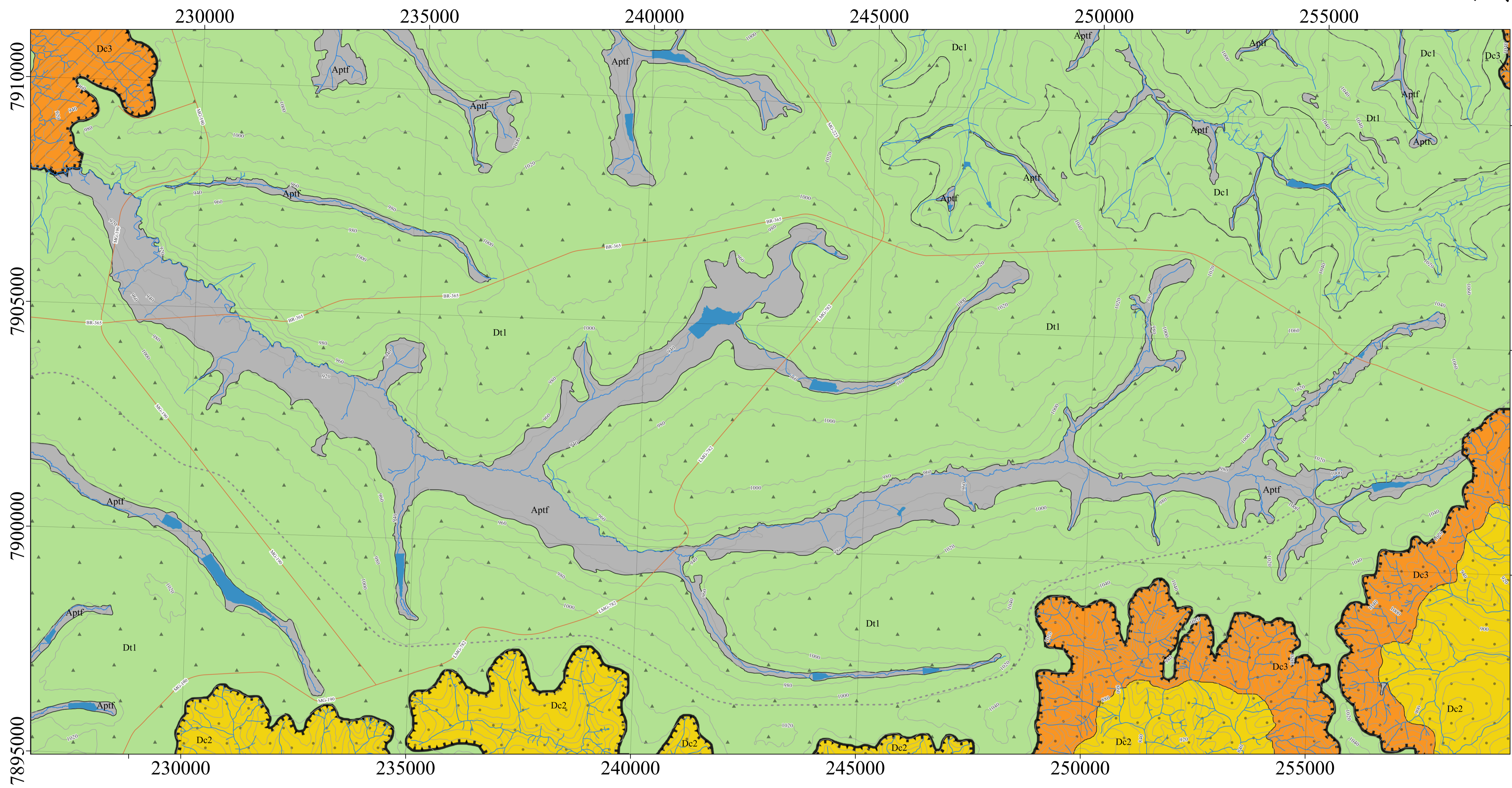
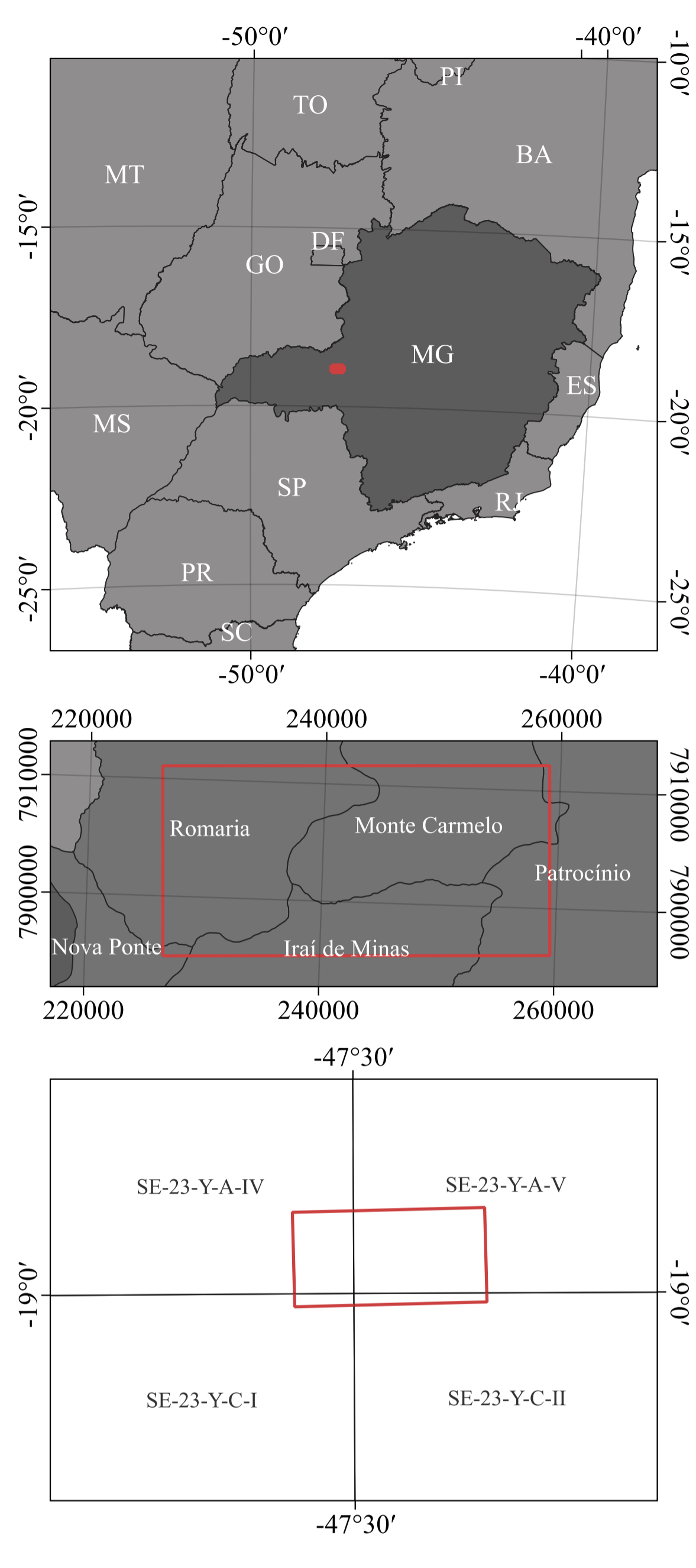


Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
Datum: Sirgas2000
Fuso: 23S
Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23'
aumentando 0°6' W por ano
Fonte: Motta, Baruqui e Santos (2004); Alos-Palsar (2011); Prado Neto et al. (2021); IBGE (2024)
Escala de desenho 1:50.000
Escala de análise 1:25.000

Autor: LUNA, C. A. (2024)
Orientador: SILVEIRA, A.

Adaptação por fotointerpretação com imagens fornecidas por Google Imagens (2024) devido à limitação escalar de Motta, Baruqui e Santos (2004)





MORFOESCULTURA	UNIDADES MORFOLÓGICAS	TIPOS DE FORMAS	GRAU DE DISSECAÇÃO
Chapada Indianópolis-Celso Bueno	Planalto tabular	Áreas de planícies e terraços fluviais (Aptf)	Fraco
		Denudacional de topo tabular (Dt)	
Planaltos Dissecados do Paranaíba	Escarpa erosiva do Rio Araguari	Denudacional de topo convexo (Dc)	Médio
		Denudacional com controle litoestrutural (De)	Forte

