



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SOCIOAMBIENTAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

PERICLES SOUZA LIMA

**GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS TROPICAIS
EM PAISAGEM CÁRSTICA DO TOPO DO GRUPO PARANOÁ**

**GOIÂNIA – GO
2026**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SÓCIO-AMBIENTAIS

TERMO DE CIÊNCIA E DE AUTORIZAÇÃO (TECA) PARA DISPONIBILIZAR VERSÕES ELETRÔNICAS DE TESES

E DISSERTAÇÕES NA BIBLIOTECA DIGITAL DA UFG

Na qualidade de titular dos direitos de autor, autorizo a Universidade Federal de Goiás (UFG) a disponibilizar, gratuitamente, por meio da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações (BDTD/UFG), regulamentada pela Resolução CEPEC nº 832/2007, sem ressarcimento dos direitos autorais, de acordo com a [Lei 9.610/98](#), o documento conforme permissões assinaladas abaixo, para fins de leitura, impressão e/ou download, a título de divulgação da produção científica brasileira, a partir desta data.

O conteúdo das Teses e Dissertações disponibilizado na BDTD/UFG é de responsabilidade exclusiva do autor. Ao encaminhar o produto final, o autor(a) e o(a) orientador(a) firmam o compromisso de que o trabalho não contém nenhuma violação de quaisquer direitos autorais ou outro direito de terceiros.

1. Identificação do material bibliográfico

Dissertação Tese Outro*: _____

*No caso de mestrado/doutorado profissional, indique o formato do Trabalho de Conclusão de Curso, permitido no documento de área, correspondente ao programa de pós-graduação, orientado pela legislação vigente da CAPES.

Exemplos: Estudo de caso ou Revisão sistemática ou outros formatos.

2. Nome completo do autor

Péricles Souza Lima

3. Título do trabalho

“GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS TROPICAIS EM
PAISAGEM CÁRSTICA DO TOPO DO GRUPO PARANOÁ”

4. Informações de acesso ao documento (este campo deve ser preenchido pelo orientador)

Concorda com a liberação total do documento SIM NÃO¹

[1] Neste caso o documento será embargado por até um ano a partir da data de defesa. Após esse período, a possível disponibilização ocorrerá apenas mediante:

a) consulta ao(à) autor(a) e ao(à) orientador(a);

b) novo Termo de Ciência e de Autorização (TECA) assinado e inserido no arquivo da tese ou dissertação.

O documento não será disponibilizado durante o período de embargo.

Casos de embargo:

- Solicitação de registro de patente;
- Submissão de artigo em revista científica;
- Publicação como capítulo de livro;
- Publicação da dissertação/tese em livro.

Obs. Este termo deverá ser assinado no SEI pelo orientador e pelo autor.



Documento assinado eletronicamente por **Pérciles Souza Lima, Discente**, em 16/03/2026, às 14:48, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Guilherme Taitson Bueno, Professor do Magistério Superior**, em 20/03/2026, às 10:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **6044312** e o código CRC **823DD3E1**.

PERICLES SOUZA LIMA

**GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS TROPICAIS
EM PAISAGEM CÁRSTICA DO TOPO DO GRUPO PARANOÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, do Instituto de Estudos Socioambientais, da Universidade Federal de Goiás (UFG), como requisito para a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Natureza e Produção do Espaço

Linha de Pesquisa: Análise Ambiental e Tratamento da Informação Geográfica

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno

Coorientadora: Profa. Dra. Renata Santos Momoli

**GOIÂNIA – GO
2026**

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do Programa de Geração Automática do Sistema de Bibliotecas da UFG.

Lima, Pericles Souza
Gênese e classificação das formações superficiais tropicais em paisagem cárstica do topo do Grupo Paranoá [manuscrito] / Pericles Souza Lima. - 2026.

166 f.: 2026

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno; co-orientadora: Dra. Renata Santos Momoli

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socioambientais (Iesa), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Goiânia, 2026.
Bibliografia.

Inclui: siglas, mapas, grafico, lista de figuras, lista de tabelas.

1. Polje de Contato. 2. Carste. 3. Parautóctone. 4. Evolução da Paisagem. 5. Niquelândia.

I. Bueno, Guilherme Taitson, orient. II. Momoli, Renata Santos, co-orient. III. Título.
CDU 911



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS

INSTITUTO DE ESTUDOS SÓCIO-AMBIENTAIS

ATA DE DEFESA DE TESE

Ata nº **08/2026** da sessão de Defesa de Tese de **Péricles Souza Lima** que confere o título de Doutor em **Geografia**, na área de concentração em **Natureza e Produção do Espaço**.

Aos vinte e seis dias do mês de fevereiro do ano de dois mil e vinte e seis, a partir das **08:00** horas, por meio de videoconferência, realizou-se a sessão pública de Defesa de Tese intitulada **“GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS TROPICAIS EM PAISAGEM CÁRSTICA DO TOPO DO GRUPO PARANOÁ”**. Os trabalhos foram instalados pelo Orientador, Professor Doutor **Guilherme Taitson Bueno (PPGEO/IESA)** com a participação dos demais membros da Banca Examinadora: Professor Doutor **André Maurício Brinatti (Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG))**, membro titular externo; Professor Doutor **Marcio Henrique de Campos Zancopé (IESA/UFG)**, membro titular externo, Professor Doutor **André Augusto Rodrigues Salgado (PPGEO/IESA)**, membro titular interno; Professora Doutora **Karla Maria Silva de Faria (PPGEO/IESA)**, membro titular interno. Durante a argüição os membros da banca **não fizeram** sugestão de alteração do título do **trabalho**. A Banca Examinadora reuniu-se em sessão secreta a fim de concluir o julgamento da Tese tendo sido o candidato **aprovado** pelos seus membros. Proclamados os resultados pelo Professor Doutor **Guilherme Taitson Bueno (PPGEO/IESA)**, Presidente da Banca Examinadora, foram encerrados os trabalhos e, para constar, lavrou-se a presente ata que é assinada pelos Membros da Banca Examinadora, **aos vinte e seis dias do mês de fevereiro do ano de dois mil e vinte e seis**.

TÍTULO SUGERIDO PELA BANCA



Documento assinado eletronicamente por **Marcio Henrique De Campos Zancopé, Professor do Magistério Superior**, em 26/02/2026, às 12:44, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Andre Augusto Rodrigues Salgado, Professor do Magistério Superior**, em 26/02/2026, às 12:45, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Guilherme Taitson Bueno, Professor do Magistério Superior**, em 27/02/2026, às 16:34, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Karla Maria Silva De Faria, Professora do Magistério Superior**, em 06/03/2026, às 10:10, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Ronan Eustaquio Borges, Coordenador de Pós-Graduação**, em 10/03/2026, às 15:06, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **5943873** e o código CRC **3A24184A**.

Referência: Processo nº 23070.002328/2026-80

SEI nº 5943873

Dedico à Maria Cecília, meu amor, para que através da leitura encontre o caminho da felicidade.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Goiás (UFG), através do Instituto de Estudos Socioambientais (IESA), pela oportunidade de realização do doutorado.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Goiás (FAPEG), pela concessão da bolsa de estudo, sob Nº do Processo: 202110267000680, chamada 01/2021.

Ao Legado Verdes do Cerrado (LVC), por tornar viável a realização da pesquisa e à Votorantim S.A., empresa responsável pelo LVC, por contribuir com a logística para a realização das campanhas de campo e das análises químicas.

À minha mãe Eva Magda Ferreira de Souza, aos meus avós Laurentina Ferreira de Souza e Eldino Conceição de Souza, à minha irmã Isabella Ferreira Araújo, à minha tia Jesuíta Ferreira de Souza e à minha tia-avó Maria Conceição Cortes Reges, pelo carinho e afeição.

À Marilene Gomes da Costa, companheira e amiga, por permanecer ao meu lado e por ser paciente nos momentos de aflição impostos pelo labor científico.

Aos responsáveis pela Casa de Apoio Teresinha Corte Brusadeli, nas pessoas de Aylton Negre e Katielly Ribeiro.

Ao professor Dr. Fernando de Moraes, meu orientador de mestrado, pelas contribuições durante o meu desenvolvimento enquanto pesquisador.

Ao meu orientador de doutorado Dr. Guilherme Taitson Bueno, pela tranquilidade e simplicidade em conduzir a pesquisa, e à minha coorientadora Dra. Renata Santos Momoli, por ter possibilitado a vinculação desta pesquisa a um projeto mais robusto, e pelos ensinamentos durante as atividades de campo e escritório.

Ao professor Dr. Alexandre Pancotti, por contribuir com a pesquisa, coordenando as análises de Fluorescência de Raios X na Universidade Federal de Jataí (UFJ), em Jataí – GO.

Ao professor Dr. André Maurício Brinatti, do Departamento de Física da Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), Ponta Grossa – PR, por realizar as análises de Difração de Raios X no Complexo de Laboratórios Multiusuários (C-labmu), da UEPG.

Aos professores Drs. André Salgado, André Brinatti, Karla Faria e Márcio Zancopé por aceitarem avaliar e contribuir com o trabalho final.

Aos técnicos do LABOGEF, Lucas Espíndola Rosa e Elizon Dias Nunes, e à espeleóloga Lorena Souza Miranda pelas contribuições.

Aos que porventura não tenham nominalmente sido citados, mas que foram essenciais para a concretização desta etapa da minha vida, com ações e diálogos profícuos.

*Goiânia, março de 2026,
Pericles Souza Lima*

“O sexto planeta era dez vezes maior. Era habitado por um velho que escrevia em livros enormes.

- Ora vejam! Eis um explorador! exclamou ele, logo que avistou o pequeno príncipe.

O principezinho sentou-se à mesa, meio ofegante. Já viajara tanto!

- De onde vens? perguntou-lhe o velho.

- Que livro é esse? Indagou-lhe o pequeno príncipe.

- Que faz o senhor aqui?

- Sou geógrafo, respondeu o velho.

- Que é um geógrafo? perguntou o principezinho.

- É um especialista que sabe onde se encontram os mares, os rios, as cidades, as montanhas, os desertos.

- Isso é bem interessante, disse o pequeno príncipe.

- Eis, afinal, uma verdadeira profissão!

E lançou um olhar, ao seu redor, no planeta do geógrafo. Nunca havia visto planeta tão grandioso”.

(O Pequeno Príncipe – Antoine de Saint-Exupéry)

RESUMO

Entender a gênese e o comportamento das formações superficiais em relevos cársticos é um problema instigador para a comunidade científica. O caráter altamente solúvel da calcita e da dolomita faz com que a dissolução congruente seja o mecanismo de intemperismo dominante e torna complexa a tarefa de explicar a presença de espessas coberturas inconsolidadas sobre rochas carbonáticas. Diante dessa perspectiva, questiona-se, qual a gênese das formações superficiais que recobrem o carste do Legado Verdes do Cerrado (LVC), em Niquelândia-GO? Buscou-se compreender, do ponto de vista dinâmico, a natureza dos solos sobrepostos ao substrato geológico da área de estudo e, especificamente, caracterizar as rochas e formações superficiais quanto à granulometria, composição química e mineralogia, para, então, verificar se há relação de filiação vertical entre formações superficiais e a rocha subjacente. Com base em pesquisa bibliográfica, estudou-se o conceito de formações superficiais, as propostas de classificação e as principais interpretações sobre sua dinâmica. Foram elaborados mapas de geologia, lineamentos estruturais, hipsometria, compartimentos geomorfológicos, declividade e solos da área de estudo, utilizando *software* livre QGIS, com os dados vetoriais e matriciais adquiridos nas plataformas: Diretoria de Serviço Geográfico do Exército (DSG), Divisão de Geração de Imagens, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DIDGI/INPE), *OpenTopography*, Portal de Mapas do IBGE e Sistema Estadual de Geoinformação do Estado de Goiás (SIEG – GO). Realizou-se o georreferenciamento e a vetorização de mapas contidos em fontes bibliográficas. Foram confeccionados blocos diagramas a partir do MDE SRTM/Topodata, no *software* livre *Sketchbook*® for *Android*®. Foram feitos dois trabalhos de campo: dias 03, 04 e 05 de novembro de 2022, para reconhecimento da área, e nos dias 03, 04 e 05 de maio de 2023, para amostragens de solos e rochas a partir de tradagens e trincheiras. Após a descrição morfológica *in loco*, coletaram-se 40 amostras em 5 perfis (P-1, P-2, P-3, P-5 e P-6), sendo 33 de solos e 7 de rochas. Com as de solos foi feita granulometria por perfil, utilizando o peneiramento para a fração areia e o método do densímetro para silte e argila. Para estimar a composição química utilizou-se a técnica de Fluorescência de Raios X (FRX), feita com o equipamento (EDX – 720 Rayny Shimadzu), com fonte de Rh. Os dados foram organizados em gráficos e foi feito o balanço de massa, tendo a rocha sã ou pouco alterada como referência e o elemento químico Ti como invariante. A Difração de Raios X (DRX) foi obtida por Difrátômetro RIGAKU – Ultima IV, com radiação de $\text{CuK}\alpha$. A identificação dos minerais foi feita com o *software* Origin, versão do estudante. Como resultados, apresenta-se uma proposta geral de classificação de formações superficiais, segundo os critérios estrutural e dinâmico. Para a depressão cárstica da área, admitiu-se que as formações superficiais são residuais, isto é, formaram-se sob condições de autoctonia e parautoctonia. Há relação de filiação em P-1, P-2 e P-5. Em P-5 e P-6, embora não houvesse amostras de rocha, fizeram-se apontamentos com base na amostra mais profunda, considerando filiação a partir de litologia mais argilosa para P-5 e arenosa para P-6. P-3 não possui filiação vertical, pois sua rocha carbonática sustenta uma formação superficial equiparável aos dados texturais, geoquímicos e mineralógicos de P-2. A cor é variável, com os perfis P-1 e P-5 mais vermelhos e constantes ao longo de toda a profundidade, e P-2, P-3 e P-6 mais amarelados. Verificou-se aumento no teor de argila de leste a oeste da área, com o P-5 sendo mais argiloso. O balanço de massa em P-1, P-2 e P-5 indica filiação vertical com o substrato. Ganhos muito elevados (superando 300%) no balanço de massa reforçam a interpretação de que não há filiação entre formação superficial e rocha subjacente em P3. Em geral, a mineralogia das formações superficiais é equiparável à de rochas silicatadas, recobrimdo terrenos cársticos do topo do Grupo Paranoá, apresentando principalmente quartzo, muscovita, clorita, caulinita, vermiculita, hematita, goethita, magnetita, gibbsita, rutilo e anatásio. Em menor proporção, quase indetectável, tem-se calcita e dolomita.

Ao final, sugeriu-se uma sequência evolutiva para as formações superficiais, seguida de interpretação geomorfológica e da classificação das formações superficiais da área, com base nos critérios dinâmico e estrutural. Para a classificação, foi feito um mapa em escala 1:50.000, destacando as coberturas inconsolidadas no âmbito do que foi definido como *Polje de Borda Cárstica Felipa-Itambé*.

Palavras-Chave: *Polje* de contato, Carste, Parautóctone, Evolução da paisagem, Niquelândia.

ABSTRACT

Understanding the genesis and behavior of surface formations in karst reliefs is an intriguing problem for the scientific community. The highly soluble nature of calcite and dolomite makes congruent dissolution the dominant weathering mechanism, complicating the task of explaining the presence of thick unconsolidated covers over carbonate rocks. Given this perspective, the question arises: what is the genesis of the surface formations covering the karst of the Legado Verdes do Cerrado (LVC) in Niquelândia-GO? This study sought to understand, from a dynamic point of view, the nature of the soils overlying the geological substrate of the study area and, specifically, to characterize the rocks and surface formations in terms of granulometry, chemical composition, and mineralogy, in order to verify if there is a vertical relationship between surface formations and the underlying rock. Based on bibliographic research, the concept of surface formations, their classification systems, and the main interpretations of their dynamics were studied. Maps of geology, structural lineaments, hypsometry, geomorphological compartments, slope, and soils of the study area were created using the free *software* QGIS, with vector and raster data acquired from the following platforms: Diretoria de Serviço Geográfico do Exército (DSG), Divisão de Geração de Imagens, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DIDGI/INPE), *OpenTopography*, IBGE Map Portal, and the Sistema Estadual de Geoinformação do Estado de Goiás (SIEG – GO). Georeferencing and vectorization of maps from bibliographic sources were performed. Block diagrams were created from the SRTM/Topodata DEM using the free *software* *Sketchbook® for Android®*. Two field trips were conducted: November 3rd, 4th, and 5th, 2022, for area reconnaissance, and May 3rd, 4th, and 5th, 2023, for soil and rock sampling using auger drilling and trenches. After *in loco* morphological description, 40 samples were collected from 5 profiles (P-1, P-2, P-3, P-5, and P-6), with 33 soil samples and 7 rock samples. Granulometry was performed on the soil samples by profile. To estimate the chemical composition, X-ray Fluorescence (XRF) was used, performed with the Rayny Shimadzu EDX-720 equipment, with a Rh source. The data were organized into graphs and a mass balance was performed, using the fresh or slightly altered rock as a reference and the chemical element Ti as an invariant. X-ray Diffraction (XRD) was obtained using a RIGAKU – Ultima IV diffractometer with CuK α radiation. Mineral identification was performed using Origin Student Version *software*. The results present a general classification proposal for surface formations, based on structural and dynamic criteria. For the karst depression, it was assumed that the surface formations are residual, that is, they formed under autochthonic and parautochthonic conditions. There is a relationship of vertical affiliation in P-1, P-2, and P-5. In P-5 and P-6, although there were no rock samples, observations were made based on the deepest sample, considering affiliation from a more clayey lithology for P-5 and a sandy lithology for P-6. P-3 does not have vertical affiliation, as its carbonatic rock supports a surface formation comparable to the textural, geochemical, and mineralogical data of P-2. The color is variable, with profiles P-1 and P-5 being more reddish and constant throughout the depth, and P-2, P-3, and P-6 being more yellowish. An increase in clay content was observed from east to west of the area, with P-5 being the most clayey. The mass balance in P-1, P-2 and P-5 it indicates vertical affiliation with the substrate. Very high gains (exceeding 300%) in mass balance reinforce the interpretation that there is no vertical affiliation between the surface formation and the underlying rock in P3. In general, the mineralogy of the surface formations is comparable to that of silicate rocks covering karst terrains at the top of the Paranoá Group, presenting mainly quartz, muscovite, chlorite,

kaolinite, vermiculite, hematite, goethite, magnetite, gibbsite, rutile and anatase. In smaller proportions, almost undetectable, there is calcite and dolomite. Finally, an evolutionary sequence was suggested for the surface formations, followed by geomorphological interpretation and classification of the surface formations in the area, based on dynamic and structural criteria. For classification purposes, a map was created at a scale of 1:50,000, highlighting the unconsolidated covers within what was defined as the *Felipa-Itambé Karst Border Polje*.

Keywords: Contact *polje*, Karst, Parautochthonous, Landscape evolution, Niquelândia.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Representação dos diferentes tipos de formações superficiais.....	30
Figura 2 – Representação de uma cabeceira de drenagem em anfiteatro.....	34
Figura 3 – Representação de um carste tradicional tropical, coberto parcialmente por formações superficiais (solos ou sedimentos).....	42
Figura 4 – Localização da área de estudo.....	47
Figura 5 – Mapa geológico da área de estudo.....	49
Figura 6 – Afloramento de carbonato no topo do Grupo Paranoá, Niquelândia – GO.....	50
Figura 7 – Afloramento de ritmito no topo do Grupo Paranoá, Niquelândia – GO.....	51
Figura 8 – Bloco diagrama da região de Niquelândia, com destaque para a Falha do rio Maranhão e para a área de estudo.....	52
Figura 9 – Direções preferencias dos eixos de dobras e lineamentos.....	53
Figura 10 – Mapa hipsométrico da área de estudo.....	55
Figura 11 – Aspecto geomorfológico do Setor Felipa: a) metapsamopelitos; b) <i>flatirons</i> ; c) depressão cárstica.....	55
Figura 12 – Compartimentos geomorfológicos da área de estudo.....	56
Figura 13 – Dolina de colapso de cobertura na região da Grota Vermelha, observada durante o período chuvoso.....	57
Figura 14 – Mapa de declividade da área de estudo.....	58
Figura 15 – Mapa de solos da área de estudo.....	60
Figura 16 – Etapas e procedimentos técnicos da pesquisa.....	61
Figura 17 – Localização dos pontos de amostragem: P-1 e P-6 no Setor Itambé; P-2 e P-3 na região da Grota Vermelha; P-5 no Setor Felipa.....	65
Figura 18 – Configuração geométrica do octaedro de Al^{3+} , em coordenação 6, comum nos aluminossilicatos e nos óxidos.....	73
Figura 19 – Aspectos característicos do Perfil P-1.....	80
Figura 20 – Aspectos característicos do Perfil P-2.....	84
Figura 21 – Representação de aspectos deformacionais na base do Perfil P-2, assoalho da dolina, demonstrando a variância na dinâmica estrutural da região.....	85
Figura 22 – Aspectos característicos do Perfil P-3.....	88
Figura 23 – Aspectos característicos do Perfil P-5.....	92
Figura 24 – Aspectos característicos do Perfil P-6.....	97
Figura 25 – Diagrama textural dos perfis.....	103
Figura 26 – Difratoograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-1.....	120
Figura 27 – Difratoograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-2.....	122
Figura 28 – Difratoograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-3.....	125
Figura 29 – Difratoograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-5.....	127
Figura 30 – Difratoograma das amostras de solos do Perfil P-6.....	131
Figura 31 – Sequência evolutiva das formações superficiais, a partir de substrato sílico-carbonático metamorfizado da Formação Córrego do Barreiro, topo do Grupo Paranoá.....	135
Figura 32 – Sequência evolutiva inferida para a feição cárstica (<i>polje</i>), a partir da coalescência de depressões em anticlinais e sinclinais pedogeneticamente rebaixadas.....	139
Figura 33 – Mapa das formações superficiais da região do Polje de Borda Cárstica Felipa-Itambé.....	142

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Descrição morfológica do Perfil P-1.....	82
Tabela 2 – Descrição morfológica do Perfil P-2.....	86
Tabela 3 – Descrição morfológica do Perfil P-3.....	90
Tabela 4 – Descrição morfológica do Perfil P-5.....	95
Tabela 5 – Descrição morfológica do Perfil P-6.....	99

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Intervalos granulométricos considerados.	68
Quadro 2 – Classificação das formações superficiais de acordo com os critérios estrutural e dinâmico, apresentando exemplos de materiais e os processos associados.	77

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-1.	83
Gráfico 2 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-2.	87
Gráfico 3 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-3.	91
Gráfico 4 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-5.	96
Gráfico 5 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-6.	100
Gráfico 6 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-1.	106
Gráfico 7 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-2.	107
Gráfico 8 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-3.	109
Gráfico 9 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-5.	110
Gráfico 10 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-6.	111
Gráfico 11 – Função de transporte do Perfil P-1.	112
Gráfico 12 – Função de transporte do Perfil P-2.	113
Gráfico 13 – Função de transporte do Perfil P-3.	115
Gráfico 14 – Função de transporte do Perfil P-5.	116
Gráfico 15 – Relação SiO_2 x Al_2O_3 em P-1, P-2 e P-5 e processos pedogenéticos.	117

LISTA DE SIGLAS

BDTD – Biblioteca Digital Brasileira de Teses e Dissertações
BRGM – Serviço Geológico Nacional da França
CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CBERS – Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres
CECAV – Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas
C-labmu – Complexo de Laboratórios Multiusuários da UEPG
C.N.R.S. – Centro de Geomorfologia da Universidade de Caen
CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Minas Gerais
CPRM – Serviço Geológico do Brasil
DIDGI – Divisão de Geração de Imagens do INPE
DRX – Difração de Raios X
DSG – Diretoria de Serviço Geográfico do Exército
FRX – Fluorescência de Raios X
F.S. – Formações Superficiais
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IESA – Instituto de Estudos Socioambientais
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IRD – L'Institut de recherche pour le développement
LABOGEF – Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física
LOE – Luminescência Opticamente Estimulada
LVC – Legado Verdes do Cerrado
MDE – Modelo Digital de Elevação
MDS – Modelo Digital de Superfície
MHE – Museu Heinz Ebert
RPDS – Reserva Privada de Desenvolvimento Sustentável
SIBCS – Sistema Brasileiro de Classificação de Solos
SIEG – Sistema Estadual de Geoinformação do Estado de Goiás
SOLOCRIA – Laboratório Agropecuário Ltda
SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*
UEPG – Universidade Estadual de Ponta Grossa
UFG – Universidade Federal de Goiás
UFJ – Universidade Federal de Jataí
WPM – Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO	20
1 INTRODUÇÃO	21
1.1 Objetivos	24
1.1.1 Geral	24
1.1.2 Específicos.....	24
2 REFERENCIAL TEÓRICO	25
2.1 Formações superficiais: conceitos, definições e classificações	25
2.1.1 O regolito, o solo e as formações superficiais	25
2.1.2 Classificação de formações superficiais (evolução histórica).....	27
2.1.3 Formações superficiais no nível da vertente	32
2.2 Formações superficiais e cartografia	37
2.3 O carste e as formações superficiais.....	41
2.3.1 Gênese dos solos e das formações superficiais no carste.....	43
2.3.2 Solos e formações superficiais no carste tropical brasileiro	45
3 AREA DE ESTUDO.....	47
3.1 Localização da área de estudo	47
3.2 Geologia	48
3.3 Geomorfologia.....	54
3.4 Clima e Vegetação.....	58
3.5 Solos.....	59
4 METODOLOGIA.....	61
4.1 Técnicas de escritório	62
4.1.1 Aquisição de dados e confecção de mapas	62
4.1.2 Produção de materiais iconográficos	64
4.2 Técnicas de campo	64
4.2.1 Reconhecimento do sítio de coleta	64
4.2.2 Coleta das amostras	66
4.3 Técnicas de laboratório	68
4.3.1 Granulometria.....	68
4.3.2 Química total das amostras de solos e de rochas	68
4.3.3 Mineralogia.....	70
4.4 Mobilidade dos elementos Si, Al, Fe e Ti no ambiente supergênico.....	71
4.4.1 Silício.....	71
4.4.2 Alumínio	73
4.4.3 Ferro	74
4.4.4 Titânio.....	75
4.5. Classificação das formações superficiais	76

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
5.1 Morfologia das formações superficiais	79
5.1.1 Caracterização morfológica	79
5.1.1.1 Perfil P-1: Formações superficiais da porção norte da anticlinal do Itambé	80
5.1.1.2 Perfil P-2: Formações superficiais da porção oeste da dolina da Grota Vermelha	83
5.1.1.3 Perfil P-3: Formações superficiais sobre pináculos carbonáticos da porção leste da dolina da Grota Vermelha	87
5.1.1.4 Perfil P-5: Formações superficiais do Setor Felipa.....	91
5.1.1.5 Perfil P-6: Formações superficiais da porção leste da anticlinal do Itambé.....	96
5.1.2 Interpretação genética com base nos aspectos morfológicos e texturais.....	100
5.2 Química das formações superficiais.....	105
5.2.1 Caracterização química.....	105
5.2.1.1 Perfil P-1: Formações superficiais da porção norte da anticlinal do Itambé.....	105
5.2.1.2 Perfil P-2: Formações superficiais da porção oeste da dolina da Grota Vermelha	106
5.2.1.3 Perfil P-3: Formações superficiais sobre pináculos carbonáticos da porção leste da dolina da Grota Vermelha	108
5.2.1.4 Perfil P-5: Formações superficiais do Setor Felipa.....	109
5.2.1.5 Perfil P-6: Formações superficiais da porção leste da anticlinal do Itambé.....	111
5.2.2 Interpretação genética com base nos aspectos químicos.....	112
5.3 Mineralogia das formações superficiais.....	118
5.3.1 Caracterização mineralógica.....	118
5.3.1.1 Perfil P-1: Formações superficiais da porção norte da anticlinal do Itambé.....	119
5.3.1.2 Perfil P-2: Formações superficiais da porção oeste da dolina da Grota Vermelha	121
5.3.1.3 Perfil P-3: Formações superficiais sobre pináculos carbonáticos da porção leste da dolina da Grota Vermelha	124
5.3.1.4 Perfil P-5: Formações superficiais do Setor Felipa.....	127
5.3.1.5 Perfil P-6: Formações superficiais da porção leste da anticlinal do Itambé.....	130
5.3.2 Interpretação genética com base nos aspectos mineralógicos.....	132
5.4 Modelo de evolução para as formações superficiais da área de estudo	134
5.5 Classificação e mapeamento das formações superficiais.....	138
5.5.1 Evolução da paisagem geomorfológica	138
5.5.2 Mapa das classes de formações superficiais segundo os critérios dinâmico e estrutural	141
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	144
REFERÊNCIAS	148

APRESENTAÇÃO

Esta pesquisa está inserida na área de concentração (**Natureza e Produção do Espaço**), na linha de pesquisa (**Análise Ambiental e Tratamento da Informação Geográfica**), do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Goiás (UFG), no Instituto de Estudos Socioambientais (IESA). Ela está vinculada a um projeto de pesquisa mais amplo, intitulado “*Solos do carste*”, coordenado pela Dra. Renata Santos Momoli. Participam deste, pesquisadores da Universidade Federal de Goiás (UFG), discentes de graduação e pós-graduação e Espeleólogos do Pequi Espeleogruppo de Pesquisa e Extensão. Vale mencionar que os mapas base de solos utilizados neste estudo foram elaborados em projeto anterior, denominado “*Qualidade dos solos das regiões cársticas*”, também coordenado por essa pesquisadora. O desenvolvimento da pesquisa enquanto parte do projeto “*Solos do carste*” ocorreu entre os anos de 2021 e 2025, e recebeu apoio logístico e financeiro do Legado Verdes do Cerrado/Companhia Brasileira de Alumínio – CBA/Votorantim S.A.

Além dos elementos pré-textuais e pós-textuais, a tese, enquanto produto da pesquisa, está estruturada com se segue. INTRODUÇÃO, com o panorama inicial, contendo a problemática, os objetivos e a justificativa. REFERENCIAL TEÓRICO, que corresponde ao levantamento bibliográfico sistematizado. Ele foi dividido em três partes principais: 2.1) Formações superficiais: conceitos, definições e classificações; 2.2) Formações superficiais e cartografia e 2.3) O carste e as formações superficiais. ÁREA DE ESTUDO, com o panorama sobre a reserva Legado Verdes do Cerrado, em Niquelândia – GO. Foram apresentadas as principais características físico-geográficas, traduzidas nas seções de Geologia, Geomorfologia, Clima, Vegetação e Solos. A METODOLOGIA foi dividida em cinco seções: 4.1) Técnicas de escritório; 4.2) Técnicas de campo; 4.3) Técnicas de laboratório; 4.4) Mobilidade de Si, Al, Fe e Ti no ambiente supergênico e 4.5) Classificação das formações superficiais. Esta apresenta um quadro síntese como referencial para a classificação e mapeamento das formações superficiais da área de estudo. Em RESULTADOS E DISCUSSÃO, as principais seções são: 5.1) Morfologia das formações superficiais; 5.2) Química das formações superficiais; 5.3) Mineralogia das formações superficiais, com interpretações genéticas para cada uma delas; 5.4) Modelo de evolução para as formações superficiais da área de estudo e 5.5) Classificação e mapeamento das formações superficiais. Por fim, tem-se a seção das CONSIDERAÇÕES FINAIS. Nela, as principais concepções a respeito da gênese, com base nos capítulos precedentes, foram sintetizadas, além de apontar as contribuições que a pesquisa poderá oferecer para a continuidade dos estudos por parte da comunidade científica.

1 INTRODUÇÃO

As formações superficiais (F.S.) podem ser genericamente definidas como formações continentais, produtos dos processos meteóricos, que recobrem a superfície emersa do planeta de forma quase contínua, como um manto. As cidades e demais construções do ser humano são quase sempre sustentadas pelas F.S., e é sobre elas que as principais atividades do ser humano se desenvolvem (Duchaufour, 1998; Silva; Malagutti Filho, 2008; Guerra, 2014; Florián-Alcántara, 2016). A agricultura mundial tem sua distribuição espacial diretamente relacionada à distribuição global das F.S., uma vez que elas constituem matérias-primas indispensáveis para a produção de alimentos e para o desenvolvimento das civilizações (Gray, 2019). As F.S. constituem recursos minerais, pois muitos depósitos se formam sob a ação do intemperismo e da erosão química no ambiente supergênico (Biondi, 2015). Sua importância, em superfície ou em subsuperfície, também é assinalada pelos achados arqueológicos e paleontológicos (Prous, 1978; Holten; Sterll, 2011; Viana; Carvalho, 2019).

As F.S. influenciam diretamente o ciclo hidrológico, por meio de sua maior ou menor capacidade de retenção de água e de sua interferência no escoamento superficial e no reabastecimento dos aquíferos (Ceballos Barbancho; Martínez Fenández, 2002). Atuam como protetoras de aquíferos profundos e podem conter os aquíferos mais superficiais (Lebret *et al.*, 1993). O potencial redox no interior das F.S. é um fator que influencia em sua capacidade de estocar C orgânico (Lepsch, 2010), o que, conseqüentemente, tem relação com as emissões de gases do efeito estufa para a atmosfera. Os sedimentos aluviais e lacustres, os solos, e mesmo os saprólitos, constituem importantes estocadores de carbono orgânico (Hoffmann *et al.*, 2009; Montes *et al.*, 2011; Franco-Cisterna *et al.*, 2025). O potencial armazenamento de água, ar, nutrientes e matéria orgânica, intimamente ligado às características físico-químicas das F.S., tem influência direta na manutenção da biodiversidade global.

A despeito da relevância das F.S. para o ser humano e das possibilidades de aplicação deste conceito nas diferentes áreas de conhecimento, a expressão “formações superficiais” não tem tido um emprego amplo no meio científico e não aparece nos meios de divulgação para o público geral. Isso pode ser explicado pela complexidade genética, morfológica e estrutural das F.S., pela existência de outros termos ou expressões mais conhecidas, que se sobrepõem de certa forma ao conceito de F.S. (ex: solo, regolito, manto de alteração...), e por serem objeto de estudo em diferentes campos de conhecimento.

De fato, as F.S. vêm sendo estudadas por profissionais de diversas áreas, como geógrafos, geólogos, geomorfólogos, agrônomos, engenheiros e pedólogos, mas sem a devida interação dessas áreas, e com focos e objetivos bastante diferentes (Scislewski; 2003). Além

disso, apesar do número de trabalhos dedicados aos materiais aqui referidos como F.S. ser grande, poucos utilizam essa expressão como palavra-chave.

O estudo das F.S. é relevante para as Ciências da Terra e para as Ciências Ambientais, pois revela a organização vertical dos materiais em sua totalidade, isto é, desde o substrato (que pode ser a rocha-matriz, a rocha de suporte ou ainda uma F.S. fossilizada) até a superfície. Do ponto de vista horizontal, revela as variações laterais dos materiais, valorizando o aspecto espacial. De forma ampla, trata-se de um tema na interface Geologia-Geomorfologia-Pedologia-Ecologia-Hidrologia. Nesse contexto, não há como dissociar as F.S. do relevo e das dinâmicas que envolvem a morfogênese (Dewolf, 2008). Em um sentido temporal mais amplo, as F.S. podem ser consideradas descritoras da evolução e da história dos relevos (Joly, 1997), ao constituírem testemunhos da evolução da paisagem, permitindo a reconstituição de processos pretéritos e de paleoambientes.

Muitos dos trabalhos que tratam das F.S. privilegiam o entendimento de suas propriedades físicas e químicas, principalmente dos solos enquanto parte delas, mas com menor atenção aos aspectos genéticos e evolutivos (Nikiforova, 2019) considerando os *continua* vertical e lateral, embora sua importância seja assinalada (Florea; 2012). Outros têm forte apelo cartográfico, voltados à gestão territorial e ao zoneamento (Motti; Silva, 1978; Coutard *et al.*, 1978; Pinheiro; Dias Ferreira, 2020). Ainda assim, no Brasil, as pesquisas sobre o tema são escassas, e há pouco consenso sobre o que são e como se classificam as F.S.

Por isso, esta pesquisa refere-se aos aspectos genético e evolutivo das formações superficiais, consoante a importância deles para a compreensão e entendimento de tais coberturas no contexto da relação com a paisagem e de suas fragilidades. Apesar de haver muitos estudos sobre as propriedades que compõem as F.S., ainda são poucos os que estabelecem debates e reflexões a respeito da relevância de uma abordagem genética e dinâmica. Isso se torna ainda mais evidente quando se leva em consideração áreas cársticas, em que a dissolução é intensa. Com mais frequência, no entanto, debates e reflexões sobre gênese estão presentes nas discussões acerca das propostas de classificação de solos (Nikiforova, 2019).

Em áreas cársticas, os estudos de F.S. são instigadores, pois, sob condições intempéricas de caráter químico acentuado, as rochas carbonáticas puras destacam-se pela dissolução total dos minerais de calcita e dolomita, o que restringe a possibilidade de formação de solos a partir dessas litologias. Mas, em virtude de impurezas na constituição mineralógica, como a presença de silicatos, pode ocorrer a formação de horizontes pedológicos (Muhs *et al.*, 2010; Nunes; Uagoda, 2020; Piló; Castro, 2020). Rochas psamo-pelíticas, sobrepostas às carbonáticas,

também podem ter íntima relação com os solos de determinadas regiões (Piló; Castro, 2020). Além disso, a aloctonia, em algumas situações, é responsável pelas F.S. sobrejacentes ao carste.

As regiões cársticas são reconhecidas por sua fragilidade ambiental (Gillieson, 2005; Ford; Williams, 2007; Frumkin, 2013). No Brasil, essas regiões são normalmente ocupadas e exploradas como qualquer outra, sem levar em conta suas peculiaridades e inerente fragilidade. Os solos são parte destes sistemas e, por estarem à superfície, sofrem mais diretamente os impactos da ação do ser humano (Gams, 1993; Zhou *et al.*, 2020; Amaral *et al.*, 2021). Apesar de sua complexidade e relevância, pouca atenção é dispensada aos solos dos sistemas cársticos tropicais nas publicações científicas e nas pesquisas voltadas para o planejamento ambiental. Seus solos, enquanto parte das F.S., precisam, portanto, ser mais bem compreendidos, sobretudo quanto à sua gênese e evolução.

Por este motivo, a região de Niquelândia – GO surge como local favorável para interpretar como se dá o desenvolvimento de F.S. em terrenos tropicais cujas rochas carbonáticas são parte importante do substrato geológico. Neste município há depressões quilométricas recobertas por materiais inconsolidados, mas que ainda não tiveram sua origem definida. Estas amplas depressões são geralmente limitadas por litologias sílico-carbonáticas do topo do Grupo Paranoá, do mesoproterozóico, as quais foram deformadas por tectonismos relacionados à Orogenia Brasileira (Fuck *et al.*, 1988; Santos *et al.*, 2014).

Tais rochas compõem o substrato geológico recoberto pelo material inconsolidado e representam uma possível fonte para eles. Há a presença de dolinas, cavernas, abrigos e sumidouros relacionados às rochas metacarbonáticas da região, o que denota a ocorrência de relevos cársticos desenvolvidos em corpos rochosos lenticulares, com o registro de uma das feições cársticas mais formidáveis do Brasil e do mundo, o Lago Azul (Auler, 2019, p. 278; Rubbioli *et al.*, 2019, p. 31). O carste é importante do ponto de vista acadêmico-científico, pois é um ambiente muito dinâmico, onde as alterações físico-químicas que ocorrem nas rochas altamente solúveis se expressam em escala temporal de observação humana, possibilitando compreender e estimar melhor o processo de morfogênese/pedogênese e seus resultados (Ford; Williams, 2007).

Considera-se, ainda, que a área escolhida para a pesquisa, a reserva Legado Verdes do Cerrado (LVC), situada em Niquelândia, e de propriedade de uma empresa mineradora, está inserida em uma das regiões espeleológicas em rochas carbonáticas mais importantes do país. Portanto, entender a origem das F.S. do LVC traz contribuições para o conhecimento dessa temática nas paisagens cársticas brasileiras. Além disso, é importante para o estabelecimento de padrões que possam ser reconhecidos em outras localidades do Brasil e, quem sabe, em outros países de clima tropical, com condições geológicas, geomorfológicas e estruturais que

sejam comparáveis. Reforça-se, também, que a área está no contexto de uma região classificada como prioritária para a ampliação do conhecimento espeleológico e para a realização de atividades de educação ambiental e patrimonial, atribuindo importância a mais para a pesquisa almejada, pois o comportamento atual do ambiente endocárstico depende do comportamento e das transformações no exocarste, e vice-versa (Llopis Lladó, 1950, p. 35; 1951; CECAV, 2018; Ballesteros *et al.*, 2018; Zhou *et al.*, 2020).

Logo, a pesquisa se delinea com base em duas questões motivadoras, uma mais geral, teórico-metodológica, e outra aplicada à área de estudo, a saber: 1) como classificar as F.S. tendo em vista o potencial deste conceito para a compreensão da evolução da paisagem? 2) como se caracterizam e como se formaram as F.S. de áreas cársticas no município de Niquelândia – GO, considerando-se sua relação com a rocha subjacente?

Em relevos cársticos, a presença de F.S. espessas, direta ou indiretamente relacionadas ao processo de carstificação, instiga a comunidade científica, a qual busca respostas mais detalhadas acerca da gênese e evolução dos solos. Assim, considerando as questões motivadoras e as diferentes classes de F.S, a hipótese da tese é a de que as F.S. do carste do LVC têm relação de filiação vertical diretamente com o substrato atual, ou com rochas que recobriam o substrato atual, possuindo gênese residual, comparável à dos solos do carste de Lagoa Santa (Piló; Castro, 2020), por exemplo.

1.1 Objetivos

1.1.1 Geral

Compreender as F.S. enquanto conceito chave para o estudo da evolução das paisagens, tendo como foco uma área de estudo cujo substrato geológico são rochas sílico-carbonáticas.

1.1.2 Específicos

- Propor uma classificação geral para F.S. segundo dois critérios: estrutural e dinâmico;
- Caracterizar as F.S. quanto à granulometria, composição química e quanto à mineralogia;
- Caracterizar amostras de rochas coletadas quanto a composição química e mineralógica;
- Compreender as relações de filiação entre o atual substrato geológico e as F.S.;
- Classificar e mapear as F.S. da área de estudo.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Formações superficiais: conceitos, definições e classificações

Formações superficiais (F.S.) podem ser definidas como formações continentais, móveis ou secundariamente consolidadas, provenientes da desagregação mecânica e (ou) da alteração química de rochas preexistentes, sob a ação de fatores tectônicos ou de fatores bioclimáticos (Dewolf, 1971). Sua evolução se correlaciona com a evolução do relevo, podendo permanecer e evoluir *in situ*, sofrer remanejamentos e transporte e ser fossilizadas (Dewolf, 1971). A espessura das F.S. é variável, da ordem de decímetros a decâmetros, excepcionalmente da ordem de hectômetros (Joly, 1997). É importante tratar de outros dois conceitos que fazem referência aos materiais distribuídos na superfície dos continentes e discutir sua relação com o conceito de F.S.: regolito e solo.

2.1.1 O regolito, o solo e as formações superficiais

Merrill (1897) foi quem primeiro propôs o termo “regolito”, formado pela combinação das palavras gregas *rhegos* (ῥήγος), que significa cobertor, e *lithos* (λίθος), que significa rocha, para designar a camada de material não consolidado que cobre a rocha sã sobre os continentes. Segundo este autor, essa cobertura tem espessura variável e pode se originar do intemperismo da rocha *in situ* ou ser formada por fragmentos de rocha decomposta transportados pelo vento, água ou gelo. Mas regolito pode ser definido de várias maneiras. Para Huggett (2011), é o material intemperizado localizado acima da rocha fresca. Guerra (1969), Guerra e Guerra (1993, 2008) utilizam o termo para se referir ao material residual pouco pedogenizado que recobre a rocha, sem ainda ter sofrido transporte, definição próxima daquela de horizonte C ou saprólito, formado pelo intemperismo. Neste caso, materiais transportados e o solo *stricto sensu* são excluídos da definição de regolito. Mas a maioria dos autores incluem o solo como parte do regolito, a exemplo de Zeegers e Lecomte (1992), que dividem o regolito em saprólito (porção inferior) e pedolito (porção superior ou solo), e do próprio Merrill (1897), que designa solo “a porção mais superficial e superior do regolito, que fornece alimento e suporte para a vida vegetal”.

Suguio (1992) se refere ao “regolito praiar”, que seria formado pela deposição de materiais clásticos e orgânicos, trazidos pelas ondas do mar. Nas ciências planetárias o termo regolito é aplicado a planetas e satélites, referindo-se à “camada de depósitos superficiais não consolidados, soltos e heterogêneos, que recobrem detritos rochosos sólidos, produzidos por micrometeoritos e impactos maiores, bem como pela irradiação do vento solar” (Huggett,

2023). O termo *overburden* tem definição próxima daquela de regolito, pois é aplicado para designar todos os tipos de materiais rochosos estéreis, soltos ou consolidados que recobrem depósitos minerais ou outros materiais que estão sendo estudados em profundidade (Finkl, 2008).

Ollier e Pain (1996) apontam algumas dificuldades associadas ao conceito de regolito: as divergências na definição do conceito de solo, que para alguns campos de conhecimento (ex: engenharias) pode se sobrepor ao próprio conceito de regolito, referindo-se à totalidade do material inconsolidado que recobre a rocha sã (Dewolf, 2008); a dificuldade em se enquadrar, sob o conceito de regolito, formações sedimentares ou depósitos vulcânicos de grande espessura (ex: algumas centenas de metros).

Goudie (2004) se refere ao regolito como toda cobertura inconsolidada ou re-cimentada (horizontes concrecionários) que recobre o substrato geológico mais coerente. Neste sentido, inclui materiais resultantes do intemperismo do substrato litológico local (atual ou pretérito), como saprólitos e solos residuais, bem como materiais transportados, como acumulações orgânicas, depósitos glaciais, coluviais, aluviais, depósitos de tálus de detritos, sedimentos evaporíticos, sedimentos eólicos, de margem marinha e cinzas vulcânicas, re-pedogenizados ou não, friáveis ou endurecidos (Goudie, 2004; Scott; Pain, 2008). Esta definição é bastante semelhante àquelas de F.S. propostas por Dewolf (1971) ou por Joly (1997).

A expressão F.S. tem maior uso entre pesquisadores de língua francesa, enquanto o termo regolito é mais utilizado por pesquisadores de origem anglo-saxônica, sobretudo australianos (Prognon, 2012). Segundo a autora, há atualmente a tendência de substituição da expressão F.S. pelo termo regolito, pois parte da comunidade científica considera a expressão F.S. restritiva em termos temporais, por sua forte associação com a geologia do Quaternário. Ela tenderia, ainda, a subestimar a importância das alteritas e teria um caráter excessivamente descritivo, ao contrário do termo regolito, associado a uma abordagem mais holística, que combinaria rochas, paleopaisagens, propriedades físicas e processos (Prognon, 2012).

Tendo em vista a etimologia da palavra regolito, que remete, em sua concepção original, a manto ou cobertura (*rhegos*), o termo regolito traz consigo a noção de distribuição espacial dos materiais. Entretanto, na prática, pode-se considerar que o termo está mais fortemente associado à diferenciação vertical do que lateral dos materiais, o que pode estar associado ao fato de que os estudos do regolito são feitos principalmente por meio de perfis e por darem ênfase à identificação de suas camadas e de relações de filiação vertical.

O conceito de solo é outro que gera discussão, mas, em linhas gerais, pode-se considerar que prevalecem as definições que associam o solo à camada em contato direto com a atmosfera, desde que haja presença de material orgânico e organismos vivos, onde atuam os processos de

pedoplasmação e pedoturbação, e que apresenta estrutura específica e estabilidade espacial (Fanning; Fanning, 1989; Dewolf, 2008; Stoops, 2008).

Na literatura científica há frequentemente uma distinção, e até mesmo oposição (Aubert, 1978), entre os conceitos de solo e de F.S. Tricart e Michel (1965), por exemplo, ao afirmarem que os solos raramente se formam a partir da rocha subjacente, propõem que “a rocha matriz dos solos pertence mais frequentemente ao meio geomorfológico do que geológico”, e apontam como seu material de origem “as formações superficiais, as alteritas, os depósitos de vertente, as aluviões, os colúvios, as acumulações eólicas, etc...”. Estes mesmos autores reafirmaram, em 1973, a distinção entre solo e F.S.: “um mapa geomorfológico detalhado fornece informações muito úteis ao pedólogo sobre as formações superficiais que constituem o material de origem dos solos”. Prognon (2012) também distingue claramente F.S. e solos considerando o aspecto genético: “as formações superficiais são as camadas localizadas abaixo do solo *s.s.* e acima da rocha matriz. Por meio da pedogênese, a parte superior dessas formações superficiais pode se desenvolver em solos, cuja organização dos horizontes segue regras específicas”.

Da necessidade de que haja estabilidade espacial para que um material seja definido enquanto solo, decorre que todos os solos são necessariamente eluviais, conforme defendido por Dokuchaev e a escola russa desde o séc. 19 (Glinka, 1927). Dewolf (2008) propõe que a parte superior das F.S. autóctones sejam consideradas solos, exceto nos casos de materiais residuais formados em ambientes extremos como desertos e regiões glaciais, onde a atividade biológica é nula ou restrita. No caso de F.S. transportadas, os solos podem também constituir sua parte superior, desde que o material tenha se estabilizado por tempo suficiente para sua transformação pelos processos pedogenéticos (Dewolf, 2008). Segundo esse ponto de vista, o solo pode ser considerado um dentre os vários tipos de F.S. Entretanto, essa posição coloca uma dificuldade para os esforços de cartografar as F.S.