FEIÇÃO ESTRUTURAL

— Patamar estrutural

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

— Rede de drenagem - - - - Ferrovias

— Represamentos - - - - Rodovias

— Curvas de nível [X] Perímetro urbano

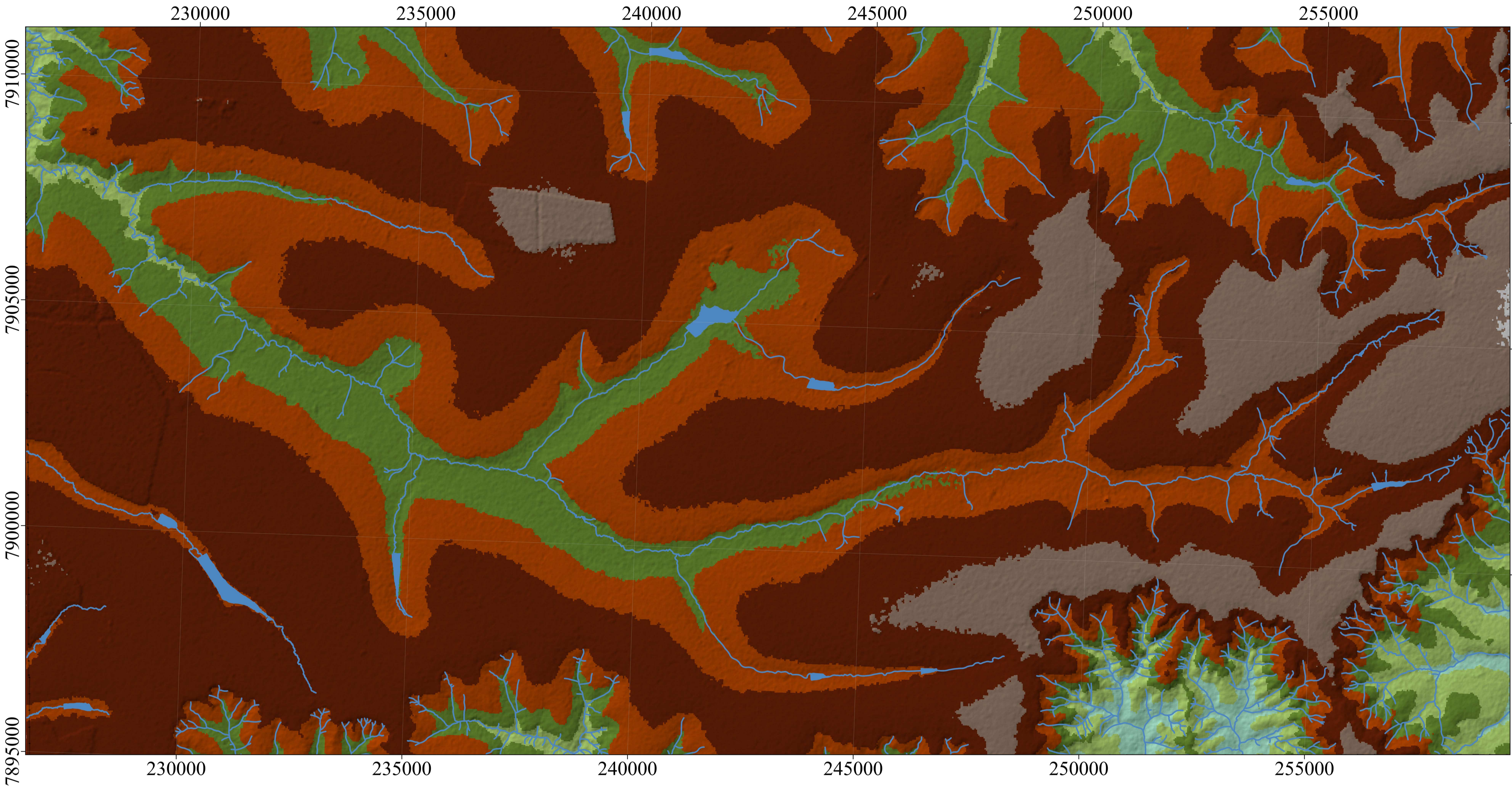
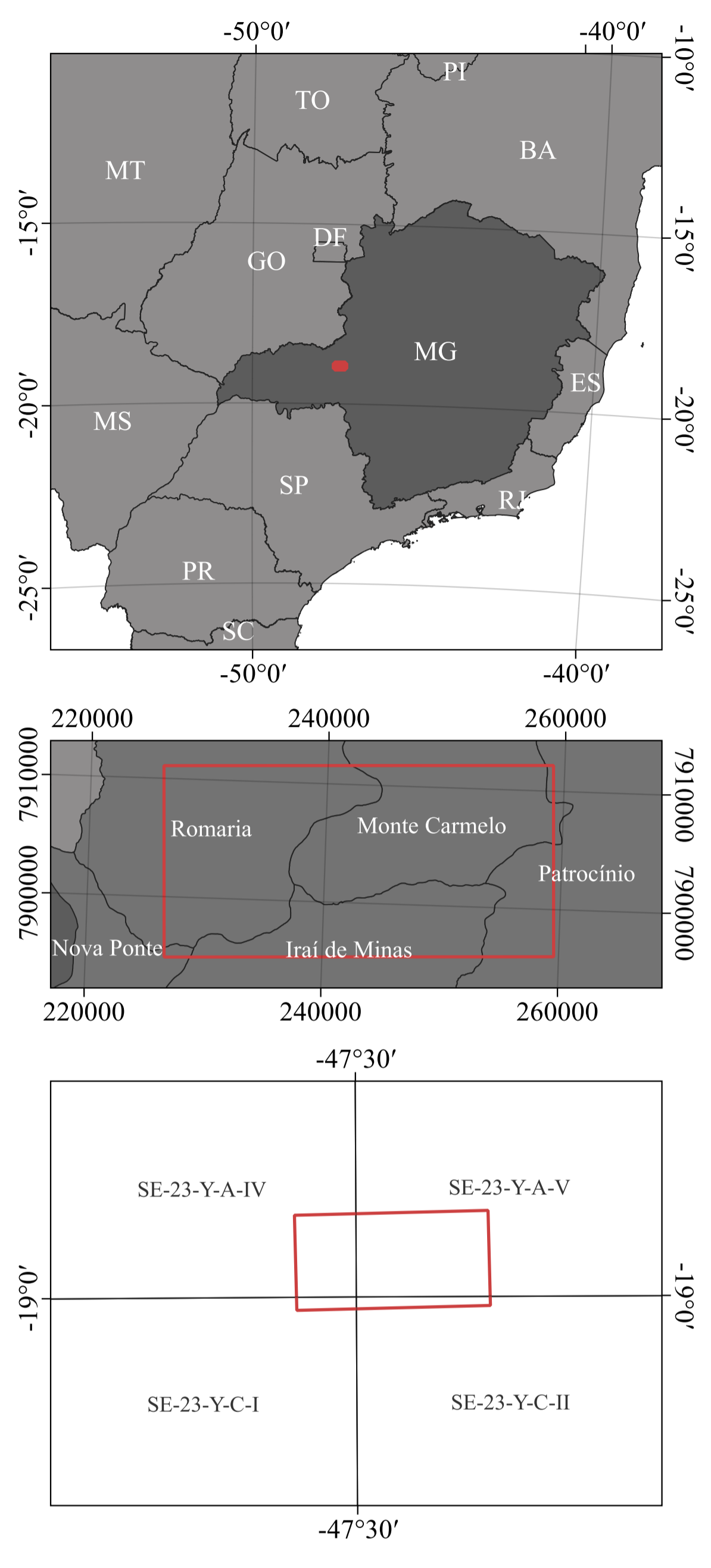
22°6'W

0 2,5 5 7,5 km

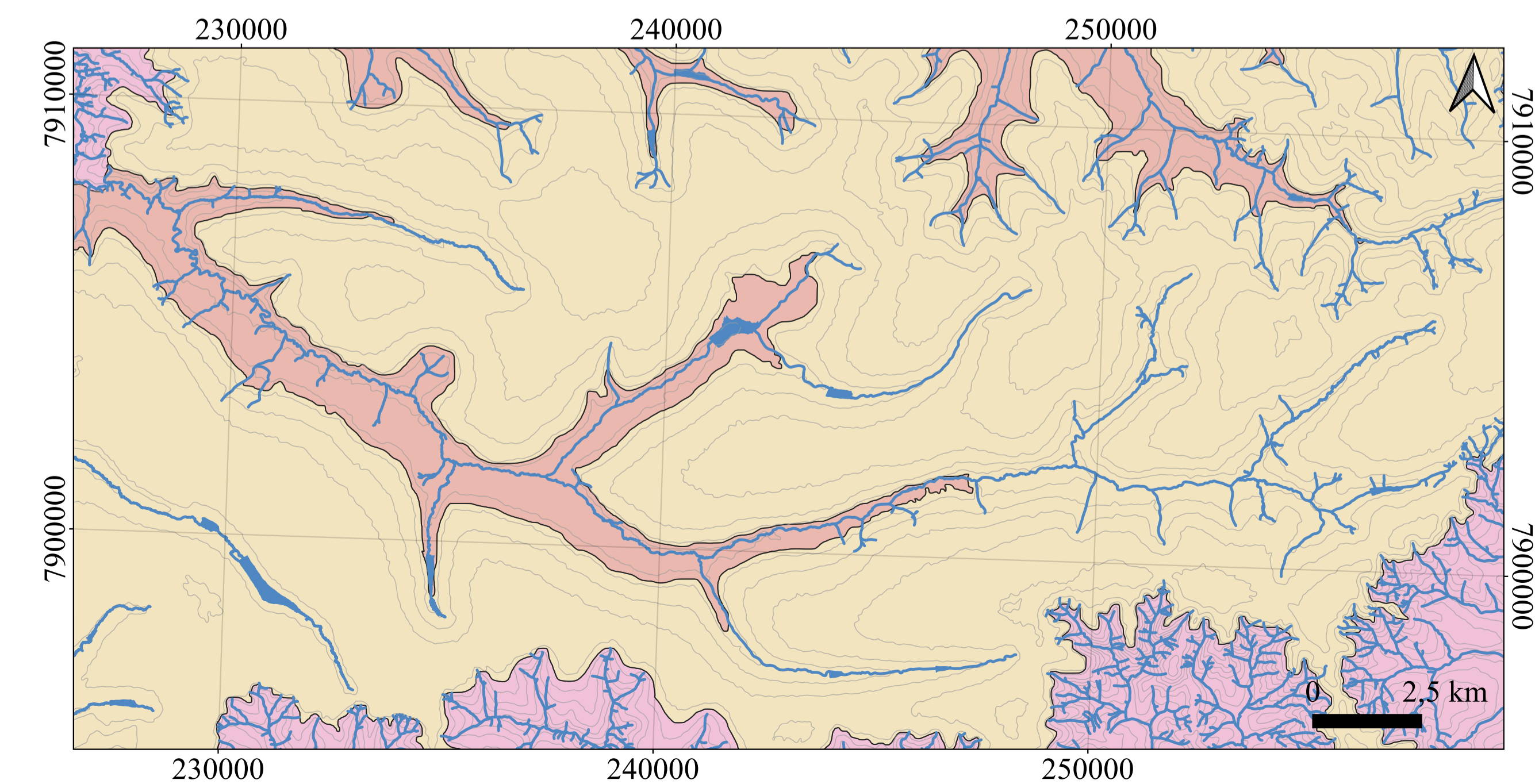
Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
Datum: Sirgas2000
Fuso: 23S
Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23'
aumentando 0°6' W por ano
Fonte: Alos-Palsar (2011); IBGE (2024); Google Earth (2024)
Escala de desenho 1:50.000
Escala de análise 1:25.000

Autor: LUNA, C. A. (2024)
Orientador: SILVEIRA, A.

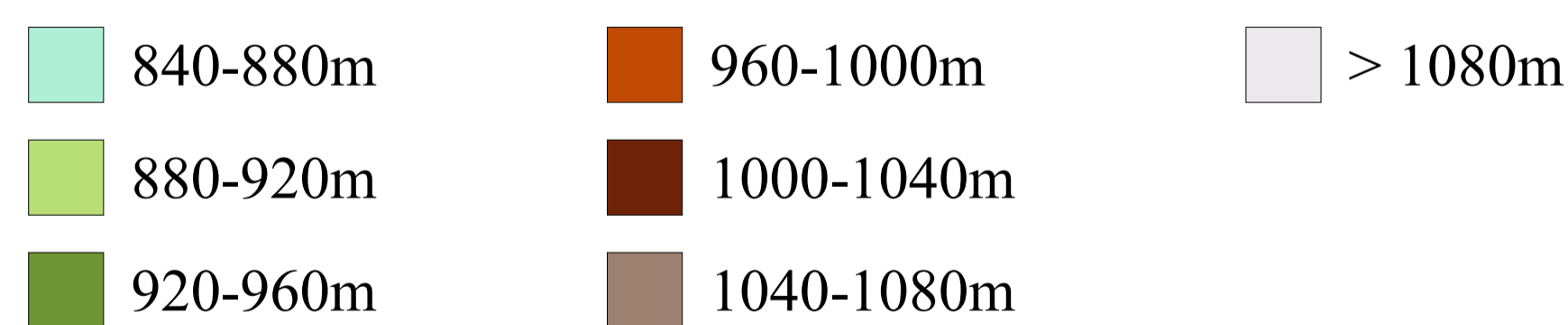
Carta gerada a partir fotointerpretação de imagens fornecidas por Google Earth (2024) e curvas de nível geradas com imagens de Alos-Palsar (2011)



CARTA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS DA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM



CLASSE DE HIPSOMETRIA

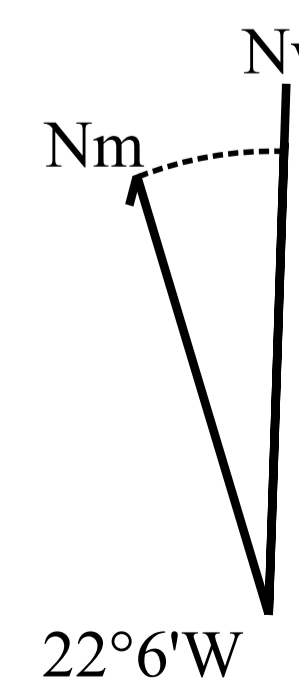


CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Rede de drenagem
- Represamentos

SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS

- Superfície S1
- Superfície S2
- Superfície S3



Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM

Datum: Sirgas2000

Fuso: 23S

Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23'
aumentando 0°6' W por ano

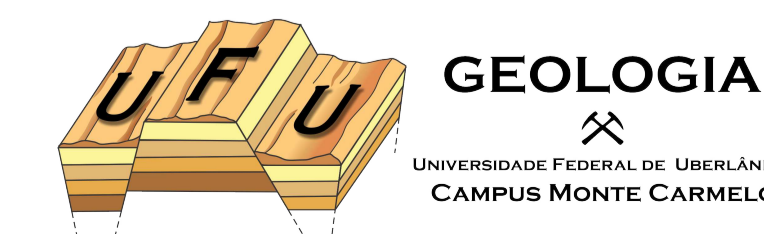
Fonte: Alos-Palsar (2011); SRTM (2023);
IBGE (2024).

Escala de desenho 1:50.000

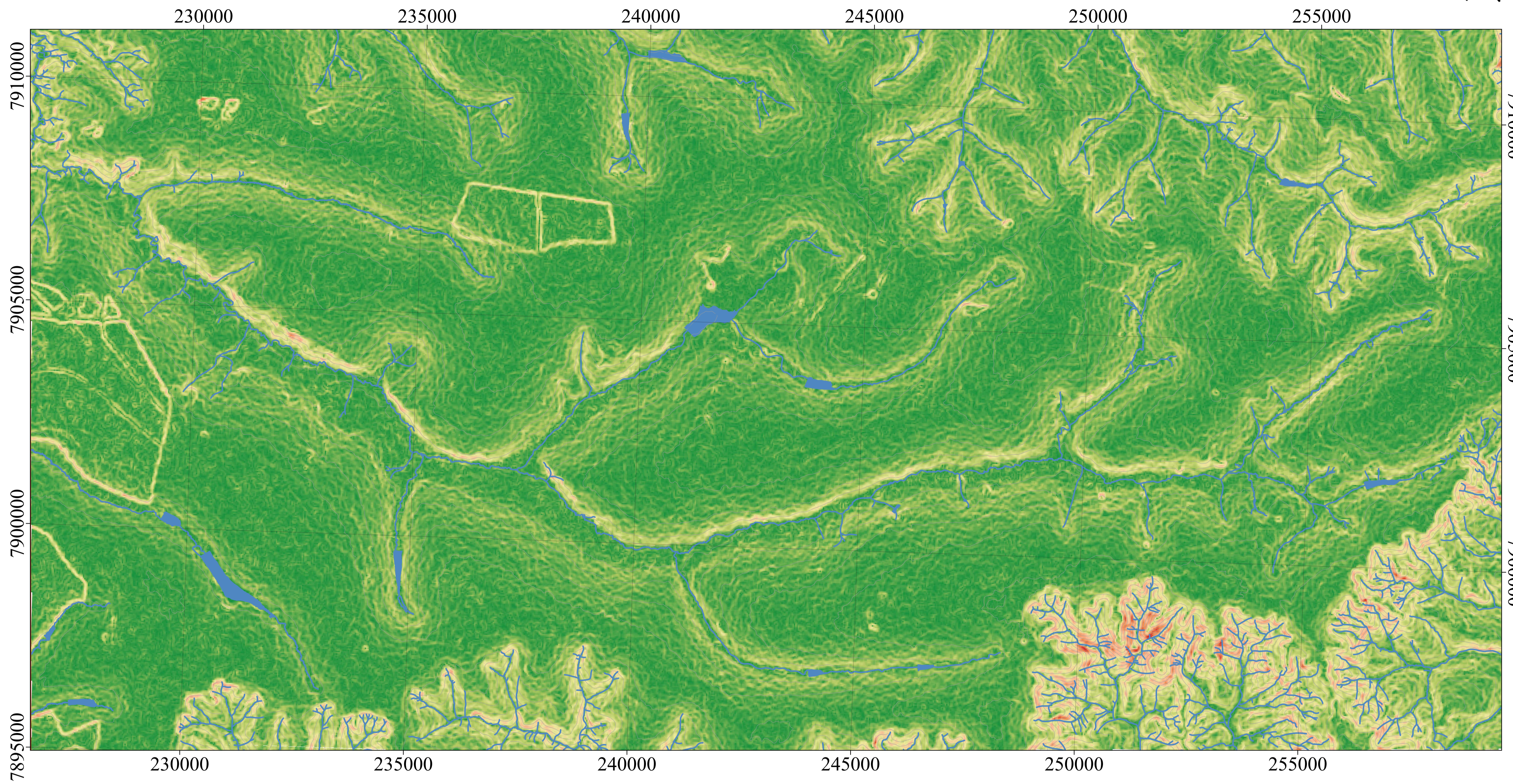
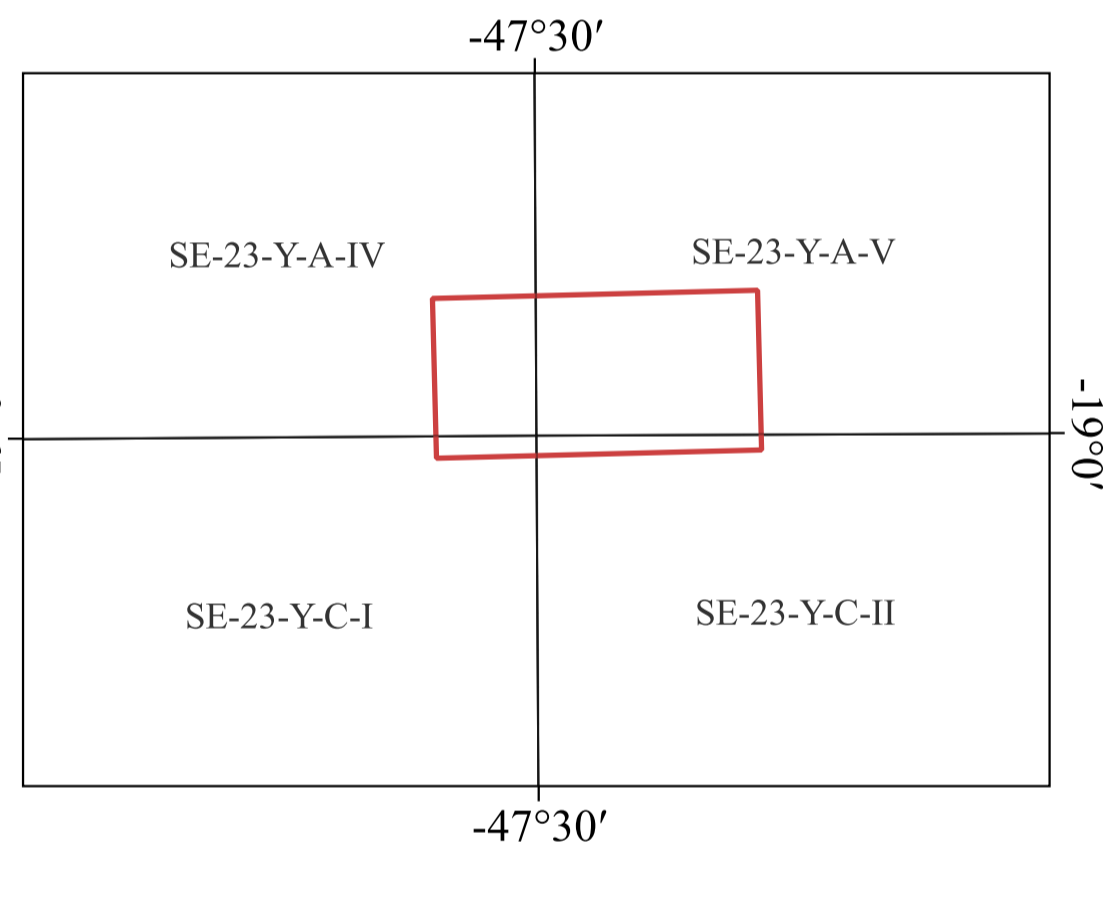
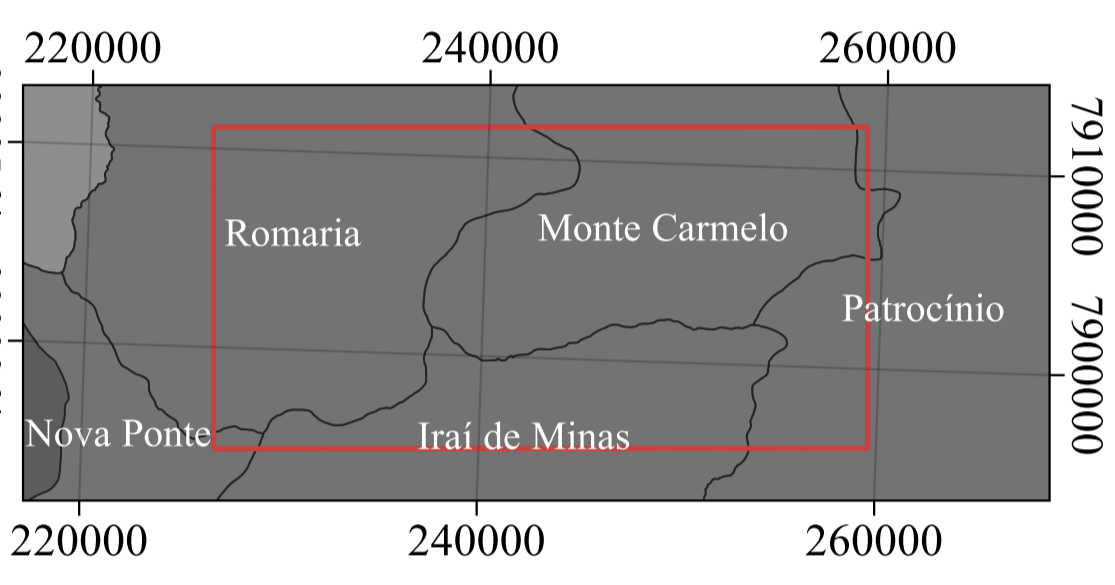
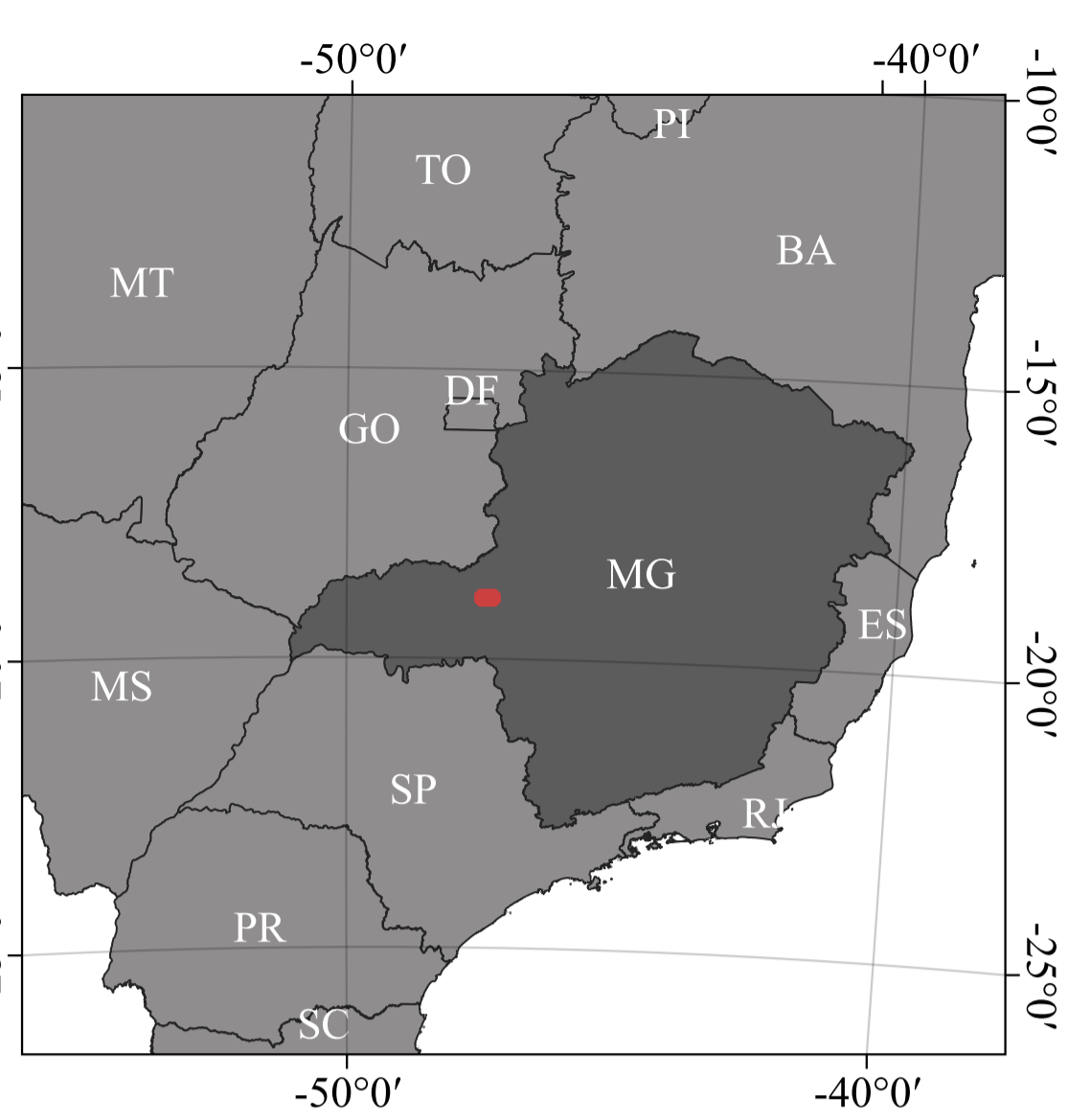
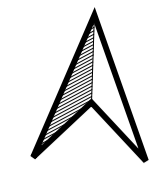
Escala de análise 1:25.000