2.1.2 Classificação de formações superficiais (evolução histórica)

Os primeiros sistemas de classificação dos materiais supergênicos (regolitos, F.S.) foram propostas de classificação dos solos. Os primeiros sistemas elaborados com esse intuito podem ser considerados classificações de solo de natureza geológica (Fanning; Fanning, 1989). Segundo esses autores, na visão dominante até meados do séc. 19 o solo era considerado um resíduo superficial do intemperismo ou de material transportado originário de rochas previamente intemperizadas.

A proposta de classificação de solos de Dokuchaev, de 1879, representa uma ruptura em relação a esta visão (Glinka, 1927), ao propor nomes específicos para os tipos de solos (ex: Tchernozems, Solonetz...) e ao reconhecer os solos como “corpos naturais com gênese definida e natureza própria, ocupando um lugar independente na série de formações da crosta terrestre” (Coffey, 1912, citado por Fanning; Fanning, 1989). Se, por um lado, os trabalhos de Dokuchaev representaram um grande avanço ao individualizar o solo, fundando uma nova ciência (a Pedologia), por outro lado pode-se considerar que, de certa forma, a nova abordagem desconectou o solo do *continuum* rocha fresca-superfície. Por esse motivo, as propostas de classificação de solos de natureza geológica trazem maior contribuição para o entendimento da evolução das classificações das F.S.

Segundo Fanning e Fanning (1989), uma das primeiras propostas de base geológica foi elaborada no Condado de Albany, Nova York, por Eaton e Beck (1820). No primeiro nível do sistema os materiais foram divididos entre sedentários e transportados. No segundo nível, o critério de classificação foi o granulométrico. Em 1862 Fallou propôs um sistema mais sofisticado, para a Saxônia, também composto por dois níveis. O primeiro possuía duas classes, uma de solos residuais e outra de “solos sedimentares”. A primeira foi subdividida segundo a natureza da rocha matriz (solos graníticos, solos calcários, solos areníticos...) e a segunda foi dividida segundo propriedades físicas e químicas do material (cascalho, marga, argila...) (Fanning; Fanning, 1989). Essas propostas são interessantes pois levam em consideração o aspecto dinâmico das F.S., isto é, se formadas *in situ* ou derivadas de transporte. Richtoffen também propõe um sistema de classificação de base geológica, publicado em 1886 (Glinka, 1927). O sistema tem dois níveis, em que o primeiro distingue entre Solos residuais e “Solos acumulados”. Os solos residuais se dividem em 7 classes: Rocha desintegrada; Rocha profundamente intemperizada; Solos eluviais de platô; Solos coluviais de textura franca; Lateritas; Solos orgânicos, húmus, turfas; Resíduos não dissolvidos. Os “Solos acumulados” se distinguem em outras 7 classes: Sedimentos grossos das águas continentais; Sedimentos finos de águas continentais; Depósitos químicos de água doce; Solos marinhos; Depósitos glaciais; Cinzas vulcânicas; Acumulações eólicas (Glinka, 1927).

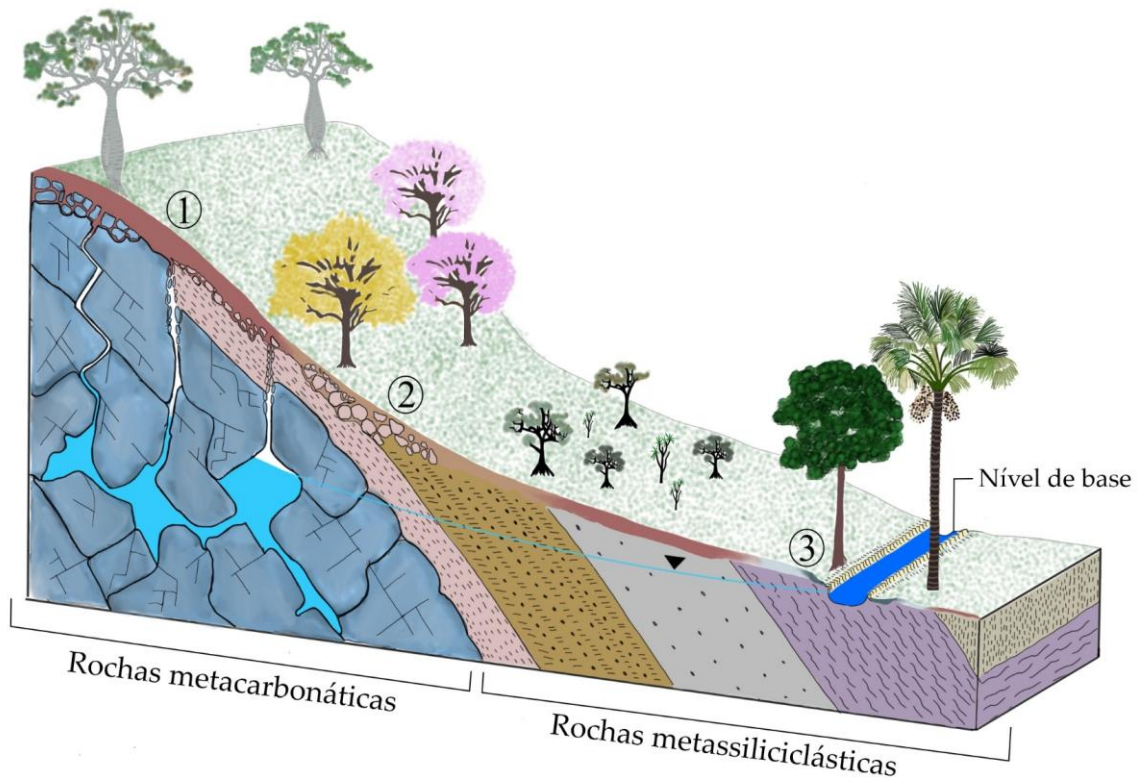
Gèze (1959) distribui as F.S. em três tipos, segundo sua relação com as rochas subjacentes, isto é, segundo o aspecto dinâmico: “solos autóctones”, “solos parautóctones” ou residuais (elúvio), e “solos alóctones” ou de transporte (alúvio). Os primeiros resultam diretamente da desagregação e da alteração de seu substrato, que deve, portanto, ser considerado como a verdadeira rocha matriz do solo. Os segundos constituem um grupo de origem mista, compostos pelo resíduo da desagregação e da alteração tanto da rocha atualmente subjacente, quanto de rochas que existiram naquele local, mas que desapareceram por dissolução, deixando no local somente as “impurezas insolúveis” que elas continham (Gèze, 1959). Para compreender este segundo tipo, são importantes as noções de evolução *in situ* e de rebaixamento da superfície por progressão descendente da frente de intemperismo sobre a rocha, associada sobretudo à perda seletiva de matéria por erosão química. Braucher *et al.* (2004), Cruz (2006) e Lynch (2009), no entanto, propõem outra aceção para o termo parautóctone. Segundo os autores, o termo se refere a materiais transportados a curtas distâncias ao longo das vertentes, pelo processo de rastejo. No presente trabalho será adotada a aceção de parautóctone conforme Gèze (1959). O terceiro tipo compreende os materiais que não têm nenhuma ligação com o substrato geológico atual, isto é, a rocha fresca subjacente não é sua rocha matriz, apenas sua rocha suporte (Gèze, 1959).

Dewolf se dedicou à classificação e à cartografia das F.S. desde 1965. Dewolf (2008) destaca que a classificação das F.S. é feita segundo dois critérios chave: a gênese e a evolução. Quanto ao critério genético, a ênfase é no processo de formação, e são classificadas enquanto clastitos (resultantes de desagregação mecânica); alteritas (resultantes da alteração química ou bioquímica); organitos (resultantes da acumulação de matéria orgânica); sismitos (resultantes da acumulação após abalos sísmicos); vulcanitos (resultantes de deposição após vulcanismo); e F.S. antrópicas (resultantes da ação do ser humano). Quanto ao critério evolutivo, a ênfase é na relação entre a F.S. e o substrato geológico, e são classificadas enquanto: formações autóctones, não transportadas (formadas *in situ*), cuja evolução é condicionada pela litologia, regime hídrico e tempo de evolução; formações sub-autóctones, transportadas a pequenas distâncias, e que evoluem somente ao longo do plano da vertente (colúvios); formações alóctones, submetidas a deslocamentos por longas distâncias em função das dinâmicas fluviais, glaciais, marinhas e eólicas.

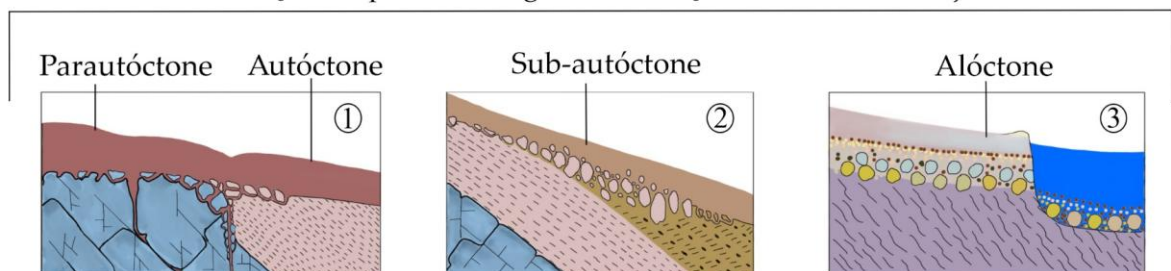
Joly (1997), ao tratar da representação das F.S. nos mapas geomorfológicos, adota os critérios gênese e evolução, conforme proposto por Dewolf (1971, 2008) como primeiro (A) e segundo (B) elementos de mapeamento, embora este autor modifique o nome do critério “evolução” de Dewolf (1971) para “dinâmica”. Em seu sistema cartográfico para as F.S., Joly (1997) utiliza ainda outros seis critérios: C: composição química; D: morfoscopia; morfografia; E: espessura da formação; F: consolidação; G: granulometria; H: cronologia.

A Figura 1 ilustra uma paisagem fictícia, uma vertente que tem, como substrato geológico, rochas metacarbonáticas no setor de montante e rochas metassiliciclásticas no setor de jusante.

Figura 1 – Representação dos diferentes tipos de formações superficiais.



Formações superficiais segundo a relação com a rocha subjacente



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T., com base em: Gèze (1959), Hermelím (1985), Bourrié, Trolard e Freytet (2008), Dewolf (2008) e Ramos *et al.* (2020).

A rocha metacarbonática do topo da vertente é coberta por um solo espesso e avermelhado, cujo material de origem não poderia, naturalmente, ter sido a rocha atualmente subjacente (número 1 na Figura 1). Sua origem é explicada pelo intemperismo e pedogênese da rocha metassiliciclástica, que no passado recobria, neste local, a rocha metacarbonática. Este solo foi formado *in situ*, porém sua rocha matriz principal não existe mais no local, o que caracteriza uma situação de parautoctonia conforme Gèze (1959). Um pouco abaixo do topo este mesmo solo se sobrepõe a uma camada de rocha metassiliciclástica. Neste caso existe uma relação de filiação vertical, em que o solo é produto do intemperismo da rocha subjacente, configurando uma relação de autoctonia. O número 2 da Figura 1 ilustra uma situação em que a F.S. apresenta fragmentos da rocha que se encontra a montante, e que difere da camada de rocha situada imediatamente na base do perfil. Esta configuração ilustra, portanto, um material coluvial (formação sub-autóctone no sentido de Dewolf, 2008). O número 3 da Figura 1 ilustra uma F.S. sedimentar, com presença de seixos arredondados, situada ao longo de um canal fluvial. Essa configuração ilustra uma F.S. alóctone, que não possui qualquer relação com o substrato geológico subjacente.

O Serviço Geológico Nacional da França (BRGM) tem se dedicado ao estudo das F.S. (ou dos regolitos) e à sua representação cartográfica. Nos mapas produzidos a partir dos anos 2000, o primeiro nível do sistema de classificação tem sido dividido em duas grandes classes, a dos materiais Alóctones e a dos materiais Autóctones. No caso do Mapa Geológico do Regolito da França (1:1.000.000), de 2009, as formações alóctones do regolito são representadas por 65 classes, de acordo com a gênese, acompanhadas, quando possível, por sua idade. As formações autóctones do regolito são representadas por 22 classes, conforme sua idade de formação e, em segundo lugar, de acordo com as fácies identificadas (Prognon *et al.*, 2011).

Na Carta geológica (1:30.000) de Mayotte (Lacquement *et al.*, 2013), ilha situada a 400 km da costa leste da África, atenção especial é dada às F.S. Elas compõem uma classe própria, ao lado da classe referente aos tipos de rocha fresca. A classe de Formações superficiais se divide em três: Depósitos antrópicos, Formações superficiais alóctones e Formações superficiais autóctones. Os Depósitos antrópicos não são subdivididos, enquanto as Formações alóctones são divididas entre Aluvionares, de Vertente, e Litorâneas. As formações Aluvionares e de Vertente são subdivididas no nível seguinte. As Formações superficiais autóctones são divididas entre Aloteritas e Isalteritas (Chatelin, 1974), sendo ambas detalhadas no nível seguinte conforme sua rocha matriz (Lacquement *et al.*, 2013).

Nazar e Rodrigues (2019), em seu mapeamento das F.S. do Chapadão do Diamante, MG, defendem o uso do termo “geocoberturas”, previamente empregado por Amorim *et al.*,

(2014) e Neves *et al.*, (2015). Nazar e Rodrigues (2019) propõem um mapa de geocoberturas com 12 classes, em que são consideradas propriedades granulométricas, propriedades genéticas (coluvionamento, bioturbação, concrecionamento, acumulação orgânica) e morfologia da superfície (fundo de vale, campo de murundus).

A proposta de Ramos *et al.*, (2020) para a cartografia de F.S. do território brasileiro apresenta classes denominadas segundo o critério genético (depósitos de vertente, depósitos marinhos, solos, depósitos tecnogênicos, perfis de intemperismo...). Essas classes são detalhadas segundo diferentes critérios: geomorfológico (ex: leque aluvial, terraço, dunas fixas ou móveis...); genético/evolutivo (saprólito, perfis truncados, perfis maduros ou imaturos...); granulométrico (depósitos arenosos, depósitos argilo-arenosos...), etc. Neste artigo, os autores apresentam uma aplicação da proposta para a Ilha de São Luís e para o Distrito Federal. O SGB (2022) aplicou a metodologia proposta por Ramos *et al.*, (2020) para o município de São Vicente e ressalta que o mapeamento pode ser “utilizado para diversas finalidades e pelos mais diferenciados atores sociais, destacando-se universidades, centros de pesquisa e órgãos de gestão e planejamento em todas as esferas governamentais, especialmente, em âmbito municipal”.

2.1.3 Formações superficiais no nível da vertente

Desde Dokuchaev, no final do séc. 19, e de Jenny (1941), a topografia é reconhecida como um dos determinantes para a gênese dos solos (porção superior das F.S.) (Nikiforova, 2019). Ela é fundamental na migração de elementos químicos, na textura e espessura dos horizontes pedológicos e na configuração da paisagem (Lepsch, 2011; Machado; Castro; Ladeira, 2022). Componente resultante dessa dinâmica de formação do relevo em sentido amplo, que é controlada em menor ou em maior grau por fatores endógenos e exógenos, a vertente se configura como unidade de análise por excelência da Geomorfologia, sendo influenciada pelos (e atuando nos) processos intrínsecos às formações inconsolidadas e consolidadas que recobrem a porção mais superficial da epiderme terrestre (Christofolletti, 1974; Casseti, 1995).

Nos topos de baixas declividades das vertentes ou interflúvios, apesar de não ser uma regra geral, os solos, e mais especificamente as F.S., tendem a possuir maiores espessuras. O intemperismo nos trópicos favorece a formação de solos mais lixiviados, controlados pela alternância de períodos chuvosos e secos, associados à temporalidade e à suscetibilidade da litologia ao ataque físico-químico. Nesta porção, pode ter ocorrido monossilitização e até alitização, com perda parcial e/ou total de SiO₂ (Melfi; Pedro, 1977). Em decorrência das

circunstâncias, a presença de oxi-hidróxidos de Al_2O_3 e Fe_2O_3 , como gibbsita, goethita e hematita, juntamente com caulinita, são os minerais de ocorrência mais provável nos solos tropicais (Kämpf; Marques; Curi, 2015).

À medida em que há o descenso da vertente, os solos tornam-se mais delgados, voltando a ser mais profundos na posição do sopé. A aproximação do nível de base favorece a oscilação do lençol freático, que facilita a instalação de ambiente redutor, áquico, peráquico ou epiáquico (Santos *et al.*, 2018; Nunes; Uagoda, 2020). Os solos têm caráter *gley*, esbranquiçados, azul-esverdeados, variegados, e a textura é mais arenosa, em contraposição aos localizados no topo (Queiroz Neto, 2011).

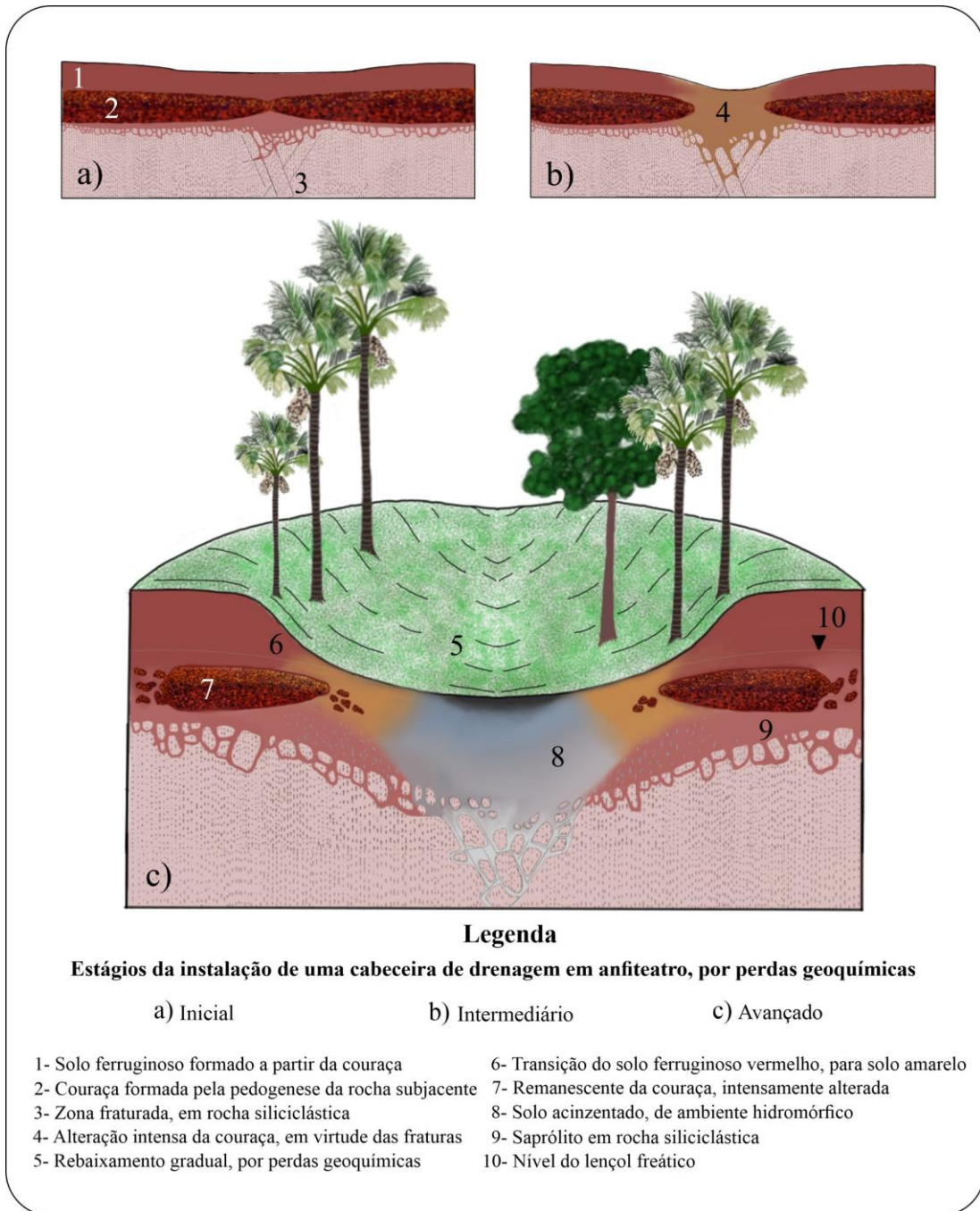
Embora o aspecto comportamental da vertente, em sentido literal, ser difundido pela comunidade científica, a origem e, mais especificamente, a proveniência dos materiais das F.S. neste compartimento do relevo têm suscitado hipóteses as mais diversas. Isto, certamente, incide na interpretação de feições geomorfológicas (ou pedogeomorfológicas), cuja padronização dos processos, ou eventos, não é consensual. Neste sentido, a relação intrínseca entre morfogênese e pedogênese, como abordado por Queiroz Neto (1997, 2011), pode ser avaliada, em vista de melhor compreender a origem dos materiais que cobrem esta unidade do relevo.

As cabeceiras de drenagem em anfiteatro, morfologias típicas de várias localidades do relevo brasileiro, são feições cuja configuração favorece a discussão sobre a procedência dos materiais que cobrem as vertentes. Dessa maneira, diferentes concepções sobre a origem dos anfiteatros, as quais estão diretamente relacionadas às F.S., emergem como objeto de comparação.

Na paisagem do Brasil Sudeste, Moura e Silva (2017) atribuem a formação de tais cabeceiras a sucessivos processos de coluvionamento e entulhamento aluvionar. Para estas autoras, as alternâncias paleo-hidrológicas e de nível de base, produzidas durante o Holoceno, moldaram com diferentes intensidades o relevo, conformando *hollows* (parte côncava do anfiteatro), pela deposição de sedimentos provenientes do *nose* (parte convexa do anfiteatro). Portanto, a paisagem teria se formado sobre materiais transportados, e as F.S. seriam sub-autóctones, conjugadas a materiais alóctones.

De maneira oposta, Lima e Queiroz Neto (1996), Queiroz Neto (1997) e Alves (2015), abordam sobre a possibilidade de formação de um anfiteatro (Figura 2), e de algumas lagoas interligadas ao canal de drenagem por *colos*, a partir de perdas geoquímicas, resultantes da alteração pelos processos pedogenéticos gerais e específicos, do material parental subjacente.

Figura 2 – Representação de uma cabeceira de drenagem em anfiteatro.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T., com base em: Lima e Queiroz Neto (1996), Queiroz Neto (1997) e Alves (2015).

Na aceção dos autores, resumida na imagem, a rocha-matriz, ao se encontrar fraturada ou com diáclases, seria mais intensamente modificada na zona de fraqueza, havendo o rebaixamento gradual da superfície, em virtude do carreamento dos elementos químicos presentes nos minerais primários menos estáveis e, por consequência, nos minerais da fração argila, possivelmente, por ocasião da instalação do processo de autoevolução (Espíndola, 2010). Haveria, então, uma relação pedogênese/morfogênese sobre o material residual, e as F.S. seriam autóctones ou parautóctones.

Apesar de não ter comparado a relação das cabeceiras de drenagem com as F.S., Gasparetto (1999), ao pesquisar três topossequências em vertentes de interflúvios rebaixados do noroeste do Paraná, confirmou a presença de material residual sobre rochas areníticas da bacia sedimentar homônima. A textura majoritariamente arenosa das F.S., a constituição mineralógica equivalente com a litologia sotoposta, e as características morfoscópicas dos grãos de quartzo, tanto da rocha quanto do material que a recobre, possibilitaram confirmar tal concepção.

Nas proximidades de Niquelândia – GO, em anortositos do Complexo Barro Alto, Oliveira *et al.* (2009) apontam F.S. transportadas para vertentes, a partir de F.S. residuais de topo (alcretes), nomeadas por eles, respectivamente, de “*Domínio de Pedimentos Aluminosos*” e “*Domínio de Couraça Bauxítica*”.

Essas hipóteses morfogenéticas e pedogenéticas contrapostas estão em primeiro lugar, antes mesmo da realização dos estudos laboratoriais avançados que visam a confirmação das especulações, balizadas por conceitos caros à Geomorfologia, os quais têm sofrido alterações históricas do ponto de vista semântico, e que ainda não contêm uma padronização no seio da literatura científica global, apesar de bastantes difundidos.

As definições de colúvio e alúvio, enquanto materiais de origem das F.S. sub-autóctones e alóctones, respectivamente (Figura 1), são bastante ambíguas, o que pode acarretar interpretações díspares nos estudos de evolução da paisagem geomorfológica, limitando comparações mais precisas entre investigações de mesma natureza, e em domínios físicos-geográficos parecidos.

Enquanto o conceito de alúvio tem guardado por muito tempo o seu significado, o de colúvio, nos mais de 400 anos desde o surgimento de ambos, sofreu várias mudanças, com padronizações que por vezes são regionais, ou expressam os interesses de alguns pesquisadores. Inicialmente, depósitos de terraços eram considerados como *old alluvium*, e associados ao dilúvio bíblico, portanto, definidos como *diluvium*. Aos materiais mais recentes, trazidos pelos corpos hídricos, seria dado o nome de alúvio. Atualmente, e após importantes avanços científicos, alúvio significa sedimentos depositados a longas distâncias, ao longo do canal fluvial, apresentando ordenamento e alto grau de seleção. Os detritos são acamados sequencialmente e as arestas desbastadas em virtude da atividade hídrica (Miller; Juilleret, 2020).

Colúvio, inicialmente, era tudo aquilo que não poderia ser classificado, por algumas limitações, como *diluvium* e *alluvium*. Sempre esteve vinculado, no que se refere ao ambiente locacional, à base da vertente. Porém, sua definição a partir dos processos tem sido ampla e com múltiplas interpretações, que são resultantes das análises da complexa diversidade de

rochas, relevos, climas e vegetações distribuídos nos vários compartimentos geomorfológicos do Planeta (Guerra, 1969; Huggett, 2011; Miller; Juilleret, 2020).

Alguns compreendem colúvio como os materiais terrígenos depositados na encosta, ou na base da encosta, por processos de movimento de massa gravitacional, principalmente *creep* (rastejamento), e solifluxão. Outros, restringem ao *runoff* (escoamento superficial), transportando sedimentos em fluxos não canalizados, como erosão em lençol, por exemplo. Alguns, ainda, ampliam e associam aos fluxos canalizados, como sulcos e ravinas (Miller; Juilleret, 2020). Também, há aquelas perspectivas que adotam o *sloperwash* (escoamento) conjugado aos movimentos de massa (Waltham, 2009; Huggett, 2011), como critérios determinantes para a formação dos colúvios, o que pode ser considerado, segundo Biagarella, Becker e Santos (1994), como colúvio *lato sensu*, ou depósitos colúvio-aluvionares.

Miller e Juilleret (2020), após vasto levantamento bibliográfico e a realização de entrevistas com pesquisadores da área de Geociências, indicam que é preferível distinguir os depósitos de encosta derivados do escoamento superficial, daqueles de movimentos de massa. Para eles, o que mais se adequaria aos sedimentos provenientes da erosão pluvial seria o conceito de *slope alluvium*, o qual seria uma subcategoria de alúvio, amplamente utilizada nos EUA. *Slope alluvium* tem a mesma conotação de *deluvium*, usado na Polônia, e que não tem relação interpretativa com o dilúvio bíblico. Já colúvio seriam os sedimentos depositados a curtas distâncias, principalmente por força da gravidade, com detritos pobremente ordenados, angulosos a subangulosos, onde a ação da água se restringe à redução da força de fricção entre o solo e a rocha subjacente (Christofolletti, 1974; Casseti, 1995).

Como visto, a quantidade de concepções é ampla, e demonstra a necessária padronização, ou mesmo o reconhecimento dos conceitos, para melhores interpretações a respeito dos tipos de F.S. Bigarella, Becker e Santos (1994, p. 202) pontuam que a evolução da paisagem está diretamente relacionada aos colúvios, e que a “solução de vários problemas de interpretação do modelado depende do estudo do revestimento coluvial superficial”.

Novos problemas, surgem, no entanto, ao tentar distinguir colúvio de material residual (elúvio). Bigarella, Becker e Santos (1994), dizem que sucessivas *stone-lines* são indicativos dos vários coluvionamentos ocorridos na vertente. A origem destas linhas de pedras estaria, de acordo Ab’Sáber (1962), associada a paleopavimentos detríticos transportados em clima seco durante o Quaternário, e depositados sobre um antigo chão pedogenizado. Queiroz Neto (1997, 2011), de outra forma, propunha que as linhas de pedra provinham da alteração da rocha subjacente, e que os solos vermelhos sobrepostos foram formados com a contribuição de micro-organismos, como formigas e térmitas, algo questionado por Ab’Sáber (1962). Santos *et al.* (2010) mostram que pesquisas com ^{10}Be apontam gênese autóctone para as *stone-lines* (linhas

de pedra), a partir de veios ou do substrato, principalmente. Várias são as tentativas de explicação, e para Bigarella, Becker e Santos (1994) e Espíndola (2010) é oportuno reconhecer as diferentes possibilidades.

Vê-se, com base na argumentação dos conceitos que pertencem à unidade da vertente e à planície de inundação, que a definição de F.S. pressupõe entendimento aprofundado do sentido de colúvio e alúvio, não devendo, a definição de colúvio, principalmente, estar restrita apenas a supostos indicadores analisados *in situ*. Em paisagens cársticas em contato com rochas terrígenas, quartzitos e metassiltitos, por exemplo, o estudo do colúvio e do fluvio-carste, é importante para a compreensão da natureza genética dos materiais que dão origem às F.S., principalmente em contexto de terrenos sobre substratos altamente dobrados.

2.2 Formações superficiais e cartografia

Um dos mapas mais antigos considerado um mapa do regolito é o Mapa de solos de Suffolk, Inglaterra, produzido em 1797 pelo *Board of Agriculture* daquele país (Ollier, 1995). Este mapa representa o material do topo do regolito segundo sua granulometria: *sand, rich loam, fen, etc...* (Ollier, 1995). No início do séc. 20, o geólogo Frank Leverett coordenou a produção do mapa de F.S. da península sul do Estado de Michigan, publicado em 1907. Segundo o relatório sobre o mapa, o produto é dirigido a “estudantes e professores, mas especialmente aos agricultores, compradores ou negociantes de terras, aos escritórios de desenvolvimento, de ferrovias e outras organizações ligadas ao progresso agrícola do estado e ao povoamento e desenvolvimento de áreas pouco povoadas” (Allen, 1911). Sua legenda traz as F.S. identificadas segundo a granulometria (arenosa, franco arenosa, argilosa...) e sua gênese (depósitos glaciais, lacustres...), e faz associações com sua geomorfologia (morainas, *drumlins*, dunas, leitos de lagos...).

Na década de 1950 a Geomorfologia passa por importantes mudanças. Uma delas é a constatação de que ela precisava assumir um papel mais efetivo na produção de material de apoio para as outras ciências (em suas necessidades relacionadas à superfície terrestre) e, sobretudo, no subsídio ao planejamento e ao ordenamento territoriais (Tricart; Michel, 1965). Isso motiva a criação, no Congresso Internacional da UGI, no Rio de Janeiro, em 1956, de uma Comissão de Geomorfologia Aplicada (Tricart, 1961). Esse esforço propõe estudos em escalas maiores e o desenvolvimento de uma cartografia geomorfológica sistemática e minuciosa (Tricart; Michel, 1965). Embora as cartas geomorfológicas privilegiem, desde suas origens, o mapeamento das formas do relevo ou de superfícies de erosão, a demanda por produtos que auxiliassem estudos como os de estabilidade das encostas, hidrologia de superfície,

reconhecimento geotécnico, prospecção de materiais e delimitação de áreas de risco, impôs a necessidade de se incluir ali a representação das F.S. (CNRS, 1981).

No Brasil, sob influência principalmente de pesquisadores franceses, dois focos complementares marcarão as pesquisas em geomorfologia no séc. 20 a partir dos anos 1960: o estudo de depósitos correlativos e o mapeamento geomorfológico de detalhe (Queiroz Neto, 2001). No primeiro caso, as formações superficiais passam a ser interpretadas na maioria das vezes como depósitos sedimentares correlativos de processos superficiais de erosão, sobretudo quaternários, mobilizados durante fases de paleoclima árido ou semi-árido. No segundo caso, a partir da cooperação com o CNRS e a ORSTOM (hoje IRD), inicia-se a produção de mapas geomorfológicos de grande escala, sobretudo em São Paulo e na Bahia, cuja originalidade foi a incorporação da representação das F.S. (Motti; Silva, 1978; Queiroz Neto, 2001). Foi através da parceria franco-brasileira, também, que se iniciou os primeiros mapeamentos de fenômenos cársticos (Coutard *et al.*, 1978; Travassos, 2010; Ferreira, 2015; Alves, 2018; Lima, 2021; Lima; Morais, 2023).

O ponto de vista então vigente conduziu à interpretação de que praticamente todos os materiais à superfície teriam sido em algum momento transportados (colúvios, formações sedimentares detríticas), mesmo quando capeando superfícies cimeiras de topo plano. Estudos na África e no Brasil, coordenados por pedólogos franceses a partir da década de 1980, questionam a interpretação generalizada dos materiais à superfície como resultantes de transporte, apontando que as crostas ferruginosas, as linhas de pedra, as diferenças de textura, de coloração e de estrutura entre horizontes pedológicos, e os horizontes organo-minerais enterrados, não devem ser entendidos como provas de discontinuidades e de sedimentação. Disso resultou uma revisão das interpretações anteriores a respeito da autoctonia e/ou aloctonia dos materiais de origem dos solos (Queiroz Neto, 2001).

Dificuldades de mapeamento das F.S. (ou regolitos) são reconhecidas por diferentes autores como transformações posteriores ocorridas em formações inicialmente homogêneas, principalmente devido à pedogênese; a superposição de formações transportadas ou retrabalhadas; a superposição de formações decorrentes de dinâmicas diversas (Motti; Silva, 1978; CNRS, 1981); dificuldades na definição dos sistemas morfogenéticos responsáveis pelos materiais que recobrem as vertentes (Queiroz Neto, 1983 citado por Queiroz Neto, 2001); ambiguidades do sistema de mapeamento, pois alguns depósitos são considerados alternadamente como F.S. ou como substratos (CNRS, 1981). Esta última constatação permite reflexões interessantes, pois decorre do problema da diferenciação vertical das F.S.: os sistemas de classificação de solos encontram-se atualmente bem estabelecidos e praticamente todos os materiais do meio tropical úmido e semi-úmido à superfície podem ser enquadrados em alguma

classe de solos (excetuando-se os afloramentos rochosos, os corpos hídricos e os sedimentos recém-depositados). Portanto, são mapeados enquanto solos. Entretanto, os levantamentos de solos raras vezes ultrapassam os 2 m de profundidade, o que, nas regiões tropicais, contempla quase sempre uma pequena fração da espessura total das F.S.

Nos mapas geológicos, por sua vez, a unidade geológica cartografada refere-se quase sempre à rocha fresca, que se encontra na região tropical frequentemente a algumas dezenas de metros profundidade. Mas essa afirmação é válida apenas quando o material subjacente à rocha é interpretado pelo geólogo-cartógrafo como formado a partir de seu intemperismo (*in situ*). Caso este material tenha sido interpretado como de natureza sedimentar, ele é classificado como uma unidade geológica individualizada na legenda, neogênica ou quaternária (ex: formações detrito-lateríticas, aluviões), e, neste caso, a rocha fresca subjacente não é representada no mapa.

Esse problema pode resultar em divergências de interpretação para o mesmo material, como a verificada no Volume 31 – Folha Goiânia do Projeto RadamBrasil, de 1983. Nele é discutida a gênese das F.S. relativamente homogêneas, capeadas por Latossolos, que recobrem diferentes litologias sobre os chapadões do Planalto Central. Sousa Júnior *et al.*, (1983), autores do capítulo 1-Geologia, defendem que se trata em sua maioria de produtos do intemperismo e da pedogênese, advogando que sua homogeneidade e seus teores elevados em argila em comparação com os da rocha subjacente, comumente arenitos, resultaria de sua paternidade mais climática do que litológica. Argumentam ainda que sua espessura nunca é superior a 50 m; que uma sedimentação pós-cretácea de dimensões continentais não atingiria superfícies tão elevadas; e que se ela tivesse ocorrido deveria ter deixado relictos, não encontrados nos levantamentos de campo. Mamede *et al.* (1983), por sua vez, no capítulo 2-Geomorfologia argumentam que a presença de discontinuidades em relação ao substrato geológico; a homogeneidade lateral do material, mesmo quando cobrindo rochas muito diferentes (ex: arenitos, basaltos); a presença de camadas interpretadas como conglomerados basais; e o grau de arredondamento de grãos de quartzo revelado por morfoscopia, e por isso considerados como de natureza coluvial, permitiram que as F.S. fossem interpretadas como uma unidade geológica sedimentar individualizada.

Essa perspectiva aloctonista também acompanha os últimos mapeamentos geológicos do estado de Minas Gerais (CPRM, 2003; CPRM/CODEMIG, 2014), e de regiões específicas, como a do Triângulo Mineiro (CODEMIG, 2017), demonstrando a preferência do corpo técnico dos respectivos documentos por tal linha de raciocínio. No mapa geológico do Triângulo Mineiro (Folha Uberlândia – SE.22-Z-B-VI), as coberturas detrito-lateríticas são classificadas como sedimentos inconsolidados, de origem coluvionar e natureza clástico-terrágena, de

granulometria cascalho, areia e silte, de coloração avermelhada e/ou alaranjada e com colúvios formados por clastos angulosos, sem orientação e mal classificados.

Para Queiroz Neto (1997), as coberturas inconsolidadas das chapadas do Triângulo Mineiro, assim como os níveis nodulares e concrecionários na porção intermediária de seus horizontes, resultaram de processos pedogenéticos autóctones. Os materiais areno-argilo-siltosos, na sua concepção, provêm do desmantelamento das couraças, regido por ataques geoquímicos a longos períodos geológicos. Recentemente, apoiando a perspectiva de Queiroz Neto (1997), nas proximidades de Uberaba – MG, Rosolen *et al.* (2017) demonstraram relação de filiação vertical entre os Latossolos Vermelhos e os Latossolos Amarelos com os arenitos argiláceos do Membro Serra da Galga, que representam o topo da sequência sedimentar da Formação Marília (Bacia Sedimentar do Paraná). As observações macromorfológicas, micromorfológicas e as análises laboratoriais sugeriram relação parental entre o substrato e as F.S. Estratificações planar e paralela do embasamento sedimentar são reconhecidas no horizonte mosqueado e no ferricrete que deu origem aos Latossolos, indicando que a crosta ferrífera, intermediária do perfil, foi formada a partir do saprólito arenítico (Rosolen *et al.* 2017). A mineralogia em todo o perfil, desde a litologia até o *topsoil* (camada superficial do solo) é concordante, com constituição similar e presença de quartzo, caulinita, goethita, hematita e gibbsita. Os materiais grosseiros, representados pelos minerais mais resistentes, zircão, turmalina, cianita, e rutilo, também são similares em todo o *continuum*. Esta composição mineralógica dos solos, normalmente antigos, formados nas superfícies aplainadas provêm da intensa alteração do material de origem, nas zonas intertropicais sazonalmente definidas (contrastando períodos úmidos e secos) (Boulet *et al.*, 2016), com elevada lixiviação e processo de dessilicação profunda, responsáveis pela formação de argilominerais 1:1 e concentração relativa de óxidos (Melfi; Pedro, 1977).

Sousa Júnior *et al.*, (1983) frisam que a discussão acerca da gênese das F.S. dos chapadões estudados continuará até que sejam realizados trabalhos específicos e integrados de sedimentologia, pedologia e geomorfologia. Pesquisas mais detalhadas do *continuum* dos materiais desde a rocha até a superfície auxiliariam na compreensão das relações de filiação entre rocha fresca e o material subjacente, incluindo o solo, conforme defendido por Graham *et al.*, (1994) na obra *Whole regolith pedology*. Este autor cita Smith (1986), que coloca a seguinte questão: "... onde o regolito é espesso e o cientista do solo para aos 2 metros e o geólogo começa em 40 metros, de quem é o campo que sobra entre os dois?". Outrossim, vê-se que estas distinções não se limitam aos topos de platô, conforme demonstrado a seguir.

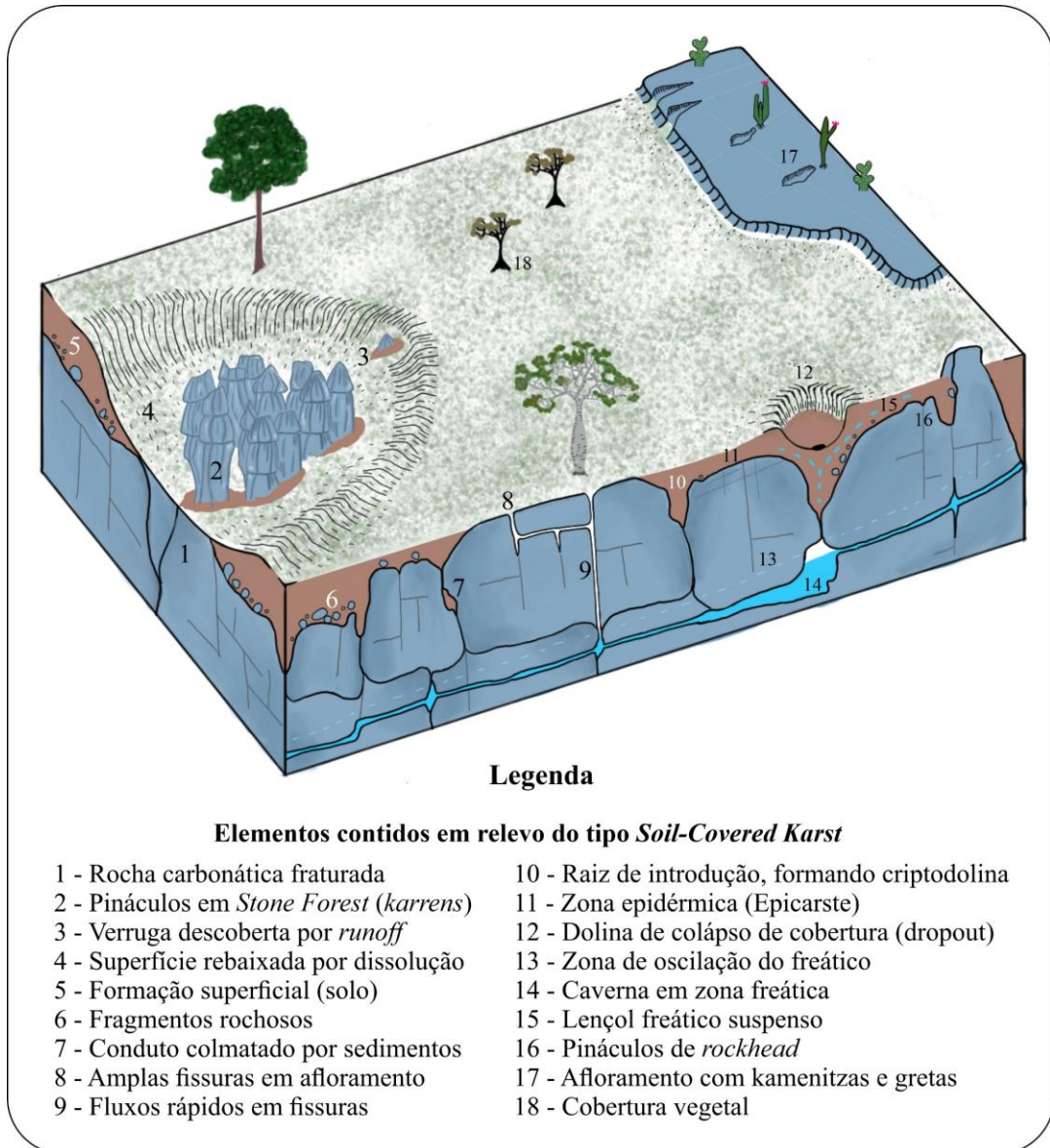
2.3 O carste e as formações superficiais

As F.S. (coberturas inconsolidadas) em relevos cársticos, pertencentes também à área de estudo, possuem peculiaridades quanto à questão genética. Elas são um componente de grande importância dos sistemas cársticos, pois participam diretamente de sua dinâmica, influenciando o meio ambiente e as atividades do ser humano. A título de exemplo, podem ser citadas sua influência na suscetibilidade a colapsos (e formação de dolinas), no fornecimento de material inconsolidado para ambientes endógenos e na qualidade das águas que percolam nos aquíferos cársticos (Ford; Williams, 2007; Heidari *et al.*, 2011; Cahalan; Milewiski, 2018; Hussain *et al.*, 2020; Karagüzel *et al.*, 2020). *Karrens* podem ser formados e alargados por influência do material pedológico que recobre a rocha carbonática, assim como o padrão morfológico das cavernas pode ser modificado, como assinalado por Knez, Slabe e Travassos (2011) e Piló e Castro (2020). Assim, as F.S. têm papel essencial nas feições que se manifestam no ambiente externo, no epicarste e no endocarste.

Nos relevos cársticos tradicionais, que se referem aos terrenos desenvolvidos em rochas carbonáticas, os solos tendem a se dispor em transição abrupta para com a litologia sotoposta. Encontram-se de maneira sinuosa no contato com a rocha, comportando-se como elemento morfogenético, pois auxiliam na formação de feições herméticas, as quais serão exumadas por diferentes processos, controlados pelas oscilações no nível de base ou por fatores endógenos (Andreychouk *et al.*, 2009; Waltham, 2009; Muhs *et al.*, 2010).

Para Vasconcelos (2014), além da dissolução, considerada fundamental no processo de carstificação, o solo deve ser compreendido como um dos elementos mais importantes na evolução do carste. A cobertura pedológica, ou mais amplamente a F.S., ao “camuflar” muitas porções da rocha, dá um caráter peculiar ao relevo, o que permitiu classificá-lo como do tipo *Soil-Covered Karst*, representado na figura 3 (Field, 2002; Veress, 2020). O carste pode ser total ou parcialmente coberto por solo, como o estudado por Piló (1998), na região da depressão Macacos-Baú, Lagoa Santa – MG.

Figura 3 – Representação de um carste tradicional tropical, coberto parcialmente por formações superficiais (solos ou sedimentos).



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T., com base em: Piló (1998), Waltham (2009), Sauro (2012), Jones (2013), Vasconcelos (2014), Travassos (2019), Veress (2020).

Ao manter contato com o topo da rocha, no subsolo, a cobertura inconsolidada tem a capacidade de formar uma espécie de aquífero suspenso, aumentando o tempo em que a água interage com a *rockhead* (cabeça de rocha), ampliando o poder de dissolução. Esta dissolução é favorecida pela atividade da pedofauna, através da decomposição da matéria orgânica do carste tropical, que aumenta a quantidade de CO₂ nas soluções percolantes (Gillieson, 2005; Vasconcelos, 2014; Veress, 2020).

2.3.1 Gênese dos solos e das formações superficiais no carste

A gênese das F.S. e dos solos das paisagens cársticas e interpretações sobre sua relação com a rocha subjacente é há muito tempo tema de debate científico (Durn, 2003; Chesworth, 2008). Este debate é mais evidente quando se buscam fontes bibliográficas que tratam da origem do solo denominado genericamente *terra rossa*, expressão que designa os solos avermelhados, argilosos a silto-argilosos originalmente descritos na região mediterrânea, que cobrem calcários e dolomitos na forma de uma camada descontínua cuja espessura varia de alguns centímetros até vários metros (Durn, 2003; Iacoviello; Martini, 2013).

Segundo esses autores, há diferentes teorias para explicar a origem dos solos denominados *terra rossa*, que podem ser reunidas em dois grupos: 1) desenvolvimento a partir de resíduos insolúveis das rochas carbonáticas. Neste caso, o solo vermelho pode ter se originado tanto do intemperismo da rocha carbonática, quanto “ser proveniente de solos avermelhados pré-existentes, que teriam se dissipado e sedimentado como relíquias nos calcários” (Durn, 2003); 2) formação por meio da adição de materiais externos, como poeiras, material vulcânico e sedimentos clásticos, diminuindo a influência dos calcários e dolomitos como principal material parental da *terra rossa*.

Em relação a este último grupo, Muhs *et al.* (2010) afirmam que os pesquisadores que defendem a “*Allochthonic Accretion Theory*” têm uma tendência em apontar a adição de partículas eólicas como o material parental primário da *terra rossa*, em contraposição às adições aluviais e colúviais. Esses mesmos autores citam a tentativa de Singer (2007) em refinar as teorias a respeito da gênese desses solos. Além das duas aqui abordadas, que são as mais difundidas e aceitas, é citada a “*Ascending Sesquioxide Theory*”, que propõe que os hidróxidos de Fe e Al se acumulariam no solo *per ascensum*, via capilaridade, a partir da rocha subjacente.

A despeito do antagonismo entre as teorias das gêneses “residual” e “detrítica”, a natureza poligenética dos solos carbonáticos mediterrâneos não é descartada, podendo, estes, ter sido formados por materiais menos solúveis, presentes nos carbonatos, conjugados a materiais alóctones depositados nos terrenos cársticos (Iacoviello; Martini, 2013).

Na ilha de Mallorca, Espanha, solos enterrados e paleossolos que se alternam a eolianitos pleistocênicos possuem gênese complexa. Segundo Muhs *et al.* (2010), essas F.S., que são exemplares da *terra rossa*, têm como material parental principal poeiras africanas, transportadas do Sahara, do Sahel, da Argélia e da Tunísia para o mar Mediterrâneo e para o sudoeste europeu. Por conter quantidade de carbonato elevada, com variação de 80 a 100%, e baixas porcentagens de impurezas, os eolianitos têm pouca influência no conteúdo de minerais não carbonáticos presentes nos solos e paleossolos. No entanto, colúvios são componentes

presentes nessas F.S. Diante das análises de ETR e de elementos traços imóveis, os autores consideram que os registros de paleossolos e eolianitos na ilha de Mallorca permitem inferir que o fluxo de poeiras africanas foi um importante processo por vários ciclos glaciais/interglaciais. Além do mais, foram constatadas por outros autores, assinaturas mineralógicas e geoquímicas de poeiras africanas em outras ilhas, como na Sardenia (Muhs *et al.*, 2010).