Autor: LUNA, C. A. (2024)

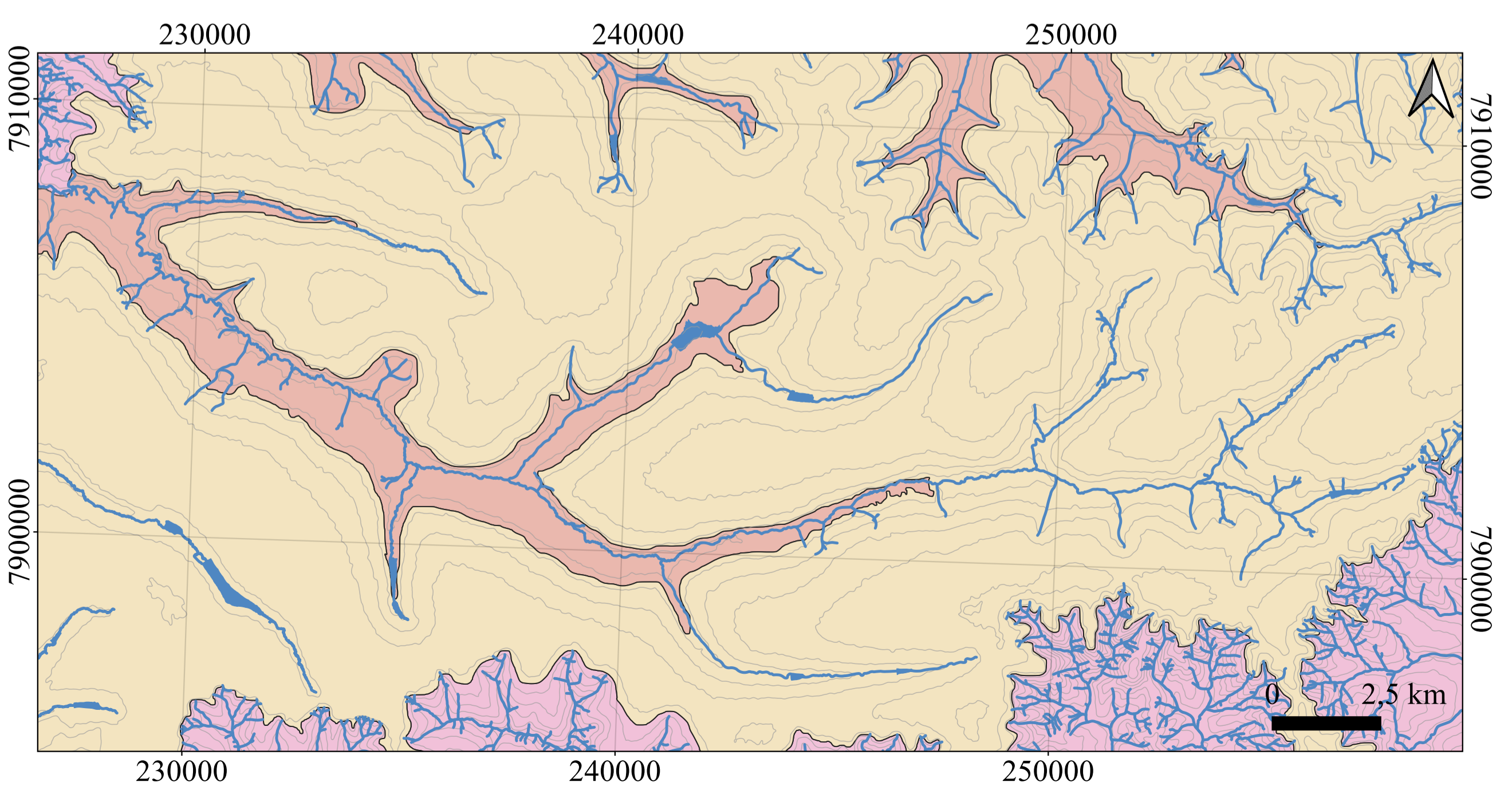
Orientador: SILVEIRA, A.



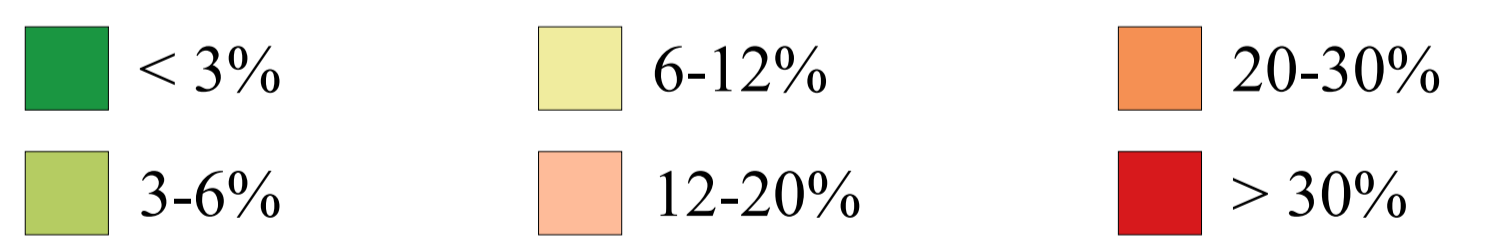
CARTA DE DECLIVIDADE DA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM



CARTA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS DA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM



CLASSE DE DECLIVIDADE

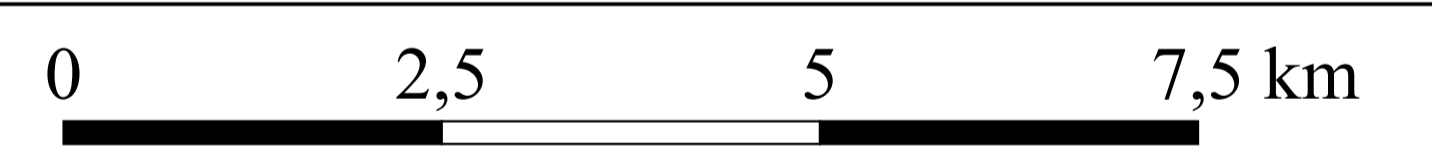
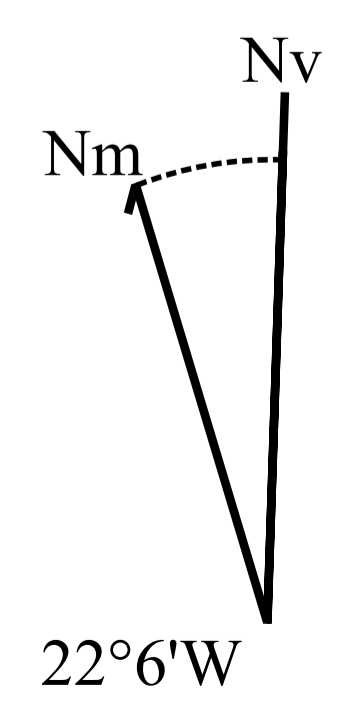


CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

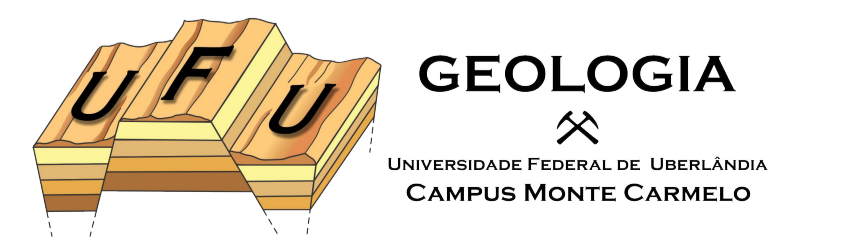
- Rede de drenagem
- Represamentos

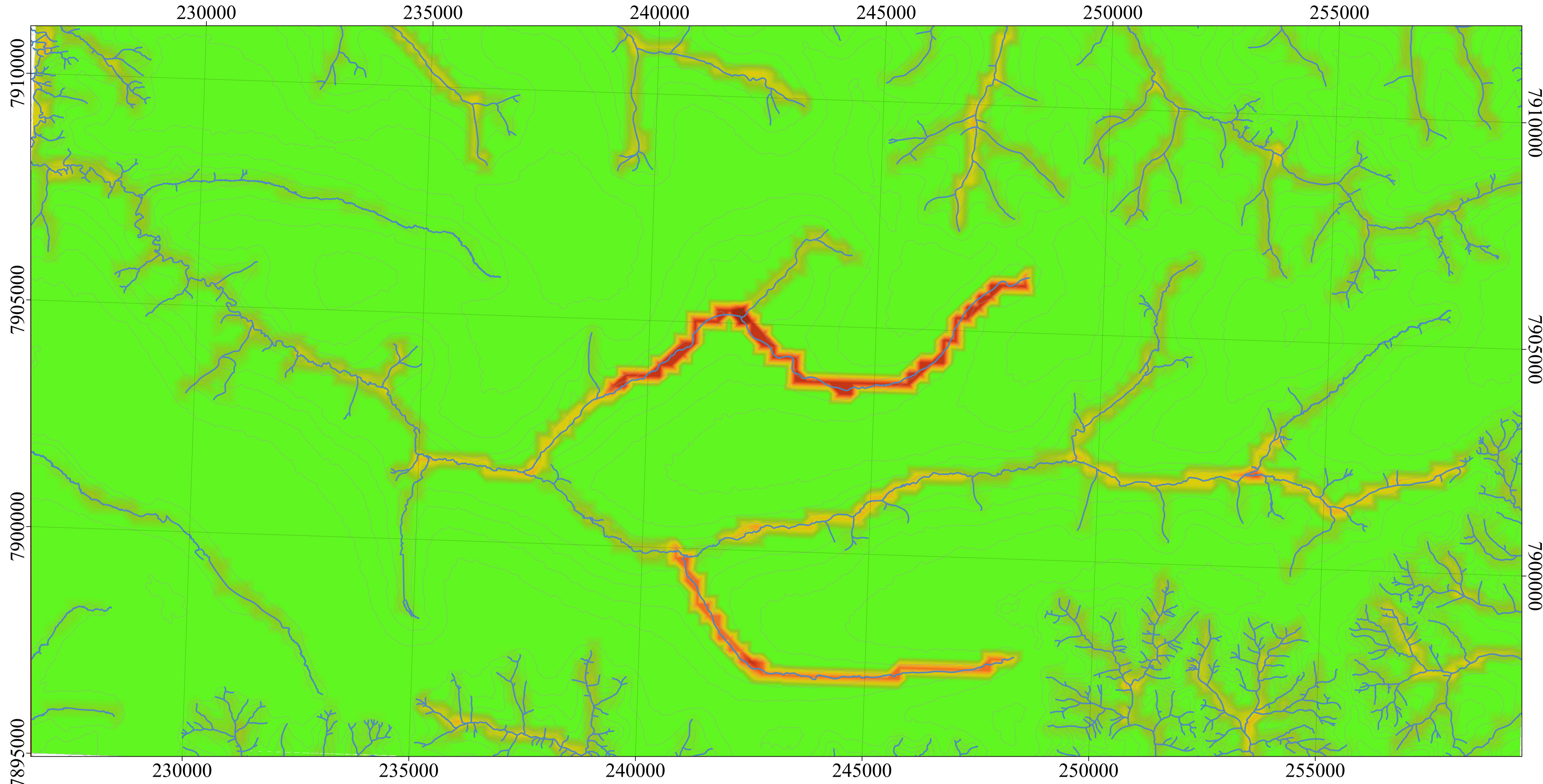
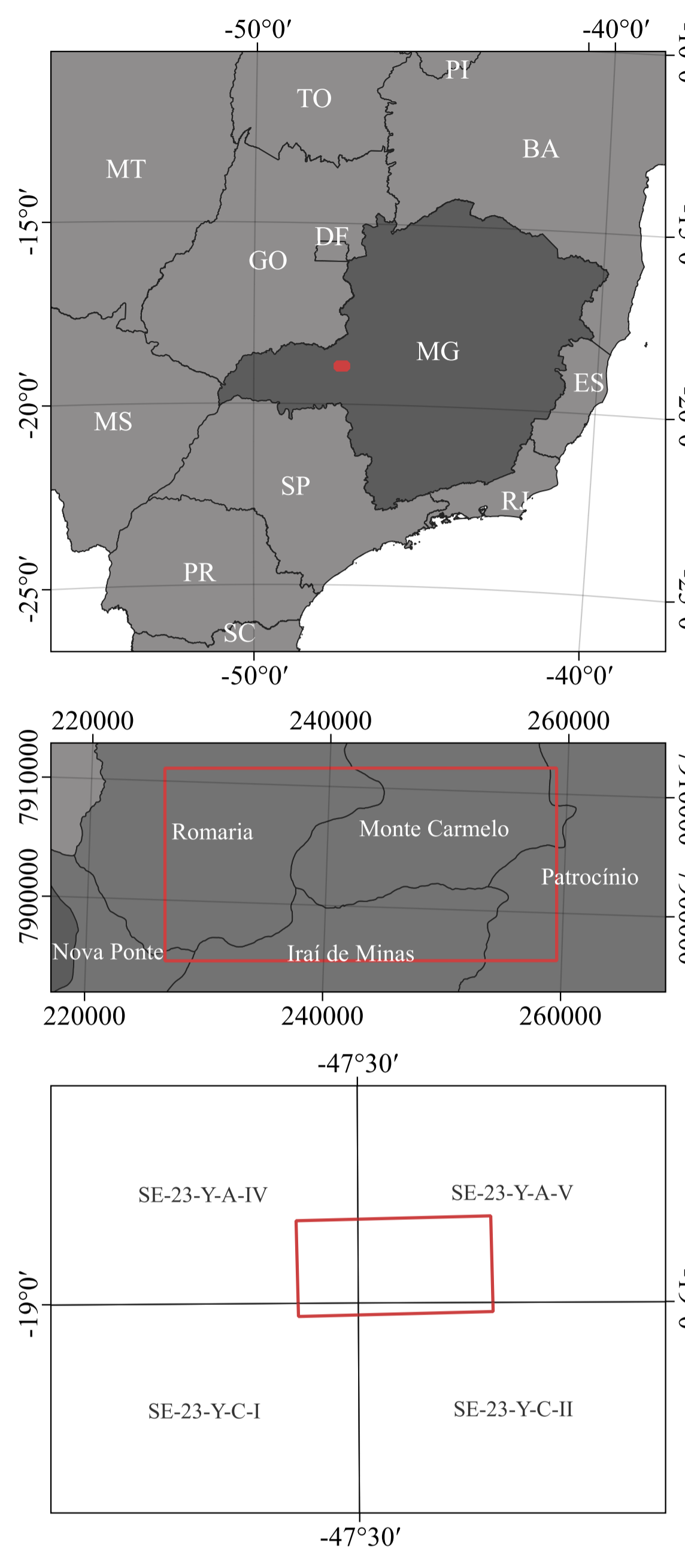
SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS

- Superfície S1
- Superfície S2
- Superfície S3

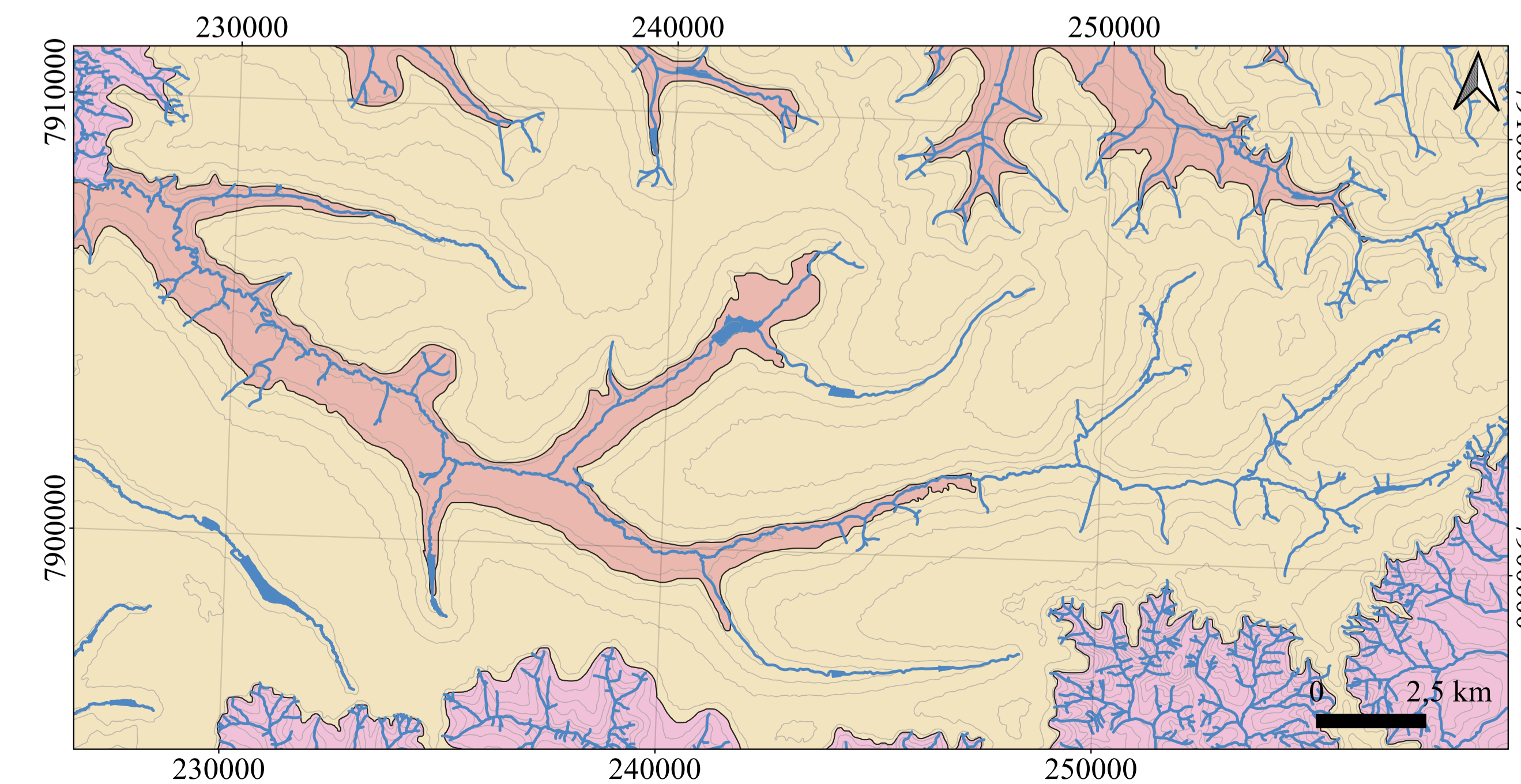


Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: Sirgas2000
 Fuso: 23S
 Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23' aumentando 0°6' W por ano
 Fonte: Alos-Palsar (2011); SRTM (2023); IBGE (2024).
 Escala de desenho 1:50.000
 Escala de análise 1:25.000
 Autor: LUNA, C. A. (2024)
 Orientador: SILVEIRA, A.

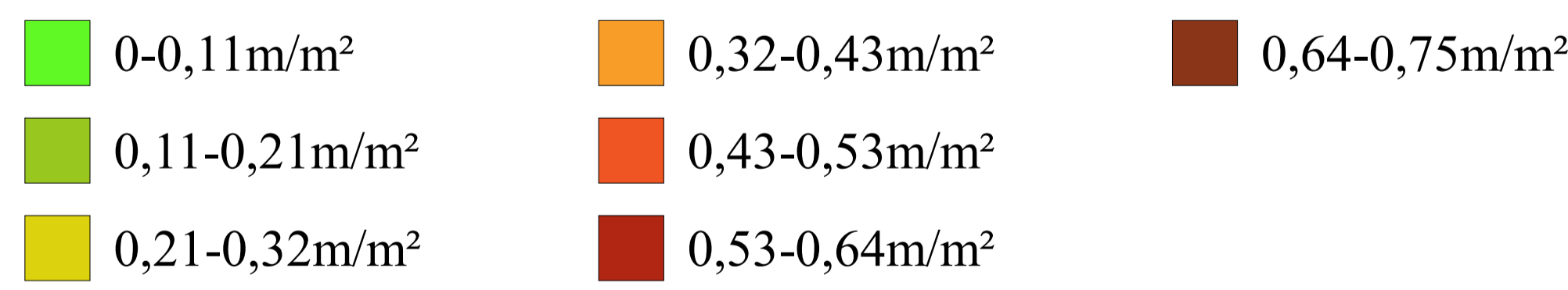




CARTA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS DA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM



CLASSE DE DENSIDADE DE DRENAGEM

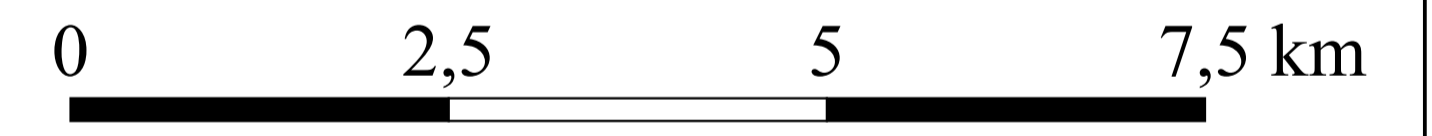
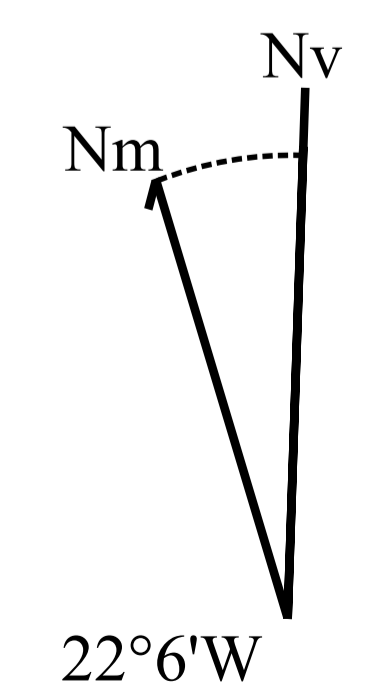


CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

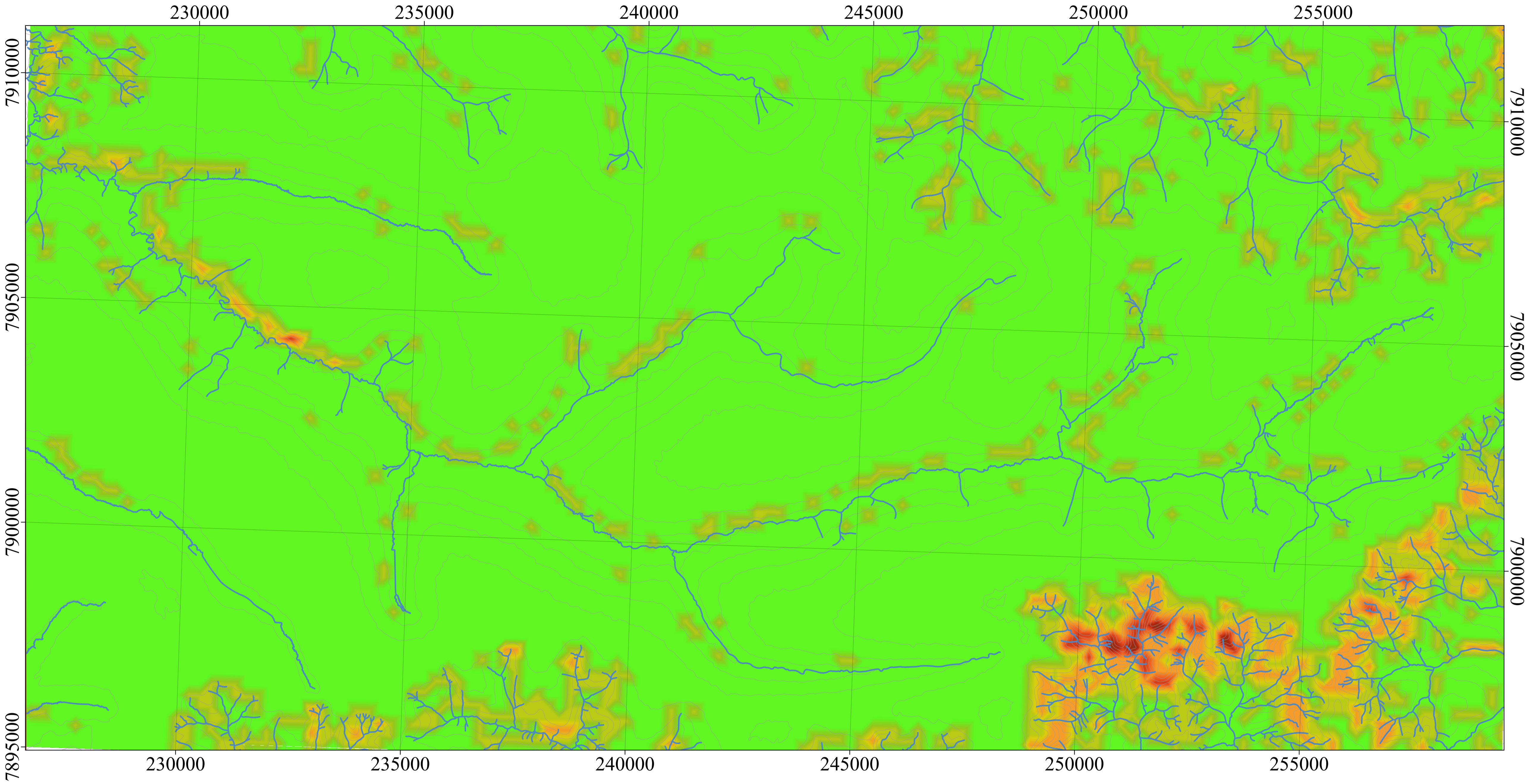
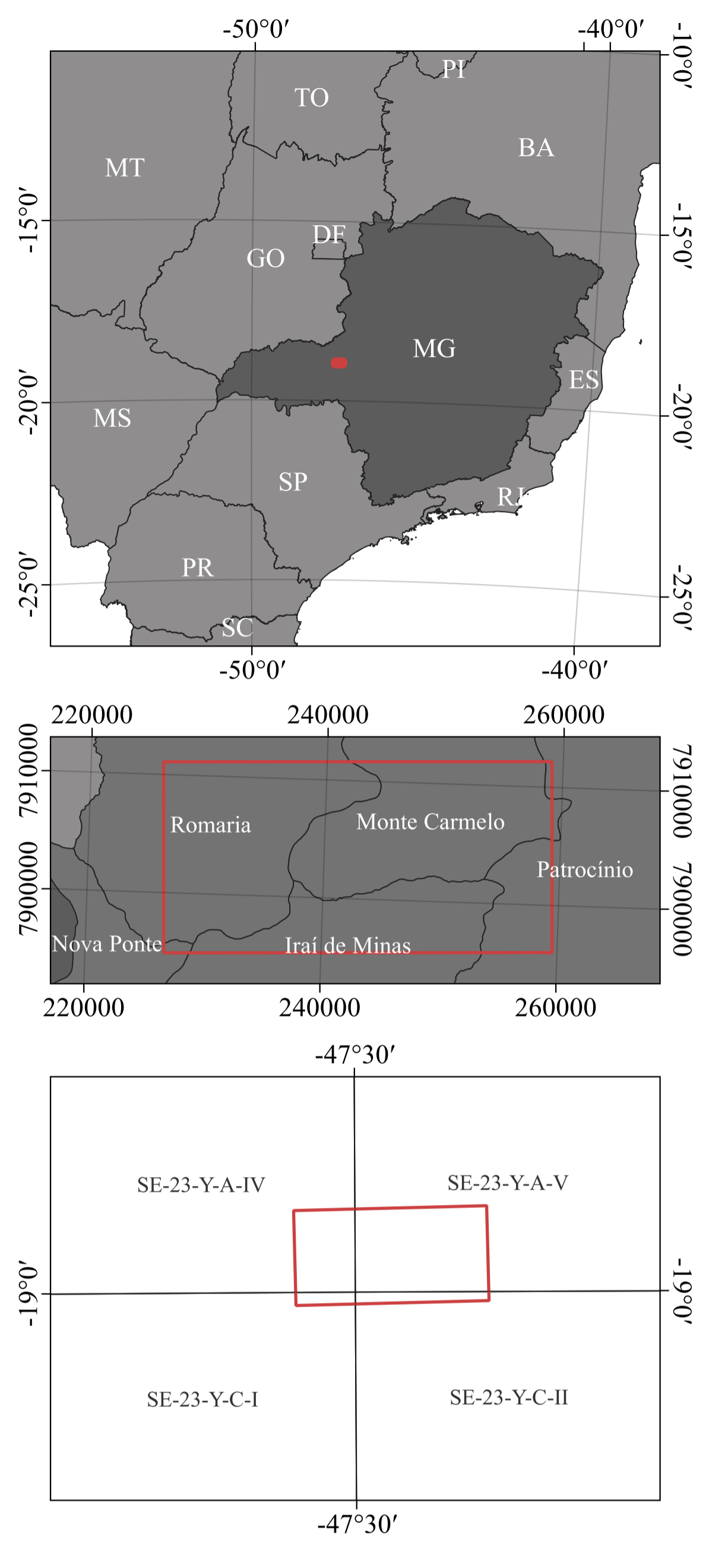
- Rede de drenagem
- Represamentos
- Curvas de nível

SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS

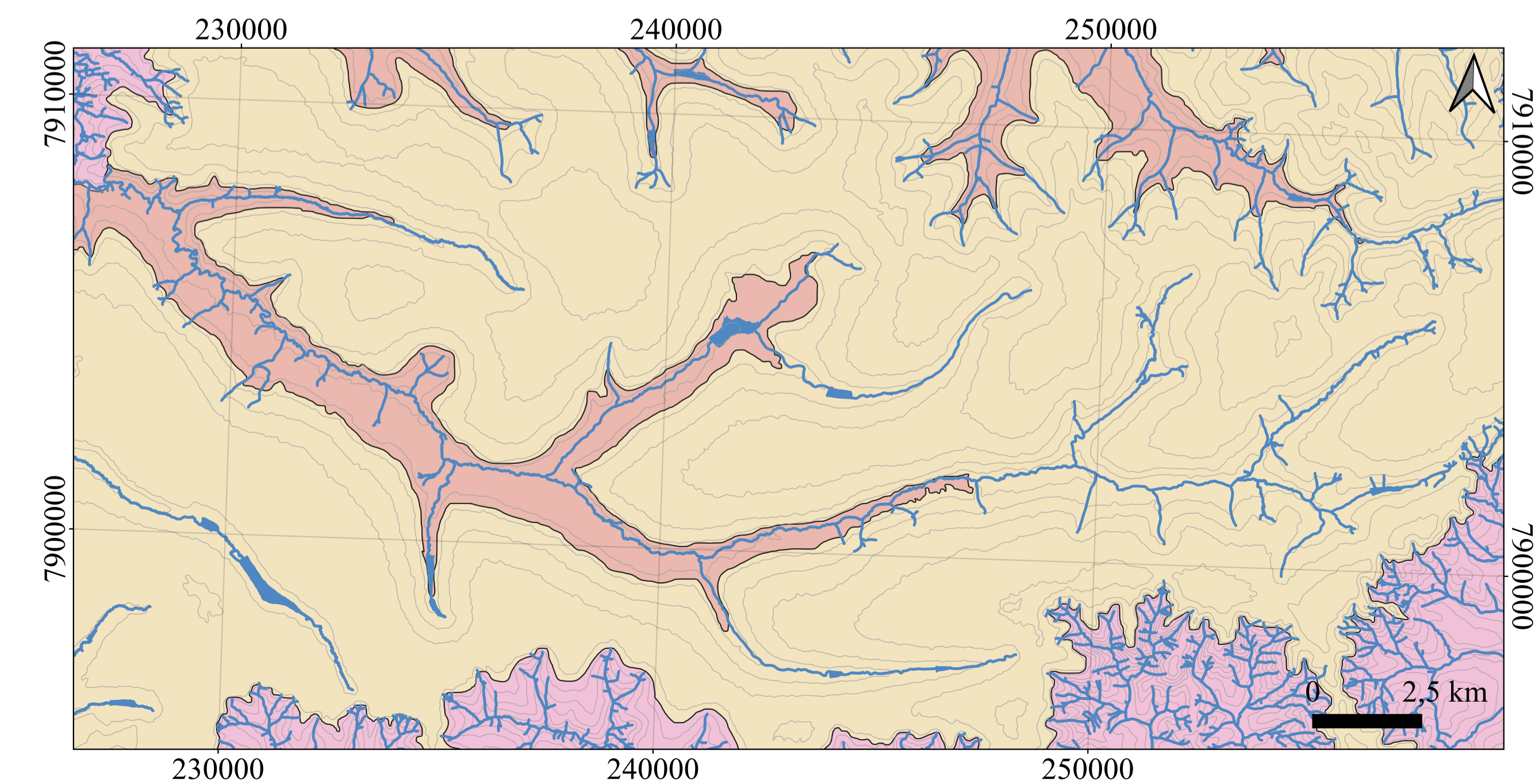
- Superfície S1
- Superfície S2
- Superfície S3



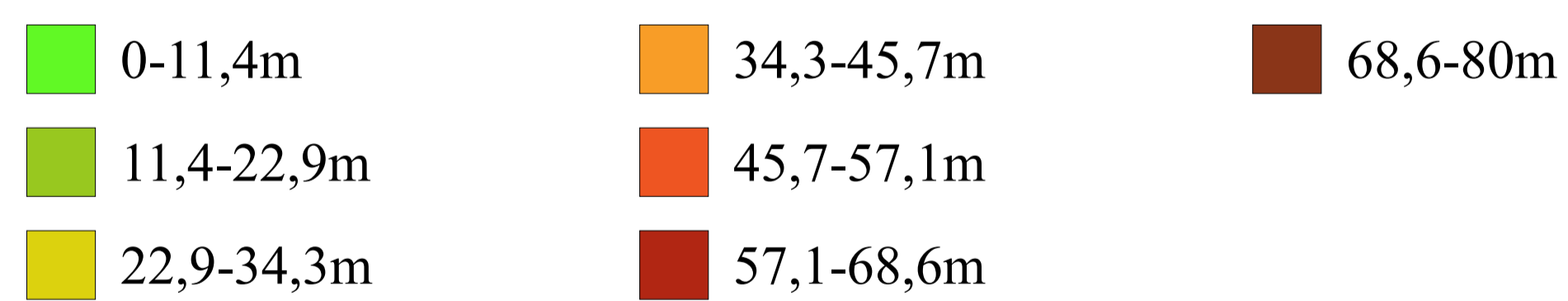
Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
 Datum: Sirgas2000
 Fuso: 23S
 Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23'
 aumentando 0°6' W por ano
 Fonte: Alos-Palsar (2011); SRTM (2023); IBGE (2024).
 Escala de desenho 1:50.000
 Escala de análise 1:25.000
 Autor: LUNA, C. A. (2024)
 Orientador: SILVEIRA, A.