Nos estágios de formação do epicarste, aqui entendido como a interface das feições mais superficiais do carste e a rocha carbonática maciça, onde os processos atmosféricos e biosféricos atuam de maneira dominante, as F.S. se destacam como elemento inseparável. Sua proveniência, nas primeiras discontinuidades, pode ser de materiais insolúveis remanescentes da rocha carbonática, ou sedimentos carregados pela chuva ou vento. À medida que as juntas do epicarste tornam-se mais largas e profundas, elas armazenam mais solos e sedimentos, permitindo que haja um efeito de “retroalimentação positiva”, ampliando as feições, principalmente em forma de pináculos, e as F.S., que podem ser residuais ou mistas, onde a vegetação densa tende a se instalar (Field, 2002; Gillieson, 2005; Bakalowicz, 2013; Frumkin, 2013; Travassos; Rodrigues; Timo, 2015).

Nas regiões de climas áridos a semiáridos, as F.S., como parte do epicarste tendem a ser menos espessas, e a zona subcutânea, enquanto área de armazenamento e formação do “aquífero epicárstico”, pode apresentar comportamento hidrológico distinto de outros terrenos cársticos, a exemplo do tropical. Neste último, as F.S. costumam ser mais espessas, contribuindo para um maior tempo de interação entre a rocha e a água retida no material sobrejacente, o que favorece a formação de solos autóctones, caso haja minerais estáveis no material parental (Williams, 2008).

A depender da constituição mineralógica dos solos das áreas sazonalmente definidas, a capacidade de estocagem e de “retroalimentação positiva” também é distinta. Em terrenos arenosos de carste não tradicional desenvolvidos em quartzitos, sobre relevo acidentado que favorece a erosão, a espessura das F.S. tende a ser menor, em relação aos solos argilosos encontrados em carste carbonático (Santos, 2013; Vasconcelos, 2014). Em área de contato entre litologias diferentes, principalmente nos fundos de *poljes*, é possível que as F.S. sejam provenientes de materiais coluviais e aluviais (Nicod, 2003; Boyer, 2006; Pisano *et al.*, 2020). Nos fundos de dolinas é comum encontrar sedimentos de granulometria fina, detritos insolúveis da dissolução dos carbonatos, e até materiais das proximidades (clastos remobilizados), tornando-as importantes fontes de minerais (Ford; Williams, 2007; Kranjic, 2013). Próximo a terrenos vulcânicos, tais depressões podem ser colmatadas por piroclastos (Gillieson, 2005).

De acordo com Andreychouk (2016), a natureza da interação entre o carste e a paisagem não cárstica adjacente depende amplamente da localização hipsométrica do relevo cárstico em relação às áreas circunvizinhas. Se o carste está em nível altimétrico mais rebaixado que os terrenos não cársticos, como geralmente ocorre em *poljes* de contato, ele se torna um potencial receptor de influências externas, as quais coparticiparão na pedogênese e na morfogênese.

Nesse sentido, muito embora se tenha consciência das feições e do significado dos solos no carste, sua compreensão não é tarefa simples, principalmente na zona intertropical, intensamente transformada, tornando-se imperioso o emprego de métodos de análises clássicas da pedologia e da geoquímica, as quais vêm contribuindo para a evolução da Ciência do Solo, como também, para a área de Geomorfologia (Queiroz Neto, 2001; Espíndola, 2010).

2.3.2 Solos e formações superficiais no carste tropical brasileiro

Nunes e Uagoda (2020) citam que são poucas as pesquisas que tratam sobre solos em paisagens cársticas brasileiras, e que nem todas são específicas a essa temática, sendo, em alguns trabalhos, relegadas a objetivos secundários. Não obstante, para esses autores, as pouco mais de quinze publicações são contribuições que dão suporte à evolução das pesquisas, pois propiciam realizar interpretações, comparações e estabelecer possíveis correlações entre as F.S. distribuídas no carste do Brasil tropical.

No carste de Lagoa Santa – MG, Piló e Castro (2020) registraram Latossolos provenientes dos metapelitos da Formação Serra de Santa Helena, recobrando os carbonatos da Formação Sete Lagoas. Para esses autores, essas F.S. foram influenciadas pelas condições tropicais e não necessariamente correlacionam-se à *terra rossa* mediterrânea (Piló; Castro, 2020, p. 102). Assim, seriam de origem parautóctone no sentido de Gèze (1959). Maranhão *et al.* (2020), também estudaram solos em ambientes cársticos do Grupo Bambuí, porém no sudeste do Tocantins. Eles apontaram a presença de diferentes tipos de solos em uma topossequência nas adjacências do córrego Cana-Brava, afluente do rio Paranã. Com a presença de horizontes calcificados em todos os perfis levantados, os autores propuseram que as F.S. tiveram contribuições tanto da rocha matriz, quanto de depósitos aluvionares acomodados nas bordas do córrego Cana-Brava. Afirmaram, ainda, que os minerais carbonáticos dissolvidos da rocha no topo da vertente recristalizaram-se na parte inferior da vertente.

Em uma topossequência na Serra da Bodoquena, oeste do estado de Mato Grosso do Sul, Pereira *et al.* (2012) reconheceram a influência de rochas carbonáticas do Grupo Corumbá na origem dos Organossolos, Chernossolos e Gleissolos. O elevado conteúdo de matéria orgânica foi importante para o desenvolvimento dos Organossolos, enquanto materiais

coluviais e aluviais participaram, respectivamente, da formação dos Chernossolos e Gleissolos, juntamente com os carbonatos. Nesse estudo, os autores já haviam apontado a possibilidade de recristalização dos íons Ca^{2+} e HCO_3^- na parte inferior da topossequência, formando calcita pedogênica, assim como citado por Maranhão *et al.* (2020) para o carste do estado do Tocantins. Também na Serra da Bodoquena, Silva *et al.* (2013) associaram a gênese de Argissolos e Cambissolos às rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, Formação Bocaina.

Em pesquisa realizada no semiárido brasileiro, com média anual de 700 mm de chuva, em rochas da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, Oliveira *et al.* (2018) demonstraram composição mineralógica similar entre os solos e as rochas carbonáticas subjacentes. Também apontaram que existe uma gradação entre os filossilicatos (ilita – esmectita – caulinita), controlada pelas condições do micro-relevo. Das áreas convexas para as côncavas haveria maior taxa de intemperismo, portanto, maior concentração de caulinita nos solos. Isso estaria relacionado à melhor drenagem do solo, em virtude de feições de subsidência.

Lynch (2009), ao pesquisar a gênese dos solos que recobrem rochas carbonáticas em uma depressão cárstica, próxima a Planaltina de Goiás, desenvolvida em unidade pelito-carbonatada relacionada ao Grupo Paranoá e correlata à Formação Córrego do Barreiro citada por Campos, Bogossian e Carvalho (2012), Campos *et al.* (2013), Martins-Ferreira, Campos e Von Huelsen (2018), concluiu que o material-fonte do Latossolo Vermelho Eutrófico típico e do Chernossolo Ebânico Órtico típico é misto. Segundo a autora, dois estágios erosivos durante o Terciário foram responsáveis pela deposição de colúvios, que posteriormente foram pedogenizados. A autora, então considerou os solos como de origem parautóctone, termo por ela empregado para se referir a solos formados a partir de materiais retrabalhados e depositados a curtas distâncias. Essa definição para o termo parautóctone difere daquela proposta por Gèze (1959) e Bourrié, Trolard e Freytet (2008), que classificariam os solos estudados por Lynch (2009) como sub-autóctones. Ao Chernossolo, seriam ainda acrescentados materiais aluviais depositados pelo rio Arraial Velho.

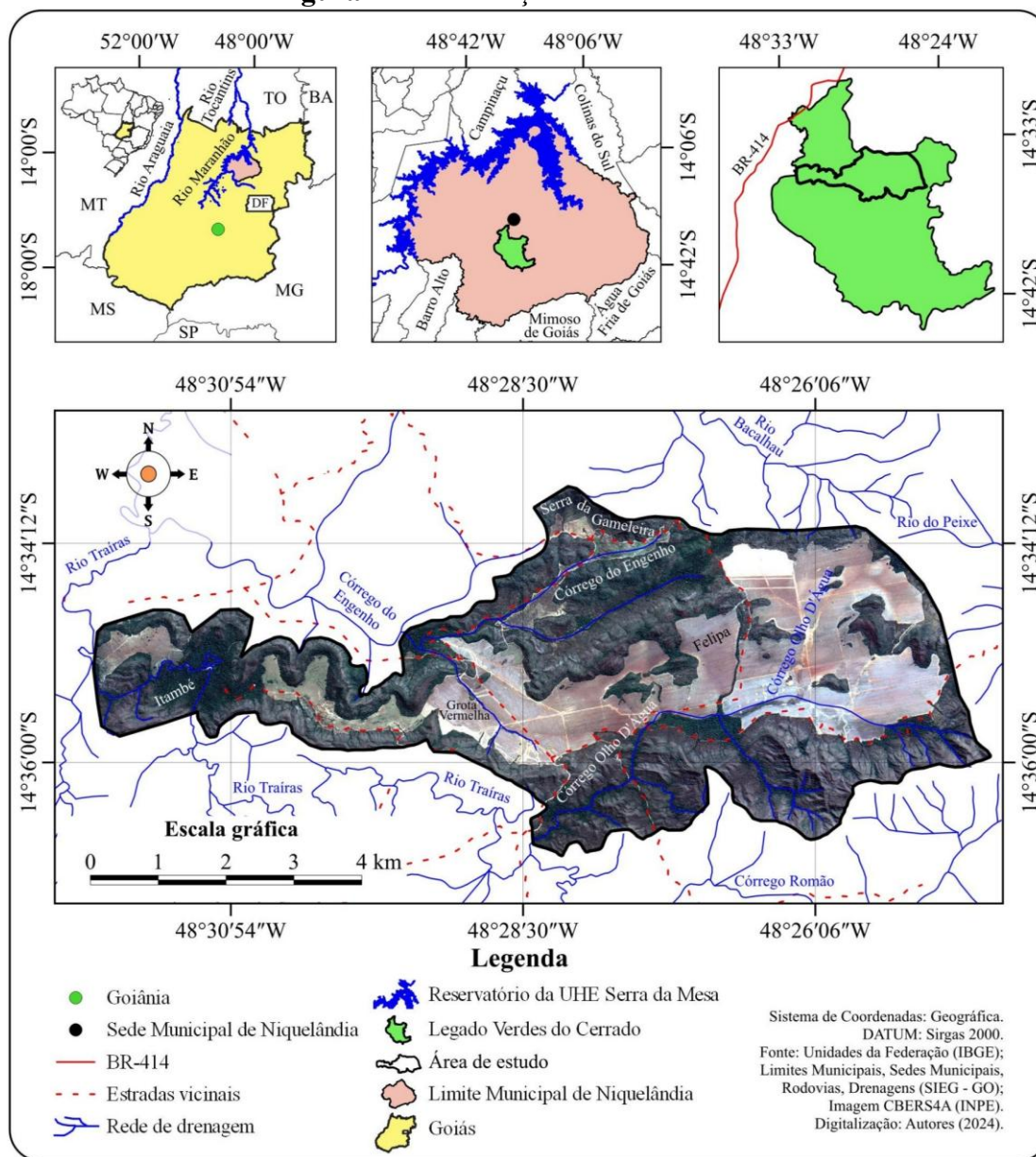
Adicionalmente, Lynch (2009, p. 120), através da análise de distribuição de elementos químicos de baixa mobilidade e de ETR, aponta que o calcário tem ínfima influência na composição do solo pesquisado. Sua participação estaria relacionada às fases solúveis referentes à soma de bases e ao pH. O grau de solubilidade da rocha carbonática, portanto, seria a fonte principal da fertilidade dos solos, com disponibilidade de Ca^{2+} e Mg^{2+} .

3 AREA DE ESTUDO

3.1 Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se no município de Niquelândia, norte do estado de Goiás, e corresponde a uma porção territorial na parte centro-norte do Legado Verdes do Cerrado (LVC), uma Reserva Privada de Desenvolvimento Sustentável (RPDS)¹, da Companhia Brasileira de Alumínio/CBA do grupo Votorantim. Niquelândia situa-se a cerca de 306 km de Goiânia, via BR-414, e a aproximadamente 263 km de Brasília, via BR-080, que interliga a capital do Brasil à BR-414 na altura de Assunção de Goiás. A área abarca partes dos setores Itambé a oeste da Long: 48°28'30"W e Felipa, a leste, separadas pela região da Grota Vermelha² (Figura 4).

Figura 4 – Localização da área de estudo.



Elaborado por LIMA, P. S.

¹ Classe de Unidade de Conservação do estado de Goiás, criada pela lei estadual N° 22.453, de 8 de Dezembro de 2023.

² Itambé, Felipa e Grota Vermelha são nomenclaturas adotadas pela gestão do LVC para setorização da reserva.

Do ponto de vista hidrográfico, o LVC encontra-se na bacia do rio Traíras, tributário da margem direita do rio Tocantins, no trecho conhecido como rio Maranhão. Este sofreu amplo barramento, dando origem ao atual reservatório da Usina Hidrelétrica de Serra da Mesa, primeira usina construída no curso do rio Tocantins. A respeito da área de estudo, propriamente, alguns afluentes do rio Traíras ganham notoriedade, como é o caso do córrego do Engenho, na porção norte, e do córrego Olho D'Água, na porção sul. Outros cursos fluviais, como o rio Bacalhau, o rio do Peixe e o córrego Romão tangenciam a área de estudo, sem influência direta na hidrografia desta.

A respeito dos aspectos cársticos, noticia-se visita à caverna carbonática Traíras pelo viajante naturalista Johann Emanuel Pohl, nas primeiras décadas do século XIX. Em 1952, o naturalista Amaro Macedo visitou esta mesma caverna e destacou sua beleza interna. Além disso, citou a dureza da água, com elevado teor carbonático (Felippe; Macedo, 2009).

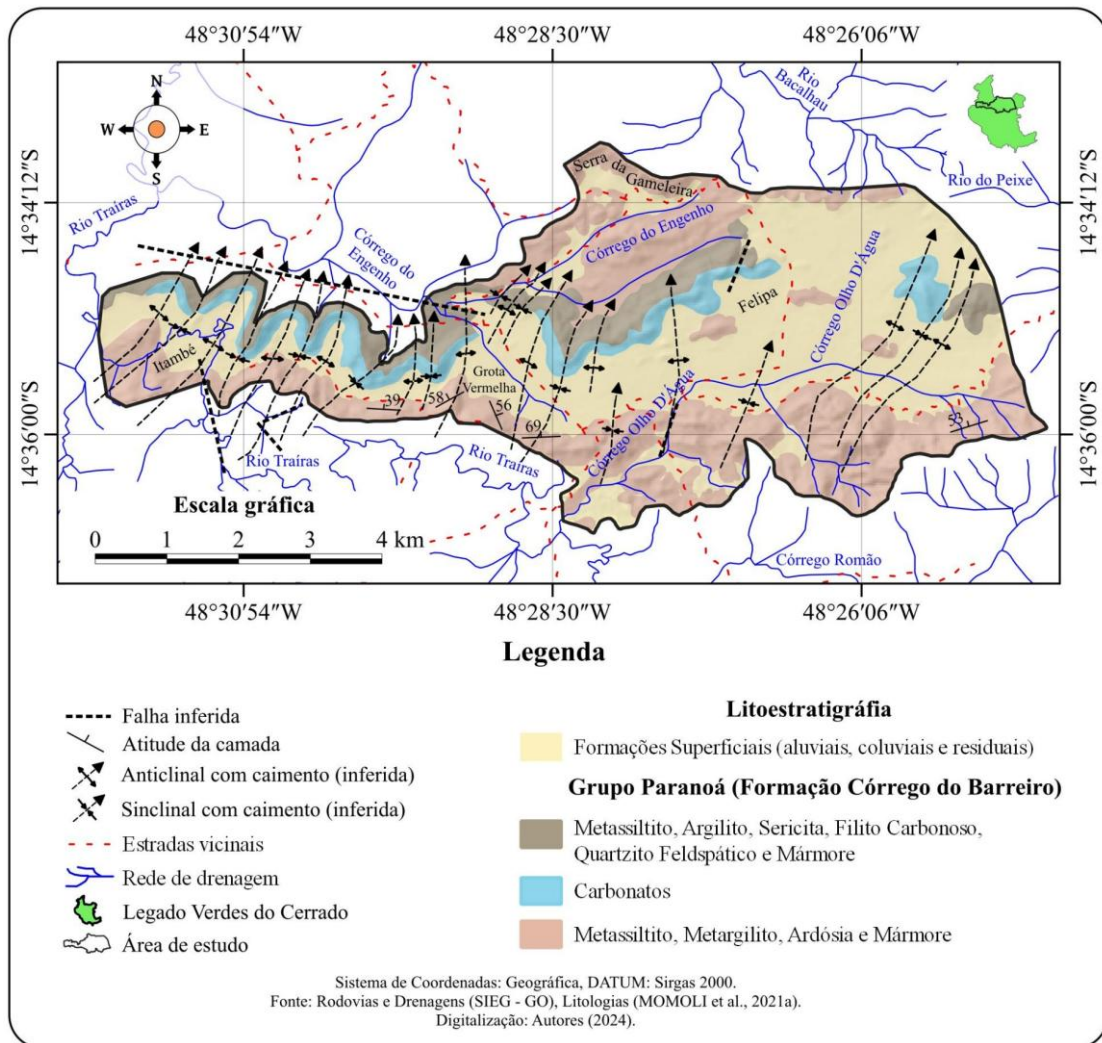
3.2 Geologia

Em termos geológicos, a área localiza-se na porção setentrional da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), próximo à zona interna desse cinturão orogênico, que, por sua vez, pertence à parte leste da Província Geológica Tocantins (Campos *et al.*, 2013, p. 462; Alkmim, 2015; Martins-Ferreira; Kimura, 2017). As rochas sílico-carbonáticas, objeto de estudo, pertencem ao Grupo Paranoá, de idade mesoproterozóica (Fuck *et al.*, 1988; Campos *et al.*, 2013; Martins-Ferreira; Campos; Von Huelsen, 2018). A estratigrafia desse grupo é composta por sucessões de rochas psamo-pelíticas, com lentes de rochas calcíticas e dolomíticas em unidades específicas. Geralmente, essas rochas se encontram fortemente deformadas, com níveis de dobramentos variáveis e complexos, desde a escala milimétrica à da paisagem. Já as litologias carbonáticas aparecem em afloramentos às vezes isolados ou mesmo de forma contínua.

De acordo com Martins-Ferreira, Campos e Von Huelsen (2018, p. 47), o Grupo Paranoá sobrepõe-se, em discordâncias erosiva e angular, ao Grupo Traíras, contrapondo estudos pretéritos, os quais situavam a deposição sobre o topo do Grupo Araí, uma vez que o Traíras não possuía categoria de grupo, mas de formação (Fuck *et al.*, 1988; Marques, 2009; Campos *et al.*, 2013; Martins-Ferreira; Kimura, 2017).

A unidade basal do Paranoá é composta por gonfolitos, matriz-suportados, representados pelos conglomerados da Formação Ribeirão São Miguel. Já a unidade superior contém metapelitos, com lentes de carbonatos micríticos a intraclásticos, estromatolíticos, associados à Formação Córrego do Barreiro (Campos; Bogossian; Carvalho, 2012; Campos *et al.*, 2013; Martins-Ferreira; Campos; Von Huelsen, 2018). Especificamente, investigou-se, na pesquisa, a paisagem relacionada às rochas desta última formação (Figura 5).

Figura 5 – Mapa geológico da área de estudo.



Elaborado por LIMA, P. S., com base em: Momoli *et al.* (2021a).

Na área de estudo, as rochas da Formação Córrego do Barreiro estão dispostas em intercalações de materiais terrígenos de texturas variadas, com litologias carbonáticas interdigitadas e controladas estruturalmente. Os carbonatos são espessos, com diâmetro ultrapassando centenas de metros, e às vezes quilômetros, no âmbito da formação (Figura 6) (Campos *et al.*, 2013; Martins-Ferreira; Campos; Von Huelsen, 2018).

Figura 6 – Afloramento de carbonato no topo do Grupo Paranoá, Niquelândia – GO.



Cedida por MOMOLI, R. S.

Metapelitos se destacam como os maiores correspondentes litológicos, enquanto os quartzitos distribuem-se em lentes alongadas, métricas a decamétricas, ou mesmo centimétricas, conformando ritmitos (Figura 7). Os quartzitos são de granulometria média, grossa a conglomerados e influenciam na sustentação do relevo. Têm-se, ainda, as formações superficiais (aluviais, coluviais e residuais), objeto de estudo, que se distribuem na porção central da área, estendendo-se de leste a oeste (Fuck *et al.*, 1988; Momoli *et al.*, 2021a).

A principal estrutura tectônica regional, responsável pelas deformações e por limitar o contato entre as zonas interna e externa da FDB, em sua porção setentrional, é a Falha de Cavalcamento do rio Maranhão (FCM) (Figura 8). Ela teve início na borda oeste do paleocontinente São Francisco e é considerada um evento tardio na evolução da FDB. Todas as rochas metassedimentares cortadas pela falha são pertencentes ao Grupo Paranoá. O contato entre os paleocontinentes São Francisco e Amazônico intensificou as deformações, em que o movimento do bloco subductado direcionou-se para WNW, com transporte tectônico no topo para ESE (D'El-Rey Silva; Vasconcelos; Silva, 2008; Santos *et al.*, 2014).

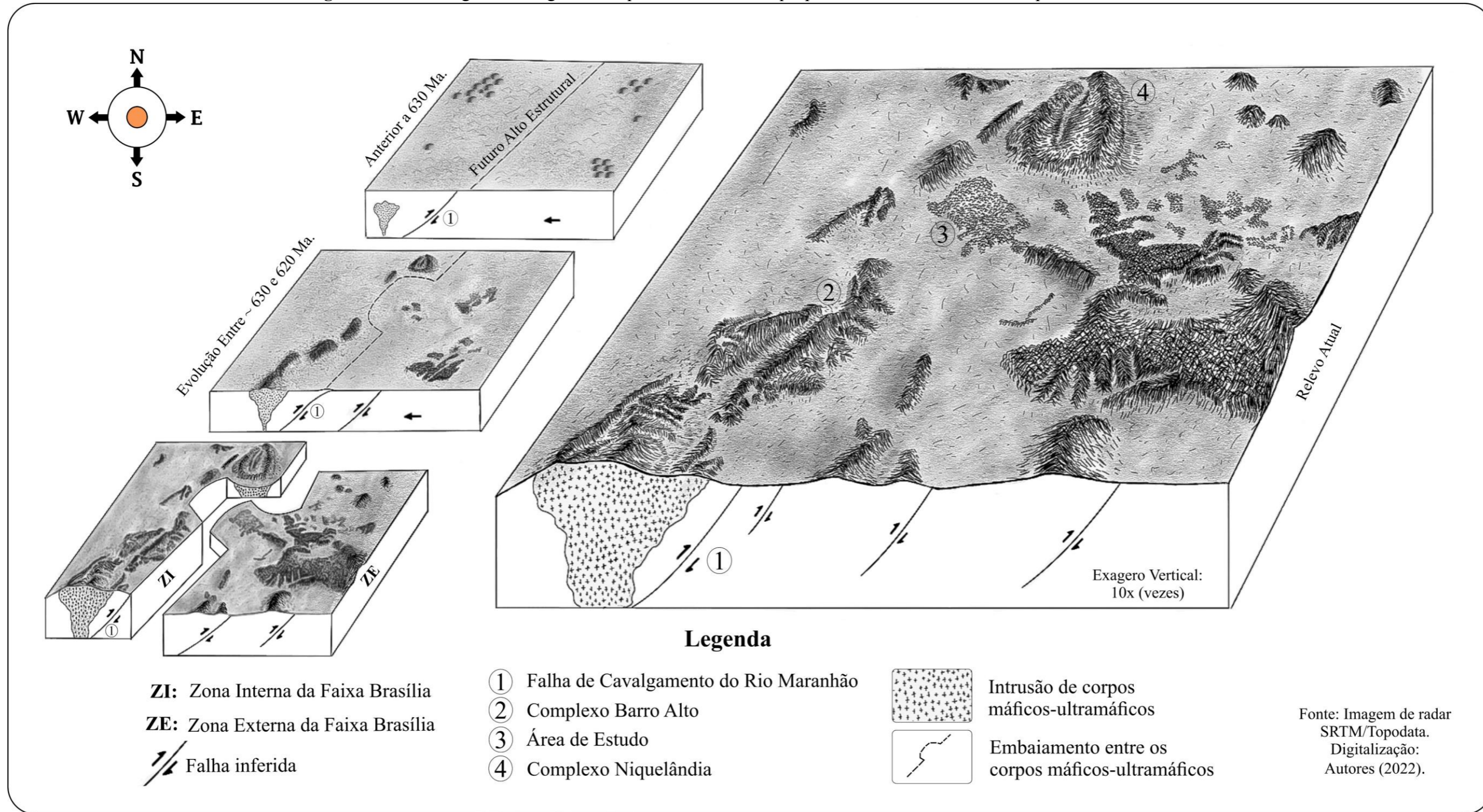
Figura 7– Afloramento de ritmito no topo do Grupo Paranoá, Niquelândia – GO.



Cedida por MOMOLI, R. S.

Dos níveis infracrustais, na zona interna, corpos magmáticos de aproximadamente 750 Ma. foram elevados à superfície, tornando-se alto-estruturais que se comportaram como barreiras, atualmente denominados complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava (Figura 8). Nas áreas supracrustais, entre estes complexos, formaram-se embaiamentos em virtude de movimentos rápidos para W, como resultado do célere soerguimento das rochas ígneas. A FCM de encontro com os corpos máficos-ultramáficos deu origem às rampas laterais Taveiras e Niquelândia, respectivamente RLT e RLN, assim como à Rampa Frontal Niquelândia (RFN), responsáveis pelo retrabalhamento rúptil e dúctil das rochas metassedimentares. No embaiamento entre os corpos Barro Alto e Niquelândia, local da presente pesquisa, as dobras são apertadas a isoclinais, tornando-se mais abertas à medida em que se distancia da zona de falha (D’El-Rey Silva; Vasconcelos; Silva, 2008; Uhlein *et al.*, 2012).

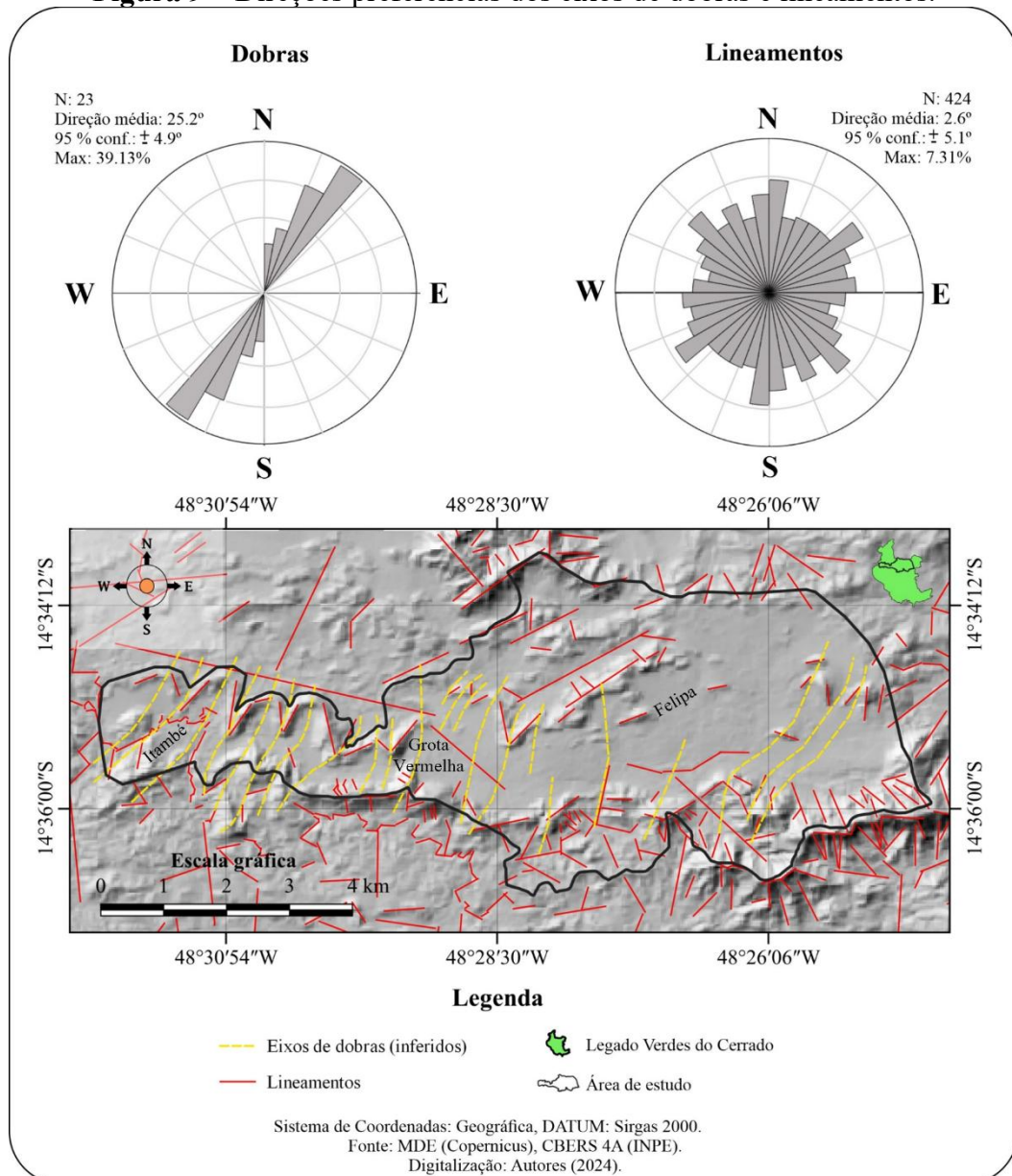
Figura 8 – Bloco diagrama da região de Niquelândia, com destaque para a Falha do rio Maranhão e para a área de estudo.



Elaborado por LIMA, P. S., com base em: Fuck *et al.* (1988), D'El-Rey Silva, Vasconcelos e Silva (2008) e Campos *et al.* (2013).

Elementos das estruturas geológicas são assinalados pelos agentes externos de transformação do relevo. Tendências de lineamentos e dobras, como indutores denudacionais, são apresentadas na figura 9, e dão indícios de como os fatores mecânicos e geoquímicos atuaram na formação do carste do LVC, discutidos no decorrer da pesquisa. As direções dos eixos das dobras, do ponto inicial ao final do vetor, concentram-se entre NE30°-40°SW (39,13%) e NE20°-30°SW (30,43%), como resultado dos movimentos crustais WNW-ESE e NW-SE. De forma mais complexa e distribuída, os lineamentos têm *trends* concentradas entre N0°-10°S, NE50°-60°SW e NW40°-50°SE, respectivamente (7,31%, 7,08%, 6,84%). Representam cristas em flancos de dobras, falhas e cicatrizes de drenagem.

Figura 9 – Direções preferencias dos eixos de dobras e lineamentos.



Elaborado por LIMA, P. S.

3.3 Geomorfologia

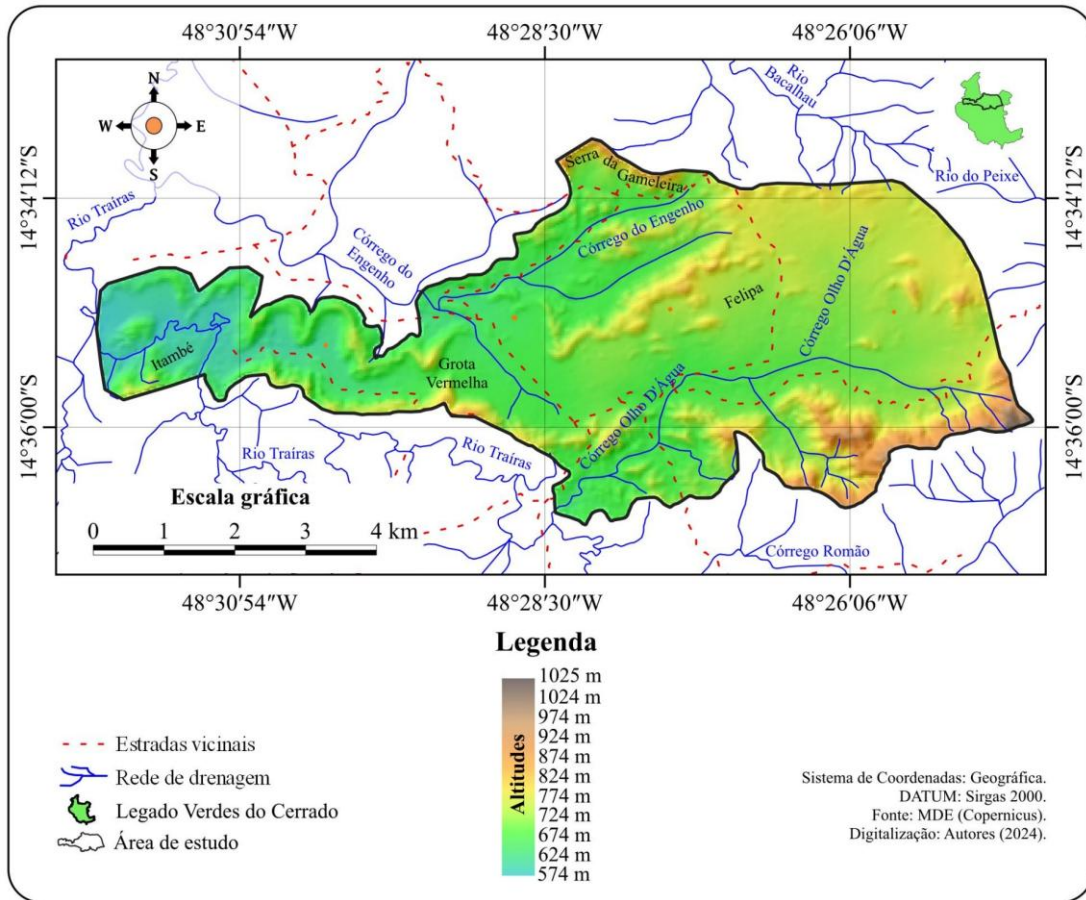
A geomorfologia regional destaca-se pela presença de relevo montanhoso, dobrado e falhado, com algumas morfologias reconhecidas por topônimos específicos, a exemplo da Serra da Mantiqueira, da Serra dos Bois e da Serra dos Rogados. A Serra da Mantiqueira faz parte da borda leste do corpo magmático de Niquelândia, já as serras dos Bois e dos Rogados localizam-se na margem oriental do rio Bagagem (DSG, 1976b).

O relevo é caracterizado pelos dobramentos decorrentes da Saliência do Moquém e da FCM, com antiformes e sinformes cortadas pelo cataclinal do ribeirão Conceição. Este canal de drenagem se superimpôs perpendicularmente ao eixo destas estruturas dúcteis, tectonicamente controladas, dando origem ao Vão do Ribeiro (DSG, 1976b; Martins-Ferreira; Kimura, 2017). Martins-Ferreira e Campos (2017) situaram a Serra dos Bois e a dos Rogados no que eles apelidaram de Vale com Residuais do Baixo Rio Tocantinzinho, no limite com o compartimento do Planalto Dissecado de São João D'Aliança.

Na escala espacial do LVC vale a pena mencionar três altos topográficos que, por sinal, são os divisores da bacia hidrográfica do rio Traíras, assim como os limites do contorno morfológico da reserva. A norte, localiza-se a Serra da Gameleira, observável no contexto da área de estudo, com altitudes que variam de 854 a 934 m (Figura 10). A Serra São João situa-se a sul do LVC, e dela surgem alguns tributários do rio Traíras, a exemplo dos córregos Pau Amarelo, Sociedade, Macaco e Dantas. A sudeste da reserva encontra-se a Serra do Cafundó, que possui cume a mais de 1.230 m de altitude (DSG, 1976c).

Quanto ao relevo dos setores Itambé e Felipa, local desta pesquisa, a sucessão de anticlinais mais amplas e sinformes apertadas condicionou a dinâmica dos processos exógenos, com incidências denudacionais físico-químicas em litologias mais friáveis e solúveis, suscetíveis ao pronunciado rebaixamento e alarguecimento nas zonas de charneiras, e menor desgaste nos interflancos das sinclinais. De acordo com Momoli *et al.* (2021a), destacam-se, neste contexto, as topografias com cumos sustentados por rochas quartzíticas, a mais de 700 m de altitude, formando serranias serpenteadas e *hogbacks*. Em contato com a depressão cárstica, tais rochas metapsamíticas contêm *flatirons* (Figura 11), feições triangulares controladas pela atitude das camadas (Zancopé *et al.*, 2023).

Figura 10 – Mapa hipsométrico da área de estudo.



Elaborado por LIMA, P. S.

Localizada no Planalto do Norte de Goiás, ou do Alto Tocantins-Paranaíba, conforme compartimentação de Nascimento (1992), Latrubesse *et al.* (2005) classificaram a geomorfologia da área como pertencente à Zona de Erosão Recuante (ZER), com dissecação muito forte, associada a morros e colinas fortemente controlados pelas estruturas (Figura 12).

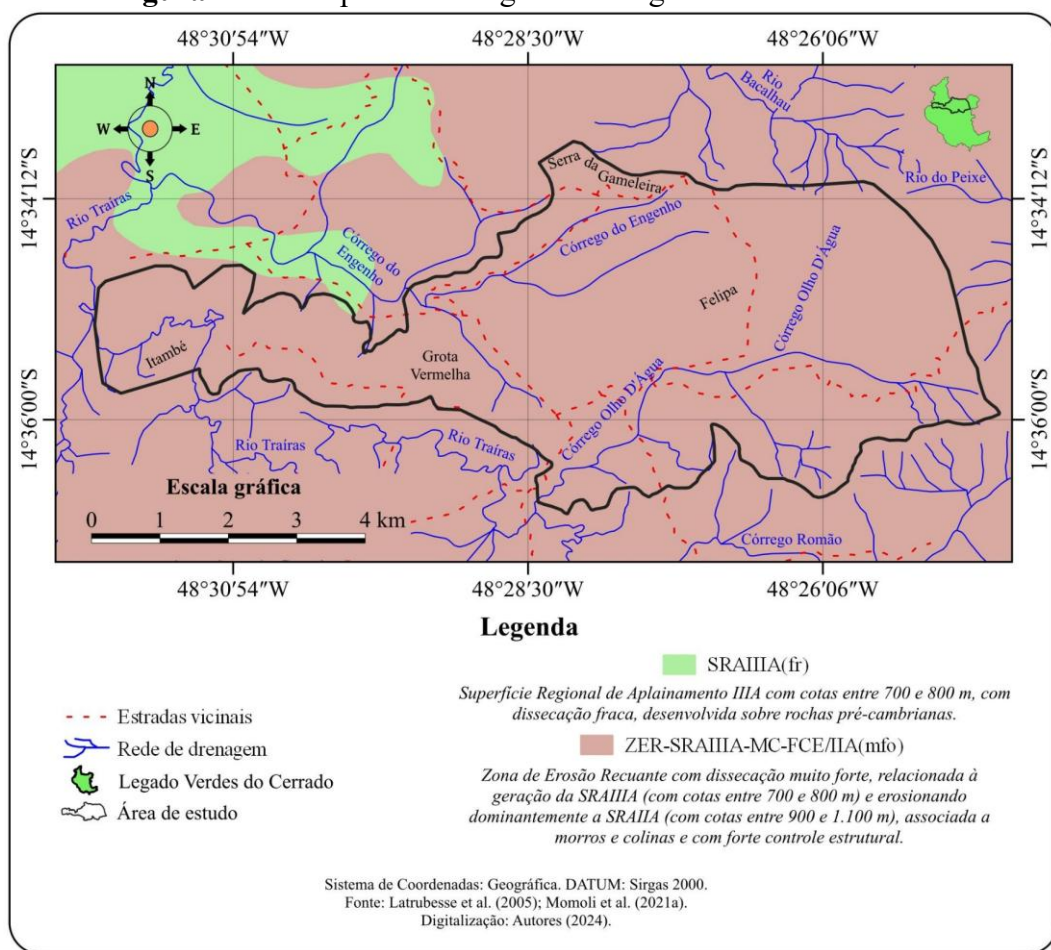
Figura 11– Aspecto geomorfológico do Setor Felipa: a) metapsamopelitos; b) *flatirons*; c) depressão cárstica.



Acervo de LIMA, P. S.

Nas partes baixas, que se estendem da cabeceira do córrego Olho D'Água em direção a oeste, há ampla superfície de dissolução, com mais de 12 km de comprimento E-W e com larguras variando de 500 m, nos trechos mais estreitos, a 3 km, nos mais largos. Nessa porção, os carbonatos são cobertos por formações superficiais, com alto potencial para o surgimento de dolinas de colapso de cobertura e aparecimento de pináculos (Figura 13), como abordado por Momoli *et al.* (2021a) e Amaral *et al.* (2021). Mogotes distribuem-se na área e testemunham a pronunciada carstificação dos carbonatos, conjugada à erosão diferencial das litologias terrígenas (Momoli *et al.*, 2021a).

Figura 12 – Compartimentos geomorfológicos da área de estudo.



Elaborado por LIMA, P. S., com base em: Latrubesse *et al.* (2005) e Momoli *et al.* (2021a).

Essa superfície de dissolução, supostamente, pode se tratar de um *polje* de contato. Ela contempla alguns critérios apontados por Nicod (2003) e Kranjc (2013) para este tipo de forma cárstica. Além do eixo menor possuir mais de 400 m e da presença de solos no interior, que assinalam a gênese pré-pleistocênica da feição e contribuem no processo de criptocorrosão, destaca-se a morfologia em bacia semifechada, o fundo “plano” (Figura 14) e a conexão estrutural com a FCM, representada pela sequência de dobras já mencionadas.

Figura 13 – Dolina de colapso de cobertura na região da Grota Vermelha, observada durante o período chuvoso.

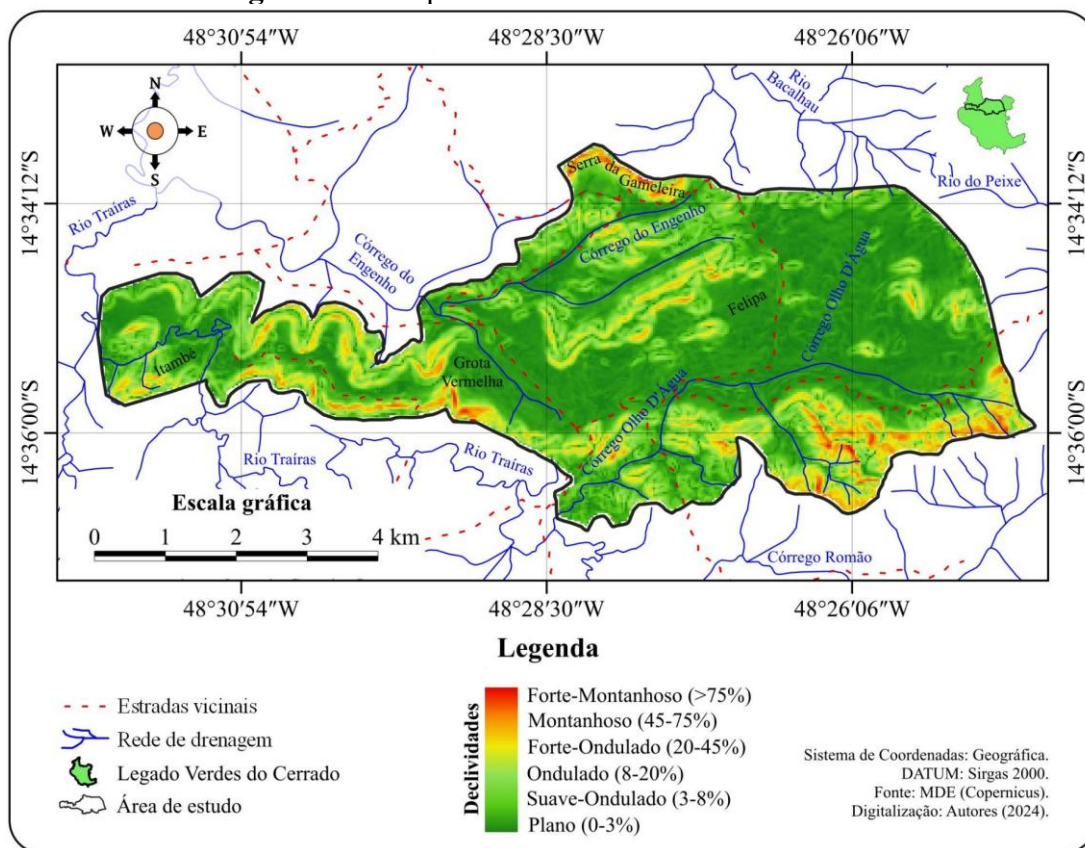


Acervo de LIMA, P. S.

A depressão em questão não possui lago intermitente nem drenagem meandrante em seu interior. Foi aberta por epigenia do córrego Olho D'água em rochas silicatadas da borda meridional, assim como pelo rio Traíras, a oeste do Itambé, e pode ter se desenvolvido de maneira complexa pela união de sucessivas depressões originadas em anticlinais e sinclinais. Tais aspectos são característicos dos *paleo-poljes* (Nicod, 2003). Ao final do trabalho há considerações a respeito dessa superfície de dissolução, o que permite compreender sua origem.

Das partes norte e sul da área, com presença de metapsamopelitos, em terrenos declivosos que vão de Forte-Ondulado (20-45%) a Forte-Montanhoso (>75%), provêm o aporte hídrico responsável pela esculturação do relevo relacionado à depressão cárstica (Figura 14). A oeste, onde essa superfície de dissolução se torna estreita, os terrenos Montanhosos (45-75%) e Forte-Montanhosos (>75%) são constituídos por uma série de anticlinais cerradas e sinclinais apertadas, que limitam terrenos Planos (0-3%) e Suave-Ondulados (3-8%), rebaixados nas zonas de charneira das respectivas dobras. De maneira geral, a depressão é plana e tem sido aproveitada para atividades agropecuárias, algo recorrente no carste (Gillieson, 2005; Ford; Williams, 2007; Goldscheider, 2012; Araral *et al.*, 2021).

Figura 14 – Mapa de declividade da área de estudo.



Elaborado por LIMA, P. S.

3.4 Clima e Vegetação

Conforme a hierarquia climatológica, a área situa-se na Zona Climática Quente, abaixo da Zona Tórrida, que compreende a porção territorial entre as latitudes 11°43'30" Norte e Sul (Nascimento; Novais, 2020). O clima zonal é o Tórrido, com temperatura média do mês mais frio (janeiro) acima de 22,5 °C. O Domínio, por sua vez, é o Tropical, influenciado pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), nos meses mais úmidos (novembro a março) e pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), no período seco. Por apresentar estações bem definidas, com 5 a 6 meses de precipitação e 6 a 7 meses de estiagem, foi englobada no Subdomínio Climático Semisseco, com regime pluviométrico que varia de 1.310 a 1.670 mm. O tipo climático é o Central e o Subtipo é do Alto Tocantins. Desse modo, da terceira à sexta hierarquia, a área que compreende esta pesquisa foi classificada como pertencente ao Clima Tropical Semisseco Central do Alto Tocantins (Novais, 2020).

O bioma característico é o Cerrado. Há cerrado rupestre, formações campestres, cerrado *stricto sensu* e formações florestais. Em áreas de carbonato, há cactáceas e *dry forest*, com árvores caducifólias. Também apresenta vegetação ripária, com matas de galeria de porte arbóreo alto, nos canais perenes. Ao longo dos canais intermitentes e efêmeros houve supressão das árvores, em virtude do uso agrícola e da pecuária (Momoli *et al.*, 2021a). De acordo com os autores, existem locais com eucaliptos, resquícios de uma antiga área destinada à silvicultura. De maneira geral, segundo estimativas, 80% da vegetação natural permanece preservada (Momoli *et al.*, 2021a). Por outro lado, praticamente toda a vegetação que havia na superfície de dissolução foi suprimida.

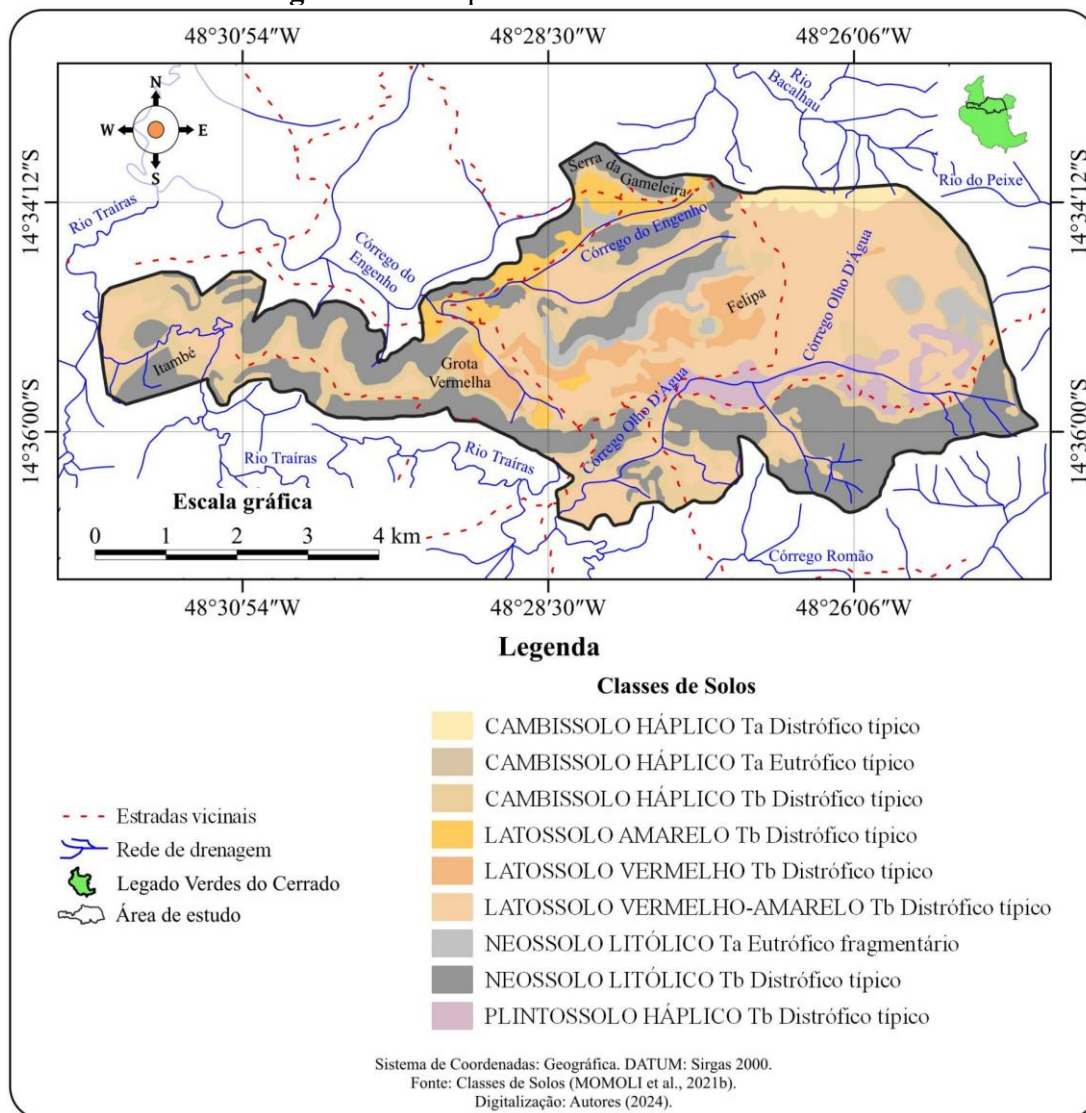
3.5 Solos

No que diz respeito aos solos, no perímetro da área de estudo há Neossolos Litólicos, Latossolos, Cambissolos e Plintossolos (DSG, 1976b, 1976c; Latrubesse *et al.*, 2005; Amaral *et al.*, 2021; Momoli *et al.*, 2021a, 2021b; Miranda *et al.*, 2022). Em trabalho de mapeamento pedológico de detalhe e semidetalhe, feito para os três setores do LVC, e em escalas 1:10.000 e 1:30.000, auxiliado por análises laboratoriais, Momoli *et al.* (2021b) classificaram essas 4 classes de solos até o 4º nível categórico, referente aos subgrupos. Das 12 classes de solos definidas, 9 fazem parte da área pesquisada (Figura 15).

Nas proximidades dos maciços carbonáticos ocorrem NEOSSOLOS LITÓLICOS Ta Eutróficos fragmentários, com fertilidade elevada e presença de cátions básicos (Miranda *et al.*, 2022). Os NEOSSOLOS LITÓLICOS Tb Distróficos típicos sobrepõem litologias siliciclásticas, compostas por metassiltitos, metargilitos, filitos, ardósias e quartzitos, com contato lítico ou lítico fragmentário a menos de 50 cm (Miranda *et al.*, 2022). Estes solos fazem parte dos terrenos mais acidentados da área estudada.

Os LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELOS Tb Distróficos típicos perfazem a maior parte da área (Araujo; Momoli, 2025), ocupando principalmente a superfície de dissolução, com forte incidência nas porções NE e W desta. São solos com baixa saturação de bases e com argilas de baixa atividade. Registra-se a presença de dolinas formadas nestes solos. Os LATOSSOLOS VERMELHOS Tb Distróficos típicos ocupam a parte central da superfície de dissolução, variando de E-W por cerca de 4 km. Já os LATOSSOLOS AMARELOS Tb Distróficos típicos distribuem-se de maneira descontínua na porção N, partindo-se das proximidades da Serra da Gameleira em direção a SW, por aproximadamente 4 km. Todos os Latossolos possuem mais de 120 cm de profundidade.

Figura 15 – Mapa de solos da área de estudo.



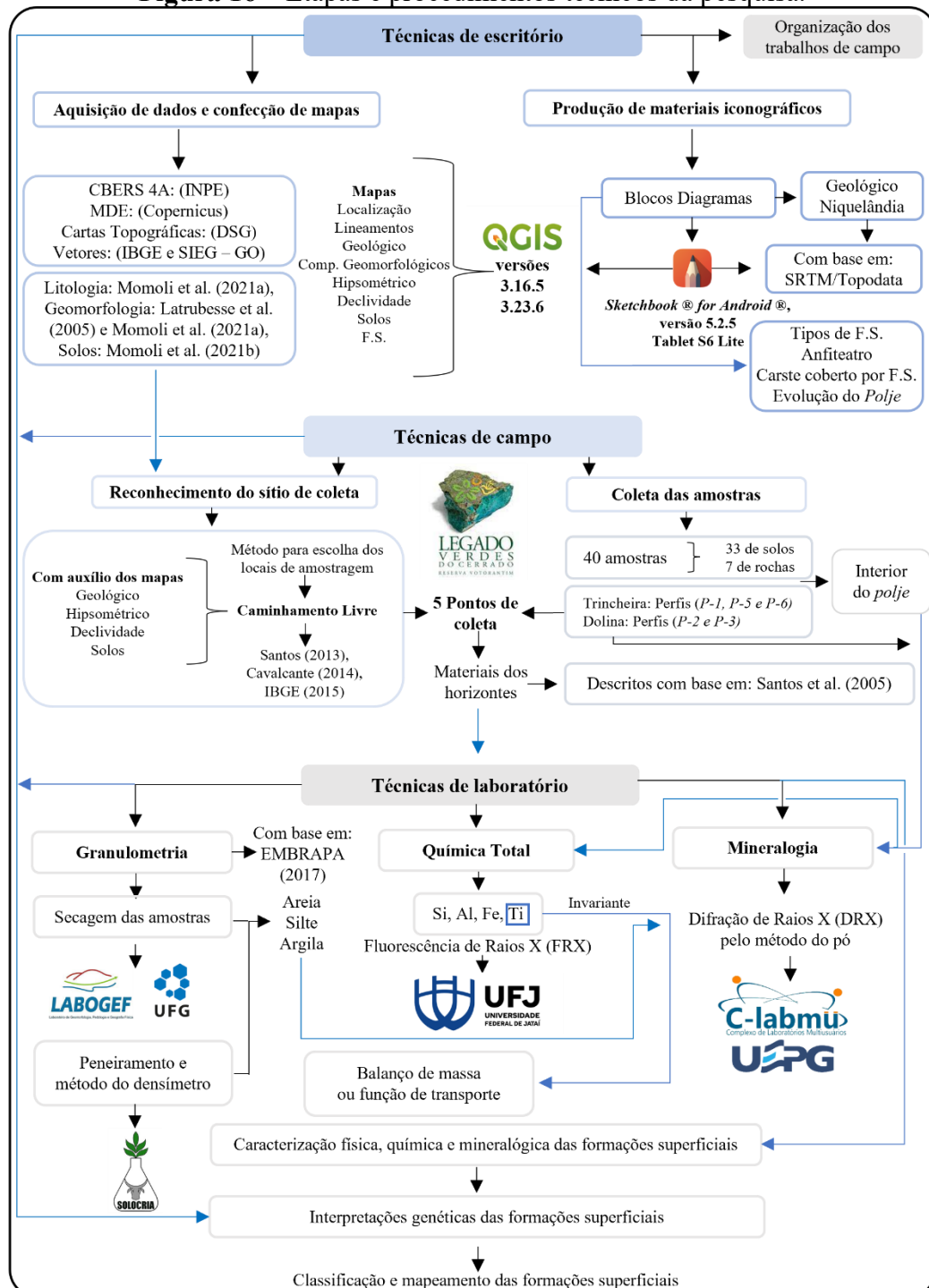
Elaborado por LIMA, P. S., com base em: Momoli *et al.* (2021b).

Os três tipos de Cambissolos, apresentados na figura 15, circundam as topografias mais elevadas. No entanto, o que possui alta saturação por bases e argilas de atividade alta, com capacidade de trocas de cátions, é o CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico, próximo a mogotes e afloramentos carbonáticos. PLINTOSSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos típicos também têm distribuição localizada, restritos apenas à porção SE da área. Estendem-se espaçadamente por cerca de 5 km de E-W, a norte dos metapsamopelitos que abarcam a parte SE do perímetro estudado.

4 METODOLOGIA

A metodologia desta pesquisa foi dividida em cinco tópicos. Os três primeiros, referentes aos procedimentos técnicos, são detalhados na figura 16. O quarto corresponde à revisão acerca da mobilidade de Si, Al, Fe e Ti na paisagem, e o quinto compreende o quadro de referência construído para a classificação e o mapeamento das F.S. da área de estudo.

Figura 16 – Etapas e procedimentos técnicos da pesquisa.



Elaborado por LIMA, P. S.

4.1 Técnicas de escritório

Foram feitos levantamentos bibliográficos em sites de revistas nacionais e internacionais, consultados por meio do *Google Scholar* e do Portal de Periódicos da CAPES. Este último permite baixar gratuitamente diversos tipos de conteúdo. Revistas como *Acta Carsologica*, *Catena*, *Geoderma*, *Geomorphology*, *Quaternary Science Reviews*, *Brazilian Journal of Geology*, *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, *Revista Brasileira de Geomorfologia*, *Revista do Instituto de Geociências da USP*, entre outras foram consultadas. Teses e dissertações foram adquiridas gratuitamente, por meio da Biblioteca Digital Brasileira de Teses e Dissertações (BDTD). Buscou-se fontes que tratassem, principalmente, de temas-chaves para a pesquisa, como: formações superficiais, carste, gênese de solos e geologia do Grupo Paranoá. Concomitantemente, organizou-se um banco de dados cartográficos, descrito em sequência.

4.1.1 Aquisição de dados e confecção de mapas

Montou-se um banco de dados com arquivos matriciais e vetoriais, todos obtidos de forma gratuita e em diferentes plataformas. Para se ter uma concepção global, no que se refere aos geotopônimos e à rede hidrográfica do LVC, usou-se quatro Cartas Topográficas, com escalas 1:100.000 (Barro Alto – Folha SD-22-Z-B-V; Niquelândia – Folha SD-22-Z-B-III; Nossa Senhora da Abadia do Moqué – Folha SD-22-Z-B-VI; Tupiraçaba – Folha SD-22-Z-B-II), todas elaboradas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército (DSG).

As imagens do satélite CBERS 4A (Órbita: 207, Pontos: 131/132), registradas pelo sistema imageador Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM), foram usadas na elaboração dos mapas de localização da área de estudo e dos pontos de coleta. Elas possuem bandas multiespectrais de 8 m e uma pancromática de 2 m, e foram obtidas no site da Divisão de Geração de Imagens, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DIDGI/INPE). Datam do dia 16/06/2021 e foram baixadas no dia 18/01/2022. Com o *software* livre QGIS 3.16.5 fez-se um mosaico das bandas multiespectrais e pancromática, visando melhor resolução.

O MDE utilizado nos mapas de hipsometria e declividade foi baixado através do site *OpenTopography (High-Resolution Topography Data and Tools)*, e pertence à coleção *Copernicus Global Digital Elevation Models* ou COP30, com resolução de 30 m. Financiado pela *European Space Agency (ESA)*, pode ser considerado um Modelo Digital de Superfície

(MDS) por representar a superfície da Terra, com edifícios e com o dossel das árvores, por exemplo (AWS – SINERGISE; Guth *et al.*, 2021).

O mapa hipsométrico foi feito no *software* livre QGIS 3.26.3, assim como o mapa de declividade. As altitudes foram estabelecidas em intervalos de 50 m, partindo-se da parte mais baixa 574 m até 1.024 m. Contudo, o ponto cotado da área corresponde a 1.025 m. A respeito da declividade, usou-se as classes definidas pela EMBRAPA (1999). O COP30 foi usado para a elaboração de modelos sombreados, frequentes na confecção de mapas hipsométricos e na extração de lineamentos estruturais, contidos nesta pesquisa.

Para extrair os lineamentos estruturais, em associação com as imagens do CBERS 4A, gerou-se no QGIS 3.26.3, a partir do MDE, oito modelos sombreados, com azimutes de insolação específicos (N-0°, NE-45°, E-90°, SE-135°, S-180°, SW-225°, W-270° e NW-315°). Em virtude dos acidentes geográficos, as melhores iluminações foram (N, NE, E, NW). Tais procedimentos foram realizados com base em (Roldan *et al.*, 2010). Posteriormente, foram feitos diagramas de rosetas com o *software* Stereonet, acessado de forma online.

Os vetores das Unidades da Federação, dos limites municipais, das sedes municipais, das rodovias e das redes de drenagem foram baixados no Portal de Mapas do IBGE e no Sistema Estadual de Geoinformação do Estado de Goiás (SIEG – GO). O limite do LVC foi definido a partir da vetorização de mapas georreferenciados, com base nos trabalhos precedentes, coordenados pela Dra. Renata Santos Momoli.

Para a produção do mapa geológico, usaram-se as classes de litologias refinadas pelos geólogos integrantes do projeto ao qual esta pesquisa está vinculada, e que podem ser encontradas em (Momoli *et al.*, 2021a). Para o levantamento das estruturas (falhas e dobras, inferidas), a utilização do MDE, das imagens CBERS 4A e do *Google Earth Pro* fez-se necessária. No que se refere à demonstração dessas estruturas, optou-se pelas convenções do Guia Geológico de Campo (Nadalin *et al.*, 2018). A respeito do mapa de compartimentos geomorfológicos, recorreu-se a Latrubesse *et al.* (2005) e a Momoli *et al.* (2021a). Os vetores do mapa de solos são derivados do mapeamento realizado por Momoli *et al.* (2021b), com classificação até o 4º nível, do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SIBCS).

As informações contidas nos mapas base, juntamente com as interpretações dos dados morfológicos, geoquímicos e mineralógicos foram essenciais para a elaboração do produto cartográfico final, referente à classificação e distribuição das F.S., em escala 1:50.000. Registra-se que este teve como alicerce os aspectos genéticos, e que o rol de mapas elaborados para a área de estudo, desde o de localização, tem escala 1:80.000.

4.1.2 Produção de materiais iconográficos

Todos os materiais iconográficos (blocos diagramas e perfis) foram produzidos no Tablet S6 Lite, modelo SM-P615, da marca Samsung. O *software* livre empregado foi o *Sketchbook*® *for Android*®, versão 5.2.5. Para se ter uma representação mais fidedigna do relevo regional, usou-se como artifício o MDE SRTM/Topodata, com resolução de 30 m. Nesta mesma perspectiva, porém para estabelecer os estágios de evolução do *polje*, fez-se uso de imagem do *Google Earth Pro*, definindo-a, inicialmente, como máscara de fundo. Todos os demais foram a partir das interpretações das leituras e em campo. A organização final desses materiais foi feita no *software* de design *Inkscape*, versão 1.4.

4.2 Técnicas de campo

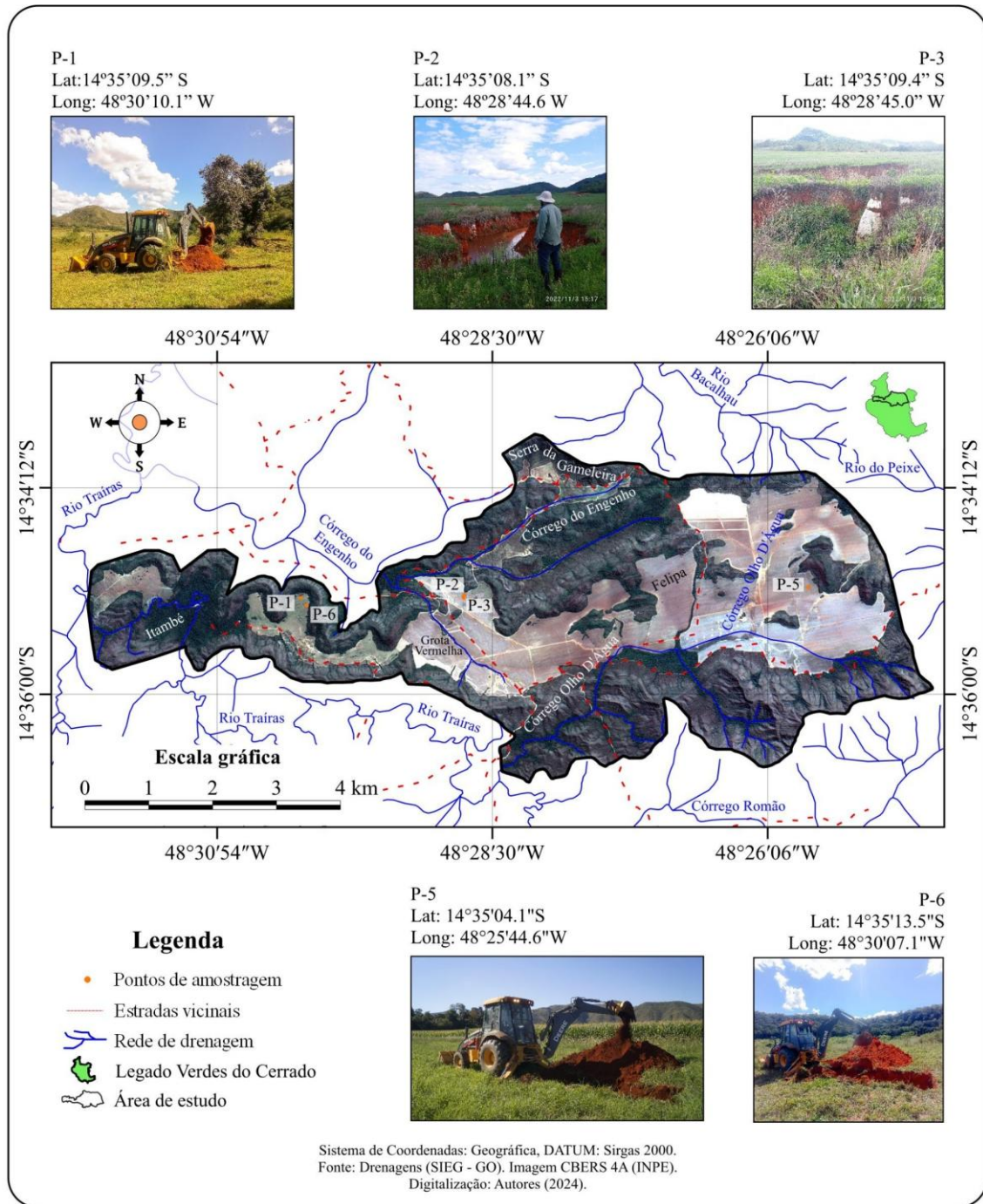
Os trabalhos de campo são parte importante. Sem eles seria impossível a realização desta pesquisa, uma vez que ela se interessa ao entendimento e evolução dos fatos físicos-geográficos. Eles foram e devem ser planejados durante a etapa de escritório. Por isso, mapas base, como os descritos, são importantes, possibilitando a escolha prévia dos locais de amostragem, bem como auxiliando em uma melhor compreensão da área. Foi durante esta etapa que se definiu as ferramentas a serem utilizadas, e o período de coleta, preferencialmente durante a estiagem, entre os meses de abril e setembro de 2023, conforme descrito adiante.

4.2.1 Reconhecimento do sítio de coleta

Entre os dias 03 e 05 de novembro de 2022 foi feita uma atividade de campo, para melhor reconhecimento da área e para a confirmação dos locais de amostragem. Com o auxílio dos materiais cartográficos (mapas de hipsometria, declividade, geologia e pedologia), descritos na seção anterior, foram selecionados 5 pontos (Figura 17), utilizando o método de caminhamento livre, conforme apontado por (IBGE, 2015) e utilizado por Santos (2013), também em pesquisa sobre formações superficiais em zona tropical.

Este método é similar ao caminhamento livre citado por Cavalcanti (2014), para estudos de cartografia de paisagem, e também usado em pesquisas que tratam sobre o relevo cárstico, como Dantas (2017), Alves (2018) e Lima (2021), onde o pesquisador tem a autonomia para escolher o melhor local de coleta, com base na experiência, permitindo, assim, maior flexibilidade.

Figura 17 – Localização dos pontos de amostragem: P-1 e P-6 no Setor Itambé; P-2 e P-3 na região da Grota Vermelha; P-5 no Setor Felipa.



Elaborado por LIMA, P. S.

Todos os pontos selecionados se encontram nas partes mais rebaixadas do relevo, de abrangência da superfície de dissolução, onde a cobertura pedológica é mais espessa. Buscou-se definir os locais dos perfis de maneira que abarcasse diferentes porções da depressão cárstica. Privilegiou-se alocar em setores onde fosse possível alcançar a rocha sã ou pouco alterada, preferencialmente próximo aos carbonatos. Por isso, na porção central, o local da dolina foi ideal.

De maneira geral, correspondem a terrenos com Latossolos e Cambissolos. O P-1 e o P-6 estão a oeste, numa porção mais estreita da depressão, definida como Setor Itambé. A proximidade com áreas carbonáticas e siliciclásticas era favorável aos objetivos da pesquisa. O P-2 e o P-3 são bem próximos um do outro, ambos são perfis do talude da dolina de colapso de cobertura, na sua parede interna. O P-5 localiza-se no extremo oriental, no âmbito do Setor Felipa. Provavelmente pertence ao contexto da charneira de uma dobra denudada, identificada pela presença de topografias residuais. Sua escolha foi por se encontrar em um local com tendência de forte intemperismo, proximidade com afloramentos de metacalcários, metassiltitos e boa distribuição espacial, distante de canais de drenagem.

4.2.2 Coleta das amostras

A coleta das amostras e descrição morfológica dos perfis ocorreram entre os dias 03, 04 e 05 de maio de 2023. Foram coletados 40 exemplares, sendo 33 de solos e 7 de rochas, distribuídos entre os 5 perfis, conforme localização manifestada na figura 17. Os perfis P-1 e P-6 foram analisados a partir de trincheiras abertas no Setor Itambé, com profundidades de aproximadamente 250 cm. Utilizou-se retroescavadeira conduzida por operadores de máquinas pesadas do próprio LVC. Os perfis P-2 e P-3 fazem parte da paisagem da dolina de colapso de cobertura pesquisada por Amaral *et al.* (2021). Enquanto P-2 está em contato com litologia metapsamopelítica, de caráter rítmico, P-3 sobrepõe um pináculo carbonático.

O perfil P-5, situado no leste da área de estudo, no Setor Felipa, foi amostrado em duas etapas. Primeiramente, abriu-se com retroescavadeira uma trincheira de aproximadamente 195 cm, intervalo em que as características morfológicas e identificação de horizontes foram registradas. Posteriormente, no assoalho da trincheira, foi feita uma tradagem com trado do tipo holandês. Foi atingida a profundidade de 810 cm, não tendo sido alcançada a rocha ou material pouco alterado. Aspectos morfológicos dos horizontes pedológicos como estrutura e transição não puderam ser analisadas neste intervalo.

No perfil P-1, ao todo, foram coletadas seis amostras de material inconsolidado, uma por horizonte, nas profundidades 5, 20, 45, 85, 140 e 240 cm. Foram feitas análises granulométricas em todas elas. Já nas profundidades 125 e 240 cm, esta última na face 4 da trincheira, foram coletadas amostras de rochas pouco afetadas pelos processos pedogenéticos. Na base da trincheira, também se coletou uma amostra de rocha, para ser submetida às análises químicas e mineralógicas.

No perfil P-2 também foram coletadas seis amostras de materiais inconsolidados, nas profundidades de 6, 16, 35, 100, 170 e 330 cm. Todas elas foram submetidas às análises granulométricas. Em relação às amostras de rochas, coletou-se duas, uma de filito a 290 cm e outra de quartzito a 330 cm, nomeadas, respectivamente, P2-290F e P2-330Q. Ambas foram analisadas do ponto de vista da química e da mineralogia. No perfil P-3 foram coletadas quatro amostras indeformadas nas profundidades de 5, 15, 32 e 65 cm. Todas elas foram submetidas às análises granulométricas. Em relação à rocha, coletou-se apenas uma amostra, a 200 cm de profundidade, nomeada P3-Carbonática. Esta passou por análises química e mineralógica.

No perfil P-5, na trincheira, foi coletada uma amostra por horizonte, nas profundidades 7, 30, 60, 100 e 180 cm. Todas foram submetidas às análises granulométricas e geoquímicas, mas para a mineralogia a amostra P5-30 foi suprimida. A partir da coleta com o trado, obteve-se sete amostras de material inconsolidado, sendo extraídas a 310, 390, 500, 610, 700, 750 e 810 cm. Em todas foram feitas análises granulométricas. Entretanto, para as análises químicas e mineralógicas foi necessário realizar seleção mais acurada. Assim, as amostras P5-310 e P5-750 não passaram pela FRX e, além delas, P5-500, P5-610 e P5-700 foram desconsideradas para a DRX. Nas proximidades do perfil, exemplares de concreção ferruginosa e de carbonato foram adquiridos, mas somente o último foi usado nas análises químicas e mineralógicas.

No perfil P-6 foram coletadas nove amostras, retiradas nas profundidades 4, 16, 28, 50, 85, 115, 145, 180 e 240 cm. Todas foram submetidas às análises granulométrica. Já para a FRX foram suprimidas as amostras identificadas como P6-115 e P6-180. Além destas, para a DRX suprimiu-se as amostras P6-4 e P6-28.

Amostras deformadas foram coletadas dos horizontes, devidamente etiquetadas e posteriormente descritas com base no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (Santos *et al.*, 2015). Além do trado e da retroescavadeira, utilizou-se outros equipamentos essenciais, como GPS, para localização dos perfis, câmeras fotográficas, e fita métrica pedológica, para estimativa das espessuras dos horizontes. No que diz respeito à cor das amostras dos horizontes, fez-se uso da Carta de Cores Munsell para Solos (MUNSELL COLOR, 1994).

4.3 Técnicas de laboratório

Tão importante quanto as outras técnicas descritas, as de laboratório permitem análises mais detalhadas dos materiais coletados, sem as quais as interpretações seriam limitadas, dificultando a confirmação ou refutação da hipótese. Assim, técnicas utilizadas em estudos clássicos de pedologia, geoquímica e mineralogia foram empregadas, conforme descrição a seguir, para complementação das informações coletadas em campo.

4.3.1 Granulometria

Após as amostras de solos terem sido secas ao ar, no Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física (LABOGEF/IESA/UFG), cerca de 300 g de cada foram pesados e identificados, para posterior determinação da distribuição das partículas por classes granulométricas. As análises foram feitas no dia 28 de agosto de 2024, no Laboratório Agropecuário Ltda SOLOCRIA, em Goiânia – GO. A fração areia foi estimada por peneiramento, e as frações silte e argila pelo método do densímetro, conforme o Manual de Métodos de Análise de Solos (Teixeira *et al.*, 2017). Utilizou-se as classes estabelecidas pela EMBRAPA, conforme consta no quadro 1. Os dados obtidos foram organizados em gráficos por meio do *software* Excel, onde os teores de areia total, silte e argila foram representados de acordo com a profundidade de coleta, por perfil de solo. Também foram plotados em diagrama granulométrico, para melhor compreensão das classes texturais.

Quadro 1 – Intervalos granulométricos considerados.

Areia total (grossa + fina)	0,05 - 2 mm
Silte	0,002 - 0,05 mm
Argila	< 0,002 mm

EMBRAPA (1997), Almeida *et al.* (2012), Teixeira *et al.* (2017).

4.3.2 Química total das amostras de solos e de rochas

As determinações dos elementos em associação aos respectivos óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2), tanto das amostras de solo, quanto de rocha, foram feitas pelo método de Fluorescência de Raios X (FRX), na Central Analítica do curso de Física da Universidade Federal de Jataí (UFJ), em Jataí – GO. Este método é muito utilizado por petrólogos e, também, na indústria da mineração, para quantificar a composição química total de amostras pulverizadas e bombardeadas por raios X (Licht, 1998; Klein; Dutrow, 2012).

O tratamento inicial das amostras ocorreu entre os meses de maio, junho e julho de 2023, no LABOGEF, através da pulverização de aproximadamente 50 g por amostra (de solos e de rochas). Utilizou-se um almofariz de ágata com pistilo para a moagem, e uma peneira de 230 mesh/0,063 mm para se obter o material mais adequado. Para a análise mineralógica, descrita adiante, também se pulverizou as amostras, porém em abertura menor 270 mesh/0,053 mm, conforme recomendam Teixeira *et al.* (2017) no Manual de Métodos de Análise de Solos, da EMBRAPA.

Cerca de 40 amostras para a análise química total por FRX tiveram os valores estimados entre os dias 24 e 25 de novembro de 2023. Inicialmente, o material pulverizado foi organizado em porta-amostra, utilizando a descrição específica de campo. Usou-se aproximadamente 5 g de pó, depositados no porta-amostra, lacrado abaixo e acima com filme de *mylar* de 6 μm . Na parte superior do filme fez-se um furo para que durante o procedimento no espectrômetro não ocorresse a abertura do amostrador e consequente espalhamento de pó, em virtude da diferença de pressão para com a câmara de leitura.

O equipamento utilizado foi o (EDX – 720 Rayny Shimadzu), com fonte de ródio $K\alpha$, que permite obter fótons de até 50 keV de energia. O equipamento possui 16 porta-amostras, possibilitando a coleta dos espectros de FRX, para cada amostra, em um intervalo de 5 minutos. A aquisição dos espectros de fluorescência foi realizada em vácuo, para facilitar a detecção de elementos com baixo número atômico. A pressão dentro da câmara de análise foi de $1,5 \times 10^{-2}$ mBar. Foi utilizada a bomba de vácuo da empresa Edwards, Modelo RV3, 100 – 105V 60 Hz. As leituras foram feitas em dois canais/janelas, sendo uma para detecção de elementos mais leves (Na – Sc) e outra para os elementos que vão do (Ti – U), respectivamente, de 0 a 5 keV e 0 a 50 keV, com período de leitura de 500 segundos por janela.

Os elementos detectados, tendo como referência seus respectivos óxidos, foram representados em gráficos de distribuição vertical, aplicados para cada perfil. A partir dos dados foi feito o balanço de massa, também definido como função de transporte, com base em Chadwick, Brimhall e Hendricks (1990), Bueno (2009) e Rosolen *et al.* (2019), para avaliar a migração dos elementos (SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3), estimados para cada horizonte, considerando a rocha sã ou pouco alterada como referência e o elemento químico Ti como invariante. O cálculo do balanço de massa, a partir da equação 1, forneceu indicações sobre a relação genética entre a rocha sã, quando presente, e a formação superficial sobrejacente. Também possibilitou inferências para os locais sem saprólito detectável, como são os casos dos perfis P-5 e P-6, que consideram a amostra mais profunda.

(Eq. 1)

$$\tau_i = ((C_{j,w} C_{i,p}) / (C_{j,p} C_{i,w})) - 1$$

Chadwick, Brimhall e Hendricks (1990) e Rosolen *et al.* (2019).

Onde:

τ_j – Função de transporte para sistema quimicamente aberto;

C – Concentração química;

j – Elemento químico (mais móvel);

i – Invariante química (elemento de referência, menos móvel);

w – Material intemperizado (amostras dos perfis);

p – Material parental (taxa de referência, assimilada como uma constante).

Valores de τ_j menores que 1 correspondem à depleção do elemento j , enquanto valores de τ_j maiores que 1 trata-se do ganho do mesmo elemento, presumindo acumulação absoluta e fonte externa. Quando τ_j for = 0, ou um pouco maior, haverá acumulação relativa, revelando a constância de j (Chadwick; Brimhall; Hendricks, 1990; Delvigne, 1998, citado por Larizzatti; Oliveira, 2005; Bueno; 2009; Rosolen *et al.*, 2019).

O balanço de massa, neste caso, foi utilizado para avaliar a perda ou o ganho relativo de elementos químicos nos perfis, em relação ao material de origem ou de suporte. Para tanto, foi necessário o emprego de um elemento considerado imóvel (Ti), em decorrência da meteorização, que possibilitasse avaliar a mobilidade dos demais elementos, em relação aos seus óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3), partindo da rocha subjacente (Bueno, 2009). Apesar de o Ti ter certa mobilidade, em virtude de sua restrita solubilidade e da capacidade de adsorção em superfícies, ele é considerado muito pouco móvel nas condições ambientais que prevalecem na superfície dos continentes, nas regiões tropicais, com pH fracamente ácido a fracamente básico em meios oxidantes ou mesmo redutores (Brimhall *et al.*, 1991; Licht, 1998, p.37). No perfil P-1 o Ti invariante foi considerado a partir da média dos valores das amostras P1-240 e P1-240F4, e no perfil P-2 a partir das amostras P2-290F e P2-330V.

4.3.3 Mineralogia

Para esta etapa, foi usada a Difração de Raios X (DRX) pelo método do pó. De acordo com Klein e Dutrow (2012), a difração pelo método do pó é rápida e adequada à identificação de argilominerais e materiais cristalinos pulverizados a uma granulometria muito fina. Por possibilitar o registro de vários minerais ao mesmo tempo, ela se difere do método de monocristais, onde apenas um mineral é analisado.

Foram levadas ao Complexo de Laboratórios Multiusuários (C-labmu), da Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), em Ponta Grossa – PR, 30 amostras, sendo 23 de solo e 7 de rocha. Na coleta de dados por DRX foi usado um Difratorômetro RIGAKU, modelo Ultima IV, com radiação de $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda = 1,541838 \text{ \AA}$), tensão de 40 kV e corrente de 30 mA, no modo de varredura contínua, com passo em 2θ de $0,02^\circ$, na velocidade de $10^\circ/\text{min}$, na extensão em 2θ de 5° a 100° , e as seguintes configurações de fendas: divergência horizontal, 10 mm; divergência, $0,5^\circ$; espalhamento, 8° ; e recepção aberta. As amostras foram acomodadas no porta-amostras e levemente pressionadas com uma lâmina de vidro para sua fixação.

Após a obtenção dos difratogramas, organizados através do *software* Origin Student Version (versão do estudante), de acordo com as profundidades amostrais, os minerais presentes foram identificados por meio de seus três picos de difração mais intensos, quando possível, com base nos respectivos padrões de difração da literatura, conforme consta nos sites: *American Mineralogist Crystal Structure Database* e Museu Heinz Ebert – MHE.

Vale mencionar, ainda, que a descrição dos resultados morfológicos, geoquímicos e mineralógicos, após breve caracterização do perfil, partiu-se da base para o topo, visando o reconhecimento de relações de filiação entre a litologia e a F.S.

4.4 Mobilidade dos elementos Si, Al, Fe e Ti no ambiente supergênico

Acerca dos elementos químicos, analisados através da técnica de FRX aludida na subseção pretérita, faz-se necessário tecer considerações, ainda que prévias, sobre os seus comportamentos em meio natural. Através da compreensão das características migratórias do silício, alumínio, ferro e titânio, as tendências pedogenéticas e morfogenéticas atuantes nas litologias sílico-carbonáticas do topo do Grupo Paranoá puderam ser mais bem interpretadas, à luz do problema de pesquisa.

4.4.1 Silício

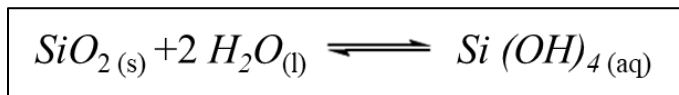
Oxigênio e silício são os elementos químicos em maior quantidade na crosta terrestre, os quais se combinam entre si e/ou em coordenação com outros átomos, para formar mais de 1/3 dos minerais conhecidos no Planeta, denominados silicatos (Wicander; Monroe, 2009). A estrutura básica dos silicatos é o tetraedro de Si^{4+} , combinado com quatro O^{2-} nas extremidades. Podem ser classificados em nesossilicatos, inossilicatos de cadeia simples ou duplas, ciclossilicatos, filossilicatos e tectossilicatos (Fontes, 1999; Zanardo; Júnior, 2019).

Nesse contexto, quartzo, feldspatos, cloritas e micas estão entre os principais componentes naturais formadores de rochas. Em conjugação com o alumínio, o Si também se encontra na maioria dos minerais dos solos, originando os aluminossilicatos. Dentre eles, cita-se, por exemplo, os argilominerais esmectita, vermiculita e caulinita. Além destes, no ambiente pedológico, os óxidos de Fe e Al também se destacam pela expressividade (Peixoto, 2001; Mello; Perez, 2019).

Em relação ao Fe, Al e Ti, o Si é mais móvel nos solos bem drenados, como naqueles localizados em diferentes compartimentos geomorfológicos das regiões intertropicais (Chesworth, 2008). Sua movimentação na solução do solo será favorecida na medida em que o pH for mais elevado, pois a sílica presente nos silicatos é solúvel em tais condições, o que contribui para a formação de ácido silícico e para maior mobilidade. Ele também pode ser transportado em sua forma combinada, por meio da mobilização de coloides de sílica (Leinz; Amaral, 1968 p. 84; Licht, 1998 p.31).

A hidratação é o estágio inicial do processo de alteração geoquímica dos silicatos. Porém, é através da hidrólise que as reações de solubilização se configuram. Nos solos, os minerais primários e secundários após sofrerem ataques químicos se desestabilizam, liberando Si e demais elementos em virtude do intemperismo. A partir do momento em que há dissolução, o Si passa a fazer parte da solução como ácido ortossilícico (Peixoto, 2001; Mello; Perez, 2019), conforme está explícito na reação:

(Eq. 2)



Reação de solubilização da sílica, Nahon (1991) e Gomes, Furtado e Souza (2018).

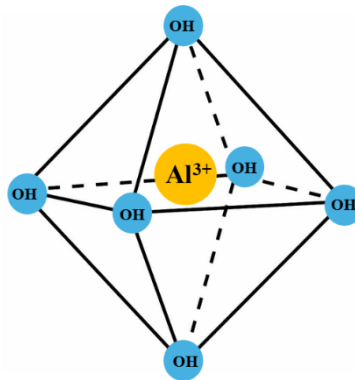
Em estado aquoso, o silício pode se interligar com o alumínio e com outros compostos para formar minerais pedogenéticos (esmectitas e caulinitas, por exemplo). Também pode contribuir para o crescimento e proteção das plantas através da absorção pelas raízes. Contudo, grande parte sofrerá migração, o que suscitará a formação de cobertura pedológica oxidada, com maiores concentrações de Fe e Al. No solo, a movimentação ocorrerá por meio da percolação, que será regida pelas características físicas dos agregados (tamanho, forma e arranjo), como aspectos da pedalidade, até que possa alcançar o lençol freático e os corpos hídricos superficiais, os quais são agentes potenciais de transformação (Peixoto, 2001; Mello; Perez, 2019).

4.4.2 Alumínio

O Al está presente em grande parte dos minerais primários formadores de rocha (piroxênios, anfibólios, feldspatos, micas e cloritas), como traço em alguns carbonatos e sulfatos (alunita, basaluminita e alunogênio) este último, um “sulfato hidratado de alumínio”. Também está nos aluminossilicatos secundários (filossilicatos), principalmente nas esmectitas e vermiculitas, com ou sem hidróxi-alumínio entre camadas, e nos óxidos (Navarro *et al.*, 2017; Kämpf; Curi, Marques, 2019).

Nos filossilicatos pedogenéticos, podem ocupar o sítio tetraedral por substituição do Si^{4+} , ou o octaedral (Figura 18), formando estruturas dioctaedrais em argilominerais 2:1, principalmente. Nos óxidos ocupam os octaedros, mas há a possibilidade de ser substituído por outros íons. O principal óxido de Al^{3+} nos solos tropicais é a gibbsita, formada a partir da alitização de silicatos aluminosos, que, juntamente com outros minerais oxídicos e com a presença ou não de impurezas, compõe a bauxita, um dos tipos de F.S. concrecionárias de forte valor econômico (Figueiredo, 2000; Chesworth, 2008).

Figura 18 – Configuração geométrica do octaedro de Al^{3+} , em coordenação 6, comum nos aluminossilicatos e nos óxidos.



Elaborado por LIMA, P. S., com base em Fontes (1999).

Uma das características do Al no solo é ocupar o lugar do Fe na estrutura da goethita e da hematita, por substituição isomórfica, alterando as propriedades dos minerais (Melo *et al.*, 2001). Sua presença interfere nas condições de cristalização, taxa de crescimento, tamanho e forma dos cristais, e, também, no grau de ordenamento. Nesses óxidos, a taxa de dissolução entre Fe e Al não é tão distinta, e os íons podem estar aleatoriamente distribuídos dentro da estrutura (Schwertmann, 1984).

Conforme salientam Mello e Perez (2019), em solução aquosa, o Al não se encontra livre, mas em associação com moléculas de H₂O. Em oposição ao Si, sua solubilização ocorre em dois intervalos do potencial hidrogeniônico, sendo um ácido e outro alcalino (Leinz; Amaral, 1968, p. 85; Bierman; Montgomery, 2014, p. 85). Nos ambientes de troca, a complexação do Al pela matéria orgânica favorecerá maior permanência deste elemento no sistema, diminuindo sua mobilidade. Porém, do ponto de vista edáfico, é necessário haver um equilíbrio, pois valores muito elevados podem ocasionar toxidez ou acidez aos solos, embora algumas plantas tenham mecanismos de tolerância e consigam sobreviver em locais saturados por este composto (Pedrotti *et al.*, 2003; Mello; Perez, 2019).

4.4.3 Ferro

O Fe ocorre com menos frequência nos minerais primários, compondo os ferromagnesianos (olivinas, piroxênios, anfibólios e biotitas) e mais expressivamente nos minerais pedogenéticos, ou como óxido-hidróxido de Fe³⁺ (goethita, hemantita, ferrihidrita e maghemita) ou como acessório, ocupando octaedros dos filossilicatos da fração argila e dos óxidos de outros elementos. Na fração areia e silte, está presente na magnetita e na ilmenita, neste último associado ao Ti (Milnes; Fitzpatrick, 1989). Geralmente, o teor (no solo) e o tipo de mineral secundário contendo ferro depende da quantidade dele no material de origem e das condições pedoclimáticas reinantes. A presença, tanto em grande quantidade quanto em pequena é fator relevante, como atributo que imprime coloração ao solo, mais vermelho em ambiente oxidante e mais acinzentado em ambiente redoximórfico (Kämpf; Curi, Marques, 2019; Costa; Bigham, 2019).

Nas F.S. dos trópicos úmidos, derivadas de uma diversidade de material de origem, com presença de solos bem desenvolvidos e lixiviados, a goethita (α -FeOOH) é o óxido de Fe predominante em contraposição à hematita (α -Fe₂O₃). Apesar da sobreposição do primeiro mineral em relação ao segundo, tem-se que quanto maior a presença de ferro no solo, maior a probabilidade de se formar hematita (Melo *et al.*, 2001). Significativamente, a coloração será cada vez mais avermelhada à medida que aumentam os teores de hematita. Em áreas enxarcadas, próximas a canais fluviais e lagoas, em que a filtragem é mais lenta e as condições são anaeróbicas, há favorabilidade às alterações entre oxidação e redução, cujos minerais prováveis são ferrihidrita e lepidocrocita, resultantes da redução do Fe³⁺ a Fe²⁺ (Alves, 2015).

Logo, o Fe na solução do solo provém dos minerais primários e secundários e segue por diferentes caminhos (com condições ambientais de pH, teor de matéria orgânica e umectações específicos) até ser precipitado e cristalizado. Após a neoformação há a contínua reciclagem do elemento químico, que poderá compor a estrutura de novos óxidos e silicatos, imprimindo diferentes características às F.S., como mosqueados, nódulos, concrecionamentos e estádios de meteorização (Costa; Bigham, 2019). Esse elemento, na ciência dos solos, tem sido importante nas estimativas dos índices de intemperismo, e constitui atributo na classificação de diferentes classes, seja pelo teor ou pela capacidade cimentante (Santos *et al.*, 2018).

4.4.4 Titânio

Amplamente usado na indústria aeroespacial, o titânio é considerado o nono elemento mais abundante na crosta terrestre, ainda que, frequentemente, seja agrupado entre os metais escassos. Ele não ocorre livre na natureza. Nas rochas ígneas ácidas têm baixas quantidades, e valores mais elevados em gabros e basaltos. Nas rochas sedimentares há muita variação em virtude da heterogeneidade dos sedimentos. Já nas metamórficas, os maiores teores são em gnaisses e xistos (Milnes; Fitzpatrick, 1989; Peixoto, 2006).

No ambiente supergênico, geralmente, está presente nos sítios octaedricamente coordenados dos óxidos e nos tetraedros das estruturas dos silicatos. Os minerais de Ti são considerados muito resistentes à meteorização nos solos, e a sequência do intemperismo pode ser: ilmenita (FeTiO_3), pseudorutilo ($\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$), rutilo (TiO_2) e anatásio (TiO_2). Esta assembleia mineral ocorre, principalmente, como acessórios em rochas magmáticas e metamórficas, e como detritos em sedimentos, com o anatásio sendo neoformado a partir da recristalização dos elementos da solução do solo, pois, ainda que seja inicialmente dissolvido, o Ti logo precipita como óxido hidratado (Milnes; Fitzpatrick, 1989; Cornu *et al.*, 1999; Kämpf; Marques; Curi, 2015).

Por ter baixa mobilidade, o titânio frequentemente é utilizado como elemento invariante nas estimativas das taxas de intemperismo e de reconhecimento do material parental. No entanto, existem ressalvas quanto ao seu uso para determinadas circunstâncias, pois seu transporte pode ser potencializado por ácidos orgânicos (Cornu *et al.*, 1999; Klein; Dutrow, 2012; Kämpf; Curi, Marques, 2019). Não obstante, Rosolen *et al.* (2019) atestam a eficiência do Ti em estudos de rebaixamento do solo por erosão geoquímica, algo que representa a validade da função de transporte nas investigações pedológicas.

4.5. Classificação das formações superficiais

Abaixo é apresentado um quadro síntese de F.S. (Quadro 2) baseado na revisão bibliográfica realizada sobre o tema, no tópico Referencial Teórico. Este quadro foi proposto como referência para uma classificação geral das F.S. e foi utilizado para classificar e mapear as F.S. da área de estudo. Foram escolhidos os critérios dinâmico (no sentido de Joly, 1997) e estrutural para discriminação das F.S. e cada classe foi associada ao tipo de material que compõe a F.S. e ao processo responsável por sua elaboração. O critério dinâmico é de grande interesse, pois permite compreender a forma de estabelecimento dos materiais e sua relação com a rocha subjacente. O critério estrutural, por sua vez, é importante como critério para identificação dos materiais (ex: em campo) e para o estudo de relações genéticas e cronológicas entre eles (Fritsch *et al.*, 1992).

Segundo o critério estrutural, os materiais foram subdivididos em 5 classes: estruturas petrográfica, estratificada, pedológica, concrecionária, e sem estrutura (Quadro 2). As F.S. que apresentam estrutura petrográfica são o saprólito, material friável resultante do processo de intemperismo, isto é, da desagregação física e da transformação química da rocha fresca, preservando, neste caso, sua estrutura. Chatelin (1974) denominou este material isalterita, em que os minerais primários alteráveis são transformados por pseudomorfose e os minerais primários resistentes são preservados (ex: quartzo). As F.S. de estrutura estratificada compreendem diferentes tipos de materiais resultantes da erosão seguida de sedimentação e que se depositaram em camadas sobrepostas. As F.S. de estrutura pedológica se referem aos solos, desde que organizados em agregados (*peds*), e resultam do processo de pedogênese. As F.S. de estrutura concrecionária são denominadas genericamente *duricrusts* e recebem diferentes denominações em função do elemento químico dominante (silcrete, calcrete, ferricrete...). Resultam dos processos de intemperismo e de pedogênese, correspondendo ao material cimentado, geralmente por meio da reprecipitação de compostos químicos liberados dos minerais, que se superimpõem aos materiais saprolíticos ou pedogenizados. As F.S. sem estrutura incluem materiais resultantes do intemperismo e da pedogênese, como solos apédicos (maciços ou organizados em grãos simples) e os saprólitos em que não mais é possível discernir os caracteres estruturais da rocha (aloteritas, conforme Chatelin, 1974). Incluem, também, materiais formados por diferentes processos (erosão, movimentos de massa, erupção vulcânica, seguidos pela sedimentação), como colúvios, tálus de detritos, *tills*, piroclastos, que se depositam de forma desorganizada ou mal organizada (Quadro 2).

Quadro 2 – Classificação das formações superficiais de acordo com os critérios estrutural e dinâmico, apresentando exemplos de materiais e os processos associados.