CARTA DE SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS DA ALTA BACIA DO RIO BAGAGEM



CLASSE DE PROFUNDIDADE DE DRENAGEM

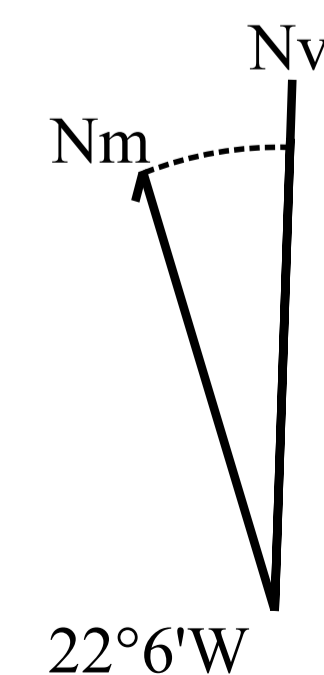


CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Rede de drenagem
- Represamentos
- Curvas de nível

SUPERFÍCIES GEOMÓRFICAS

- Superfície S1
- Superfície S2
- Superfície S3



Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM

Datum: Sirgas2000

Fuso: 23S

Declinação magnética em 2024: 22°6' W ± 0°23'

aumentando 0°6' W por ano

Fonte: Alos-Palsar (2011);

SRTM (2023); IBGE (2024).

Escala de desenho 1:50.000

Escala de análise 1:25.000

Autor: LUNA, C. A. (2024)

Orientador: SILVEIRA, A.



APÊNDICE H – TABELA DE GRANULOMETRIA E TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA DA COLETA DE AMOSTRA INDEFORMADA POR TRADAGEM

Nomenclatura	Profundidade (cm)	Uso	Solo	Granulometria (%)			Teor de Matéria Orgânica (%)	Coordenadas (Sirgas 2000)			
				Areia Total	Silte	Argila		Latitude	Longitude	X (m) – 23K	Y (m) – 23K
E01A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	25,8	8,1	66,1	4,37	-18,9376253	-47,5807149	228205,9447	7904086,668
E01B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	15,4	10,9	73,7	1,54	-18,9376253	-47,5807149	228205,9447	7904086,668
E02A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	18	10,8	71,2	2	-18,9373763	-47,5806392	228213,5173	7904114,354
E02B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	16,5	9,8	73,7	1,44	-18,9373763	-47,5806392	22821,5173	7904114,354
E03A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	18,7	7,5	73,8	3,17	-18,9376881	-47,5804462	228234,3574	7904080,122
E03B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	14,2	9,5	76,3	1,4	-18,9376881	-47,5804462	228234,3574	7904080,122
E04A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	17,3	8,9	73,8	3,14	-18,9374952	-47,5803079	228248,6155	7904101,702
E04B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	19,5	9,5	71	1,74	-18,9374952	-47,5803079	228248,6155	7904101,702
E05A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	24,4	4,5	71,2	2,94	-18,9378128	-47,5801727	228263,3769	7904066,741
E05B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	18,5	10,4	71	1,5	-18,9378128	-47,5801727	228263,3769	7904066,741
E06A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	20,8	13,1	66	2,04	-18,9376566	-47,5797831	228304,1849	7904084,644
E06B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	18,2	10,7	71,1	1,6	-18,9376566	-47,5797831	228304,1849	7904084,644
E07A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	19,6	6,4	74	2,5	-18,9378031	-47,5798576	228296,5729	7904068,303
E07B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	17,7	11,1	71,2	1,6	-18,9378031	-47,5798576	228296,5729	7904068,303
E08A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	24,9	1,3	73,8	2,37	-18,9377475	-47,5795257	228331,448	7904074,973
E08B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	18,7	9,8	71,5	2,17	-18,9377475	-47,5795257	228331,448	7904074,973
E09A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	29,5	1,6	68,9	4,47	-18,9379527	-47,5796	228323,9511	7904052,127
E09B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	19,6	11,8	68,6	1,67	-18,9379527	-47,5796	228323,9511	7904052,127
E10A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	11,8	6,9	81,3	2,57	-18,9378668	-47,5791869	228367,3499	7904062,279



Nomenclatura	Profundidade	Uso	Solo	Granulometria (%)			Teor de Matéria Orgânica (%)	Coordenadas (Sirgas 2000)			
				Areia Total	Silte	Argila		Latitude	Longitude	X (m) – 23K	Y (m) – 23K
E10B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	19,2	2,2	78,6	1,6	-18,9378668	-47,5791869	228367,3499	7904062,279
E11A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	12,7	3,3	84	2,97	-18,9380269	-47,5793364	228351,8507	7904044,325
E11B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	13,8	4,8	81,4	1,5	-18,9380269	-47,5793364	228351,8507	7904044,325
E12A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	15,7	5,6	78,8	2,67	-18,9379404	-47,5788736	228400,4788	7904054,609
E12B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	19	2,3	78,7	2,04	-18,9379404	-47,5788736	228400,4788	7904054,609
E13A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	18,6	2,5	78,9	3,31	-18,938131	-47,5790763	228379,4304	7904033,19
E13B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	18,3	3	78,7	1,7	-18,938131	-47,5790763	228379,4304	7904033,19
E14A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	17,1	1,3	81,6	3,67	-18,9379889	-47,5786735	228421,6456	7904049,548
E14B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	17,7	3,3	79	1,74	-18,9379889	-47,5786735	228421,6456	7904049,548
E15A	0 – 20	Eucalipto	Latossolo	16,7	4,3	78,9	2,7	-18,9381294	-47,5786158	228427,9447	7904034,082
E15B	80 - 100	Eucalipto	Latossolo	12,1	7,6	80,3	1,64	-18,9381294	-47,5786158	228427,9447	7904034,082
C01A	0 – 20	Café	Latossolo	41,8	2,5	55,7	2,87	-18,9280657	-47,5731342	228989,3095	7905156,928
C01B	80 - 100	Café	Latossolo	31,4	8	60,7	1,4	-18,9280657	-47,5731342	228989,3095	7905156,928
C02A	0 – 20	Café	Latossolo	33,1	8,7	58,3	2,37	-18,9278304	-47,5727687	229027,4489	7905183,543
C02B	80 - 100	Café	Latossolo	26,1	8,1	65,8	1,1	-18,9278304	-47,5727687	229027,4489	7905183,543
C03A	0 – 20	Café	Latossolo	34,4	9,8	55,8	2,87	-18,9283866	-47,5729436	229009,9222	7905121,678
C03B	80 - 100	Café	Latossolo	30,2	6,5	63,4	1,4	-18,9283866	-47,5729436	229009,9222	7905121,678
C04A	0 – 20	Café	Latossolo	44,4	5,1	50,5	2,74	-18,9279523	-47,5725843	229047,0788	7905170,321
C04B	80 - 100	Café	Latossolo	27,8	11,6	60,5	127	-18,9279523	-47,5725843	229047,0788	7905170,321
C05A	0 – 20	Café	Latossolo	31,8	12,4	55,8	2,91	-18,92859	-47,5727656	229028,9978	7905099,427
C05B	80 - 100	Café	Latossolo	30,3	9	60,7	1,7	-18,92859	-47,5727656	229028,9978	7905099,427



Nomenclatura	Profundidade (cm)	Uso	Solo	Granulometria (%)			Teor de Matéria Orgânica (%)	Coordenadas (Sirgas 2000)			
				Areia Total	Silte	Argila		Latitude	Longitude	X (m) – 23K	Y (m) – 23K
C06A	0 – 20	Café	Latossolo	33,4	13,5	53,2	2,54	-18,9281314	-47,5723736	229069,5667	7905150,815
C06B	80 - 100	Café	Latossolo	29,6	12	58,4	2,34	-18,9281314	-47,5723736	229069,5667	7905150,815
C07A	0 – 20	Café	Latossolo	31,5	7,5	60,9	3,04	-18,9287638	-47,572563	229050,6368	7905080,497
C07B	80 - 100	Café	Latossolo	26,8	9,8	63,4	1,64	-18,9287638	-47,572563	229050,6368	7905080,497
C08A	0 – 20	Café	Latossolo	36,4	7,9	55,7	2,74	-18,9282988	-47,5721702	229091,2778	7905132,591
C08B	80 - 100	Café	Latossolo	27	9,8	63,2	1,27	-18,9282988	-47,5721702	229091,2778	7905132,591
C09A	0 – 20	Café	Latossolo	27,4	12	60,7	2,34	-18,9288999	-47,5723923	229068,8369	7905065,685
C09B	80 - 100	Café	Latossolo	26,7	7,6	65,6	1,54	-18,9288999	-47,5723923	229068,8369	7905065,685
C10A	0 – 20	Café	Latossolo	27,3	11,8	60,9	2,81	-18,9284859	-47,5719436	229115,4563	7905112,228
C10B	80 - 100	Café	Latossolo	24	15,2	60,8	1,74	-18,9284859	-47,5719436	229115,4563	7905112,228
C11A	0 – 20	Café	Latossolo	24,7	14,6	60,7	2,44	-18,9286607	-47,5721066	229098,5648	7905092,61
C11B	80 - 100	Café	Latossolo	24,6	9,5	65,9	1,54	-18,9286607	-47,5721066	229098,5648	7905092,61
C12A	0 – 20	Café	Latossolo	34,1	7,6	58,3	3,01	-18,9281839	-47,5726106	229044,679	7905144,638
C12B	80 - 100	Café	Latossolo	34,9	4,2	60,9	1,34	-18,9281839	-47,5726106	229044,679	7905144,638
C13A	0 – 20	Café	Latossolo	33,3	8,5	58,2	2,97	-18,9285269	-47,5722653	229081,622	7905107,19
C13B	80 - 100	Café	Latossolo	26,4	10,2	63,5	1,67	-18,9285269	-47,5722653	229081,622	7905107,19
C14A	0 – 20	Café	Latossolo	35,7	6	58,3	2,6	-18,9277347	-47,5731887	228983,0414	7905193,491
C14B	80 - 100	Café	Latossolo	33,3	5,9	60,7	0,9	-18,9277347	-47,5731887	228983,0414	7905193,491
C15A	0 – 20	Café	Latossolo	41,5	5,4	53,2	2,34	-18,9279821	-47,5728492	229019,2135	7905166,615
C15B	80 - 100	Café	Latossolo	32,3	6,9	60,8	0,97	-18,9279821	-47,5728492	229019,2135	7905166,615
P01A	0 – 20	Pasto	Gleissolo	39,2	10	50,9	2,81	-18,9241792	-47,5700122	229312,0393	7905592,087