CRITÉRIO	TIPO		MATERIAL	PROCESSO
ESTRUTURAL	1. Estrutura petrográfica		Saprólito (isalterita)	Intemperismo
	2. Estrutura estratificada		Alúvio, formações lacustres, palustres, costeiras, dunares, <i>loess</i> , <i>drift</i>	Erosão/sedimentação
	3. Estrutura pedológica		Solo pédico	Intemperismo, pedogênese
	4. Estrutura concrecionária		<i>Duricrusts</i>	
	5. Sem estrutura		Solo apédico, saprólito (aloterita)	
		Colúvio, tálus de detritos, <i>till</i> , piroclastos	Erosão, movimento de massa, erupção/sedimentação	
DINÂMICO	1. Residual	1.1. Autóctone	Saprólito (isalterita, aloterita), <i>duricrusts</i> , solo.	Intemperismo, pedogênese
		1.2. Parautóctone	Solo, <i>duricrusts</i>	Pedogênese
	2. Transportada	2.1. Sub-autóctone	Colúvio, tálus de detritos	Erosão, movimento de massa, erupção/sedimentação
		2.2. Alóctone	Alúvio	
			Formações dunares, <i>loess</i> e piroclastos	
			Formações lacustre e palustre	
			Formação costeira	
	<i>Drift e till</i>			

Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G.T., com base em: Gèze (1959), Hermelím (1985), Suguio (1992), Pereira (1999), Press *et al.* (2006) Bourrié, Trolard e Freytet (2008), Dewolf (2008); Sánchez (2019) e Ramos *et al.* (2020).

Segundo o critério dinâmico, os materiais foram subdivididos inicialmente entre residuais e transportados (Quadro 2). Os residuais se dividem em duas classes. A primeira é dos materiais autóctones, que incluem os saprólitos (isalteritas e aloteritas), resultantes do processo de intemperismo, as *duricrusts*, quando resultantes dos processos de intemperismo e de pedogênese *in situ*, e os solos, resultantes da pedogênese. A segunda classe compreende os materiais parautóctones, resultantes da pedogênese.

Embora essa classe (parautóctone) possa ser considerada um tipo de formação autóctone, decidiu-se aqui por individualizá-la, pois este conceito, no sentido empregado por Gèze (1959), pode auxiliar na explicação de algumas configurações comumente encontradas nos regolitos evoluídos do meio tropical úmido e semi-úmido. Isso é especialmente válido para situações em que se encontram mantos espessos sobrepostos a rochas carbonáticas, reconhecidas por apresentarem dissolução congruente. Pode também contribuir para o entendimento da presença de mantos cuja granulometria e propriedades químicas diferem daquelas esperadas para produtos do intemperismo das rochas atualmente subjacentes, como ocorre em alguns casos das F.S. que capeiam as chapadas do Planalto Central. Sousa Júnior *et al.*, (1983) descrevem um perfil nesta região, em que uma F.S. argilosa recobre a Formação Botucatu, arenítica, mapeada como cobertura detrito laterítica (TQdl). Segundo os autores, “estudos minuciosos no local mostraram que a base desta cobertura ainda apresentava resquícios de uma rocha mal selecionada e argilosa (contrariamente à Formação Botucatu) em tudo semelhante à Formação Marília”. Ainda segundo esses autores, “estas observações, projetadas para diversos pontos desta área, poderiam caracterizar restos de um recobrimento maior por rochas cretácicas (Formação Marília), hoje completamente englobada pelas coberturas”.

O grupo das F.S. transportadas divide-se entre sub-autóctones e alóctones, que resultam dos processos de erosão, movimentos de massa e erupção, seguidos pelo processo de sedimentação, sob diferentes ambientes. Dentre as primeiras encontram-se os colúvios e tálus de detritos, transportados a curtas distâncias e depositados ao longo das vertentes. As segundas (alóctones) compreendem os alúvios, as formações dunares, os *loess* e piroclastos, as formações lacustres e palustres, as formações costeiras, os *drifts* e *tills*. Assim, espera-se que as classes demonstradas no quadro norteiem o mapeamento das F.S. na área de pesquisa.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta seção são apresentados os resultados das observações em campo e das análises laboratoriais, bem como as reflexões e interpretações a seu respeito. Primeiramente, são apresentados os dados morfológicos, seguidos dos geoquímicos e dos mineralógicos, organizados em imagens, gráficos, tabelas e quadros, referentes a cada perfil estudado. Posteriormente, em virtude de se objetivar classificar as F.S. dos pontos de vista dinâmico e estrutural, como se propõe desde o início da pesquisa, a parte final da seção é destinada à descrição da evolução da paisagem e ao mapeamento, com as classes de F.S. definidas de acordo com sua evolução, o que justifica sua apresentação posterior às análises.

5.1 Morfologia das formações superficiais

Morfologia, na Geografia Física e nas ciências afins, corresponde aos aspectos físicos, visíveis ou sensoriais, característicos do relevo e das F.S., observados e atestados durante o trabalho de campo. Na primeira concepção, a do relevo em sentido amplo, condiz com a diversidade de tipos de feições distribuídas sobre a superfície terrestre, emersa e submersa (e, também, subterrânea), originadas como consequência da conjugação entre agentes estruturais internos e agentes exteriores regidos pela energia solar (Ross, 2019; Pisano *et al.*, 2020). Em relação às F.S., diz respeito às propriedades externas e peculiares de cada uma, indispensáveis à caracterização genética e ao entendimento do comportamento dinâmico, e que permitem se ter uma concepção integral desde o perfil até a escala da paisagem (Santos *et al.*, 2015).

5.1.1 Caracterização morfológica

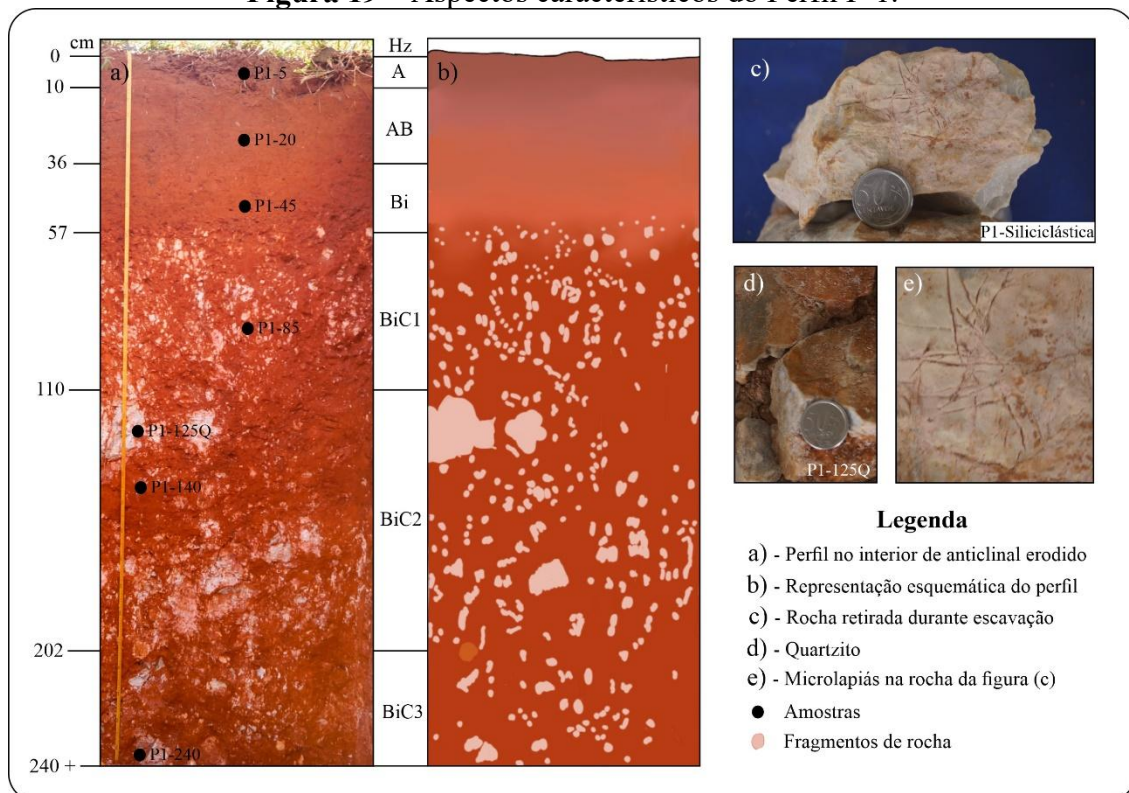
Nesta subseção são apresentados os dados morfológicos observados em cada perfil e, também, os resultados referentes à granulometria, obtida através de análises laboratoriais. Assim, no exame das F.S. *in loco* deu-se atenção especial às seguintes características: cor, textura, estrutura, consistência e atração magnética. Na descrição, porém, optou-se por apresentar primeiramente os aspectos referentes à localização geográfica do perfil, altimetria, declividade, classe de solo, profundidade de coletas, arranjo dos horizontes e suas transições, como se segue.

5.1.1.1 Perfil P-1: Formações superficiais da porção norte da anticlinal do Itambé

Localizado nas coordenadas Lat: 14°35'09.5" S e Long: 48°30'10.1" W, o perfil P-1 de F.S. pertence ao contexto geográfico representado por uma anticlinal denudada, com leve caimento para NE, precisamente numa área anteriormente relacionada a um *Combe* (Zancopé *et al.*, 2023). A altitude no local amostrado é de 621 m, em terreno que varia de Suave-Ondulado para Ondulado. Os solos dessa localidade foram classificados como CAMBISSOLOS HÁPLICOS, até o segundo nível categórico de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Santos *et al.* 2025). Esta classificação é corroborada pelo mapeamento de Momoli *et al.* (2021b), feito até o quarto nível categórico, que classificou os solos desta localidade como CAMBISSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos típicos.

O perfil possui cerca de 240 cm e seis horizontes identificados (Figura 19a e 19b). O horizonte A, superficial (0-10 cm), tem sofrido com processo de aragem e posterior instalação de pastagem para pecuária, permitindo defini-lo como Ap. Entre 10-36 cm há um horizonte transicional AB, seguido de Bi, BiC1, BiC2 e BiC3.

Figura 19 – Aspectos característicos do Perfil P-1.



Elaborado por LIMA, P. S.

A parte inferior do perfil é caracterizada pela presença de fragmentos rochosos pouco alterados, que vão até a profundidade 57 cm. A cor da rocha varia de branco-acinzentado a

amarelo claro (Figura 19c e 19d). As amostras de rocha coletadas nas profundidades 125 e 240 cm têm aspecto arenoso, similar a quartzitos, tendo sido facilmente desestruturadas quando da pulverização em almofariz de ágata com pistilo.

Feições de dissolução presentes na rocha, semelhantes aos *microlapiás* (Figura 19e), levantou dúvidas acerca da litologia da localidade, fato solucionado pelas análises geoquímicas que demonstraram características psamíticas para o material. Além disso, a ausência de efervescência após aplicação de ácido clorídrico (HCL) em laboratório atesta a origem terrígena para a rocha, já demonstrada por Zancopé *et al.* (2023), a qual está a poucos metros dos carbonatos. Assim, possivelmente, tais feições de dissolução tenham relação com a presença de pequenos níveis de CaCO_3 ou $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ presentes nos quartzitos como vênulas diminutas, em virtude da proximidade dos sedimentos durante os processos diagenéticos e posterior metamorfismo.

De modo geral, a F.S. no perfil analisado tem cor vermelho-amarelado, com tendência para o vermelho, quando úmida. Nos horizontes subsuperficiais há predominância do vermelho-amarelado (5YR 4/6 e 5YR 5/8), quando seco, e do vermelho (2.5YR 4/8), em estado úmido. No topo, é bruno-avermelhado (5YR 5/4) e bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3), respectivamente para os estados seco e úmido da amostra.

A estrutura nos 57 cm superiores do perfil, varia de granular a blocos subangulares, de tamanho pequeno a médio, e grau fraco. A ocorrência de material mais intemperizado nessa porção, em comparação com a subjacente (57 cm em diante), supostamente favoreceu a formação de agregados. A consistência em condição seca é ligeiramente dura para todos os horizontes. Em condição úmida é muito friável nos horizontes BiC3 e BiC2, friável nos horizontes BiC1 e Bi e firme nos horizontes AB e A. Em condição molhada, a consistência é plástica e ligeiramente pegajosa em todo o perfil (Tabela 1).

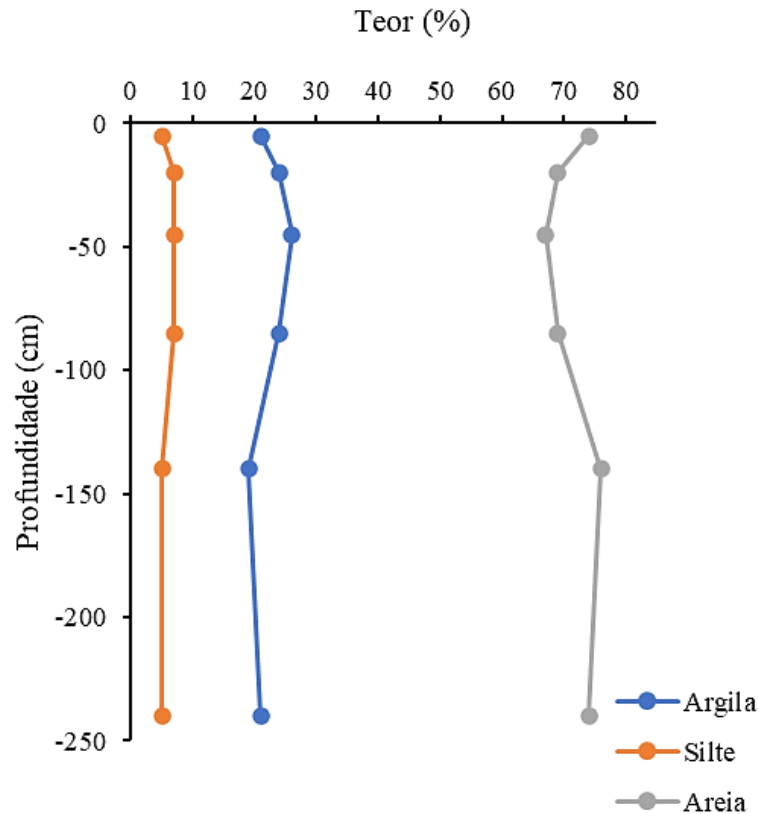
A textura é média, com mais de 670 g kg^{-1} de areia em todas as amostras, com destaque para o horizonte BiC2, o qual possui mais de 760 g kg^{-1} de areia total. Em contraposição, também foi onde se teve a menor estimativa para a fração argila, com 190 g kg^{-1} ou 19% do total analisado. O silte manteve constância desde a base, com leve aumento no horizonte Bi (Gráfico 1). A transição do horizonte A para o AB é gradual e plana, mas do AB para o Bi e deste em diante, é difusa e plana. A respeito da atração magnética, o perfil tem magnetismo muito fraco somente até os 57 cm de profundidade.

Tabela 1 – Descrição morfológica do Perfil P-1.

Horizonte	Prof. (cm)	Prof. Coleta (cm)	Cor (Munsell)		Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Transição	Atração Magnética
			Seca	Úmida	Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada			
A	0-10	5	5YR 5/4	5YR 3/3	Blocos Subangulares	Pequeno a Médio	Fraco	Ligeiramente Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Gradual e Plana	Muito Fraca
AB	10-36	20	5YR 4/6	5YR 3/4	Granular a Blocos Subangulares	Pequeno	Fraco	Ligeiramente Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Muito Fraca
Bi	36-57	45	5YR 4/6	2.5YR 3/6	Granular a Blocos Subangulares	Pequeno	Fraco	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Muito Fraca
BiC1	57-110	85	5YR 5/8	2.5YR 4/8	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
BiC2	110-202	140	5YR 6/8	2.5YR 4/8	Ligeiramente Dura	Muito Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
BiC3	202-240	240	5YR 5/8	5YR 4/6	Ligeiramente Dura	Muito Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Plana	Ausente

Elaborado por LIMA, P. S. e MOMOLI, R. S.

Gráfico 1 – Distribuição das frações argila, silte e areia para o Perfil P-1.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

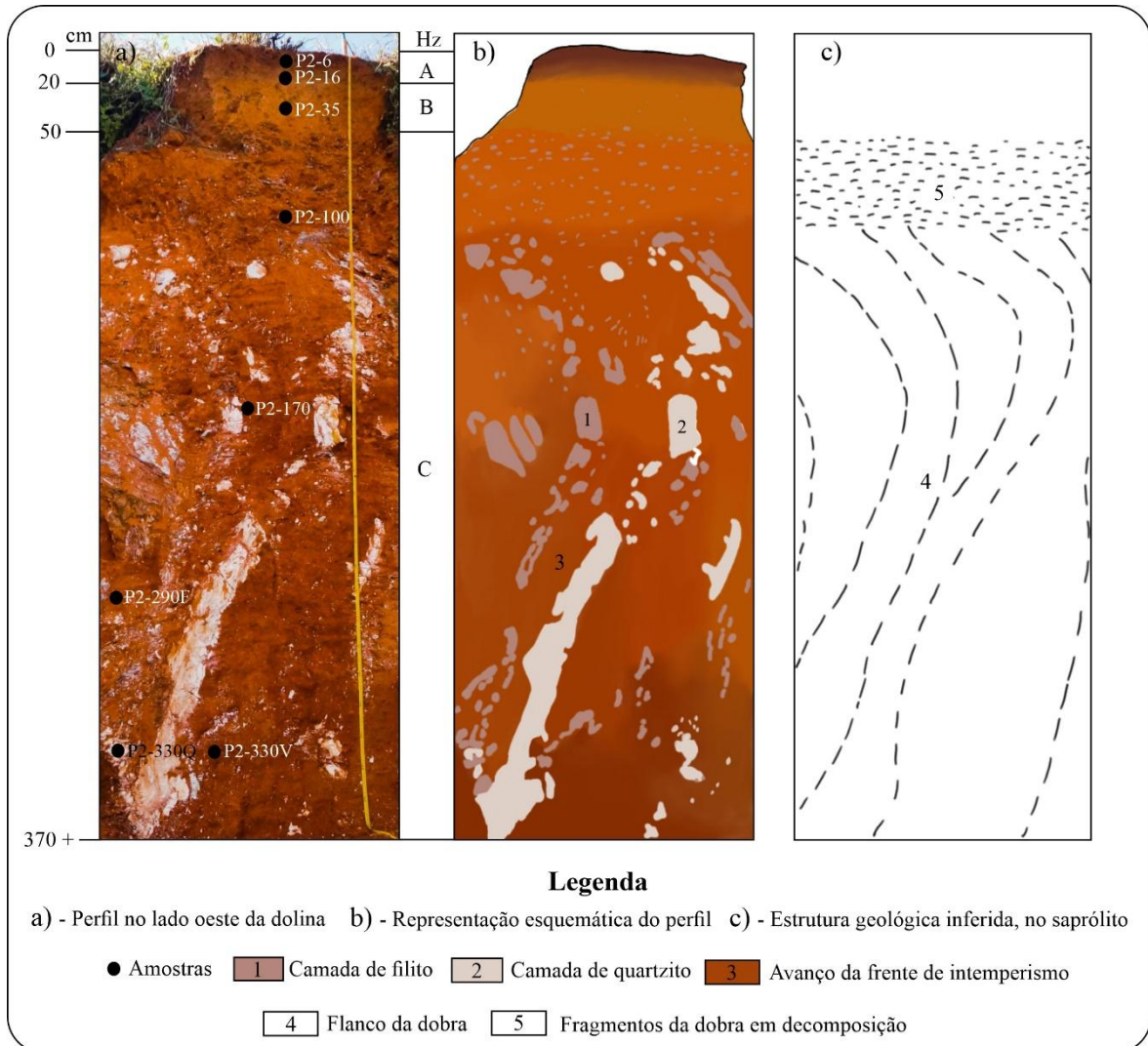
5.1.1.2 Perfil P-2: Formações superficiais da porção oeste da dolina da Grota Vermelha

Localizado nas coordenadas Lat: 14°35'08.1" S e Long: 48°28'44.6" W, o perfil P-2 de F.S. pertence ao contexto geográfico representado pela borda ocidental de uma dolina de colapso de cobertura, que tem carregado muito solo para seu interior, sobretudo em virtude do manejo inadequado das áreas cársticas (Sauro, 2012; Amaral *et al.*, 2021). A altitude no local amostrado é de 644 m, e o terreno é Plano. Considerando o critério de profundidade do horizonte B, para esse perfil, o solo foi classificado como CAMBISSOLO HÁPLICO, de acordo com Santos *et al.* (2018) e Santos *et al.* (2025). Momoli *et al.* (2021b), no entanto, classificaram os solos como LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Tb Distrófico típico.

O perfil possui aproximadamente 370 cm e três horizontes (Figura 20a e 20b). O horizonte A (0-20 cm) foi revolvido para instalação de pastagem e cultivo de grãos até 2022, sendo posteriormente reservado para proteção do talude da dolina sem mobilização. Entre 20-50 cm há um horizonte B, com transição difusa e plana para o C, nitidamente detectável em vista da grande quantidade de material fragmentado. Já o horizonte C possui algumas porções muito pedogenizadas e outras incipientemente pedogenizadas, evidenciando a atuação da frente de intemperismo, influenciada pelo caráter rítmico da rocha e pela presença de dobras (Figuras

20c, 21a e 21b), tanto de tamanho milimétrico quanto métrico. Onde o material é mais friável, preferencialmente nas camadas de filitos, a pedogênese é acentuada, o que não ocorre nos níveis quartzíticos.

Figura 20 – Aspectos característicos do Perfil P-2.



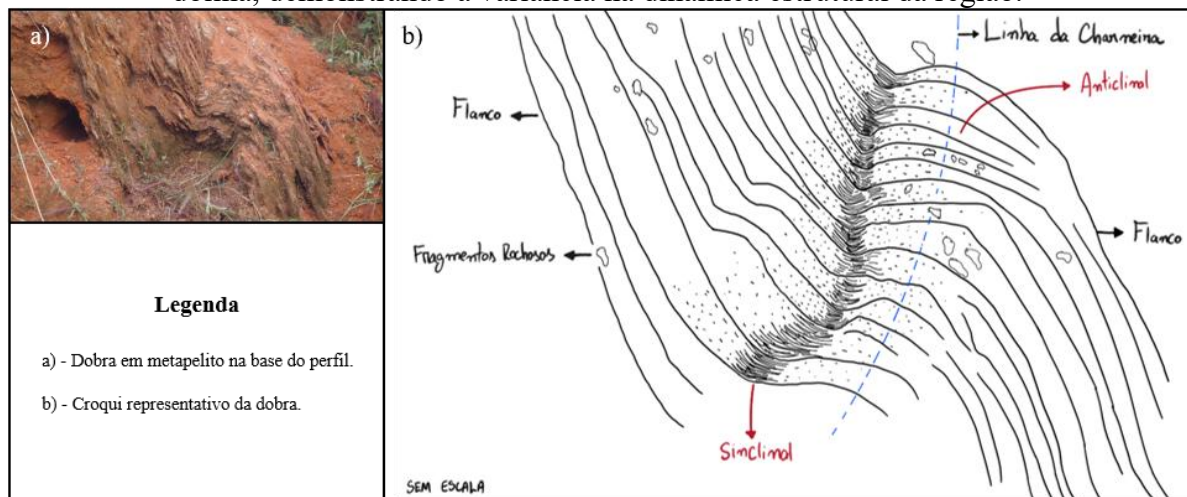
Elaborado por LIMA, P. S.

A base do perfil é caracterizada pela presença de filito a 290 cm (amostra P2-290F) e quartzito a 330 cm (amostra P2-330Q). O filito tem caráter rítmico e possui variações de cor, sendo acinzentado, amarelado e rosado. Ele é muito friável em estado úmido e resistente em estado seco. Já o quartzito ocorre como veio, é muito arenoso, é esbranquiçado ou amarelado e se desintegra facilmente.

A cor na base do perfil (horizonte C) é amarelo-avermelhado (5YR 6/8) em estado seco e vermelho (2.5YR 4/8) em estado úmido. O horizonte B é amarelo-avermelhado (5YR 6/8) em toda sua espessura. Em estado úmido, tanto o B quanto A são vermelho-amarelado (5YR 4/6).

O horizonte A no estado seco da amostra é amarelo-avermelhado (7.5YR 6/8) na profundidade de 6 cm, e bruno-escuro próximo à transição para o horizonte B.

Figura 21 – Representação de aspectos deformacionais na base do Perfil P-2, assoalho da dolina, demonstrando a variância na dinâmica estrutural da região.



Elaborado por LIMA, P. S.

Em virtude de o perfil ter sido preparado no interior da dolina e do horário de sua caracterização, a luminosidade foi um pouco prejudicada, impactando no registro fotográfico. Por isso, a imagem, e sua respectiva representação demonstrada na figura 20, apresenta um leve grau de saturação.

Os tipos de estruturas em todo o perfil variam de granular a blocos subangulares, de tamanhos pequenos a médios e grau fraco a moderado (Tabela 2). O tamanho dos blocos e dos grãos diminui desde a base, e na profundidade 330 cm (horizonte C) há apenas blocos subangulares com arranjos de 10 a 20 mm, bem definidos em meio a pouco material solto. A consistência seca é ligeiramente dura em todo o perfil, com exceção da amostra coletada na profundidade 16 cm (horizonte A). Quando úmida, é muito friável no C, friável no B e firme no horizonte A. Já a consistência molhada é plástica e ligeiramente pegajosa desde a base até o topo da F.S.

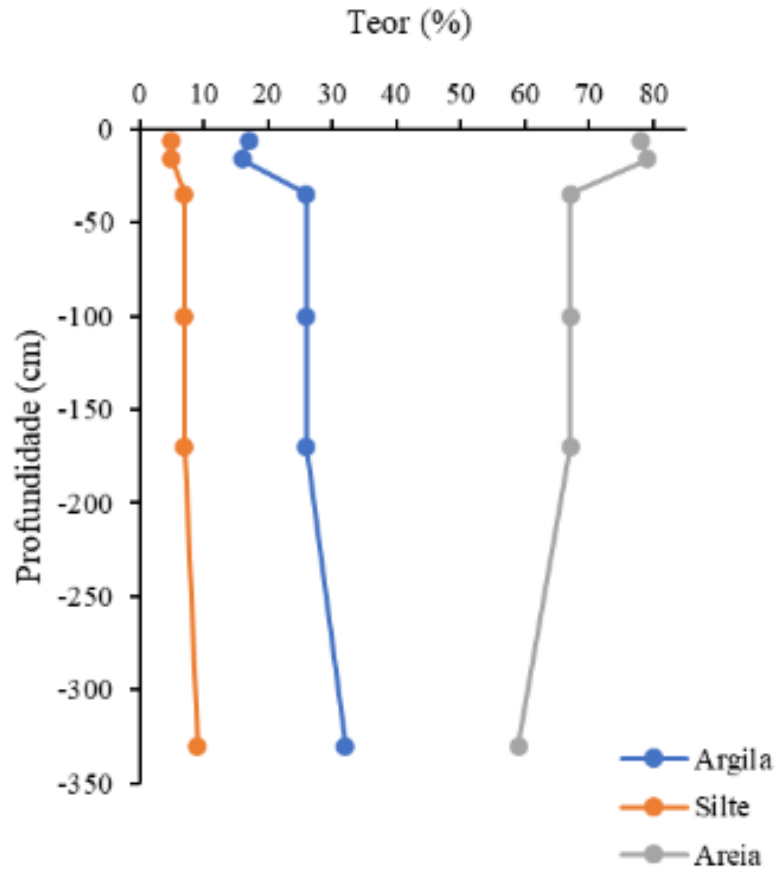
A textura é média em todas as amostras. O maior teor de argila se restringe à amostra P2-330V (Figura 20a), a 330 cm de profundidade, com 32% (320 g kg^{-1}) de argila, 9% de silte e 59% de areia (Gráfico 2). No horizonte B o teor de argila é de 26% (260 g kg^{-1}), o de silte de 7% e o de areia de 67%. No horizonte A o teor de argila é de 16% (160 g kg^{-1}), o de silte 5% e o de areia 79%. De todas as amostras desta pesquisa, considerando todos os perfis, a P2-16 (horizonte A) é a que apresenta o maior teor de areia total. A transição é difusa e plana entre os horizontes e não há atração magnética.

Tabela 2 – Descrição morfológica do Perfil P-2.

Horizonte	Prof. (cm)	Prof. Coleta (cm)	Cor (Munsell)		Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Transição	Atração Magnética
			Seca	Úmida	Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada			
A	0-20	6	7.5YR 6/8	5YR 4/6	Granular a Blocos Subangulares	Pequeno	Fraco	Ligeiramente Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
B	20-50	16	7.5YR 5/8	5YR 4/6	Granular a Blocos Subangulares	Pequeno	Fraco a Moderado	Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média		Ausente
		35	5YR 6/8	5YR 4/6	Blocos Subangulares a Granular	Pequeno a Médio	Fraco a Moderado	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente	
		100	5YR 6/8	5YR 4/6	Granular a Blocos Subangulares	Pequeno a Médio	Fraco	Ligeiramente Dura	Muito Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
C	50-370 +	170	5YR 6/8	2.5YR 4/8	Blocos Subangulares a Granular	Pequeno a Médio	Fraco a Moderado	Ligeiramente Dura	Muito Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente	
		330 v	5YR 5/8	2.5YR 4/8	Blocos Subangulares	Médio	Moderado	Ligeiramente Dura	Muito Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente	

Elaborado por LIMA, P. S. e MOMOLI, R. S.

Gráfico 2 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-2.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

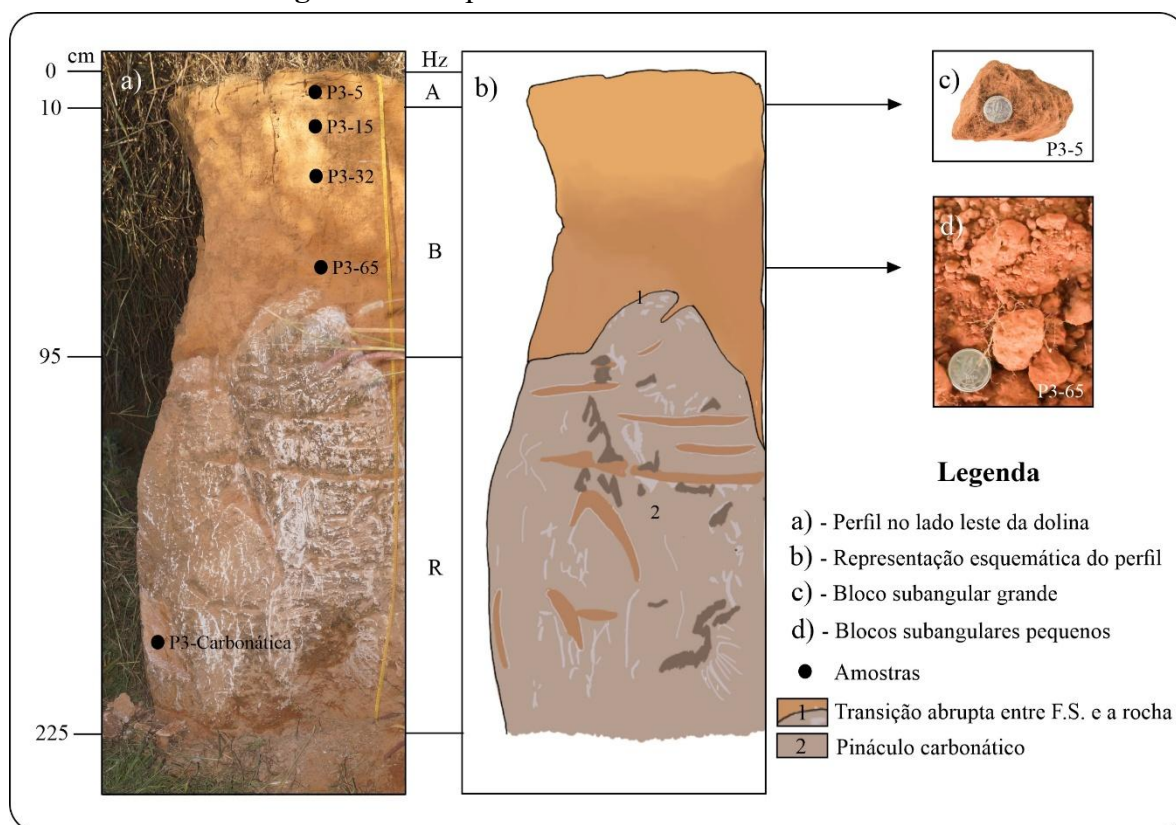
5.1.1.3 Perfil P-3: Formações superficiais sobre pináculos carbonáticos da porção leste da dolina da Grota Vermelha

Localizado nas coordenadas Lat: 14°35'09.4" S e Long: 48°28'45.0" W, o perfil P-3 de F.S. pertence ao contexto geográfico representado pela borda oriental da dolina de colapso de cobertura citada no ponto de coleta anterior. A altitude no local amostrado é de 643 m, e o terreno é Plano. Os solos dessa localidade foram classificados como LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELO, de acordo com Santos *et al.* (2018) e Santos *et al.* (2025), podendo ser corroborado por Momoli *et al.* (2021b), que classificaram os solos como LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELO Tb Distróficos típicos.

O perfil possui 225 cm e dois horizontes (A e B), sobrepostos ao substrato de mármore dolomítico em forma de pináculo (Figura 22). O horizonte A (0-10 cm) foi utilizado para pastagem e cultivo de grãos até 2022, assim como ocorre no perfil P-2. O horizonte B ocorre predominantemente entre (10-95 cm), com profundidade mínima de 70 cm e máxima de 140 cm. A transição para a rocha ocorre de forma difusa e ondulada, e é comandada pelo grau de

dissolução cárstica, que acentua o alojamento de material inconsolidado em alguns locais, enquanto são delgados em outros.

Figura 22 – Aspectos característicos do Perfil P-3.



Elaborado por LIMA, P. S.

A base do perfil (horizonte R), de coloração gris, é formada por material consolidado e coerente, em forma de pináculo contínuo, típico de relevo cárstico. A F.S. subjacente tem coloração vermelho-amarelado (5YR 5/6 e 5YR 5/8) em estado seco, no horizonte B, e variação de vermelho (2.5YR 4/8) para bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4) em estado úmido. O horizonte A no estado seco da amostra é bruno-forte (7.5YR 5/6), assim como a porção superior do horizonte B, conforme amostra P3-15. Em estado úmido, a cor do horizonte A é bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4).

A estrutura alterna-se de granular a blocos subangulares na base, para blocos subangulares no topo. O tamanho muda de pequenos agregados nas profundidades 65 cm e 32 cm, pequeno a médio na profundidade de 15 cm e grande na profundidade de 5 cm (Tabela 3). Já a consistência, quando seca, é ligeiramente dura. Em estado úmido, ela é friável em todo o horizonte B e firme no horizonte A. Em condição molhada, é plástica e ligeiramente pegajosa da base ao topo da F.S.

A textura é média em todas as amostras. A 65 cm o teor de argila é de 290 g kg⁻¹, o de silte 80 g kg⁻¹ e o de areia 630 g kg⁻¹. Na profundidade de 32 cm, as frações silte e areia representam 7% e 69% do total, respectivamente, enquanto a argila corresponde ao maior teor no perfil, 300 g kg⁻¹ ou 30%. A partir desta amostra, observa-se, no topo do horizonte B, decréscimo em argila na profundidade de 15 cm (240 g kg⁻¹), a qual, posteriormente, aumenta no horizonte superficial (amostra P3-5), com 270 g kg⁻¹ ou 27%. Silte e areia na profundidade de 5 cm, horizonte A, é de 7% (70 g kg⁻¹) e de 66% (660 g kg⁻¹).

Em relação à atração magnética, é muito fraca nas amostras P3-5 e P3-65 e fraca nas amostras P3-15 e P3-32. Vale ressaltar que, assim como nos demais perfis, esta verificação foi feita em material esborado através de esforço manual, o que de alguma forma pode camuflar a acurácia dos resultados. De igual forma, também pode ser um dos motivos de não ter sido detectada nos perfis P-2 e P-6.

A configuração apresentada pelo perfil P-3 se repete pelas proximidades, assim como em outras partes da ampla superfície deprimida, nomeada Setor Felipa. Em vista do processo dissolutivo e da dinâmica da paisagem, a espessura das F.S. é amplamente variável, por vezes, tendo menos de 10 cm, até atingir o substrato consolidado. Na transição do horizonte superficial para o horizonte subsuperficial, há decréscimo em argila, posteriormente, ampliada por processo de translocação em cerca de 6%, na profundidade de 32 cm (Gráfico 3).

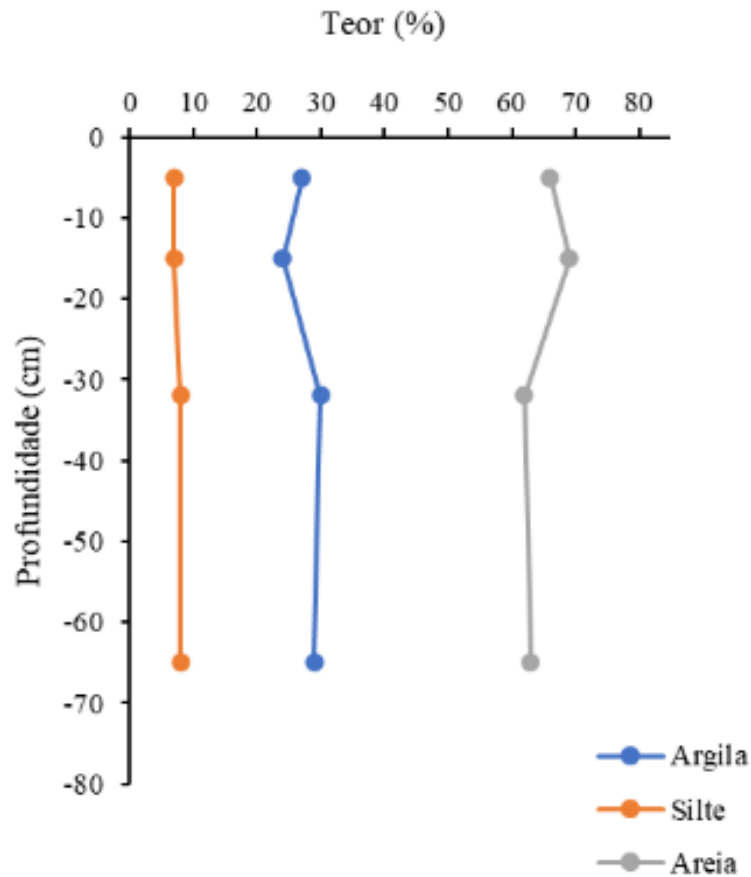
Nas localidades onde foram construídas barragens de retenção, também conhecidas como bacias de contenção de águas pluviais, por retroescavadeiras, têm sido comuns visualizar perfis semelhantes, indicando a presença de feições coincidentes com as encontradas em relevo do tipo *Soil-Covered Karst* (Veress, 2020). É provável que tais barragens tenham comportamento hidrodinâmico equiparável ao de dolinas, por haver maior rapidez na captação de águas pluviais e do escoamento superficial. Quando comprovada a indução de seres humanos no surgimento de depressões cársticas desta natureza, elas são classificadas como dolinas antropogênicas (Sauro, 2003).

Tabela 3 – Descrição morfológica do Perfil P-3.

Horizonte	Prof. (cm)	Prof. Coleta (cm)	Cor (Munsell)		Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Transição	Atração Magnética
			Seca	Úmida	Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada			
A	0-10	5	7.5YR 5/6	5YR 3/4	Blocos Subangulares	Grande	Forte	Ligeiramente Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média		Muito Fraca
		15	7.5YR 5/6	5YR 3/4	Blocos Subangulares a Granular	Pequeno a Médio	Fraco a Moderado	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Gradual e Plana	Fraca
		32	5YR 5/6	5YR 3/4	Blocos Subangulares a Granular	Pequeno	Fraco a Moderado	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média		Fraca
B	10-95	65	5YR 5/8	2.5YR 4/8	Granular a Blocos Subangulares	Pequeno	Fraco	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Ondulada	Muito Fraca
		R	95-225	180

Elaborado por LIMA, P. S. e MOMOLI, R. S.

Gráfico 3 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-3.



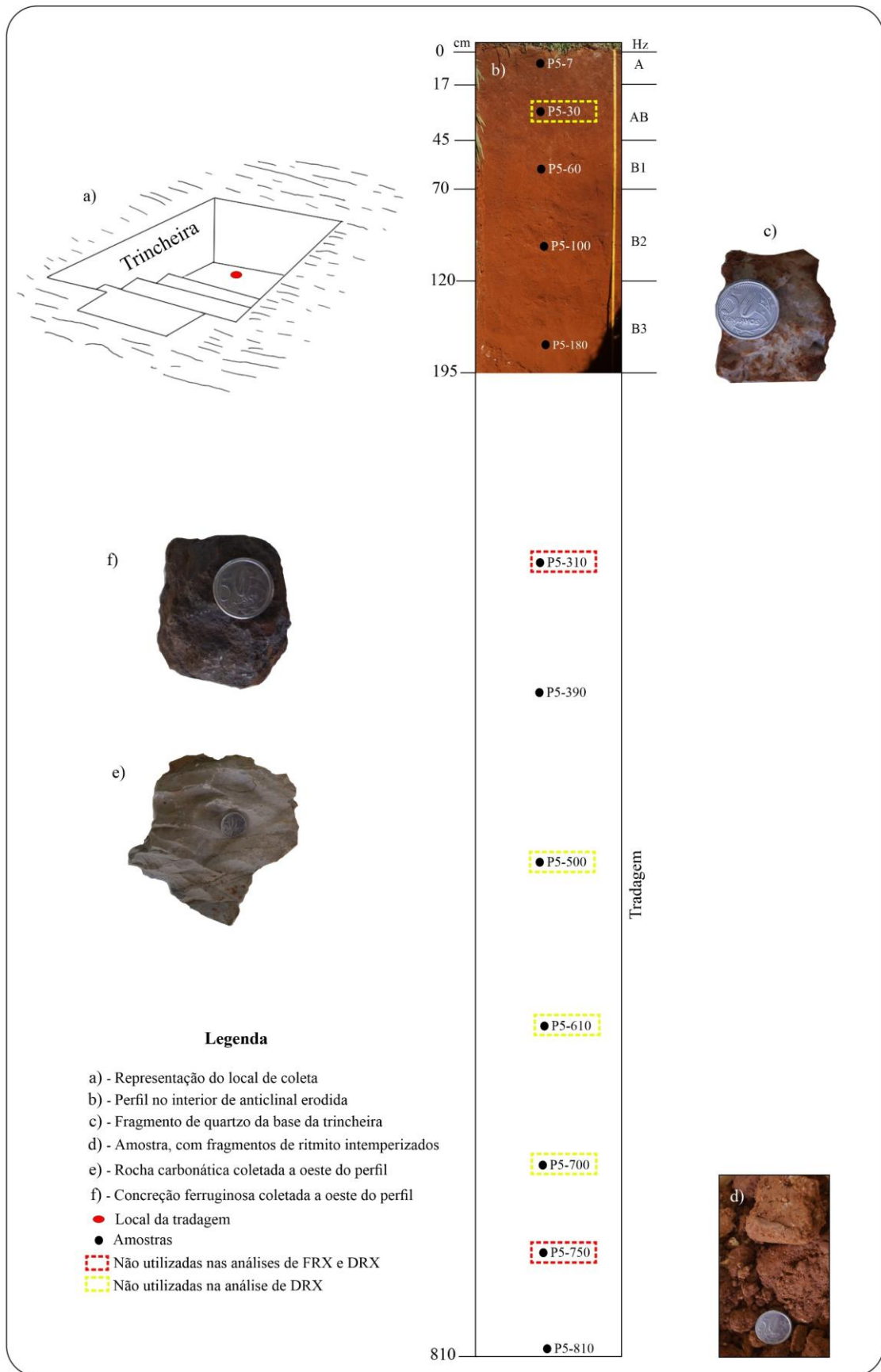
Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

5.1.1.4 Perfil P-5: Formações superficiais do Setor Felipa

Localizado nas coordenadas Lat: 14°35'04.1" S e Long: 48°25'44.6" W, o perfil P-5 de F.S. pertence ao contexto geográfico representado por uma anticlinal, com caimento inferido para NE, e com charneira amplamente denudada. Caracteriza-se por ser o único local amostrado na extremidade oriental da área de estudo. A altitude é de 710 m e o terreno é Plano. O solo dessa localidade foi classificado como LATOSSOLO VERMELHO, com matiz mais vermelho do que 2.5YR na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B, conforme Santos *et al.* (2018) e Santos *et al.* (2025). Momoli *et al.* (2021b) o classificaram como LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Tb Distrófico típico.

Este perfil é o mais espesso dentre os cinco estudados. Ao todo possui mais de 810 cm de profundidade. A análise de seus aspectos morfológicos e a coleta das amostras se deu em duas etapas, conforme apontado anteriormente. Primeiramente, foi aberta uma trincheira com retroescavadeira e, posteriormente, foi realizada tradagem no assoalho dela, com o intuito de atingir a rocha pouco alterada ou o saprólito (Figura 23a).

Figura 23 – Aspectos característicos do Perfil P-5.



Elaborado por LIMA, P. S.

Nos primeiros 195 cm identificou-se cinco horizontes: A (0-17 cm), AB (17-45 cm), B1 (45-70 cm), B2 (70-120 cm) e B3 (120-195 cm), com transição difusa e plana do topo para a base. Na profundidade de 180 cm, aproximadamente, há uma espécie de *stone-line*, de onde recolheu-se alguns exemplares de quartzo (Figura 23c).

A base do perfil, na profundidade 810 cm, tem cor vermelho-amarelado (5YR 5/6) em estado seco e vermelho escuro (2.5YR 3/6) em estado úmido. Da profundidade 750 a 390 cm a cor em estado seco é amarelo-avermelhado (5YR 6/8 e 5YR 6/6), excetuando-se a amostra P5-500, de cor vermelho-amarelado (5YR 5/6). A 310 cm a cor também é vermelho-amarelado (5YR 5/8). Já em estado úmido, com exceção da amostra P5-310, de cor vermelho escuro (2.5YR 3/6), a F.S. é vermelha (2.5YR 4/6 e 2.5YR 4/8). Em relação aos horizontes identificados, o B é vermelho em estado seco (2.5YR 4/8) e vermelho escuro em estado úmido (10YR 3/6). O horizonte de transição AB tem as mesmas cores do B, com diferença no croma. O horizonte A é vermelho em estado seco (2.5YR 3/6) e vermelho-escuro-acinzentado em estado úmido (10YR 3/3).

A estrutura foi verificada apenas na parcela da trincheira. No horizonte B, os agregados são do tipo blocos subangulares a granular, de tamanho pequeno e grau fraco a moderado. No horizonte AB há apenas grãos pequenos e fracos, enquanto no A os agregados são do tipo granular, tamanho pequeno a médio e grau moderado. Em laboratório, após secagem ao ar livre, foi identificada a formação de blocos subangulares nas amostras de trado (Figura 23d).

A consistência, em estado seco da amostra, na porção que se refere à tradagem, é muito dura na base (810 cm), ligeiramente dura nas profundidades 750, 700, 390 e 310 cm, e dura nas profundidades 610 e 500 cm. Em estado úmido é firme nas profundidades 810, 700, 610, 390 e 310 cm, friável (750 cm) e muito firme (500 cm). Em amostras molhadas, a consistência apresentou características plástica e ligeiramente pegajosa da profundidade 810 a 390 cm, enquanto na profundidade 310 cm é plástica e muito pegajosa.

Na parte referente à trincheira (0-195 cm), a consistência em estado seco da amostra é macia (horizontes B3, B2 e A), ligeiramente dura (horizonte B1) e dura (horizonte AB). Em estado úmido é friável (horizontes B3, B2, B1 e A) e firme (horizonte AB). Já em amostras molhadas, a consistência é plástica e pegajosa desde a profundidade 180 cm, base do horizonte B no assoalho da trincheira, até a profundidade de 7 cm, no horizonte A.

A textura é média nas amostras da tradagem (810 a 310 cm) e argilosa em todas as amostras da trincheira, a partir da profundidade de 180 cm (Tabela 4). No tocante às retiradas com trado, o teor de argila representa mais do que 30% da granulometria, excetuando a amostra P5-500, com 280 g kg⁻¹ (28%). Os valores de silte foram de 80 g kg⁻¹ nas profundidades 810, 700, 500, 390 e 310 cm, e de 90 g kg⁻¹ nas profundidades 750 e 610 cm. A areia foi acima de 58% em todas as profundidades analisadas, com 590 g kg⁻¹ nas amostras P5-750 e P5-610, 610 g kg⁻¹ nas amostras P5-390 e P5-310, 620 g kg⁻¹ nas amostras P5-810 e P5-700 e, por fim, 640 g kg⁻¹ na amostra P5-500.

Da amostra P5-180 até a P5-7, no âmbito da trincheira, o teor de argila é maior do que 40%, com a amostra P5-60 (horizonte B1) se sobressaindo, apresentando 470 g kg⁻¹ (47%), enquanto o menor teor, 400 g kg⁻¹, foi registrado no horizonte eluvial transicional sobrejacente (AB). Na fração silte houve certa homogeneidade, registrando cerca de 110 g kg⁻¹. A exceção é o horizonte AB, com 100 g kg⁻¹ (10%). A fração areia também representa mais de 40% da granulometria desde a profundidade 195 cm até o topo. A amostra com o menor teor é a P5-60 (horizonte B1), que possui 420 g kg⁻¹ e a com maior é a P5-30 (horizonte AB), para quem registrou-se 500 g kg⁻¹ (50%). Os resultados das análises, nesse contexto, demonstram translocação de argila, com o aumento no horizonte B1 e diminuição no AB.

A título de comparação, a parte inferior do perfil (de 810 a 310 cm de profundidade) apresenta uma média dos teores de argila, silte e areia, respectivamente, de 305,71 g kg⁻¹, 82,85 g kg⁻¹ e 611,72 g kg⁻¹, contra 432 g kg⁻¹, 108 g kg⁻¹ e 460 g kg⁻¹ para a porção superior (de 195 a 7 cm de profundidade). Isso demonstra a existência de um limite de transição textural a partir da amostra P5-180, com a porção inferior, provavelmente, contendo maior quantidade de minerais primários alteráveis, por ainda pertencer ao saprólito. Para mais detalhes, o gráfico 4 apresenta a distribuição do teor de argila, silte e areia de acordo com a profundidade.

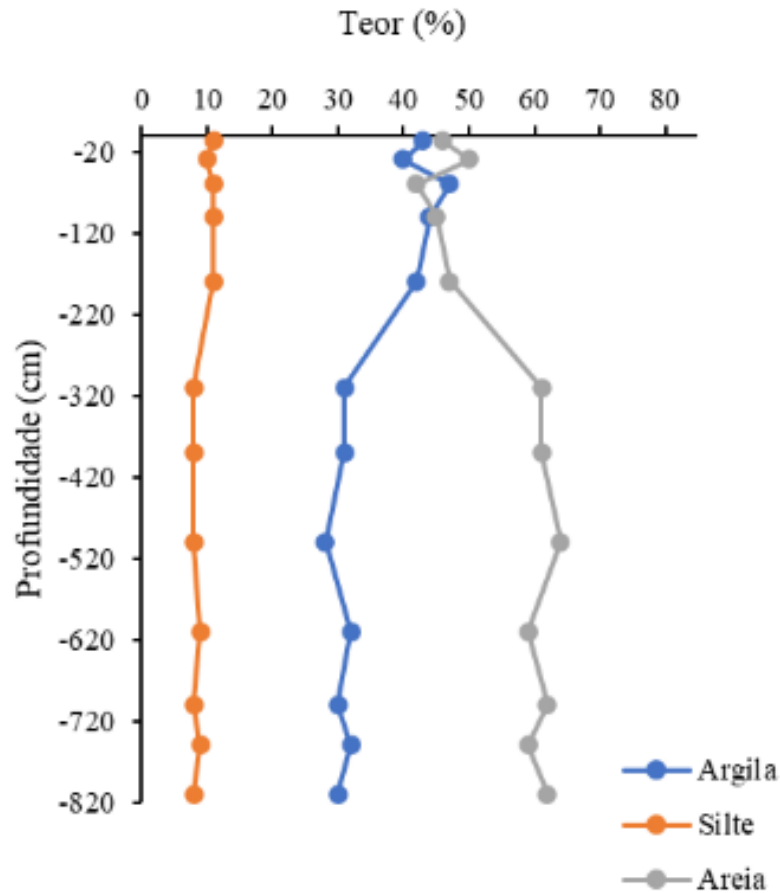
Assim como os demais perfis que apresentaram algum grau de atração magnética (perfis P-1 e P-3), o P-5 também apresentou, com magnetismo muito fraco nas amostras P5-30 e P5-100 e fraco nas amostras P5-7, P5-60 e P5-180. Apesar disso, durante o teste foi possível observar os óxidos de Fe, exemplares de magnetita, em granulometria maior que os visualizados nos antecedentes.

Tabela 4 – Descrição morfológica do Perfil P-5.

Horizonte	Prof. (cm)	Prof. Coleta (cm)	Cor (Munsell)		Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Transição	Atração Magnética
			Seca	Úmida	Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada			
A	0-17	7	2.5YR 3/6	10R 3/3	Granular	Pequeno a Médio	Moderado	Macia	Friável	Plástica e Pegajosa	Argilosa	Difusa e Plana	Fraca
AB	17-45	30	2.5YR 4/6	10R 3/4	Granular	Pequeno	Fraco	Dura	Firme	Plástica e Pegajosa	Argilosa	Difusa e Plana	Muito Fraca
B1	45-70	60	2.5YR 4/8	10R 3/6	Blocos Subangulares a Granular	Pequeno	Moderado	Ligeiramente e Dura	Friável	Plástica e Pegajosa	Argilosa	Difusa e Plana	Fraca
B2	70-120	100	2.5YR 4/8	10R 3/6	Blocos Subangulares a Granular	Pequeno	Fraco	Macia	Friável	Plástica e Pegajosa	Argilosa	Difusa e Plana	Muito Fraca
Tradagem	120-195 +	180	2.5YR 4/8	10R 3/6	Blocos Subangulares	Pequeno	Moderado	Macia	Friável	Plástica e Pegajosa	Argilosa		Fraca
		310	5YR 5/8	2.5YR 3/6	Ligeiramente e Dura	Firme	Plástica e Muito Pegajosa	Média	Ausente
	390	5YR 6/6	2.5YR 4/8	Ligeiramente e Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente	
	500	5YR 5/6	2.5YR 4/6	Dura	Muito Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente	
	195-810	610	5YR 6/8	2.5YR 4/6	Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente
	700	5YR 6/8	2.5YR 4/8	Ligeiramente e Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente	
	750	5YR 6/8	2.5YR 4/6	Ligeiramente e Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente	
	810	5YR 5/6	2.5YR 3/6	Muito Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Ausente

Elaborado por LIMA, P. S. e MOMOLI, R. S.

Gráfico 4 – Distribuição das frações argila, silte e areia para o Perfil P-5.



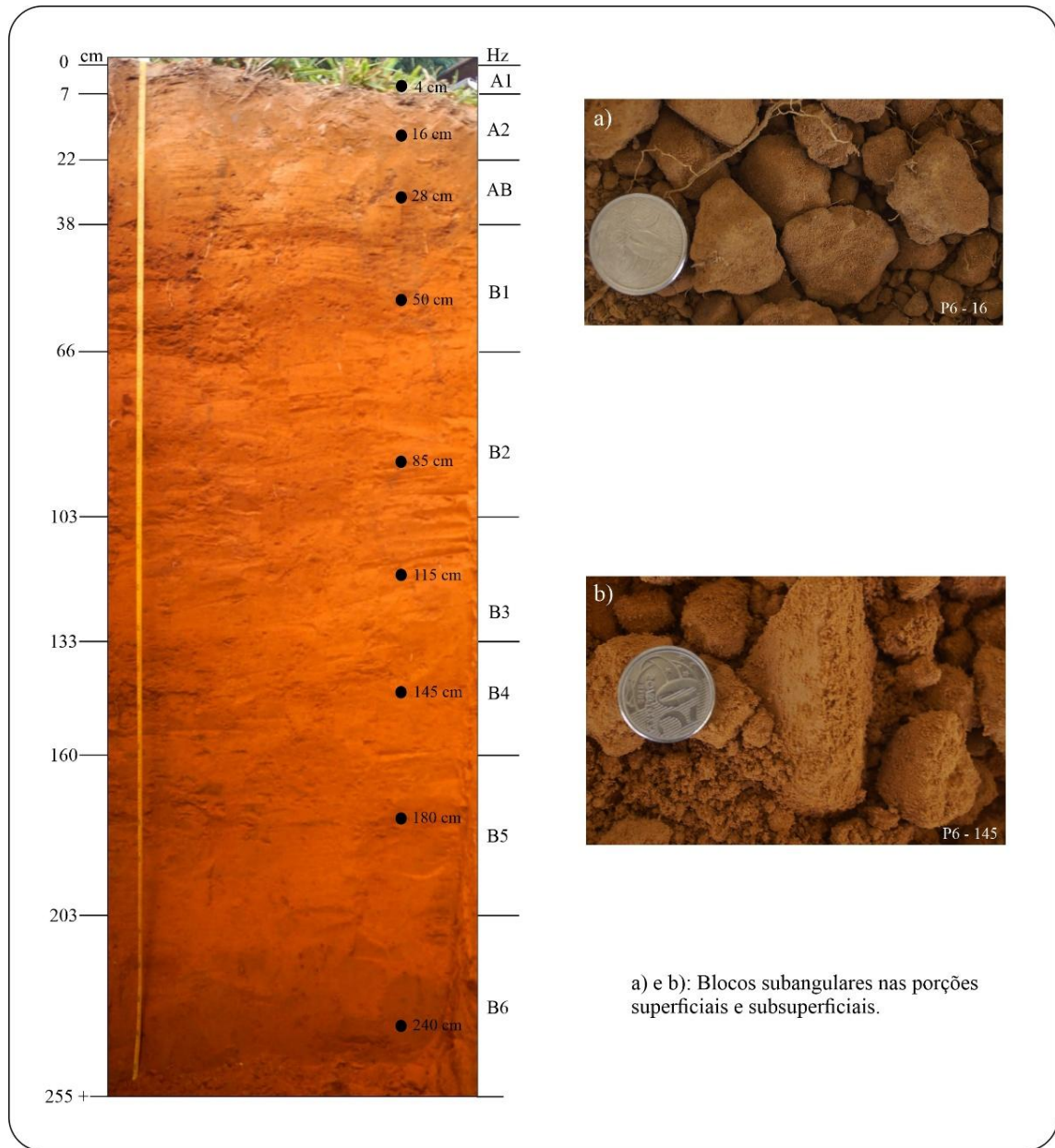
Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

5.1.1.5 Perfil P-6: Formações superficiais da porção leste da anticlinal do Itambé

Localizado nas coordenadas Lat: 14°35'13.5" S e Long: 48°30'07.1" W, o perfil P-6 de F.S. pertence ao contexto geográfico representado por uma anticlinal denudada, com leve caimento inferido para NE. Ele situa-se a aproximadamente 60 m de distância do perfil P-1, na parte interna do flanco direito da dobra. A altitude é de 615 m e o terreno é Suave-Ondulado. Os solos dessa localidade foram classificados como LATOSSOLOS VERMELHO-AMARELO, de acordo com Santos *et al.* (2018) e Santos *et al.*, (2025).

O perfil de F.S. analisado possui mais de 255 cm de espessura (Figura 24), e nove horizontes identificados (A1, A2, AB, B1, B2, B3, B4, B5 e B6). Em virtude da ausência de amostras de rochas ou saprólito na base do perfil, a pesquisa neste setor deu seguimento apenas com análises dos materiais inconsolidados.

Figura 24 – Aspectos característicos do Perfil P-6.



Elaborado por LIMA, P. S.

As cores em todo o perfil variam do amarelo-avermelhado (5YR 6/8) nas porções inferiores, a bruno-claro (7.5YR 6/3) na superfície, quando seco. Quando úmido, é vermelho (2YR 4/8) na base, transitando para o vermelho-amarelado na porção intermediária, e bruno-escuro no topo (7.5YR 3/3).

A estrutura é granular ou em blocos subangulares (Tabela 5), com tamanho pequeno, médio ou grande, com o médio se sobressaindo nas profundidades 180, 145, 115, 28 e 16 cm. Nas amostras P6-240, P6-180 e P6-145 o grau é fraco, moderado a fraco nas amostras P6-115, P6-85, P6-50 e P6-28, e forte nas amostras P6-16 e P6-4 (profundidades 16 e 4 cm). De maneira geral, da profundidade 255 a 133 cm, as unidades estruturais não são tão frequentes. Isso se altera à medida em que se aproxima dos horizontes mais superficiais, onde há mais material agregado que solto.

A consistência, em estado seco da amostra, é ligeiramente dura nas profundidades 240, 180, 50, 28 e 16 cm, e dura nas profundidades 145, 115, 85 e 4 cm. Em estado úmido da amostra é friável nas profundidades 240, 115, 85, 50, 28 e 16 cm, muito friável nas profundidades 180 e 145 cm e firme na profundidade de 4 cm. Já quando molhada, a consistência é plástica e ligeiramente pegajosa desde a base, o que pode ser explicado pela textura média em todo o perfil.

A este respeito, a quantidade de argila varia. A amostra com maior teor é a P6-85, com 310 g kg^{-1} , no horizonte B2, enquanto a com o menor teor é a P6-4, no horizonte A2, com 240 g kg^{-1} (Gráfico 5). Globalmente, o horizonte B com suas subdivisões tem média de $296,66 \text{ g kg}^{-1}$ de argila. Quanto ao teor de silte, as amostras P6-180, P6-28, P6-16 e P6-4 apresentaram 70 g kg^{-1} , enquanto as demais amostras apresentaram 80 g kg^{-1} . A média para os horizontes subsuperficiais foi $78,33 \text{ g kg}^{-1}$. Já o teor de areia foi o mais elevado, superando 60% do total granulométrico. A amostra com a menor quantidade de areia (610 g kg^{-1}) foi a P6-85 e a com a maior (690 g kg^{-1}) foi a P6-4, seguida da P6-16 com 670 g kg^{-1} . Valores médios indicaram 625 g kg^{-1} de areia para todo o horizonte B, demonstrando que a presença significativa de minerais geogênicos distribuem-se no perfil de maneira integral, inclusive com tendência de aumento da base para o topo do perfil.

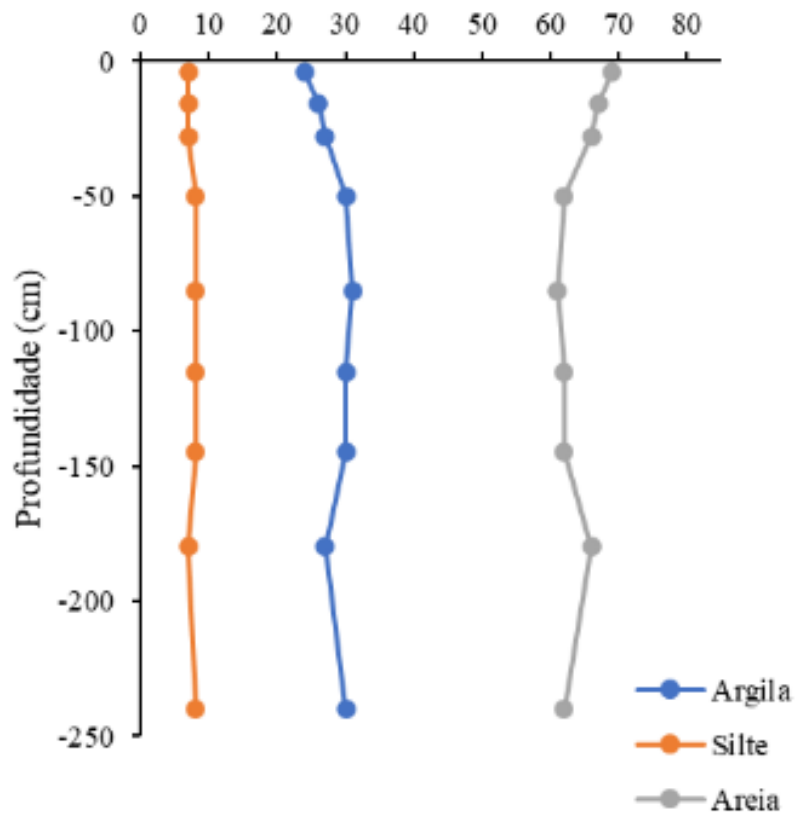
Em relação à transição entre os horizontes, com exceção do A1 que é clara e plana para o A2, todos os demais transitam de forma difusa e plana para com o horizonte subsequente. Além disso, verificou-se, também, que neste perfil, assim como no perfil P-2, não há presença de minerais magnéticos, conforme observado pela ausência de magnetismo no teste de atração com ímã.

Tabela 5 – Descrição morfológica do Perfil P-6.

Horizonte	Prof. (cm)	Prof. Coleta (cm)	Cor (Munsell)		Agregados (Estrutura)			Consistência			Textura	Transição	Atração Magnética
			Seca	Úmida	Tipo	Tamanho	Grau	Seca	Úmida	Molhada			
A1	0-7	4	7.5YR 6/3	7.5YR 3/3	Granular a Blocos Subangulares	Pequeno	Forte	Dura	Firme	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Clara e Plana	Ausente
A2	7-22	16	7.5YR 5/4	7.5YR 3/4	Granular a Blocos Subangulares	Médio	Forte	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
AB	22-38	28	7.5YR 6/6	5YR 4/6	Blocos Subangulares	Médio	Moderado a Fraco	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
B1	38-66	50	7.5YR 6/6	5YR 5/6	Blocos Subangulares	Pequeno	Moderado a Fraco	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
B2	66-103	85	7.5YR 7/8	5YR 5/8	Blocos Subangulares	Grande a Médio	Moderado	Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
B3	103-133	115	7.5YR 5/6	5YR 4/6	Blocos Subangulares	Médio	Moderado a Fraco	Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
B4	133-160	145	7.5YR 6/8	5YR 4/6	Blocos Subangulares	Médio	Fraco	Dura	Muito Friável	Ligeiramente Plástica e Não Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
B5	160-203	180	5YR 6/8	5YR 5/8	Granular a Blocos Subangulares	Médio	Fraco	Ligeiramente Dura	Muito Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Difusa e Plana	Ausente
B6	203-255 +	240	5YR 6/8	2.5YR 4/8	Granular	Grande	Fraco	Ligeiramente Dura	Friável	Plástica e Ligeiramente Pegajosa	Média	Plana	Ausente

Elaborado por LIMA, P. S. e MOMOLI, R. S.

Gráfico 5 – Distribuição das frações argila, site e areia para o Perfil P-6.
Teor (%)



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

5.1.2 Interpretação genética com base nos aspectos morfológicos e texturais

Os dados morfológicos obtidos permitem reconhecer a heterogeneidade das F.S. na depressão em estudo, principalmente em relação à cor, estrutura, consistência e espessura. Há, também, nítida variação no substrato, perceptível através das amostras de rocha coletadas dos perfis P-1, P-2 e P-3. Em P-6 não foi possível visualizar a litologia. Em P-5, maior perfil amostrado, verificou-se apenas a presença de saprólito, não havendo exemplares de rocha.

As tonalidades mais avermelhadas do perfil P-1 remetem a um pedoambiente de drenagem livre, sem encharcamentos pronunciados, com possível transporte subcutâneo das bases e elementos de maior mobilidade em direção à porção sul da anticlinal do Itambé. Provavelmente, tem havido processo de dessilicação parcial, com a formação de argilominerais 1:1 e de óxidos de Fe, responsáveis por estabelecer o tingimento dos horizontes (Santos *et al.*, 2015). A menor hidratação do sistema na localidade favorece a formação de hematita ou de proto-hematita, e menos de goethita (Ker, 1997).

O perfil P-5 também se caracteriza pela alta capacidade em deixar as soluções percolarem. Sua tonalidade é a mais intensa dentre as F.S. amostradas, com matiz 10R em toda a porção da trincheira e 2.5YR na porção da tradagem, observável em exemplares umidificados. Assim como o P-1, se desenvolveu em charneira de anticlinal, mas associada à presença de rochas mais pelito-carbonáticas do que quartzíticas, o que favoreceu a intensificação da frente de intemperismo e formação de produtos da oxidação (Zancopé *et al.*, 2023). Sob influência do clima tropical, a litologia sofreu acentuada latossolização, caracterizada pelas condições quentes e úmidas da região central do Brasil (Lepsch, 2010).

À medida em que a pedogênese atuava, elementos menos estáveis, como K, Ca, Mg e Si eram transferidos internamente para as regiões interflancos, conectadas a locais propensos à formação de drenagem, que resultaram no que se conhece hoje como córrego Olho D'Água. A cor indica forte presença do óxido de ferro hematita, mas foi também observada presença de magnetita. Caulinita e gibbsita também são passíveis de ocorrência, como resultado da intensidade de decomposição da rocha e posterior estabelecimento do espesso manto de intemperismo (Melfi; Pedro, 1977; Lepsch, 2011).

Em P-2, P-3 e P-6 as F.S. são amarelas ou laranjas, podendo, em alguns casos, conter partes vermelhas. O P-2, na lateral da dolina, apresenta certa variação, com cor mais amarelada no topo e avermelhada na base. Nos primeiros 16 cm observa-se a atuação da matéria orgânica como agente de pigmentação. Logo em seguida há maior saturação no horizonte diagnóstico subsuperficial, e a cor sugere maior presença de goethita.

A disposição dos filossilicatos no horizonte de maior acumulação (horizonte B) tende a contribuir para a retenção de água durante o período chuvoso e maior concentração de hidróxidos. Geralmente, por conta da forma laminar das partículas de argila e do tamanho microscópico dos grãos, os quais resultam em áreas de contato exponenciais, a orientação dos minerais com hábito foliáceo, nos solos, ocorre de forma horizontalizada. Isso se traduz em microporosidade alta, mas condutividade hidráulica reduzida. Assim, é provável que, durante a pedogênese, o acondicionamento dos fragmentos rochosos do topo do horizonte C tenha favorecido na manutenção do comportamento das partículas primárias e posterior formação de agregados no horizonte B. Nesse setor, o caráter dinâmico da dobra parece ter contribuído para a acomodação de camadas menos inclinadas que no restante do perfil, algo relevante para a relação de filiação (Rosolen *et al.*, 2017; Santos *et al.*, 2018; Azevedo; Vidal-Torrado, 2019).

Na parte inferior do horizonte saprolítico do P-2 a organização é mais caótica, e as camadas rochosas basculadas e verticalizadas permitem melhor movimentação hídrica, se estendendo para os produtos da sua alteração. A direção tanto das partículas minerais quanto dos coloides aumenta a transmissão da solução no solo, pois as superfícies de contato com os poros, principalmente decorrentes das interações entre os agentes físico-químicos, sofrem forte influência das propriedades superficiais da fase sólida, normalmente regidas por forças eletronegativas e eletropositivas. Por isso, a coloração se mostra mais avermelhada, uma vez que a saturação é prejudicada. Novamente, observa-se os agentes litoestruturais como indutores dos aspectos morfológicos da F.S.

Em P-3, situado praticamente ao lado de P-2, é perceptível a identificação de drenagem menos eficiente em toda a cobertura latossólica. As colorações amareladas desde a base, em contato com litologia carbonática, até o topo, representam maior participação de goethita, provavelmente como resultado da maior hidratação. O comportamento hidrológico do aquífero, que nessa porção tem participação do carste, contribui para a saturação do solo. Durante o período de maior pluviosidade têm sido atestadas, através de expedições de campo, situações de alagamentos da depressão estudada, havendo zonas de maior acomodação de fluxos, como é o caso da dolina de colapso em que se situa o referido perfil (Figura 13).

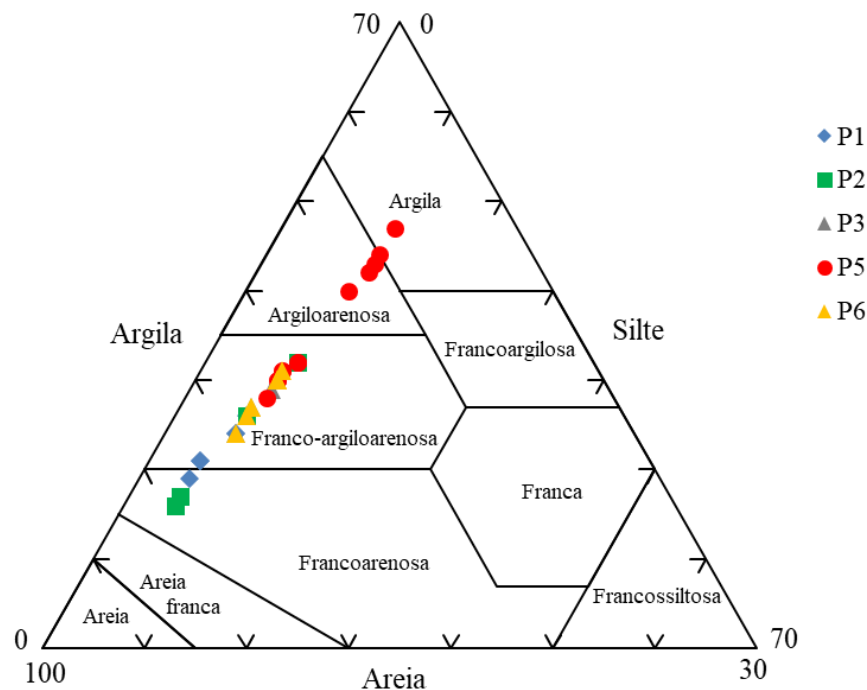
Em decorrência da maior transmissividade, por ocasião da porosidade cárstica, é provável que o aquífero carbonático seja abastecido, também, por fluxos superficiais e subsuperficiais dos setores não cársticos, favorecendo o maior tempo de exposição das F.S. às condições de umectação. O abastecimento tende a ocorrer no contato entre as litologias terrígenas e bioquímicas, detectadas, respectivamente, em P-2 e P-3, como característica dos aquíferos fissuro-cársticos binários (Marsaud, 1997 p. 29 e 31; Rodrigues; Campos; Martins-Ferreira, 2023).

Logo, a permeabilidade do perfil P-3 é afetada não apenas pelos aspectos físico-químicos-biológicos, que acometem o material inconsolidado, redundando em agregados e porosidade anisotrópica, mas, também, pelas características de preenchimento dos interstícios (fraturas, diaclases e juntas) do carbonato. Conquanto isto demonstre ser condição dominante, com comportamentos oscilatórios no nível d'água, salienta-se o caráter suspenso do lençol freático pedológico, onde a água pode ser retida higroscopicamente por algum período durante o início da estiagem, gerando um *gap* entre a zona saturada e a zona freática suspensa (Karmann, 2000).

Em relação ao P-6, a coloração amarelada da F.S. também pode ser explicada pela maior hidratação do sistema pedológico, o que favorece a formação de hidróxidos de Fe em detrimento dos óxidos (Ker, 1997). A coloração pode também estar relacionada com menores teores de Fe no solo.

Aos aspectos texturais, cita-se a concentração das amostras nas seguintes classes, conforme o diagrama disponibilizado no Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015): francoarenosa, franco-argiloarenosa, argiloarenosa e argila (Figura 25). Há tendência de aumento do teor de argila da porção ocidental para a oriental da área de estudo, com o perfil P-5 mostrando-se mais argiloso.

Figura 25 – Diagrama textural dos perfis.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T., com base no Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015).

P-1 e P-6, a princípio, demonstram maior participação de rochas quartzosas, enquanto P-2 e P-5 parece ter tido maior contribuição de litologia pelítica. As texturas francoarenosa e franco-argiloarenosa, presentes em P-2, mascaram as análises, e não representam influência de rochas majoritariamente arenosas, como é induzido no diagrama. A diminuição de argila no topo do perfil (duas primeiras amostras) pode indicar processos pedogenéticos de empobrecimento do horizonte A em finos, deixando-o mais arenoso. Desde a base até a profundidade de 35 cm, observa-se pouca variação nos teores de argila, silte e areia, o que pode indicar relações de filiação vertical entre o ritmito, composto de camadas de filito e veios de quartzito, e a F.S.

Em P-5, é notável a distinção entre o saprólito, mais franco-argiloarenoso, e o *solum*. No primeiro, ainda há presença de minerais primários alteráveis. No segundo, observa-se pedogênese mais desenvolvida, com menor ocorrência de minerais alteráveis, o que incide nas granulometrias mais argilosas em direção ao topo. P-3, por outro lado, não tem qualquer relação textural que possa ser associada à rocha carbonática.

Estrutura e consistência também são atributos que permitem relações genéticas. A primeira, de forma generalizada, representa agregados fraco pequeno ou moderado bloco subangular a fraco pequeno ou moderado granular. Nos perfis P-1 e P-6, as energias de ligações físico-químicas tendem a ser menores que em P-5, por exemplo. A maior quantidade de areia diminui a capacidade de aderência das partículas elementares nos primeiros, e o teor de argila imprime ligações eletroquímicas mais resistentes no último (Yudina; Kuzyakov, 2023). As características dos agregados em P-5 são compatíveis com aquelas esperadas para materiais formados a partir de litotipo pelítico, por haver maior tendência de associação físico-química em materiais ricos em aluminossilicatos (Yudina; Kuzyakov, 2023).

Em P-3, foi visível a participação da atividade biológica na formação da estrutura forte grande bloco subangular, com distribuição radicular inter-torrões e intra-torrões. Vale ressaltar que em toda a depressão, as estruturas superiores das F.S. não representam a condição natural, pois estão submetidas às atividades agrícolas há décadas (Momoli *et al.*, 2021a). É provável que além das participações das plantas, íons Ca atuem nas agregações no topo do P-3, porque a calagem é uma prática costumeira e detectada em pesquisas pretéritas (Momoli *et al.*, 2021a). Nessa porção do perfil associa-se a rápida entrada de água durante o período chuvoso, em vista das melhores condições para a formação de macroporos.

A consistência ratifica a participação de rochas untuosas no desenvolvimento do P-5, pois demonstrou característica plástica e pegajosa. Em P-1 e P-6, o quartzo é facilmente detectável ao tato, e os blocos são friáveis a muito friáveis. Em P-2, os fragmentos rochosos do saprólito diminuem as forças de adesão com os argilominerais, e o nível quartzítico do ritmito exerce alguma influência desde a base.

Assim, vê-se que os dados morfológicos e granulométricos são compatíveis com uma interpretação genética residual para as F.S. do LVC. Indicam que os solos de P-2, P-5 e P-6 se formaram por intemperismo e pedogênese *in situ*, a partir do substrato geológico atual (autoctonia). Indicam, também, que P-1 pode ser autóctone ou parautóctone, pois o aumento de argila no *solum* (horizontes A, AB e Bi) pode decorrer seja de uma formação a partir de material de origem diferente do atual substrato (parautoctonia), seja do intemperismo de minerais

primários alteráveis (ex: micas, feldspatos), que no saprólito estavam na fração areia, dando origem, no *solum*, a argilominerais (fração argila) (autoctonia). Para o P-3 há indicação de parautoctonia, pois não há compatibilidade entre o seu solo e a rocha, atualmente, subjacente. Suas propriedades são compatíveis com materiais de origem comparáveis ao substrato de P-2, que se situa logo ao lado. O relevo de baixa declividade e o fato de P-2, situado lado a lado de P-3, não indicar coluvionamento são aspectos que atestam a origem residual de P-3.

5.2 Química das formações superficiais

Nos estudos sobre F.S. em sentido amplo, dados referentes à química são empregados em vários contextos. Já nos estudos de gênese, a composição química das rochas e dos materiais não-consolidados torna-se imprescindível, pois permite reconhecer sua assinatura geoquímica. Além de dar suporte para a interpretação do mineral ancestral, o qual deu origem ao argilomineral, reflete a relação de ganhos e perdas de elementos de maior mobilidade (Chadwick; Brimhall; Hendricks, 1990; Bueno, 2009; Licht, 1998; Rosolen *et al.*, 2019).

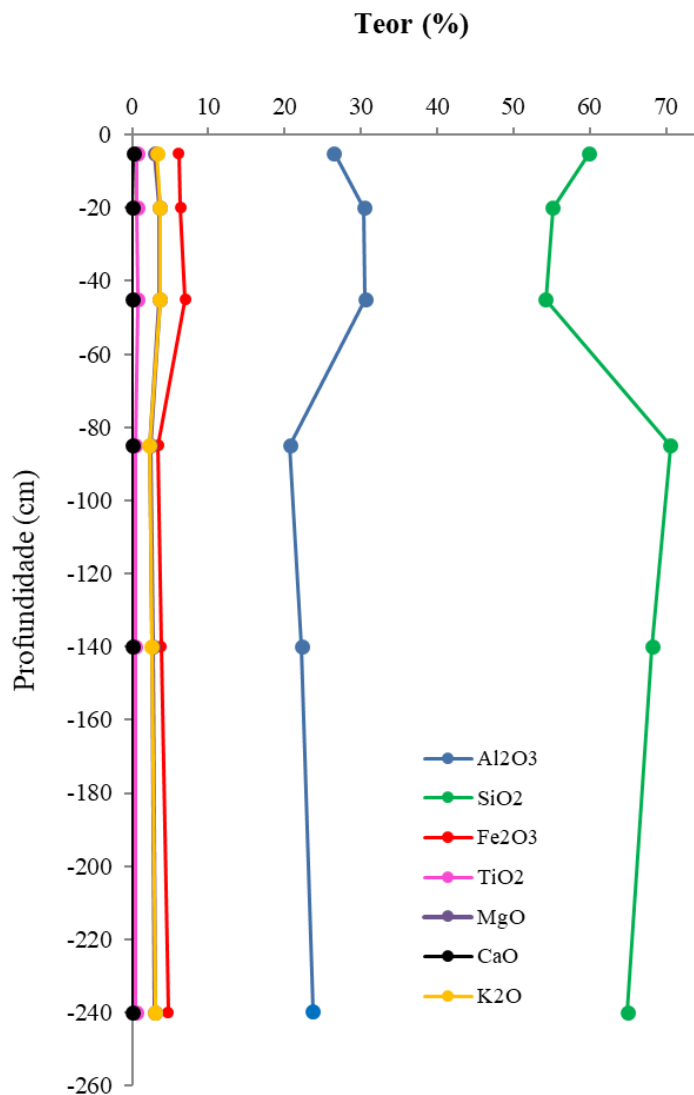
5.2.1 Caracterização química

Nesta subseção serão apresentados os dados de química total para cada perfil. Serão descritos os teores em % dos elementos, em relação aos seus respectivos óxidos (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO e K_2O), conforme a profundidade de amostragem. Na tentativa de estabelecer relações genéticas, a descrição dos dados ocorrerá de forma ascendente, iniciando-se pelas amostras mais profundas, independentemente de ser ou não material inconsolidado.

5.2.1.1 Perfil P-1: Formações superficiais da porção norte da anticlinal do Itambé

A composição química do perfil P-1 tem variação nos teores de Al_2O_3 e SiO_2 , e maior constância nos teores de Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO e K_2O (Gráfico 6). Verifica-se que Al_2O_3 tem o menor teor na amostra P1-85 (20%), com aumento nas amostras P1-45 e P1-20 (30%), respectivamente localizadas nos horizontes Bi e AB. No horizonte A ocorre diminuição, com teor de 25,462%. Já SiO_2 tem comportamento inverso, com maior teor na amostra P1-85 (70%), e decréscimo na porção mais pedogenizada, seguido de aumento no horizonte A (60%). Observa-se que a partir da amostra P1-85 há acréscimo do Fe_2O_3 para valores entorno de (6%), seguido de K_2O (3%) e MgO (3%). TiO_2 vai de 0,086% na base (amostra de rocha) à 0,645% no topo. Já o CaO aparece apenas na base e no topo (amostras P1-240F4 e P1-5), com 0,022% e 0,195%.

Gráfico 6 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-1.

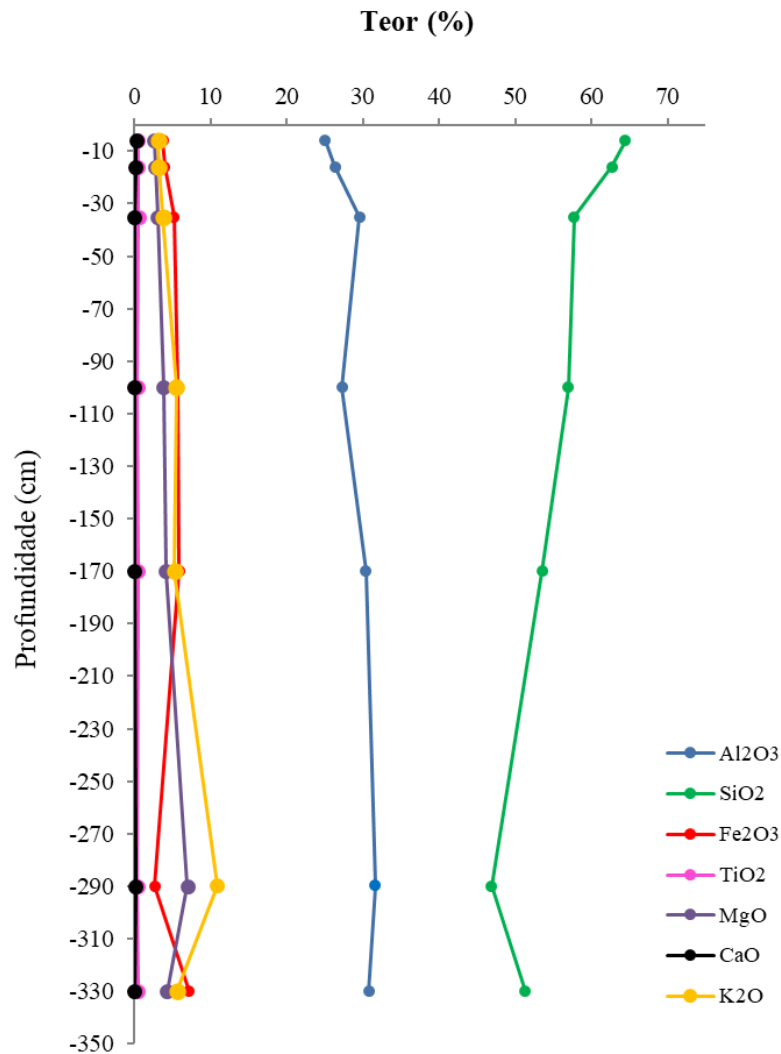


Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

5.2.1.2 Perfil P-2: Formações superficiais da porção oeste da dolina da Grota Vermelha

A composição química do perfil P-2 tem ampla variação nos teores de Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃, MgO e K₂O, desde a base. TiO₂ é mais constante, já o CaO aparece apenas em três amostras (Gráficos 7). Verifica-se que na amostra P2-330V o teor de Al₂O₃ é de 30,810% e que o maior valor se encontra na amostra P2-290F (amostra de rocha), com 31,693%. A partir desta, há decréscimo, e o menor teor do saprólito se encontra na amostra P2-100, com cerca de 27%. Após ter acréscimo na amostra P2-35 (horizonte B), observa-se decréscimo no horizonte A, com o menor teor do perfil (25%) ocorrendo na amostra P2-6.

Gráfico 7 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-2.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

Silício apresenta comportamento inverso. Na amostra de solo da base (P2-330V) o teor é entorno de 51%. A partir da amostra P2-290F, que possui o valor mais baixo (cerca de 47%), há uma primeira curva de aumento, com a amostra P2-35, no horizonte B, tendo teor de 57,743%. Da amostra P2-35 em diante há outro aumento, e a amostra P2-6 contém o maior teor do perfil (64,431%). Observa-se que o Fe₂O₃ tem o teor mais elevado na amostra basal P2-330V, com 7,142%. O menor valor encontra-se na amostra de rocha (P2-290F), com 2,661%. A partir dela há valores constantes entorno de 5% que se mantem nas amostras P2-170, P2-100 e P2-35. No horizonte A há novo decréscimo, com 3,966% na amostra P2-16 e 3,756% na amostra P2-6.

Vê-se que MgO tem teor mais elevado na amostra de rocha filítica (cerca de 7%), assim como K₂O (10,885%). A partir daí, ambos tendem a diminuir, com os menores valores encontrados na amostra P2-6, respectivamente (2,5 e 3,1%). TiO₂, majoritariamente, mantém o teor por volta de 0,4% desde a amostra de solo P2-330V, e mesmo na de rocha (P2-290F). Sua concentração aumenta, e de forma não muito elevada, apenas na amostra P2-35 (horizonte B), cujo teor é de 0,541%. Verifica-se que CaO aparece com o menor teor na amostra de rocha (0,118%), e com teores mais elevados nas duas amostras do horizonte A, sendo 0,143% na P2-16 e 0,211% na P2-6.

5.2.1.3 Perfil P-3: Formações superficiais sobre pináculos carbonáticos da porção leste da dolina da Grota Vermelha

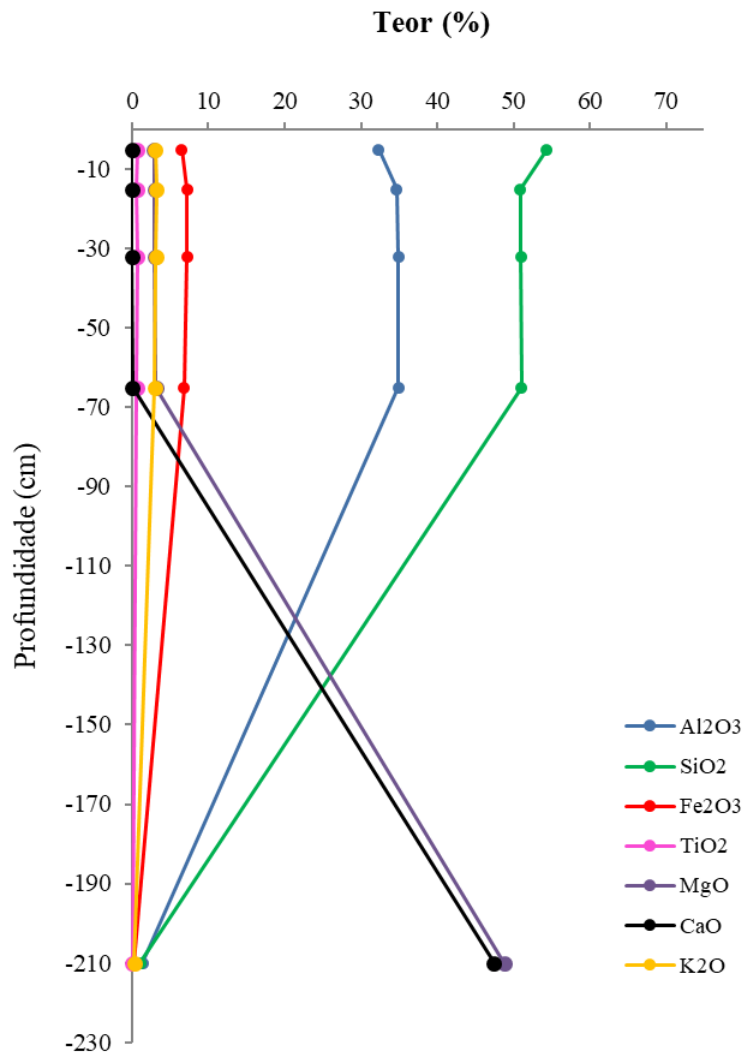
A composição química do perfil P-3 tem ampla variação desde a amostra de rocha P3-Carbonática, a 210 cm de profundidade (Gráfico 8). Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃, TiO₂ e K₂O aumentam significativamente nas amostras de solo, enquanto MgO e CaO têm diminuição acentuada. Em algumas amostras, por exemplo, o CaO sequer foi detectado.

Verifica-se que o Al₂O₃ tem o menor teor na amostra de rocha, com cerca de 1,388%. A partir desta, há tendência de aumento, com teores entorno de 34% nas amostras P3-65, P3-32 e P3-15. Na amostra P3-5 há leve diminuição em relação às três precedentes, e o teor é de 32,340%. Em relação ao SiO₂, observa-se que na rocha carbonática o teor é de apenas 1,102%, contrastando com as amostras de solo P3-65, P3-32 e P3-15, para quem o teor é entorno de 51%. O maior valor encontrado para este elemento, no entanto, foi na amostra P3-5 (horizonte A), com cerca de 54%.

O Fe₂O₃ tem teor de 0,203% na amostra de rocha. Na amostra de solo P3-65 ele aparece com 6,830%, na P3-32 ele aparece com 7,174% e na P3-15 aparece com 7,208%. Na amostra mais superficial ele sofre decréscimo, com teor de 6,5%. O TiO₂ tem o menor teor na amostra de rocha, com 0,054%, ampliando para cerca de 0,6% nas amostras de solo. O maior valor é observado na amostra P3-32, com 0,71%. O K₂O tem teor de 0,246% na amostra P3-Carbonática e aumenta para cerca de 3% nas amostras de solo.

Verifica-se que o MgO é o elemento com maior teor na rocha, com 48,7%. No solo ele decai para aproximadamente 3%, e o menor valor (2,8%) se encontra na amostra mais superficial. O segundo elemento mais expressivo na rocha é o CaO, com 47,4%. No solo, aparece apenas na amostra P3-65, com teor de 0,078%.

Gráfico 8 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-3.

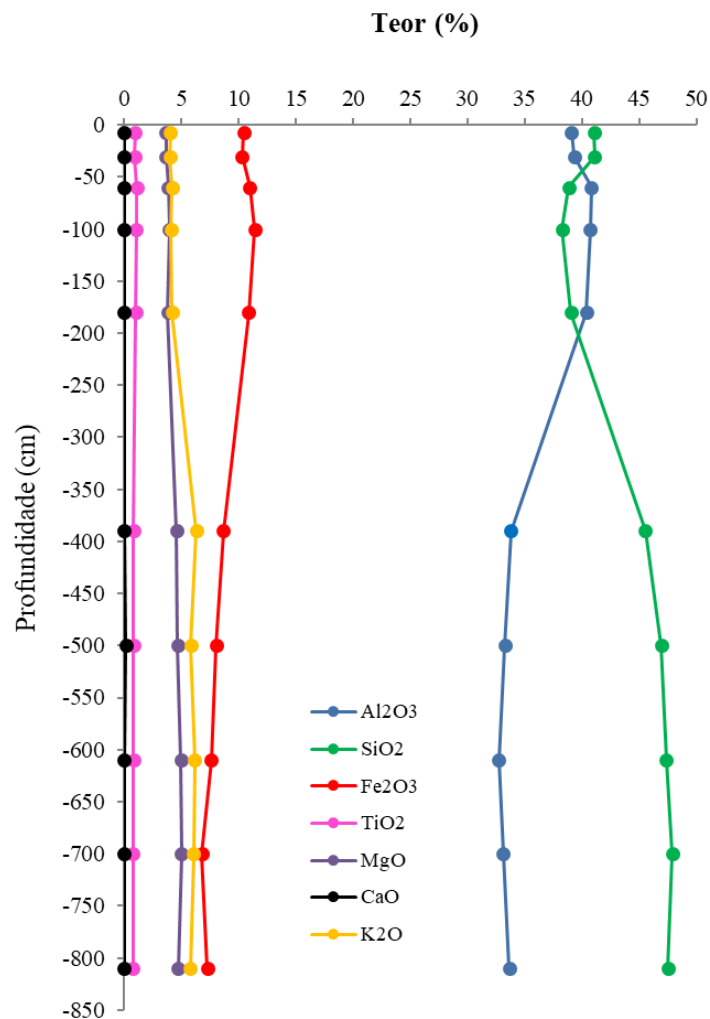


Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

5.2.1.4 Perfil P-5: Formações superficiais do Setor Felipa

A composição química do perfil P-5 tem maior variação nos teores de Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃ e K₂O (Gráfico 9). TiO₂ e MgO são mais constantes, enquanto CaO aparece apenas em uma amostra, na profundidade de 500 cm. Verifica-se que Al₂O₃ tem teor de 33,6% na amostra P5-810, e que após leve decaída nas amostras P5-700 e P5-610, há tendência de ascensão até a amostra P5-60, cujo teor é de 40,8%. A partir desta há diminuição, com teores de 39,3 e 39%, respectivamente nas amostras P5-30 e P5-7. SiO₂ tem comportamento inverso ao Al₂O₃. Com teor de 47,5% na amostra P5-810, demonstra tendência de diminuição até a amostra P5-60, a qual tem valor de 38,8%. A partir dela é possível observar acréscimo até a amostra P5-7, com cerca de 41%.

Gráfico 9 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-5.



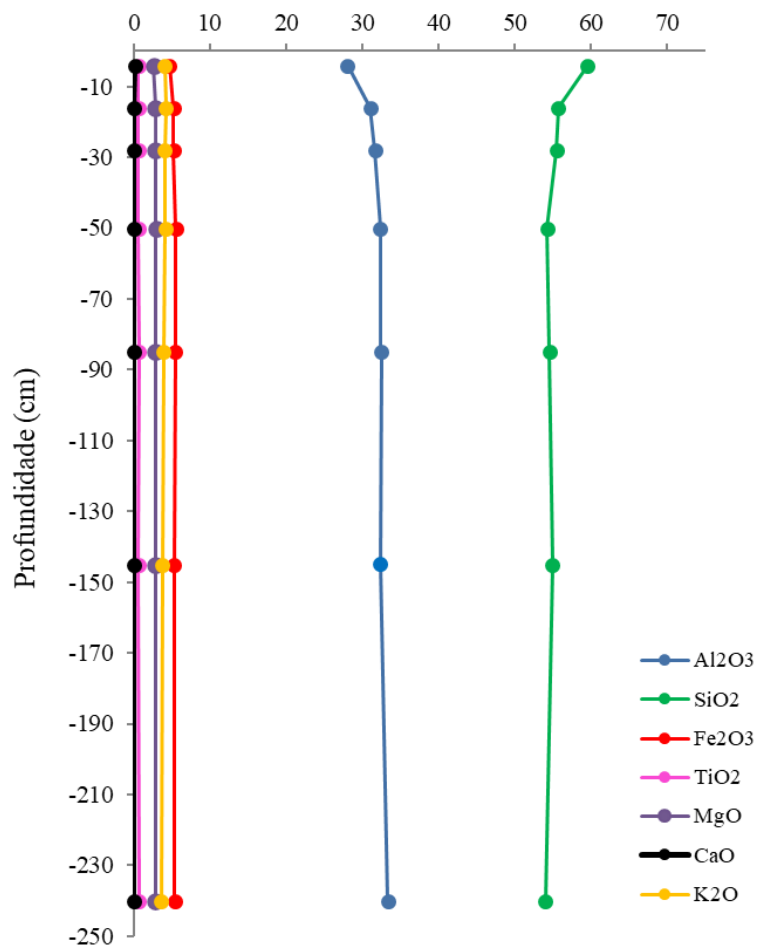
Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

Fe₂O₃ tem teor de 7,2% na amostra mais basal (P5-810), e após decaimento para 6,7% na amostra P5-700, há forte tendência de crescimento, com teores entorno de 10% a partir da amostra P5-180. O valor mais elevado encontra-se na amostra P5-100, com 11,4%. K₂O tem teor de 5,7% na base, e após leve variação de cerca de 6% nas amostras P5-700, P5-610 e P5-390, tende a diminuir, com teores entorno de 4% nos 100 cm mais superficiais do perfil. Nas primeiras 4 amostras da base do perfil o teor de TiO₂ é de 0,7%, aumentando para próximo a 1% nas quatro amostras mais superficiais. MgO tem valores próximos a 5% nas 5 amostras basais e entorno de 3,5% nas 5 amostras superficiais. O CaO aparece na amostra P5-500, com 0,113%. Embora não tenha sido considerada neste gráfico, registra-se que a amostra de rocha coletada na adjacência do perfil possui significativa presença de CaO, com teor de 83,6%.