Nomenclatura	Profundidade (cm)	Uso	Solo	Granulometria (%)			Teor de Matéria Orgânica (%)	Coordenadas (Sirgas 2000)			
				Areia Total	Silte	Argila		Latitude	Longitude	X (m) – 23K	Y (m) – 23K
P01B	80 - 100	Pasto	Gleissolo	31,6	12,5	55,9	1,14	-18,9241792	-47,5700122	229312,0393	7905592,087
P02A	0 – 20	Pasto	Gleissolo	16,6	19,4	63,9	2,5	-18,9239791	-47,5699652	229316,6706	7905614,321
P02B	< 80	Pasto	Gleissolo	17,6	16,1	66,3	1,67	-18,9239791	-47,5699652	229316,6706	7905614,321
P03A	0 – 20	Pasto	Gleissolo	27,6	18,9	53,6	4,34	-18,9241308	-47,5702994	229281,6977	7905597,008
P03B	< 80	Pasto	Gleissolo	27,1	14,7	58,3	1,74	-18,9241308	-47,5702994	229281,6977	7905597,008
P04A	0 – 20	Pasto	Organossolo	7,8	35	57,1	7,01	-18,9239411	-47,5702412	229287,5251	7905618,105
P04B	80 - 100	Pasto	Organossolo	14,2	28,2	57,6	7,21	-18,9239411	-47,5702412	229287,5251	7905618,105
P05A	0 – 20	Pasto	Gleissolo	14	24,5	61,5	3,57	-18,9240798	-47,5705322	229257,0857	7905602,303
P05B	80 - 100	Pasto	Gleissolo	11,2	22,8	66	1,24	-18,9240798	-47,5705322	229257,0857	7905602,303
P06A	0 – 20	Pasto	Organossolo	15,9	34	50,1	11,12	-18,9238862	-47,5703899	229271,7694	7905623,956
P06B	< 80	Pasto	Organossolo	26,7	23	50,3	9,52	-18,9238862	-47,5703899	229271,7694	7905623,956
P07A	0 – 20	Pasto	Organossolo	55,6	36,1	8,3	26,85	-18,9236739	-47,5703473	229275,9095	7905647,53
P07B	80 - 100	Pasto	Organossolo	61,6	22,1	16,3	17,06	-18,9236739	-47,5703473	229275,9095	7905647,53
P08A	0 – 20	Pasto	Organossolo	64,9	26,8	8,2	22,98	-18,9234531	-47,5702339	229287,5056	7905672,15
P08B	80 - 100	Pasto	Organossolo	62,5	26,3	11,1	19,2	-18,9234531	-47,5702339	229287,5056	7905672,15
P09A	0 – 20	Pasto	Organossolo	47,1	33,8	19	14,63	-18,9237355	-47,5701538	229296,4032	7905641,006
P09B	< 80	Pasto	Organossolo	26,9	22,8	50,3	9,05	-18,9237355	-47,5701538	229296,4032	7905641,006
P10A	0 – 20	Pasto	Organossolo	51,5	32,2	16,3	16,33	-18,9235621	-47,5700563	229306,4055	7905660,36
P10B	80 - 100	Pasto	Organossolo	62,2	13,9	23,9	11,79	-18,9235621	-47,5700563	229306,4055	7905660,36
P11A	0 – 20	Pasto	Organossolo	20	29,7	50,3	9,02	-18,9238193	-47,5699079	229322,449	7905632,105
P11B	< 80	Pasto	Organossolo	15,8	10,1	74,1	6,85	-18,9238193	-47,5699079	229322,449	7905632,105



Nomenclatura	Profundidade (cm)	Uso	Solo	Granulometria (%)			Teor de Matéria Orgânica (%)	Coordenadas (Sirgas 2000)			
				Areia Total	Silte	Argila		Latitude	Longitude	X (m) – 23K	Y (m) – 23K
P12A	0 – 20	Pasto	Organossolo	49,9	33,9	16,2	15,7	-18,9236827	-47,5698275	229330,7082	7905647,354
P12B	< 80	Pasto	Organossolo	67,1	8,4	24,5	14,86	-18,9236827	-47,5698275	229330,7082	7905647,354
P13A	0 – 20	Pasto	Organossolo	43,2	48,4	8,4	24,18	-18,9234958	-47,5696852	229345,3976	7905668,264
P13B	80 - 100	Pasto	Organossolo	70,6	22,5	6,9	26,75	-18,9234958	-47,5696852	229345,3976	7905668,264
P14A	0 – 20	Pasto	Organossolo	41	53,5	5,5	23,94	-18,9233291	-47,5699079	229321,6623	7905686,392
P14B	80 - 100	Pasto	Organossolo	74	15,3	10,7	14,86	-18,9233291	-47,5699079	229321,6623	7905686,392
P15A	0 – 20	Pasto	Organossolo	48,8	19,9	31,2	9,12	-18,9231514	-47,5699695	229314,8907	7905705,973
P15B	80 - 100	Pasto	Organossolo	48,2	16	35,7	3,97	-18,9231514	-47,5699695	229314,8907	7905705,973
M01A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	26	25	48,9	3,87	-18,91975239	-47,56857752	229456,1052	7906084,502
M01B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	19,3	15,8	65	2	-18,91975239	-47,56857752	229456,1052	7906084,502
M02A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	20,2	17,5	62,2	2,74	-18,91971463	-47,56866866	229446,4403	7906088,543
M02B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	25,1	20,3	54,6	2,74	-18,91971463	-47,56866866	229446,4403	7906088,543
M03A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	21	43,3	35,7	4,11	-18,91988379	-47,56858721	229455,296	7906069,937
M03B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	18,2	14,2	67,6	1,74	-18,91988379	-47,56858721	229455,296	7906069,937
M04A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	24,1	19,1	56,9	4,07	-18,91982787	-47,56872313	229440,8821	7906075,92
M04B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	17,2	20,8	62	1,9	-18,91982787	-47,56872313	229440,8821	7906075,92
M05A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	23,4	14,2	59,4	2,3	-18,92000825	-47,56861695	229452,3624	7906056,109
M05B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	17,4	20,1	62,5	3,04	-18,92000825	-47,56861695	229452,3624	7906056,109
M06A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	23,9	24,4	51,7	4,58	-18,91996249	-47,56874961	229438,3086	7906060,973
M06B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	18,9	18,8	62,3	1,94	-18,91996249	-47,56874961	229438,3086	7906060,973
M07A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	20,6	22,4	57	4,07	-18,92010904	-47,56862723	229451,4409	7906044,932



Nomenclatura	Profundidade (cm)	Uso	Solo	Granulometria (%)			Teor de Matéria Orgânica (%)	Coordenadas (Sirgas 2000)			
				Areia Total	Silte	Argila		Latitude	Longitude	X (m) – 23K	Y (m) – 23K
M07B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	18,2	19,5	62,3	1,54	-18,92010904	-47,56862723	229451,4409	7906044,932
M08A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	21,4	24,2	54,4	4,61	-18,92010904	-47,56862723	229451,4409	7906044,932
M08B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	16,8	18,3	64,9	1,64	-18,92010904	-47,56862723	229451,4409	7906044,932
M09A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	21,5	21,8	56,6	2,37	-18,92055326	-47,56869674	229444,8315	7905995,635
M09B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	24,1	27,1	48,8	3,31	-18,92055326	-47,56869674	229444,8315	7905995,635
M10A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	29,9	26,3	43,8	4,61	-18,92033358	-47,56879137	229434,5047	7906019,816
M10B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	22,8	17,7	59,5	1,54	-18,92033358	-47,56879137	229434,5047	7906019,816
M11A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	40,2	19,1	40,7	3,07	-18,9190226	-47,56832981	229481,035	7906165,695
M11B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	19,2	16,8	64	1,54	-18,9190226	-47,56832981	229481,035	7906165,695
M12A	0 – 20	Mata ciliar	Latossolo	22,3	23,6	54,1	3,14	-18,9193366	-47,5686145	229451,5386	7906130,488
M12B	80 - 100	Mata ciliar	Latossolo	20,1	17,8	62,1	1,9	-18,9193366	-47,5686145	229451,5386	7906130,488
M13A	0 – 20	Mata ciliar	Plintossolo	40,7	20,1	38,3	4,31	-18,91749817	-47,56830605	229481,0838	7906334,54
M13B	< 80	Mata ciliar	Plintossolo	55,9	13,8	30,3	1,84	-18,91749817	-47,56830605	229481,0838	7906334,54
M14A	0 – 20	Mata ciliar	Plintossolo	40,3	21,6	38,1	5,31	-18,91766816	-47,56808972	229504,1551	7906316,048
M14B	< 80	Mata ciliar	Plintossolo	47	20,1	33	3,87	-18,91766816	-47,56808972	229504,1551	7906316,048
M15A	0 – 20	Mata ciliar	Plintossolo	39,6	17,5	42,9	5,61	-18,91769271	-47,56755418	229560,6333	7906314,149
M15B	< 80	Mata ciliar	Plintossolo	56,1	13,5	30,4	4,04	-18,91769271	-47,56755418	229560,6333	7906314,149

APÊNDICE I – TABELA DE DADOS OBTIDOS PELO LEVANTAMENTO GEOFÍSICO

COORDENADAS (23K, x: 229304m, y: 7905549m, z: 935,25m)										19.08.2023
VALORES GEOFÍSICA										
AB/2	MN/2	AM	AN	BM	BN	AM, AN, BM, BN	K	SP (mV)	ΔV (mV)	I (mA)
1	0,5	0,5	1,5	1,5	0,5	2,666666667	2,355	-57,5	8850	3,52
2	0,5	1,5	2,5	2,5	1,5	0,533333333	11,775	-54	2090	3,31
3	0,5	2,5	3,5	3,5	2,5	0,228571429	27,475	-57	1800	8,07
4	0,5	3,5	4,5	4,5	3,5	0,126984127	49,455	-58	973	10,54
5	0,5	4,5	5,5	5,5	4,5	0,080808081	77,715	-54	349	6,93
6	0,5	5,5	6,5	6,5	5,5	0,055944056	112,255	-61	146	6,15
6	1	5	7	7	5	0,114285714	54,95	6,3	46,5	7,05
8	0,5	7,5	8,5	8,5	7,5	0,031372549	200,175	-60	45,5	6,66
8	1	7	9	9	7	0,063492063	98,91	-10,3	188	6,34
10	0,5	9,5	10,5	10,5	9,5	0,020050125	313,21	-59	13,6	5,4
10	1	9	11	11	9	0,04040404	155,43	-18	71,8	5,5
12	1	11	13	13	11	0,027972028	224,51	-14,6	50,4	6,8
15	1	14	16	16	14	0,017857143	351,68	-14,7	31,5	9,76
15	2	13	17	17	13	0,036199095	173,485	-16,6	81,2	10,68
20	1	19	21	21	19	0,010025063	626,43	-15,3	-5,8	6,34
20	2	18	22	22	18	0,02020202	310,86	-23,3	-4,4	6,38
25	2	23	27	27	23	0,012882448	487,485	-15,8	-7,9	6,85
30	2	28	32	32	28	0,008928571	703,36	-12,5	-7,8	10,89
40	2	38	42	42	38	0,005012531	1252,86	-13,4	-12,6	8,07
40	5	35	45	45	35	0,012698413	494,55	-144,5	-145,2	8,26
50	2	48	52	52	48	0,003205128	1959,36	-13,1	-12,5	14,96