5.2.1.5 Perfil P-6: Formações superficiais da porção leste da anticlinal do Itambé

A composição química do perfil P-6 tem variação nos teores de Al_2O_3 e SiO_2 , na parte superior, e maior constância nos óxidos dos demais elementos (Gráfico 10). Al_2O_3 tem teor de 33,3% na amostra mais inferior (P6-240) e tendência de diminuição para a superfície, com o menor valor (28%) na amostra P6-4. Verifica-se que SiO_2 tem comportamento inverso, e tende a aumentar da base (53,9% na amostra P6-240) para o topo (59,4% na amostra P6-4). Fe_2O_3 desde a amostra P6-240 até a amostra P6-16 tem teor pouco maior do que 5%. Já o seu valor mais baixo se encontra na amostra P6-4, com 4,7%. Observa-se que TiO_2 tem teor entorno de 0,6% em todo o perfil. MgO também é constante, com teor entorno de 2,8%. K_2O tende a aumentar desde a amostra P6-240 (3,6%) até a amostra P6-16 (4,2%), mas na P6-4 diminui para 4%. CaO aparece somente na amostra P6-4, com teor de 0,133%.

Gráfico 10 – Distribuição dos óxidos no Perfil P-6.
Teor (%)

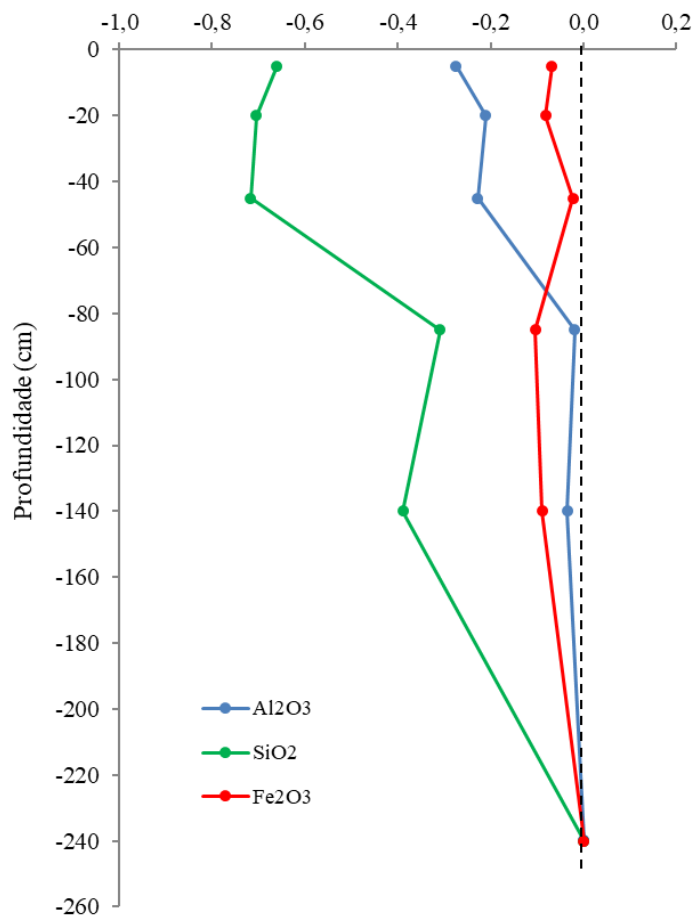


Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

5.2.2 Interpretação genética com base nos aspectos químicos

O balanço de massa geoquímico do perfil P-1 permite considerar as perdas dos óxidos de Fe, Si e Al (Gráfico 11). No gráfico abaixo, por exemplo, observa-se que houve perda dos três óxidos da base ao topo do perfil, mas que foram bem maiores para o SiO_2 , atingindo mais de 75% no *solum*. Para o Al_2O_3 as perdas chegam acerca de 30%. Para o Fe_2O_3 elas são bem menores. Embora o gráfico sugira perdas acentuadas para SiO_2 e Al_2O_3 , neste perfil não pode ser descartada a possibilidade de se tratar de uma condição de parautoctonia, como sugerido anteriormente. Há indicação de que a maior parte do SiO_2 está, desde o saprólito até o topo, na fração areia (no quartzo), pois a correlação entre a fração areia e teor de SiO_2 demonstrou um r^2 de 0,8644 quando excluída a amostra obtida a 85 cm de profundidade. Nesses casos, o balanço de massa tendo como referência o atual saprólito não reflete necessariamente as perdas ou os ganhos reais do *solum*.

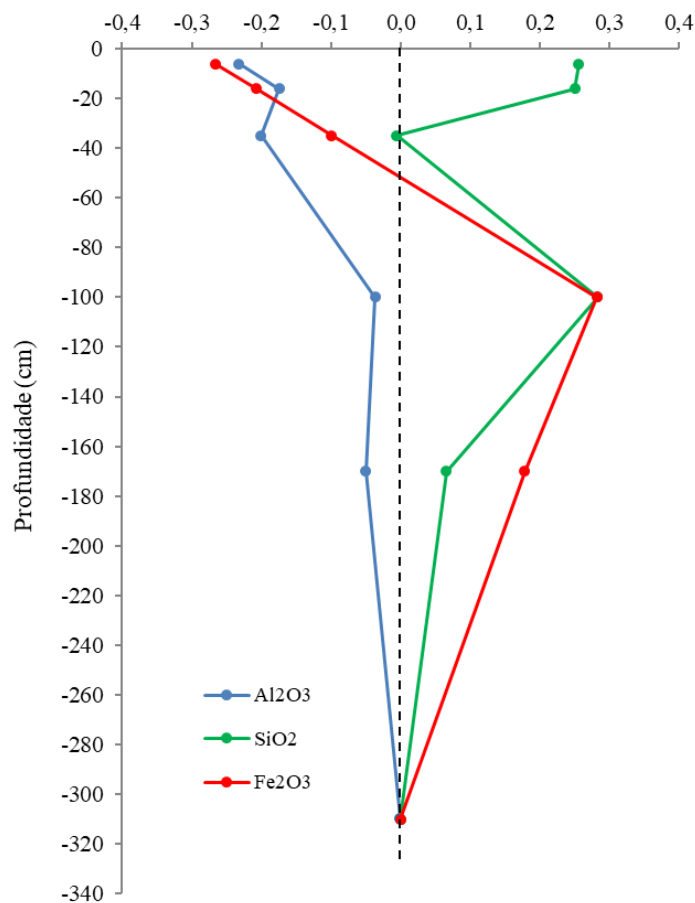
Gráfico 11 – Função de transporte do Perfil P-1.
(Ti invariante) MÉD 240 e 240F4



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

No perfil P-2, é notável a variação nos ganhos e perdas de Fe_2O_3 , SiO_2 e Al_2O_3 (Gráfico 12). Os ganhos de ferro e de silício, ainda no saprólito, parecem ser devidos à heterogeneidade dos materiais de alteração neste perfil (Figura 20). As perdas de ferro e de alumínio no *solum*, atingindo mais de 20%, resultam da perda desses elementos possivelmente por dissolução dos argilominerais e dos óxidos de Fe ou por sua eluviação. No *solum* o SiO_2 decai de mais de 25% positivos para valores negativos (amostra P2-35), o que pode indicar perda generalizada (lixiviação e/ou lessivagem), que talvez se deva às condições de drenagem menos eficientes, que podem favorecer a dissolução dos óxidos de Fe e a consequente desestabilização dos argilominerais, resultando em amarelecimento do solo (Fritsch *et al.*, 1989; Peterschmitt *et al.*, 1996). Isso é favorecido pela saturação hídrica temporária, em ambiente de dolina, local de amostragem do perfil. Em relação ao Al_2O_3 , está sendo movido em material particulado por oscilações hídricas.

**Gráfico 12 – Função de transporte do Perfil P-2.
(Ti invariante) MÉD 290 F e 330 V**



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

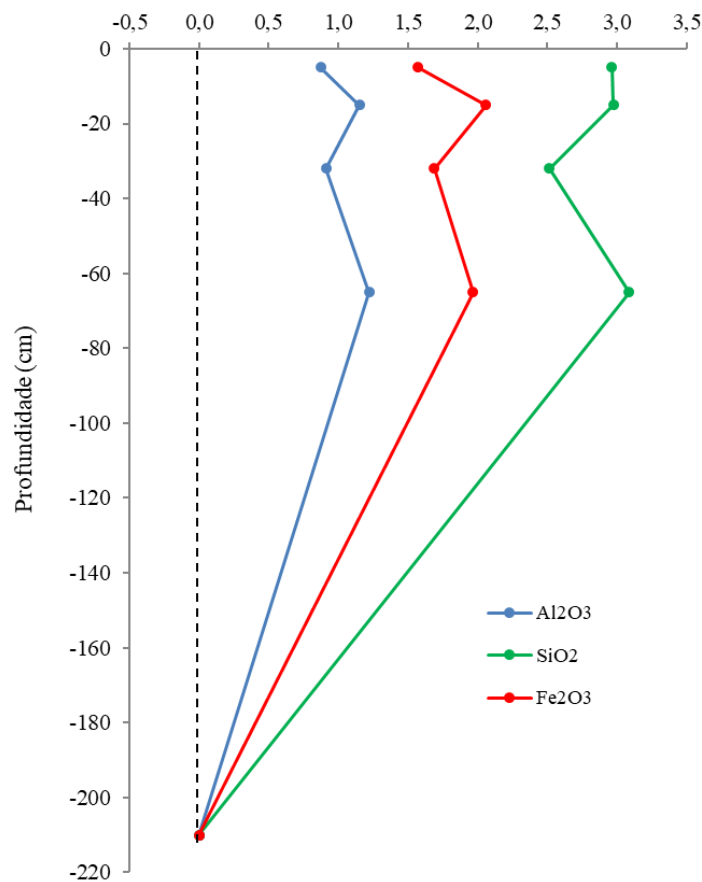
Permite-se, portanto, considerar que o perfil P-2 trata-se de F.S. autóctone, influenciada por ritmito mais argilossiltoso que arenoso. A acumulação relativa de SiO₂, principalmente nas porções superiores, não representa fonte externa, como postulado por Chadwick, Brimhall e Hendricks (1990) para o tipo de situação observada, mas sim comportamentos próprios da rocha e das disposições das camadas, deformadas pela dinâmica da *nappe* do rio Maranhão (FCM). A atuação dos processos pedogenéticos de lixiviação e/ou lessivagem favoreceram, no perfil, a migração de elementos mais móveis e manutenção do quartzo como resíduo.

Em P-3 os ganhos de Fe₂O₃, SiO₂ e Al₂O₃ indicados no gráfico 13 são significativos, atingindo cerca de 120% para o Al₂O₃, 200% para o Fe₂O₃ e 300% para o SiO₂. Esses ganhos não podem ser diretamente relacionados ao carbonato, conforme observado nos gráficos 8 e 13. Os valores positivos de τ_j para esses elementos indicam não haver relação de filiação entre a F.S. e o substrato geológico subjacente. A respeito, Bin, Ye e Yuan (2010) apontam que as rochas carbonáticas são comumente pobres em Si, Al e Fe, e que as mais puras em Ca e Mg, sozinhas, não são capazes de gerar resíduos suficientes para formar solos.

Em vista do elencado, nota-se que as impurezas na rocha metacarbonática do perfil não parecem explicar a origem e o desenvolvimento do Latossolo, pois são em ínfimas quantidades. Já a dissolução da dolomita e da calcita, minerais mais comuns e condizentes com os teores de CaO e MgO, tende a colaborar mais para o complexo de troca do que para a formação de carbonatos pedogênicos, algo já observado no carste por Lynch (2009). De fato, apenas o MgO foi detectado na F.S. e não se pode descartar a participação de rochas metassedimentares terrígenas na sua manutenção, ainda que em pequena porcentagem. Cloritas, por exemplo, contêm Mg em sua folha octaédrica (Navarro *et al.*, 2017; Uhlein; Uhlein, 2024).

Ainda que não haja relação parental entre o material consolidado e o inconsolidado sobreposto, não se trata de se associar a origem da F.S. à aloctonia. Os pináculos cársticos funcionam como pilares de sustentação para produtos do intemperismo e pedogênese de rochas não carbonáticas, como descrito na revisão bibliográfica desta tese, configurando uma condição de parautoctonia. No estágio em que se encontra, embora não seja possível visualizar fragmentos da antiga litologia, a proximidade com P-2, interpretado como autóctone, e a similaridade geoquímica com seus produtos pedogenéticos sugerem uma anterior superposição de metapsamopelitos ao mármore, atual substrato geológico da F.S. deste perfil. Em suma, trata-se da coparticipação entre processos morfogenéticos tradicionais (residual-eluvial) e processos carstogenéticos, condicionados pela alta variação lateral e/ou sub-lateral das fácies litológicas intensamente dobradas, o que se assemelha ao carste do tipo merocarste (Veress, 2020).

Gráfico 13 – Função de transporte do Perfil P-3.
(Ti invariante)



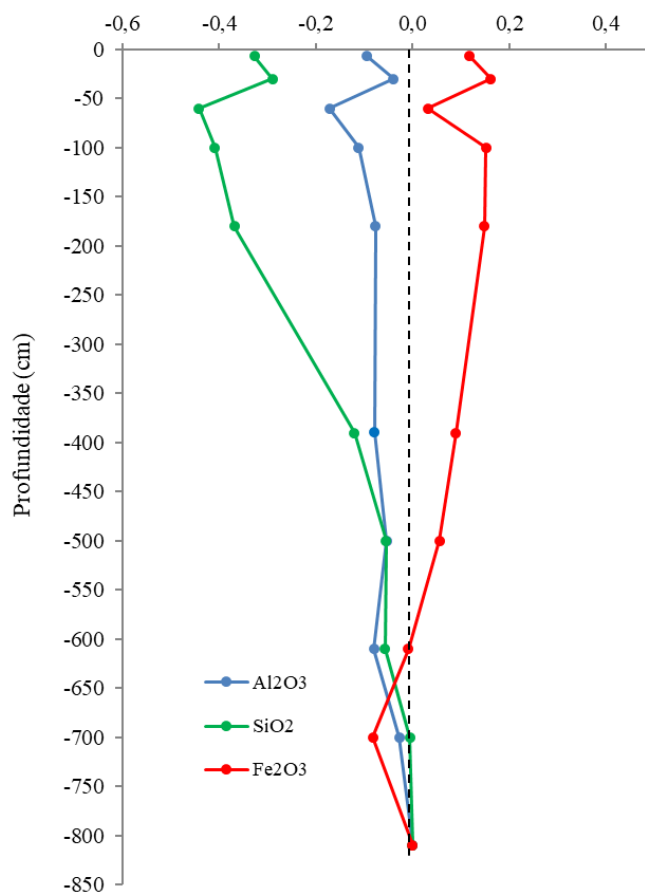
Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

No perfil P-5 nota-se que SiO₂ e Al₂O₃ são migrados e que o Fe₂O₃ é enriquecido (Gráfico 14). Até cerca de 400 cm os valores negativos de τ_j não são tão expressivos para esses óxidos, mas daí até a amostra P5-60 há maiores perdas, com o SiO₂ atingindo pouco mais de 44% e o Al₂O₃ 19%. Verifica-se, também, que a partir da amostra P5-500 há uma inversão no comportamento de SiO₂ e Al₂O₃. Logo, no saprólito, o teor de silício é maior que o de alumínio, contrapondo-se o que ocorre no solo. O ganho de Fe₂O₃ aparece em ascensão a partir da amostra P5-700, atingindo os maiores valores nas amostras P5-100 e P5-30, respectivamente, 15 e 16%. Na base do perfil, acredita-se que o SiO₂ pertença, principalmente, aos tetraedros dos silicatos estruturados em folhas, a exemplo de micas e cloritas, mas que também estejam presentes em minerais secundários, como caulinita.

Já a suplantação do silício pelo alumínio pode ser explicada pela perda de uma das camadas tetraédricas dos filossilicatos ou até mesmo pela alitização, em que há formação de precipitados alumínicos. Schwertmann (1984) e Costa e Bigham (2019 p. 551) afirmam que o Al, liberado junto com o Fe, facilita a formação de hematita e goethita, ou pode substituir o

próprio Fe nas estruturas desses minerais. Por isso, sua manutenção no perfil é maior que a do silício. Além disso, em meio tropical úmido e em condições de boa drenagem a solubilidade do Si é reconhecidamente maior do que a do Al (Mason, 1966) e que a do Fe, o que é característico do processo de laterização.

Gráfico 14 – Função de transporte do Perfil P-5.
(Ti invariante)



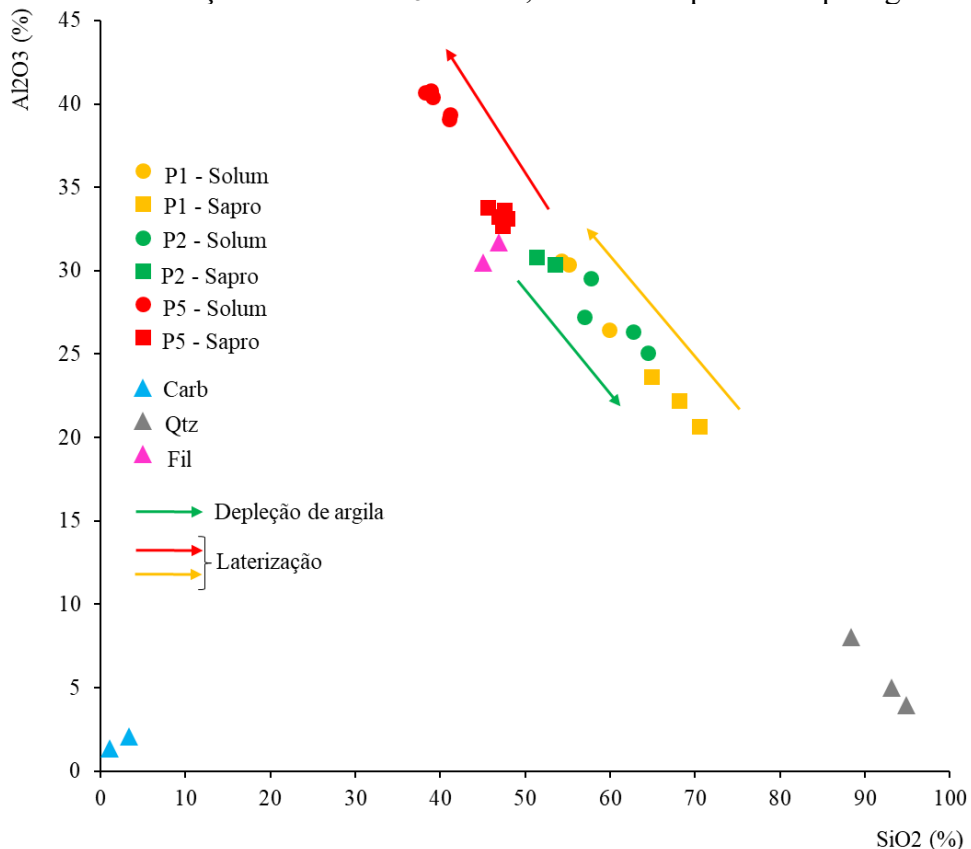
Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

Os valores positivos de τ_j para Fe₂O₃ indicam alta intensidade de intemperismo. Além de estar na estrutura cristalográfica da magnetita e da ilmenita, o ferro ocupa sítios da gibbsita, em substituição ao Al (Milnes; Fitzpatrick, 1989). Também ocorre na hematita, decorrente da drenagem eficiente. No saprólito e no solo, o teor de Fe é mais elevado que nos demais perfis, e os minerais ancestrais desse elemento podem ter sido magnetita, biotita e piritita. Momoli *et al.* (2021b p. 80) cita o filito sericítico quartzoso, apontado nos estudos de Fuck *et al.* (1988) para a região, como provável fonte das magnetitas do LVC. Em menor proporção, muscovitas, cloritas e feldspatos potássicos também podem ter contribuído. Nas cloritas, por exemplo, o Fe³⁺ pode substituir o Si⁴⁺ no sítio tetraedral (Azevedo; Vidal-Torrado, 2019 p. 391).

A falta de saprólito ou rocha limitou a formação de gráficos apurados para o P-6. Contudo, observa-se que SiO_2 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 , apesar de mínima variação no topo, mantêm constância desde a base (Gráfico 10). Com média de 55,6% de SiO_2 , 31,5% de Al_2O_3 e 5,2% de Fe_2O_3 , tem-se que a manutenção destes elementos está relacionada à composição da rocha sotoposta, de caráter polimineralítico, mas com maior contribuição de silicatos cristalinos, e ao ambiente supergênico no meio tropical úmido.

Com o objetivo de associar os dados geoquímicos a processos pedogenéticos, foi confeccionado o gráfico 15. Para a elaboração do gráfico, selecionou-se os perfis P-1, P-2 e P-5, porque P-3 e P-6 não têm saprólito. Conforme o gráfico, em P-1 é possível inferir que houve processos de intemperismo e pedogênese lateríticos, favorecendo o aumento dos teores de Al_2O_3 e diminuição do SiO_2 da base ao topo do perfil, e que o perfil pode ter se formado com a contribuição da rocha e saprólito sob influência do quartzito (autoctonia), com níveis de carbonato pouco representativos em sua matriz, mas atestados pela presença de microlapiás. Não se pode, contudo, descartar a participação de pelitos (condição de parautoctonia), principalmente pelo *solum* ser mais argiloso que arenoso e conter menor teor de silício que o detectado no saprólito.

Gráfico 15 – Relação SiO_2 x Al_2O_3 em P-1, P-2 e P-5 e processos pedogenéticos.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.

Em P-2 o perfil parece ter evoluído a partir de material de origem predominantemente filítica. Observa-se que a evolução desde o saprólito até o *solum* é no sentido oposto daquele de P1, ou seja, ocorreu diminuição do teor de Al_2O_3 e aumento do teor de SiO_2 . Isso reforça a hipótese de que tenha ocorrido depleção de argila no *solum*, possivelmente decorrente da lessivagem das partículas finas em ambiente de drenagem menos eficiente (ambiente de dolina), causando a saída do Fe e a desestabilização das argilas. Pode-se dizer que este processo é provavelmente também delineado para P-3. Em P-5 há processos de intemperismo e pedogênese lateríticos, com aumento dos teores de Al_2O_3 e diminuição dos teores de SiO_2 em direção ao topo (Gráfico 15). O saprólito tem natureza predominantemente filítica, mas possivelmente também carbonática (observada em campo). Para o P-6 é mais complicado identificar correlações, pois não há informações da rocha matriz, porém a morfologia e os dados geoquímicos indicam que o material de origem do perfil tem forte influência quartzítica e que o solo se formou pelo processo de laterização, conforme ocorre no vizinho P-1.

5.3 Mineralogia das formações superficiais

Mineralogia é um campo importante nos estudos do solo. É através do entendimento dos minerais, de sua cristalografia, hábito, dureza e composição, que se pode refletir sobre as capacidades e velocidades de liberação de elementos químicos essenciais ao crescimento e desenvolvimento das plantas. Também é este campo o responsável por contribuir para um melhor deciframento entre os minerais secundários e seus antecessores. Em pesquisas sobre gênese, por exemplo, a associação entre os minerais da rocha e os da F.S. possibilita reconhecer relações de parentesco (Klein; Dutrow, 2012; Rosolen *et al.* 2017).

5.3.1 Caracterização mineralógica

Nesta subseção serão exibidos os dados mineralógicos referentes a cada perfil. Na descrição, optou-se por apresentar as fases minerais de maneira ascendente, partindo-se da amostra basal à superficial, principalmente por objetivar entender a relação de paternidade entre a F.S. e o material subjacente. Buscou-se identificar os três principais picos de intensidade para a definição do tipo de mineral. Porém, em algumas situações, o pico mais intenso foi considerado, quando da ausência dos demais. Para a comparação dos difratogramas com a literatura citada no decorrer da descrição, usou-se como padrão de difração referências que utilizam o mesmo comprimento de onda ($\lambda = 1,541838 \text{ \AA}$), visando melhor comparativo com picos em 2θ .

Nos difratogramas, os picos dos minerais identificados foram apontados com os seguintes códigos: Qz (quartzo), Ms (muscovita), Chl (clorita), Cal (calcita), Dol (dolomita), Mag (magnetita), Rt (rutilo), Kln (caulinita) Vrm (vermiculita), Gbs (gibbsita), Hem (hematita), Gth (goethita) e Ant (anatásio). No entanto, optou-se por utilizar o nome do próprio mineral na escrita do texto.

5.3.1.1 Perfil P-1: Formações superficiais da porção norte da anticlinal do Itambé

A amostra de rocha da base do perfil, identificada como P1-Siliciclástica, demonstrou a presença de quartzo, com os picos mais intensos em 26,57° e 20,81° em 2 θ , os quais se aproximam dos valores de referência encontrados por Antao *et al.* (2008). O outro mineral detectado foi a dolomita, que aparece em 30,9°, 41,1° e 50,18° em 2 θ (Figura 26) (Althoff, 1977; Reeder; Wenk, 1983). Na amostra de rocha da face quatro da trincheira, identificada como P1-240F4 e a 240 cm de profundidade, apenas o mineral quartzo foi detectado.

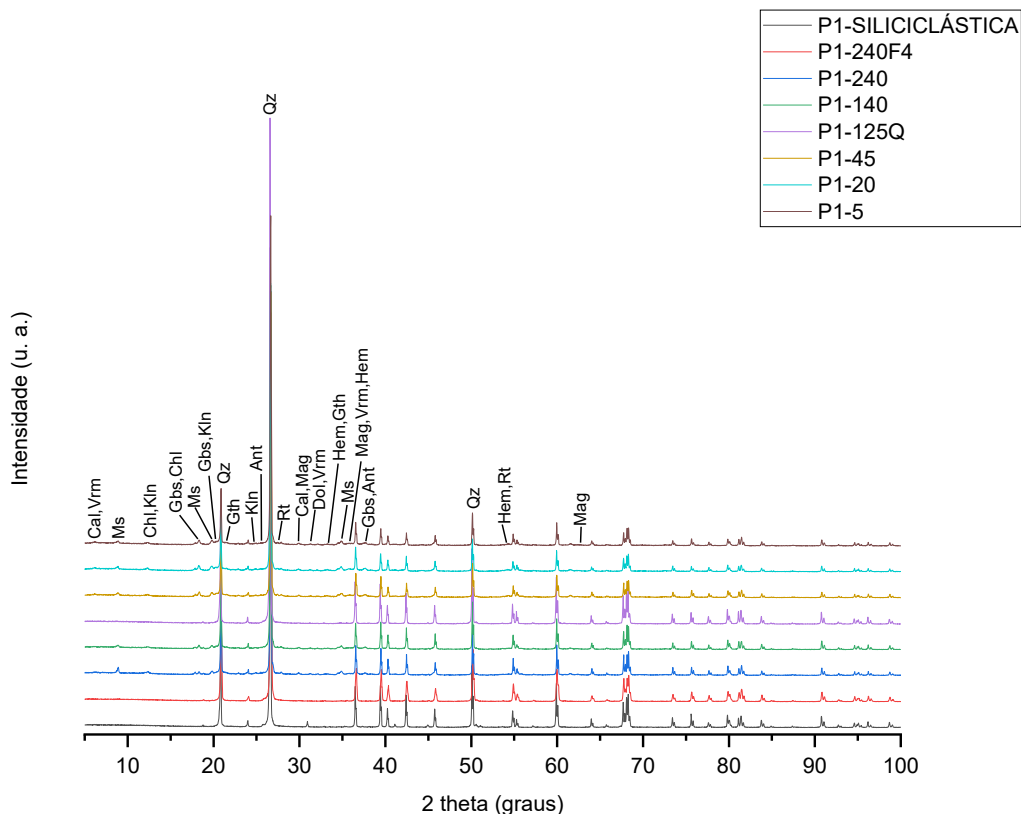
Nesta mesma profundidade, na amostra de solo P1-240, registrou-se assembleia mineral composta por quartzo, muscovita, caulinita, clorita e gibbsita. A muscovita com os três picos mais intensos em 8,89°, 19,79° e 34,91° em 2 θ , e a caulinita com os dois mais intensos em 12,42° e 24,92° em 2 θ (Guggenheim *et al.*, 1987; Bish, 1993). Clorita aparece em 12,42°, 18,79° e 24,92° em 2 θ . A gibbsita teve seu pico principal em 18,36° em 2 θ , próximo ao encontrado por Saalfeld e Wedde (1974).

Na amostra P1-140 repetiram-se os minerais da P1-240, acrescidos de hematita e calcita. A hematita se confirma pelos dois picos mais intensos em 33,37° e 35,8° em 2 θ (Figura 26) (Gualtieri; Venturelli, 1999a). A calcita, porém, é registrada com baixa intensidade em relação aos picos mais intensos do difratograma da amostra, o que limita sua confirmação. A amostra de rocha P1-125Q contém majoritariamente quartzo, com algum traço de calcita em pico de baixa intensidade, detectável em 48,47° em 2 θ , e em conformidade com o estabelecido por Maslen, Streltsov e Streltsova (1993).

Na amostra P1-45, horizonte Bi, aparecem os minerais quartzo, muscovita, clorita, caulinita e vermiculita, este último detectável em 6,14° em 2 θ e com distância interplanar de 14,37 (Å), conforme valores de referência demonstrados por Shirozu e Bailey (1966). A calcita aparece com baixa intensidade em relação aos picos mais intensos do difratograma do horizonte. Hematita, goethita, magnetita, gibbsita, rutilo e anatásio também estão presentes no horizonte. A hematita foi detectável com os três picos mais intensos em 33,24°, 35,82° e 54,34° em 2 θ , já a goethita aparece em picos de baixa intensidade, bem como a magnetita. A gibbsita,

assim como nas amostras P1-240 e P1-140, teve o pico principal em $18,36^\circ$ em 2θ , o mais próximo daquilo que é reportado na literatura. O segundo e o terceiro picos de maior intensidade foram em $20,27^\circ$ e $37,68^\circ$ em 2θ .

Figura 26 – Difratoograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-1.



Elaborado por LIMA, P. S. e BRINATTI, A. M.

No horizonte AB, amostra P1-20, a assembleia mineral é composta por quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, magnetita (em associação com hematita), gibbsita, rutilo e, possivelmente, anatásio. O quartzo teve pico principal em $26,63^\circ$ em 2θ e pico secundário em $20,89^\circ$ em 2θ . A muscovita apareceu com intensidade em $8,89^\circ$, $19,79^\circ$, $25,49^\circ$ e $34,89^\circ$ em 2θ . A distância interplanar no pico principal foi de $9,93 \text{ (\AA)}$, próximo daquilo que é apresentado na literatura (Guggenheim *et al.*, 1987). A caulinita, com distância interplanar de $7,14 \text{ (\AA)}$, foi identificada em $12,38^\circ$ em 2θ , enquanto o pico secundário de maior intensidade foi registrado em $24,86^\circ$ em 2θ , conforme observado na figura 26. Clorita foi detectada em $12,38^\circ$, $18,79^\circ$, $24,86^\circ$ e $37,55^\circ$ em 2θ . Vermiculita aparece em $6,12^\circ$, $12,38^\circ$, $24,86^\circ$ e $31,25^\circ$ em 2θ . Hematita aparece com o pico mais intenso em $33,3^\circ$ em 2θ e com o secundário em $35,77^\circ$

em 2θ , e a gibbsita aparece com o mais intenso em $18,25^\circ$ em 2θ e com o secundário em $24,24^\circ$ em 2θ . Rutilo foi detectado em $27,35^\circ$ e $54,18^\circ$ em 2θ , mas o anatásio aparece apenas em um pico de baixa intensidade, em relação aos picos mais intensos da amostra.

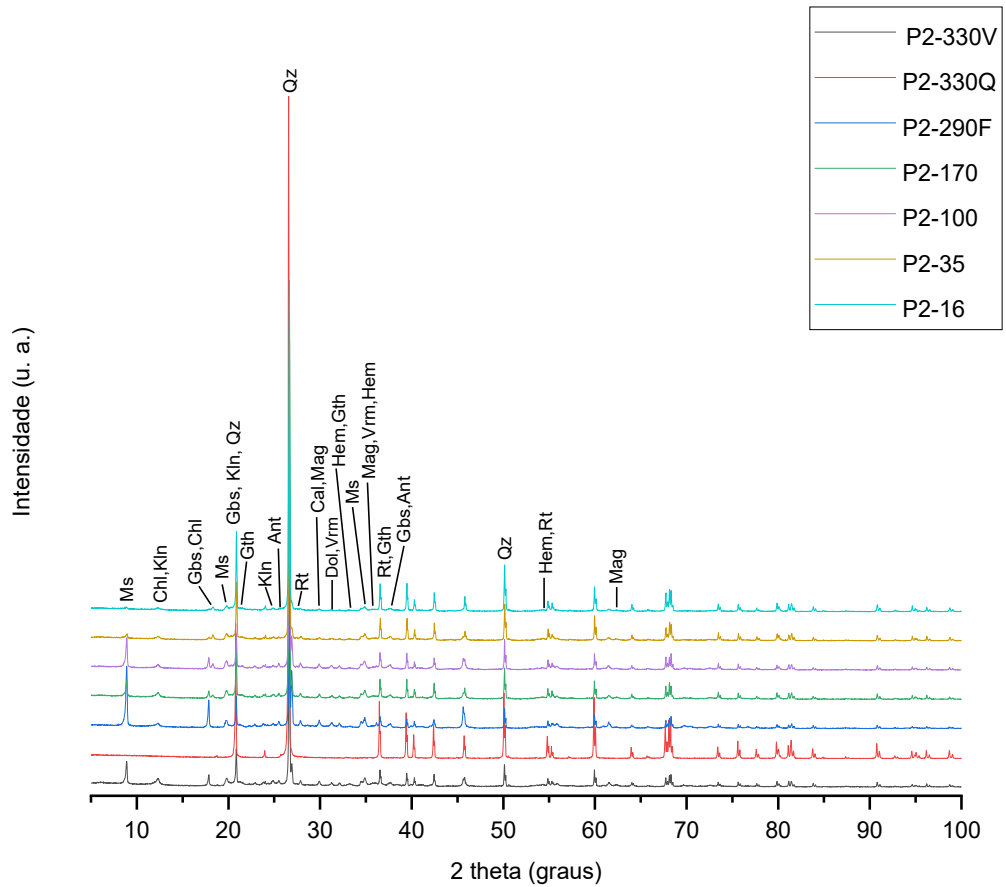
No topo do perfil, amostra P1-5, os minerais presentes são quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, rutilo e anatásio. O quartzo foi detectado em $26,65^\circ$, $20,87^\circ$ e $36,53^\circ$ em 2θ , a muscovita em $8,87^\circ$, $19,83^\circ$, $25,53^\circ$ e $34,84^\circ$ em 2θ e a caulinita em $12,29^\circ$ e $24,99^\circ$ em 2θ . A vermiculita, com distância interplanar de $14,26$ (Å) teve o pico principal identificado em $6,19^\circ$ em 2θ , conforme valores de referência registrados por Hendricks e Jefferson (1938) e Shirozu e Bailey (1966). Hematita aparece em $33,26^\circ$ e $35,86^\circ$ em 2θ , e a magnetita em picos de baixa intensidade. Gibbsita foi identificada em $18,32^\circ$ e $20,31^\circ$ em 2θ , com as respectivas distâncias interplanares de $4,83$ e $4,36$ (Å) (Megaw, 1934). O rutilo teve pico de maior intensidade detectado em $27,48^\circ$ em 2θ e o anatásio em $25,27^\circ$ em 2θ , seguido de um de baixa intensidade em $37,72^\circ$ em 2θ , equiparável ao encontrado por Howard, Sabine e Dickson (1991).

Observa-se, pela figura 26, que não há rupturas ou mudanças bruscas na intensidade dos picos ao longo da sequência vertical dos difratogramas, o que é compatível com uma interpretação de gênese autóctone para o material a partir do qual o *solum* se formou.

5.3.1.2 Perfil P-2: Formações superficiais da porção oeste da dolina da Grota Vermelha

Na base do perfil, na amostra de rocha P2-330Q, registrou-se apenas o mineral quartzo, com o pico mais intenso em $26,55^\circ$ em 2θ , seguido dos secundários em $20,79^\circ$ e $50,5^\circ$ em 2θ . Já na amostra de solo da mesma profundidade, identificada como P2-330V, registrou-se quartzo, muscovita, caulinita e clorita (Figura 27). O quartzo aparece em $26,65^\circ$, $20,85^\circ$ e $50,09^\circ$ em 2θ , muscovita em $8,89^\circ$, $19,83^\circ$ e $25,51^\circ$ em 2θ e a caulinita em $12,32^\circ$, $19,83^\circ$ e $24,88^\circ$ em 2θ , conforme valores encontrados por Guggenheim *et al.* (1987), Bish (1993) e Antao *et al.* (2008). A clorita aparece em $12,32^\circ$ e $24,88^\circ$ em 2θ , conforme dados de Bailey (1986). Picos de menor intensidade da hematita e da goethita foram identificados, respectivamente, em $35,77^\circ$, $54,34^\circ$ e $24,45^\circ$ em 2θ , e $36,7^\circ$ em 2θ , o que pode atestar a presença desses minerais.

Figura 27 – Difratoograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-2.



Elaborado por LIMA, P. S. e BRINATTI, A. M.

Na amostra de rocha P2-290F, horizonte saprolítico, as fases registradas foram quartzo, muscovita, caulinita, clorita, possivelmente calcita, hematita e rutilo. O quartzo aparece em $26,65^\circ$, $20,87^\circ$ e $50,17^\circ$ em 2θ , similar aos valores da amostra P2-330V. A muscovita aparece na sequência $8,89^\circ$, $19,83^\circ$ e $25,49^\circ$ em 2θ , os quais correspondem às distâncias interplanares de 9,93, 4,47 e 3,49 (Å), similar aos valores de Guggenheim (1987). Caulinita aparece, principalmente, em $12,29^\circ$ e $24,92^\circ$ em 2θ , os quais podem, também, atestar a presença da clorita em virtude da superposição dos picos de minerais deferentes (Figura 27). A calcita apresentou o pico principal em $29,21^\circ$ em 2θ , com distância interplanar de 3,05 (Å), em conformidade com os valores de Antao e Hassan (2010). A hematita aparece em $33,28^\circ$, $35,75^\circ$ e $20,27^\circ$ em 2θ , enquanto o rutilo aparece em $27,41^\circ$, $36,12^\circ$ e $41,21^\circ$ em 2θ (Swope; Smyth; Larson, 1995; Gualtieri; Venturelli, 1999a).

A amostra de solo P2-170 contém quartzo, muscovita, caulinita, clorita, provavelmente dolomita, hematita, goethita, gibbsita, rutilo e possivelmente anatásio. Quartzo aparece com o pico mais intenso em $26,65^\circ$ em 2θ , seguido dos picos de menor intensidade em $20,85^\circ$ e $50,16^\circ$ em 2θ . Muscovita aparece em $8,94^\circ$, $19,79^\circ$ e $34,89^\circ$ em 2θ e caulinita em $12,32^\circ$, $20,37^\circ$ e $24,92^\circ$ em 2θ . Clorita, novamente, aparece em superposição aos picos de maior e menor intensidade da caulinita, e em $36,68^\circ$ em 2θ . Em relação à dolomita, apenas picos de baixa intensidade foram registrados em $41,23^\circ$ e $50,57^\circ$ em 2θ , de acordo com o que se encontra em Althoff (1977). A hematita foi detectada em $33,22^\circ$, $35,84^\circ$ e $54,34^\circ$ em 2θ , enquanto a goethita em $21,39^\circ$ e $33,54^\circ$ em 2θ (Gualtieri; Venturelli, 1999a 1999b). Gibbsita aparece em $18,29^\circ$ em 2θ , seguido de um pico de baixa intensidade em $37,64^\circ$ em 2θ (Saalfeld; Wedde, 1974). Rutilo aparece apenas no pico de alta intensidade, em $27,46^\circ$ em 2θ e distância interplanar de $3,24$ (Å), enquanto o pico do anatásio é baixo.

Na amostra P2-100, ainda no horizonte C, a assembleia mineral é similar à da amostra P2-170. Quartzo, muscovita, caulinita, clorita, dolomita, hematita, goethita, gibbsita, rutilo e anatásio foram detectados. O quartzo aparece, do pico de maior intensidade para o de menor, em $26,63^\circ$, $21,37^\circ$ e $50,11^\circ$ em 2θ . Muscovita aparece em $8,89^\circ$, $19,79^\circ$ e $34,89^\circ$ em 2θ e caulinita em $12,36^\circ$, $20,27^\circ$ e $24,94^\circ$ em 2θ . A clorita aparece em $12,36^\circ$, $18,32^\circ$ e $24,94^\circ$ em 2θ . Dolomita, novamente, aparece com picos de baixa intensidade, o que pode significar a baixa representatividade desse mineral. Hematita aparece em $33,22^\circ$, $35,86^\circ$ e $54,23^\circ$ em 2θ , enquanto goethita aparece com o pico principal em $21,37^\circ$ em 2θ e um pico secundário em $36,64^\circ$ em 2θ (Gualtieri; Venturelli, 1999b). A gibbsita aparece em $18,32^\circ$, $20,27^\circ$ e $37,68^\circ$ em 2θ . O rutilo aparece com seu pico principal em $27,5^\circ$ em 2θ e um pico secundário em $54,23^\circ$ em 2θ , conforme observado na figura 27. Para o anatásio identificou-se apenas pico de baixa intensidade, em superposição ao pico da gibbsita.

No âmbito do horizonte B, amostra P2-35, as fases minerais encontradas foram quartzo, muscovita, caulinita, clorita, hematita, goethita, provavelmente magnetita, rutilo e anatásio. O quartzo aparece em $26,65^\circ$, $20,87^\circ$ e $50,13^\circ$ em 2θ , a muscovita em $8,89^\circ$, $19,84^\circ$ e $34,91^\circ$ em 2θ e a caulinita em $12,38^\circ$, $20,33^\circ$ e $24,99^\circ$ em 2θ . A clorita teve picos de baixa intensidade registrados em $12,38^\circ$, $18,38^\circ$ e $24,99^\circ$ em 2θ (Bailey 1986; Bish, 1993). Hematita foi detectada com o pico principal em $33,2^\circ$ em 2θ e com os menos intensos em $35,84^\circ$ e $54,38^\circ$ em 2θ , enquanto para a goethita identificou-se apenas picos de baixa intensidade. A magnetita aparece no segundo pico mais intenso, em $62,52^\circ$ em 2θ (Wechsler; Lindsley; Prewitt, 1984). O rutilo aparece no pico mais intenso em $27,41^\circ$ em 2θ e distância interplanar de $3,25$ (Å), seguido de

pico de baixa intensidade em $54,38^\circ$ em 2θ , em conformidade com os valores encontrados por Swope, Smyth e Larson (1995). O anatásio, novamente, teve apenas o registro de picos de baixa intensidade.

No horizonte mais superior da F.S., identificado pela amostra de solo P2-16, a assembleia mineral é composta por quartzo, muscovita, caulinita, clorita, dolomita, goethita, rutilo e, possivelmente, anatásio. O quartzo aparece em $26,7^\circ$, $20,89^\circ$ e $50,11^\circ$ em 2θ , a muscovita em $8,85^\circ$, $19,79^\circ$ e $34,82^\circ$ em 2θ , e a caulinita em $12,32^\circ$ e $24,94^\circ$ em 2θ . A clorita aparece com picos de menor intensidade em $12,32^\circ$, $18,36^\circ$ e $24,94^\circ$ em 2θ , com distâncias interplanares de 7,17, 4,82 e 3,56 (Å). A dolomita teve apenas pico de baixa intensidade registrados. Goethita foi detectada no pico de maior intensidade em $21,37^\circ$ em 2θ , seguido dos de menor intensidade em $36,64^\circ$ e $34,82^\circ$ em 2θ (Gualtieri; Venturelli, 1999b). O rutilo aparece apenas no pico de maior intensidade, em $27,48^\circ$ em 2θ . Já em relação ao anatásio, apenas um pico de baixa intensidade foi registrado, em conformidade com os valores de Howard, Sabine e Dickson (1991).

A sequência de difratogramas para P-2 sugere também uma continuidade vertical, sendo que as diferenças significativas na intensidade dos picos foram observadas no nível do saprólito, muito heterogêneo neste perfil (Figura 20). No horizonte superior (16 cm de profundidade), observou-se redução da intensidade dos picos de minerais secundários como a caulinita, a gibbsita e a goethita, o que é compatível com a indicação de diminuição dos teores da fração argila e dos teores de Al e Fe indicados pelas análises granulométrica e química (Gráficos 2, 7 e 12).

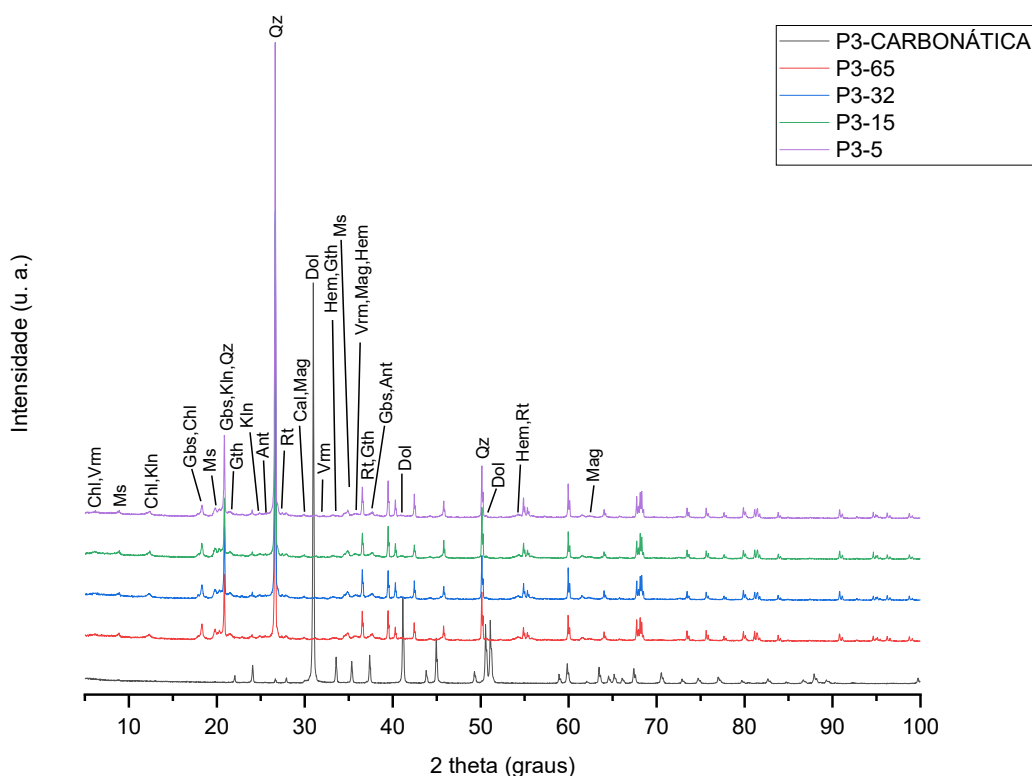
5.3.1.3 Perfil P-3: Formações superficiais sobre pináculos carbonáticos da porção leste da dolina da Grota Vermelha

A amostra de rocha da base do perfil, identificada como P3-Carbonática, é composta por quartzo, dolomita e magnetita (Figura 28). O quartzo foi identificado com o pico principal em $26,63^\circ$ em 2θ , seguido de um pico de menor intensidade em $22,04^\circ$ em 2θ . A magnetita aparece em seu pico principal em $35,32^\circ$ em 2θ e em um menos intenso em $30,06^\circ$ em 2θ , em concordância com os valores registrados por Wechsler, Lindsley e Prewitt (1984). A dolomita foi detectada em $30,97^\circ$, $41,19^\circ$, $44,96^\circ$ e $50,52^\circ$ em 2θ , de acordo com os valores registrados por Althoff (1977) e Reeder e Wenk (1983).

Na amostra de solo P3-65, as fases minerais são quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, goethita, magnetita, gibbsita, rutilo e anatásio. Quartzo aparece em

26,65° e 20,27° em 2θ, muscovita em 8,87°, 19,79° e 25,46° em 2θ, caulinita em 12,34°, 20,27° e 24,86° em 2θ. Clorita e vermiculita tem picos mais intensos superpostos. No entanto, em 18,79° em 2θ a clorita foi registrada com um pico secundário elevado. Hematita aparece com o pico mais intenso em 33,28° em 2θ, seguido de dois picos secundários em 35,71° e 54,23° em 2θ. Goethita aparece com o pico principal em 21,46° em 2θ e um pico secundário em 33,28° em 2θ, superposto ao da hematita (Gualtieri; Venturelli, 1999a e 1999b). A magnetita aparece em um pico secundário em 62,39° em 2θ, observável na figura 28. Gibbsita aparece com o pico principal em 18,32° em 2θ, seguido dos secundários em 20,27° e 37,74° em 2θ. Rutilo e anatásio aparecem em seus picos principais, seguidos dos secundários em superposição com hematita em gibbsita (Figura 28).

Figura 28 – Difratoograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-3.



Elaborado por LIMA, P. S. e BRINATTI, A. M.

Na amostra P3-32, ainda no horizonte B, a assembleia mineral praticamente se repete, excetuando o anatásio. Então, quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, goethita, gibbsita e rutilo estão presentes. O quartzo aparece em 26,61°, 20,87° e 36,55° em 2θ,

muscovita em 8,94°, 19,79° e 25,51° em 2 θ , caulinita em 12,32°, 20,33° e 24,88° em 2 θ , e clorita em 6,16°, 12,32°, 18,84° e 24,88° em 2 θ . Vermiculita aparece com seu pico mais intenso em 6,16° em 2 θ , seguido de picos de baixa intensidade em 12,32° e 31,27° em 2 θ . Hematita aparece em 33,24°, 35,82° e 54,29° em 2 θ . Goethita aparece com o pico de alta intensidade em 21,54° em 2 θ e o de baixa em 33,24° em 2 θ . A magnetita, novamente, aparece com pico secundário, como na amostra P3-65. Gibbsita aparece com picos de baixa intensidade em 20,33° e 37,48° em 2 θ (Saalfeld; Wedde, 1974). Por fim, o rutilo aparece com o pico mais intenso em 27,46° em 2 θ e distância interplanar de 3,24 (Å), seguido de pico menos intenso em 54,29° em 2 θ .

Na amostra P3-15 os minerais encontrados foram quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, goethita, magnetita e rutilo, muito similar às amostras de solos anteriores. O quartzo aparece em 26,61°, 20,85° e 36,53° em 2 θ . A muscovita aparece em 8,89°, 19,85° e 25,51° em 2 θ , a caulinita em 12,36°, 20,23° e 24,99° em 2 θ , a clorita em 6,21°, 12,36° e 18,79° em 2 θ e a vermiculita em 6,21°, 12,36°, 24,99° e 31,29° em 2 θ . Hematita aparece em 33,2°, 35,77° e 54,25° em 2 θ , e goethita em 21,48° em 2 θ , seguido de picos menos intensos em 17,9° e 33,2° em 2 θ (Figura 28). Magnetita, mais uma vez, possivelmente aparece em um pico de baixa intensidade em 62,42° em 2 θ . Rutilo foi identificado com o pico principal em 27,47° em 2 θ , seguido de picos secundários de menor intensidade em 54,25° e 41,12° em 2 θ .

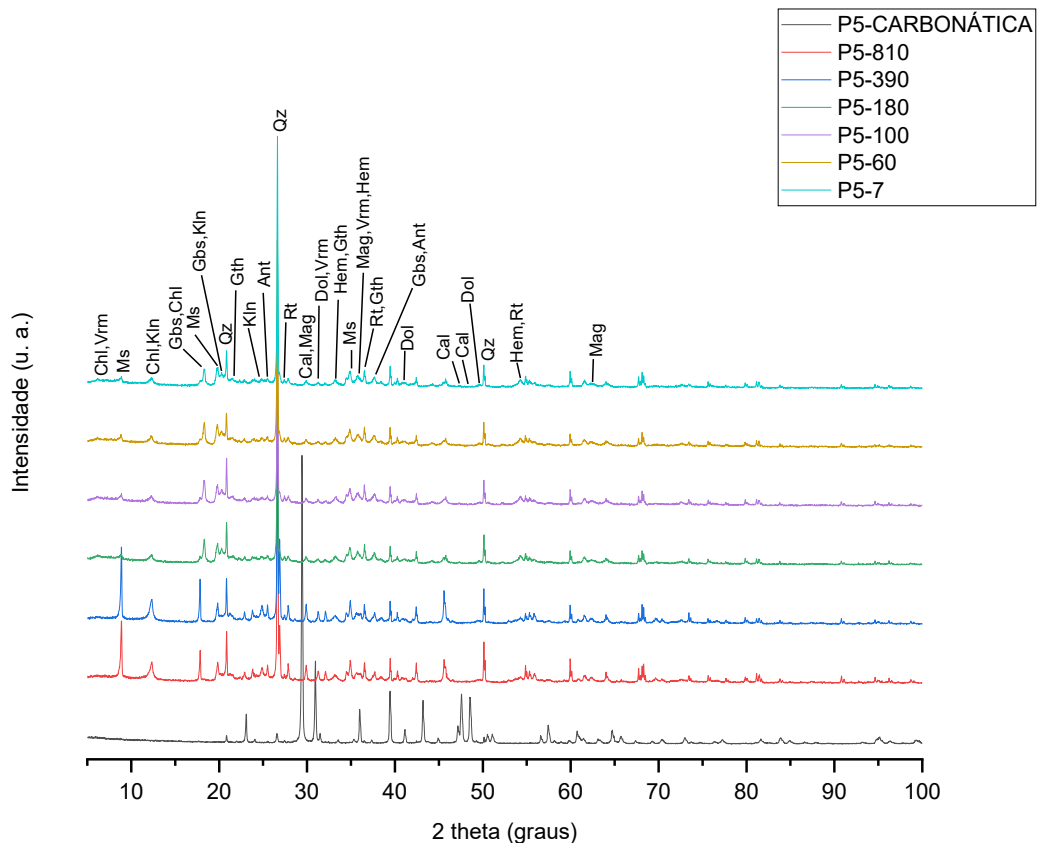
Na última amostra de solo, identificada como P3-5, os minerais encontrados foram quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, goethita, gibbsita e rutilo. O quartzo foi detectado em 26,65° e 20,87° em 2 θ , a muscovita em 8,84°, 19,83° e 25,55° em 2 θ , a caulinita em 12,36°, 20,24° e 24,92° em 2 θ e a clorita em 12,36°, 18,46° e 24,92° em 2 θ , de acordo com os valores registrados por Lister e Bailey (1967), Guggenheim *et al.* (1987), Bish (1993), Antao *et al.* (2008). Hematita aparece em 33,22°, 35,71° e 54,21° em 2 θ e goethita em 21,52°, 33,22° e 36,62° em 2 θ , em conformidade com Gualtieri e Venturelli (1999a e 1999b). Gibbsita foi detectada com o pico de maior intensidade em 18,46° em 2 θ e distância interplanar de 4,8 (Å), seguido de picos menos intensos em 20,24° e 44,24° em 2 θ . Rutilo aparece com o pico principal em 27,48° em 2 θ e distância interplanar de 3,24 (Å), seguido de um pico secundário superposto ao pico da hematita (Figura 28).

Neste perfil, confirmou-se a incompatibilidade mineralógica entre a rocha subjacente e a F.S. Esta, por sua vez, apresentou-se sem descontinuidades verticais desde sua base até o topo, indicando apenas uma pequena redução, nas amostras mais superficiais, da intensidade dos picos de minerais secundários como a caulinita, a gibbsita e a goethita, conforme já observado em P-2.

5.3.1.4 Perfil P-5: Formações superficiais do Setor Felipa

Em virtude da impossibilidade de coletar amostras de rocha na base do perfil, analisou-se uma amostra obtida de um pequeno afloramento situado a alguns metros de distância da trincheira, a qual aparece na sequência de difratogramas como P5-Carbonática (Figura 29). Esta amostra, apesar de representada na base da sequência de difratogramas, não deve ser considerada material de origem das F.S. deste perfil. Os minerais detectados nela foram quartzo, calcita, dolomita, magnetita e rutilo. Calcita e dolomita são predominantes, enquanto os demais possivelmente sejam acessórios. O quartzo aparece em 26,61°, 20,83° e 50,11° em 2 θ . A calcita aparece com o pico principal em 29,47° em 2 θ , seguido de picos secundários em 39,43°, 47,58° e 48,51° em 2 θ . A dolomita também é registrada em seu pico de maior intensidade, 30,94° em 2 θ , seguido dos de menor intensidade em 41,17°, 44,89° e 50,24° em 2 θ , em concordância com os dados apresentados por Althoff (1977) e Maslen, Streltsov e Streltsova (1993). A magnetita aparece com seu pico mais intenso em 35,36° em 2 θ e 2,53 (Å). Também há picos secundários em 43,2° e 56,83° em 2 θ . O rutilo aparece com o pico principal em 27,50° em 2 θ , seguido de um pico menos intenso em 56,83° em 2 θ (Figura 29).

Figura 29 – Difratograma das amostras de rocha e solos do Perfil P-5.



Elaborado por LIMA, P. S. e BRINATTI, A. M.

Na amostra P5-810, a mais profunda do perfil, a assembleia mineral é composta por quartzo, muscovita, caulinita, clorita, possivelmente calcita e dolomita, hematita, e possivelmente goethita e gibbsita, rutilo e anatásio. Quartzo aparece em 26,65°, 20,85° e 36,6° em 2 θ , muscovita em 8,89°, 19,9° e 25,49° em 2 θ e caulinita em 12,29°, 20,31°, 21,24° e 24,92° em 2 θ . Clorita aparece em picos de baixa intensidade em 12,29°, 24,92° e 37,48° em 2 θ . Calcita aparece com o pico mais intenso em 29,19° em 2 θ e distância interplanar de 3,05 (Å), seguido de picos menos intensos em 36,08° e 39,46° em 2 θ .

Dolomita aparece com o pico principal em 31,23° em 2 θ e distância interplanar de 2,86 (Å). Picos de menor intensidade aparecem em 37,48° e 41,28° em 2 θ . Hematita aparece em 33,2°, 24,32°, 35,64° e 54,27° em 2 θ , enquanto goethita foi identificada em 21,24° e 33,2° em 2 θ , superposta ao pico da hematita (Figura 29). A magnetita aparece com o pico principal superposto ao secundário da hematita, em 35,64° em 2 θ , seguido do segundo mais intenso em 62,31° em 2 θ . Rutilo foi detectado com o pico mais intenso em 27,39° em 2 θ e com os secundários em 36,08° e 54,27° em 2 θ . Anatásio aparece com pico principal em superposição ao da muscovita e o secundário ao da gibbsita.

Na amostra de solo P5-390, ainda na porção referente à tradagem, as fases minerais identificadas foram quartzo, muscovita, caulinita, clorita, calcita, possivelmente dolomita, hematita, possivelmente goethita, magnetita e gibbsita, rutilo e anatásio. O quartzo aparece nos mesmos intervalos da amostra P5-810. Muscovita aparece em 8,85°, 19,83°, 25,51° e 34,91° em 2 θ , já a caulinita em 12,29°, 20,27°, 21,28° e 24,9° em 2 θ . A clorita aparece em picos de baixa intensidade em 12,29°, 24,9° e 37,66° em 2 θ , de acordo com valores de Lister e Bailey (1967).

A calcita aparece com o pico mais intenso em 29,3° em 2 θ e 3,04 (Å). Picos secundários aparecem em 36,08° e 39,48° em 2 θ (Antao; Hassan, 2010). Em relação à dolomita, há picos de baixa intensidade em 31,29°, 37,44°, 41,19° e 50,59° em 2 θ . Hematita aparece em seu pico principal em 33,26° em 2 θ , seguido dos menos intensos em 35,64°, 24,26° e 54,27° em 2 θ . Goethita aparece em seu pico principal em 21,28° em 2 θ e distância interplanar de 4,17 (Å), seguido de pico menos intenso em 33,26° em 2 θ . Em relação à magnetita, o pico principal foi registrado em superposição ao pico secundário da hematita, em 35,64° em 2 θ , e em um pico secundário de menor intensidade (Figura 29). Rutilo aparece em seu pico de maior intensidade em 27,43° em 2 θ e distância interplanar de 3,24 (Å), seguido de picos secundários em 36,08° e 54,27° em 2 θ . Anatásio aparece com picos de baixa intensidade superpostos aos intervalos da muscovita e gibbsita.

Na amostra P5-180, horizonte B3, a assembleia mineral é composta praticamente pelos mesmos minerais que ocorrem na amostra P5-390, excetuando-se a vermiculita que não aparece na anterior. Calcita, dolomita, goethita e anatásio aparecem em picos de baixa intensidade. Quartzo aparece em 26,63°, 20,83° e 36,6° em 2 θ , muscovita em 8,87°, 19,9°, 25,51° e 34,93° em 2 θ , caulinita em 12,29°, 20,33°, 20,65° e 24,75° em 2 θ e clorita em 3,25°, 12,29°, 18,34° e 24,75° em 2 θ . Vermiculita aparece em seu pico principal em 6,25° em 2 θ e 14,12 (Å), seguido de picos de menor intensidade em 12,29°, 24,75° e 31,25° em 2 θ . Hematita aparece em seu pico mais intenso em 33,37° em 2 θ , seguido de picos secundários em 35,8° e 54,32° em 2 θ . Magnetita aparece em seu segundo pico mais intenso em 62,46° em 2 θ . Gibbsita aparece com o pico principal em 18,34° em 2 θ e com picos secundários em 20,33° e 37,59° em 2 θ . Rutilo aparece com o pico mais intenso em 27,43° em 2 θ , e picos secundários em 36,03° e 54,32° em 2 θ .

Na amostra P5-100, tem-se quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, gibbsita, rutilo e anatásio. Calcita, dolomita e goethita aparecem apenas em picos de baixa intensidade, o que limita a confirmação. Quartzo aparece em 26,63°, 20,83° e 36,49° em 2 θ , muscovita em 8,87°, 19,7° e 25,51° em 2 θ , caulinita em 12,29°, 20,33° e 21,59° em 2 θ , clorita em 6,19°, 12,29°, 18,21° e 24,94° em 2 θ e vermiculita em 6,19°, 12,29°, 24,94° e 31,31° em 2 θ . Hematita aparece em 33,37°, 35,73° e 54,25° em 2 θ , gibbsita em 18,21°, 20,33° e 37,66° em 2 θ , rutilo em 27,37° e 54,25° em 2 θ e anatásio em 25,51° e 37,66° em 2 θ .

Na amostra P5-60, horizonte textural B1, a assembleia mineral é composta por quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, goethita, possivelmente magnetita e gibbsita, rutilo e anatásio. Picos de baixa intensidade da calcita e dolomita também foram identificados, mas eles parecem ser minerais pouco representativos. Quartzo aparece com seu pico principal em 26,61° em 2 θ , seguido de registros em 20,83° e 36,55° em 2 θ . Muscovita aparece em 8,81°, 19,88°, 25,53° e 27,93° em 2 θ , caulinita em 12,27°, 20,29° e 21,3° em 2 θ , clorita em 6,21°, 12,27°, 18,34° e 24,88° em 2 θ e vermiculita em 6,21°, 12,27°, 24,88° e 31,2° em 2 θ (Gruner, 1934; Hendricks; Jefferson, 1938; Shirozu; Bailey, 1966; Lister; Bailey, 1937; Bish, 1993). A hematita foi detectada em 33,24°, 35,8° e 54,27° em 2 θ . Goethita aparece em seu pico mais intenso em 21,3° em 2 θ , seguido de pico secundário em 33,24° em 2 θ , superposto ao pico da hematita. Magnetita, assim como nas amostras antecessoras, aparece em seu segundo pico mais intenso (Figura 29). Gibbsita foi identificada com o pico mais intenso em 18,34° em 2 θ e 4,83 (Å), seguido de picos menos intensos em 20,29° e 37,66° em 2 θ . O rutilo aparece com o pico mais intenso em 27,41° em 2 θ , seguido de picos menos intensos em 36,03° e 54,27° em

2 θ , enquanto o anatásio aparece em 25,53° e 37,66° em 2 θ (Saalfeld; Wedde, 1974; Wechsler; Lindsley; Prewitt, 1984; Gualtieri; Venturelli, 1999a e 1999b).

Na amostra P5-7, a mais superficial do perfil, as fases minerais são quartzo, muscovita, caulinita, clorita, vermiculita, hematita, goethita, gibbsita, magnetita e rutilo. Dolomita e anatásio aparecem em picos de baixa intensidade, e provavelmente sejam pouco representativos. Quartzo aparece em 26,63°, 20,81° e 36,53° em 2 θ , muscovita em 8,89°, 19,9°, 25,59° e 27,72° em 2 θ , caulinita em 12,27°, 20,29°, 21,37° e 24,88° em 2 θ . Clorita e vermiculita aparecem em intervalos superpostos, mas há picos secundários, respectivamente, em 18,32° e 31,25° em 2 θ , em conformidade com Gruner (1934) e Lister e Bailey (1937). Hematita aparece com seu pico mais intenso em 33,26° em 2 θ , seguido de picos secundários em 35,8° e 54,29° em 2 θ . Goethita aparece com o pico principal em 21,37° em 2 θ e 4,15 (Å), e picos menos intensos em 33,26° e 34,97° em 2 θ . Magnetita aparece em seu pico secundário em 62,33° em 2 θ e distância interplanar de 1,48 (Å). Gibbsita foi identificada em 18,32°, 20,29° e 37,68° em 2 θ . Rutilo aparece em seu pico principal em 27,39° em 2 θ , seguido de picos de menor intensidade em 36,08° e 54,29° em 2 θ (Swope; Smyth; Larson, 1995).

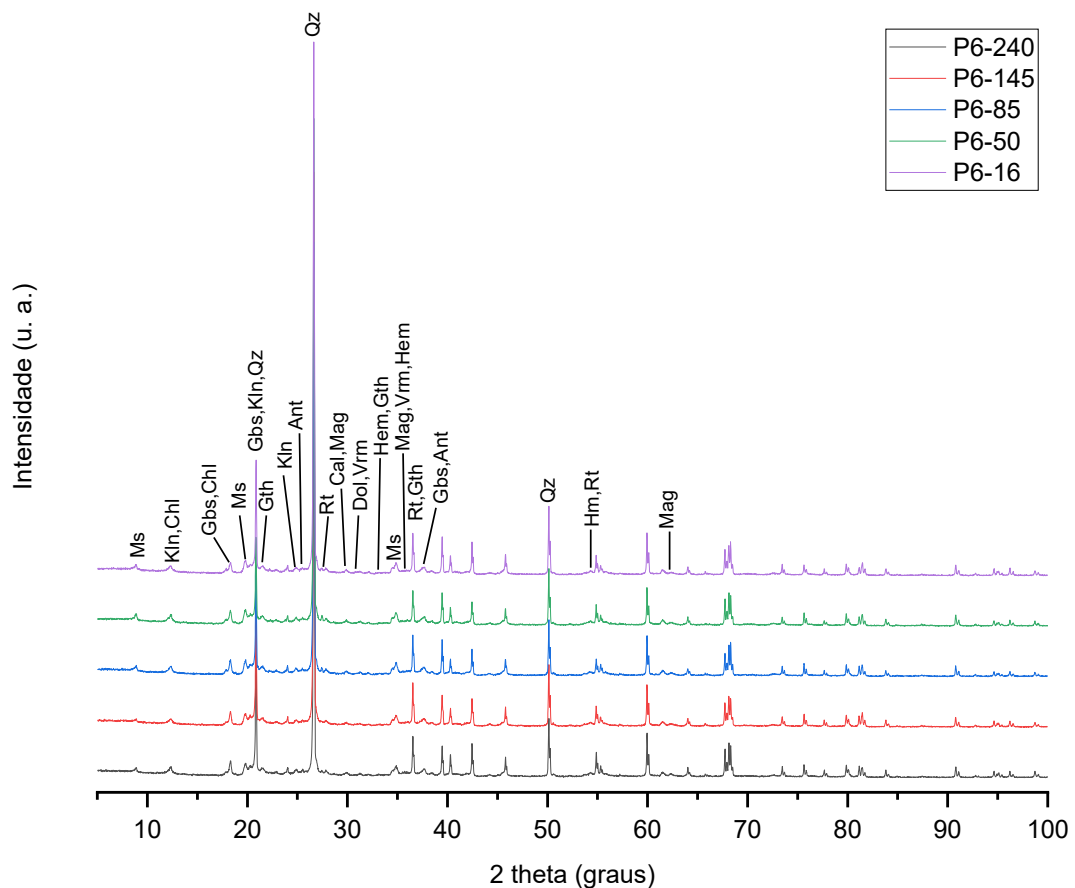
O perfil 5 tem mineralogia compatível com material de origem predominantemente filítico, como indicado pela presença marcante de micas por todo o saprólito e pelos minerais secundários encontrados. Não foram observadas rupturas ou descontinuidades ao longo da sequência vertical dos difratogramas desde os 810 cm até a superfície, o que indica uma gênese *in situ* para sua F.S. Picos de baixa intensidade de calcita e de dolomita indicam participação de minerais carbonáticos em meio ao material pelítico da rocha matriz.

5.3.1.5 Perfil P-6: Formações superficiais da porção leste da anticlinal do Itambé

Neste perfil há apenas amostras de material inconsolidado, em virtude de não ter sido possível alcançar o saprólito ou material pouco alterado. Na amostra P6-240, os minerais detectados foram quartzo, muscovita, caulinita, clorita, hematita, goethita, magnetita e rutilo (Figura 30). Vermiculita, calcita e anatásio aparecem apenas em picos secundários de baixa intensidade. Quartzo aparece em seu pico principal em 26,63° em 2 θ , e com os secundários em 20,83° e 36,61° em 2 θ , muscovita aparece em 8,92°, 19,81°, 25,55° e 34,91° em 2 θ , caulinita em 12,38°, 20,27° e 24,9° em 2 θ , clorita em 12,38°, 18,81°, 24,9° e 37,57° em 2 θ (Lister; Bailey, 1967; Guggenheim *et al.*, 1987; Bish, 1993; Antao *et al.*, 2008). Hematita foi detectada em 33,15°, 35,95° e 54,25° em 2 θ , goethita em 21,48° e 33,15° em 2 θ , gibbsita em 18,29°, 20,27° e 37,57° em 2 θ , e rutilo em 27,41° e 54,25° em 2 θ (Swope; Smyth; Larson, 1995).

Na amostra P6-145 a assembleia mineral é composta por quartzo, muscovita, caulinita, clorita, hematita, goethita, gibbsita e rutilo. Vermiculita, calcita, anatásio e magnetita tiveram apenas picos secundários registrados. Quartzo aparece em 26,61°, 20,89° e 36,62° em 2θ, muscovita em 8,87°, 19,77°, 25,51° e 34,86° em 2θ, caulinita em 12,34°, 18,84° e 24,88° em 2θ. Clorita, apesar da ausência do pico principal, aparece em vários picos secundários em 12,34°, 18,84°, 24,88° e 37,53° em 2θ (Lister; Bailey, 1967). Hematita aparece em 33,3° e 54,27° em 2θ, enquanto goethita aparece em 21,39° e 33,3° em 2θ, em superposição com hematita, seguido de picos de baixa intensidade em 36,62° e 53,66° em 2θ. Gibbsita aparece em 18,36°, 20,27° e 37,68° em 2θ, e rutilo aparece em 27,43°, 30,01° e 54,27° em 2θ, em superposição com um dos picos da hematita (Figura 30).

Figura 30 – Difratoograma das amostras de solos do Perfil P-6.



Elaborado por LIMA, P. S. e BRINATTI, A. M.

Na amostra P6-85, horizonte B2, as fases minerais são quartzo, muscovita, caulinita, clorita, hematita, goethita, gibbsita e rutilo. Vermiculita, calcita, magnetita e anatásio, novamente, aparecem em picos de baixa intensidade. Quartzo aparece em 26,65°, 20,85° e

36,53° em 2 θ . Muscovita aparece com seu pico mais intenso em 8,87° em 2 θ e 9,95 (Å), seguido de picos secundários em 19,85°, 25,49° e 34,86° em 2 θ . Caulinita aparece em 12,32°, 20,33° e 24,28° em 2 θ . Clorita, assim como na amostra P6-145, aparece com os picos secundários, em conformidade com os dados registrados por Lister e Bailey (1967). Hematita aparece com seu pico principal em 33,17° em 2 θ e distância interplanar de 2,69 (Å), seguido de um pico menos intenso em 54,34° em 2 θ . A goethita aparece com o pico principal em 21,48° em 2 θ , seguido de picos secundário em 33,17° em 2 θ , em superposição com hematita, e 53,64° em 2 θ . Gibbsita foi detectada em 18,29°, 20,33° e 37,68° em 2 θ , e rutilo em 27,41° e 54,34° em 2 θ .

Na amostra P6-50, os principais minerais são quartzo, muscovita, caulinita, clorita, hematita, goethita, gibbsita e rutilo. Vermiculita, calcita e magnetita aparecem em picos secundários. Quartzo aparece em 26,65°, 20,85° e 36,51° em 2 θ . Muscovita aparece com seu pico mais intenso em 8,83° em 2 θ , seguido de picos secundários em 19,79°, 25,53° e 34,89° em 2 θ . Caulinita aparece em 12,03°, 20,31° e 24,88° em 2 θ , e clorita aparece em picos secundários de baixa intensidade, assim como a hematita. Goethita aparece com o pico principal em 21,5° em 2 θ e com o secundário em 36,66° em 2 θ . Gibbsita aparece em 18,32°, 20,31° e 37,66° em 2 θ , enquanto rutilo foi detectado em 27,48°, 35,99° e 54,34° em 2 θ .

Na amostra P6-16, os minerais são basicamente os mesmos da P6-50, e com picos muitos similares (Figura 30). Quartzo, muscovita, caulinita, goethita, e rutilo aparecem de forma mais nítida. Clorita, vermiculita, magnetita, hematita, gibbsita e calcita foram detectados apenas em picos secundários de baixa intensidade. Anatósio parece estar presente em picos superpostos ao da muscovita, clorita e gibbsita, o que dificulta sua confirmação.

Ao longo da sequência de difratogramas de P-6 não foram observadas descontinuidades ou rupturas que sugerissem superposição de materiais transportados. Entretanto, pelo fato de não ter sido alcançado o saprólito, relações de filiação vertical são difíceis de se estabelecer neste perfil.

5.3.2 Interpretação genética com base nos aspectos mineralógicos

A presença de minerais silicáticos em praticamente todas as amostras e a ocorrência de minerais carbonáticos em todos os perfis, ainda que como relíquias, podem ser indicativos de F.S. autóctones ou parautóctones. Os minerais mais resistentes ao intemperismo estão em conformidade com a composição geoquímica das amostras de solos e de rochas, principalmente silicatadas, com elevados teores de SiO₂ e Al₂O₃. Apesar de as rochas carbonáticas, com 48%

de MgO e 47% de CaO, estarem sotopostas a F.S. com alto conteúdo de SiO₂, acredita-se que elas sirvam apenas de suporte ao material intemperizado a partir dos metarrimitos, os quais, atualmente, encontram-se lado a lado com os carbonatos. De forma análoga, Piló (1998) demonstrou a acomodação de F.S. com assinatura siliciclástica sobrepondo os carbonatos da Depressão Poligonal Macacos-Bau.

Ao observar as análises, vê-se que há relação de filiação vertical nos perfis P-2, P-5 e P-6, e que a F.S. do P-3 não é filha da rocha que está embaixo. Quanto ao P-1, a análise mineralógica não permitiu afirmar condição de autoctonia ou de parautoctonia. Os difratogramas de P-1, P-2, P-5 e P-6, apresentam certa similaridade quando olhados da base para o topo de cada perfil, o que confirma a hipótese aventada nesta pesquisa, juntamente com as informações morfológicas e geoquímicas trazidas à discussão nas páginas anteriores.

Em P-5, como já mencionado, a rocha carbonática não foi obtida no contexto do perfil, mas na proximidade. Por isso, o difratograma da base se difere dos demais, sobretudo pela elevada intensidade dos picos da calcita e dolomita, condizente com os altos teores de CaO e MgO. Notável intensidade dos picos da muscovita e da clorita pode ser vista nas amostras do saprólito (P5-810 e P5-390), em contraposição às do *solum*. Isso também foi verificado em P-2, nas amostras P2-330V, P2-290F, P2-170 e P2-100, e significa que ambos os perfis possuem forte afinidade com os metapelitos, apoiando ainda mais as reflexões pedogenéticas destacadas.

Em P-3 não é possível observar similaridade entre o difratograma da amostra de rocha com os difratogramas das de solo. Assim, nesse perfil, a parautoctonia é a possibilidade mais condizente, pois a mineralogia da F.S. do P-3 é basicamente parecida com as fases minerais do P-2, tanto na amostra de rocha filítica quanto nas de solo. Em P-6, embora a contribuição do quartzito tenha sido mais proeminente, pontua-se a heterogeneidade litológica, típica da região. Muscovita, clorita, calcita e dolomita, estes dois últimos não tão expressivos no perfil, são bons indicadores de que o rebaixamento do relevo, condicionado pela relação pedogênese e morfogênese, associa-se a litologias diversificadas e intercaladas, com caráter metapsamopelítico-carbonático (Zancopé *et al.*, 2023).

Todos os perfis mostraram a presença de vermiculita, embora uns tenham picos menos representativos. A ocorrência desse argilomineral já havia sido aventada por Momoli *et al.* (2021b), que considerou que os solos da Felipa não “alcançaram, ainda, o auge da evolução para Latossolos”. É provável que este mineral tri-camada tenha sido formado a partir das micas, ou neoforado através da solução do solo, conforme demonstram Kämpf e Curi (2015). Estes autores, assim como Adams (1976), também citam que as cloritas podem ser as precursoras das

vermiculitas, por meio da liberação do Fe^{2+} , e que estas surgem como produtos intermediários da degradação daquelas. A presença da clorita, observável em todos os perfis, ora com picos mais intensos ora menos intensos, é característica de metamorfismo da fácies xisto verde (Klein e Dutrow, 2012). No topo do Grupo Paranoá, na unidade Pelito-Carbonática, clorita ocorre, principalmente, em calcixistos e clorita xistos, conforme consta em Fuck *et al.* (1988).

As caulinitas, supostamente, evoluíram dos minerais silicáticos, em vista da liberação parcial das bases e do Si. Nas micas (ilita), a perda de uma das camadas tetraedrais, através da monossilicização, é fator condicionante para o surgimento de argilominerais com estrutura 1:1. Em estágios avançados de intemperismo vermiculitas também podem se desestabilizar e formar caulinitas, que estão entre os minerais mais comuns nos solos. Os óxidos, como hematita e gibbsita, são produtos do intemperismo mais intenso (Bierman; Montgomery, 2014).

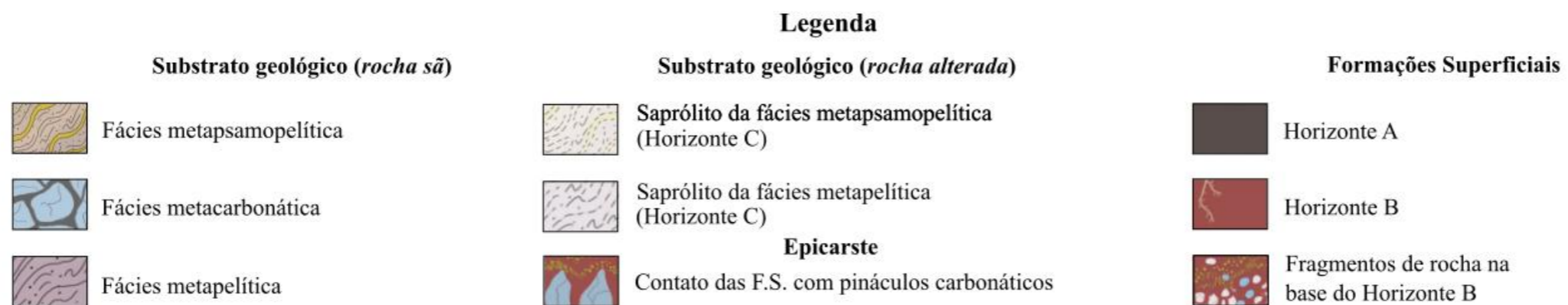
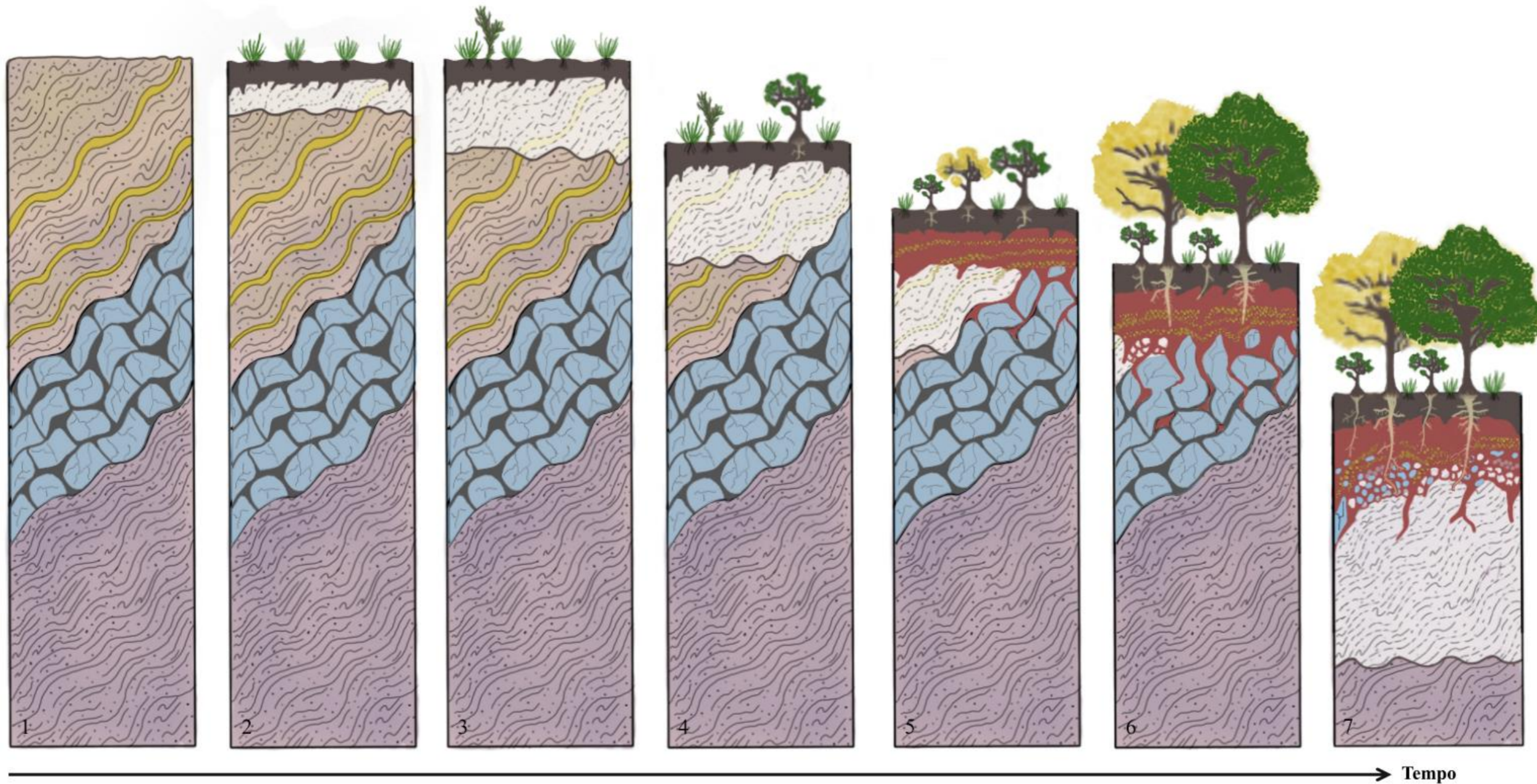
5.4 Modelo de evolução para as formações superficiais da área de estudo

Considerando a diversidade do substrato geológico da área e a similaridade mineralógica entre os solos estudados, foi confeccionado um modelo evolutivo para as F.S. da superfície de dissolução. Trata-se da representação (Figura 31) da evolução de um perfil tipo, hipotético, que busca ilustrar as etapas de elaboração das F.S. Parte-se de um estágio em que aparece a rocha sã, composta pelas principais litologias da área, tendo como resultado final uma F.S. de natureza residual (Figura 31). Considerou-se, além das sequências litológicas, os aspectos estruturais e deformacionais das camadas.

Buscou-se considerar, também, os fatores fitogênicos, ou biogeodinâmicos, conforme perspectiva de Bocquier (1973), para compreender a participação das perdas geoquímicas ocorridas *in situ*, e posterior formação dos horizontes pedológicos (Lima; Queiroz Neto, 1996; Queiroz Neto, 1997).

Na primeira etapa (Figura 31), tem-se o pacote rochoso formado por material consolidado e inalterado, cuja composição abarca três fácies litológicas, todas pertencentes à Formação Córrego do Barreiro. Na base, observa-se a fácies metapelítica, geralmente composta por minerais argilosos e siltosos, com inúmeras lineações e dobramentos milimétricos. No meio do perfil, com diversas zonas fraturadas e caminhos preferenciais, tem-se a fácies metacarbonática (caracterizada por lentes de mármore dolomítico ou calcítico), estruturalmente dobrada e sub-verticalizada. No topo ocorre a fácies metapsamopelítica, formada pelo ritmito, com intercalações de rochas pelíticas e quartzosas. Os quartzitos são milimétricos a centimétricos e acompanham a dinâmica dúctil das outras litologias.

Figura 31 – Sequência evolutiva das formações superficiais, a partir de substrato sílico-carbonático metamorfisado da Formação Córrego do Barreiro, topo do Grupo Paranoá.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T., com base em: Fuck *et al.* (1988), D'el-Rey Silva, Vasconcelos e Silva (2008) Zancopé *et al.* (2023).

A liberação de ácidos e enzimas por líquens e musgos contribuiu para a primeiras alterações da fácies metapsamopelítica, principalmente através das fraturas e das zonas de fraqueza. Sequencialmente, e influenciada pelo intemperismo bioquímico, ocorreu a formação dos horizontes C e A, produzindo um Neossolo (segunda etapa, Figura 31). No *solum* (horizonte A), as remoções dos elementos mais solúveis, juntamente com o acúmulo parcial de matéria orgânica, foram os processos mais prováveis. No horizonte C é possível verificar que a estrutura da rocha sã (estrutura petrográfica) foi preservada (isalterita), mesmo com as alterações.

Na terceira etapa (Figura 31), o horizonte A ainda é raso, mas o saprólito com estrutura petrográfica preservada foi ampliado em profundidade como resultado dos fatores climáticos que atacaram as rochas tenras, expandindo a friabilidade e diminuindo a resistência por meio da hidratação e da hidrólise dos minerais. Na quarta etapa (Figura 31), a espessura do horizonte A com matéria orgânica foi levemente ampliada, assim como a do saprólito. Observa-se o rebaixamento do pacote rochoso, com lixiviação dos íons mais móveis. Até esta etapa, a F.S. é classificada como autóctone em sua totalidade, pois saprólito e *solum* se formaram a partir da rocha subjacente (fácies metapsamopelítica).

Na quinta etapa (Figura 31) a pedogênese avança e desenvolve-se um horizonte B, com estrutura granular e em blocos, subjacente ao horizonte A. No interior do horizonte B permanecem fragmentos mais resistentes da fácies metapsamopelítica, como cascalhos de quartzo, que progressivamente se distribuem horizontalmente pela ação da pedoturbação, podendo dar origem a linhas de pedra. Em algumas partes do relevo este horizonte pode ter tido menor desenvolvimento, apresentando características subordinadas de Bi e aspectos de Cambissolo. A vegetação se adaptou melhor às condições do solo, assim como contribuiu para a liberação de compostos orgânicos coparticipantes na desestabilização dos minerais. A frente de intemperismo, que marca o contato entre o saprólito e a rocha fresca, progride verticalmente, intemperizando quase a totalidade da fácies metapsamopelítica. Na parte direita desta etapa da figura 31, a frente de intemperismo avança sobre a fácies carbonática, entretanto, devido à solubilidade dos seus minerais formadores (dissolução congruente), não há produção de saprólito.

A sexta etapa (Figura 31) demonstra o contínuo rebaixamento da superfície através das perdas de matéria, principalmente por erosão química. Os horizontes A e B aumentaram a espessura e as espécies arbóreas se instalaram e ampliaram as dinâmicas biopedológicas, com raízes pivotantes que favoreceram as trocas iônicas com as fases sólida e líquida do solo.

Restam apenas vestígios intemperizados das rochas da fácies metapsamopelítica (lado esquerdo do sexto perfil, Figura 31). A rocha sã subjacente à F.S. é agora carbonática, configuração que ilustra uma situação de parautoctonia no sentido de Gèze (1959), em que o *solum*, embora formado *in situ*, não é produto do intemperismo da rocha atualmente subjacente. Neste caso, a rocha sã é considerada rocha suporte para a F.S., não sua rocha matriz. A rocha carbonática é submetida ao processo de dissolução, originando pináculos de subsolo. No soluto, Ca e Mg migraram pelas zonas de fratura após serem liberados das estruturas da calcita e dolomita. Argilominerais podem ter sido transportados fisicamente no interior das F.S., com alguma parte sendo retida no horizonte B, sendo evacuadas pelos interstícios da fácies metacarbonática. Este movimento descendente tem contribuição tanto das águas de percolação vertical quanto daquelas de oscilação freática. A situação ilustrada é comparável à notada nos perfis P-2 e P-3.

Na sétima etapa, o horizonte B se tornou mais maduro, com remoção parcial de sílica e dos cátions básicos, restando principalmente óxidos e elementos de baixa mobilidade, como Ti, Fe e Al. O argilomineral dominante é a caulinita. O material inconsolidado é levemente mais espesso e com cores vívidas. Às vezes pode ser mais pálido, a depender da condição de umectação. A fácies carbonática foi intemperizada em quase sua totalidade, de forma congruente, deixando poucos resíduos, o que acelera o rebaixamento da F.S. e da superfície do terreno. Os minerais carbonatados foram praticamente dissolvidos e os cátions Ca e Mg lixiviados em sua maior parte, restando traços de Ca e Mg. A flora arbórea cada vez mais se acomodou às condições de nutrientes dos solos. Na base do horizonte B fragmentos de quartzo e restos da rocha carbonática se mantiveram formando uma *stone-line*, conforme ocorria o rebaixamento do *solum* sobre a rocha. Nesta etapa, a frente de intemperismo progride sobre a fácies inferior (metapelítica) da coluna de rocha, o que resultará no acréscimo de novos minerais residuais à F.S. ratificando seu caráter parautóctone.

Em síntese, considera-se que a representação é uma aproximação das distintas possibilidades. Na área há desde rocha aflorante até F.S. profundas e bem desenvolvidas (veja, a título de exemplo, as Figuras 11, 13 e 23). Esta graduação fica mais nítida ao comparar as F.S. dos terrenos mais elevados, geralmente Neossolos lítólicos, com as da depressão, onde há ocorrência de Cambissolos e Latossolos (Figura 15). Nesta, a espessura e a evolução tendem a ser maiores.

5.5 Classificação e mapeamento das formações superficiais

5.5.1 Evolução da paisagem geomorfológica

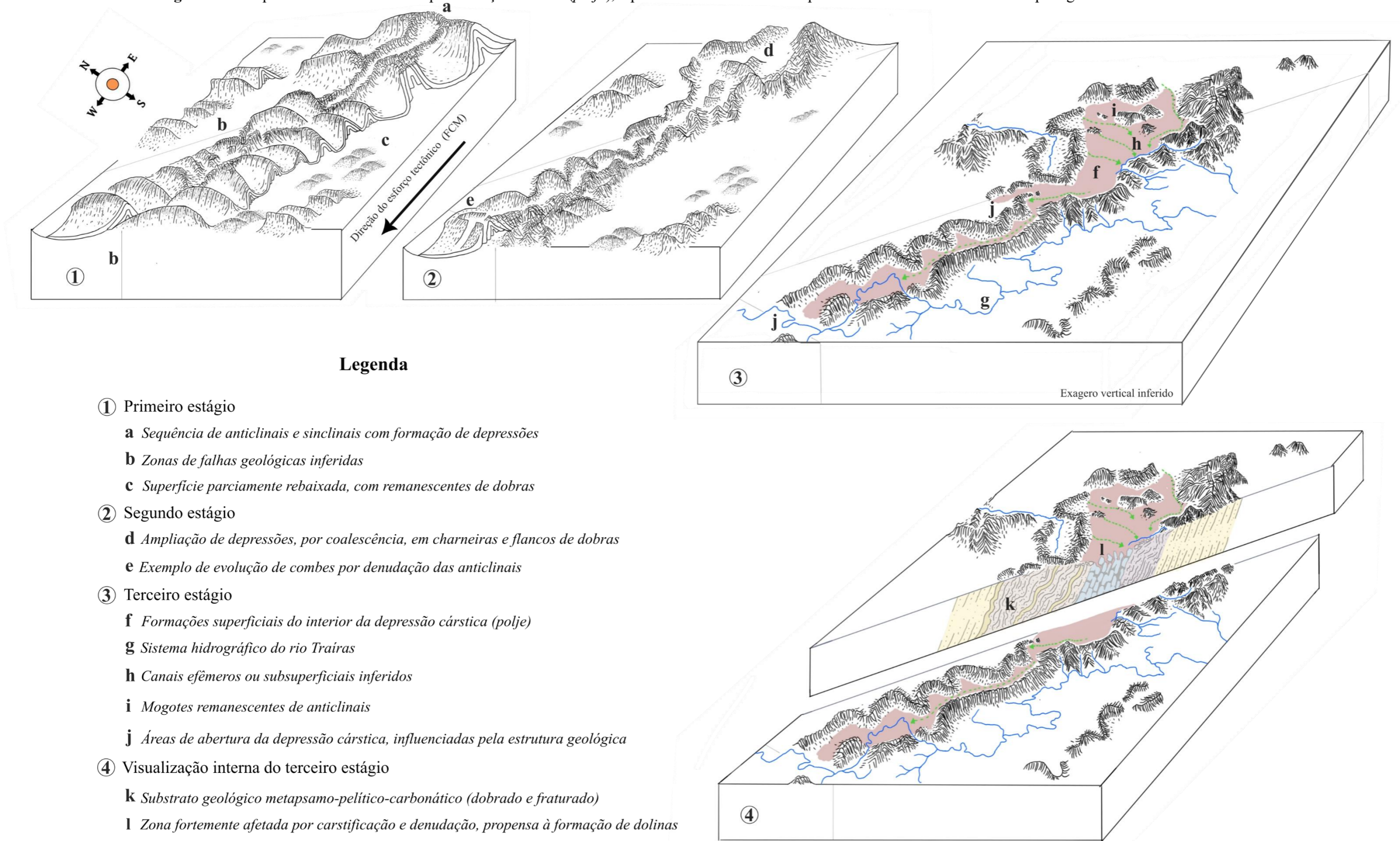
Foi proposta uma sequência evolutiva para a área de estudo, com o objetivo de entender a relação entre o desenvolvimento da paisagem em associação com a origem das F.S. (Figura 32). A tentativa de fornecer uma evolução geomorfológica aproximada foi importante, também, para a classificação e mapeamento das F.S. no perímetro da área, e será apresentada e discutida adiante.

Pressupõe-se que a paisagem evoluiu com forte contribuição geoquímica, numa dinâmica de rebaixamento do relevo conduzida pela maior liberação de elementos móveis e manutenção de elementos químicos inertes. Os principais fatores estruturais de controle geomorfológico se unificaram aos morfoesculturais para dar origem a uma ampla superfície de dissolução, uma depressão cárstica informalmente denominada “*Polje de Borda Cárstica Felipa-Itambé*”. Vale ponderar que esta feição não é uma depressão resultante de um “modelo cárstico puro”, mas uma forma de relevo poligênica, com aportes de processos tectônicos, litológicos, cársticos, pedológicos e fluviais. Em princípio, pode-se classificar a morfologia como *Carste de Contato* (*Contact Karst*), em que as camadas de rochas silicosas estão verticalmente ou sub-verticalmente em contato com rochas metacarbonáticas mais solúveis.

No primeiro estágio (Figura 32) vê-se que as dobras em forma de “*comboio*” (*fold trains*), com mergulho geralmente para N-NE, tiveram suas charneiras e flancos rebaixados por depleção. A proximidade com a zona interna da FDB, caracterizada pela *nappe* do rio Maranhão, resultou em desordenamento angular entre as litologias, alçando conjuntos de rochas que em configurações normais de horizontalidade estariam em posição inferior. Então, o processo dissolutivo pode ter atacado distintas camadas simultaneamente, com diferentes comportamentos, porém complementares. Enquanto as siliciclásticas contribuíam mais para o fornecimento de resíduos, as carbonáticas se destacavam pela maior corrosão.

Ao passo que depressões foram se formando, unificações laterais tornaram-se possíveis, havendo a coalescência entre elas, conforme demonstrado no segundo estágio. Já na parte sudeste do *polje* de contato a ênfase é dada à fixação de canais de drenagem que cooperaram para a erosão fluvial (Zancopé *et al.*, 2023). Desse modo, em decorrência do comportamento da área como superfície de captação hídrica (superficial, subsuperficial e meteórica), urge pontuar a participação das águas autóctones e dos fluxos alóctones no rebaixamento do relevo, controlados por periodicidade úmida.

Figura 32 – Sequência evolutiva inferida para a feição cárstica (*polje*), a partir da coalescência de depressões em anticlinais e sinclinais pedogeneticamente rebaixadas.



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T., com base em: Fuck *et al.* (1988), D'el-Rey Silva, Vasconcelos e Silva (2008), Campos *et al.* (2013), Momoli *et al.* (2021a), Zancopé *et al.* (2023).

A entrada de águas por corpos lóticos no carste de contato, advindas de litologias impermeáveis, principalmente silicatadas, teve capacidade corrosiva amplificada. Ao atingir os metacarbonatos da Formação Córrego do Barreiro, cujas lentes têm alta porosidade secundária, os fluxos de NE elevaram a potencialidade do soluto, criando condições ideais para o aparecimento e desenvolvimento de feições cársticas (Gams, 1994). O rebaixamento do nível de base local, associado ao córrego Olho D'Água, afluente do rio Traíras, atraiu canais fluviais que depositaram sedimentos grossos vindos das rochas terrígenas, mas também se comportou como ponto de concentração dos fluxos subsuperficiais. Na porção oeste da área estudada, os fluxos superficiais são mais curtos e geralmente seguem a vergência das camadas, com corrosão concordante a estas, algo que já havia sido ponderado por Zancopé *et al.* (2023).

Já as águas autóctones, derivadas da pluviosidade na própria depressão cárstica, tiveram importante contribuição biológica e das F.S. O carste do Brasil, por exemplo, se destaca pela vegetação diversificada, geralmente exuberante, com importante quantidade de espécimes florestais (Morais, 2011; Lima; Morais, 2023). Em se tratando de cerrado, os restos vegetais e animais, durante as etapas de desenvolvimento do relevo, entraram em cíclico processo de decomposição nos solos, interagindo com a precipitação e elevando a dissolução da rocha subjacente, através da corrosão de subsolo ou criptocorrosão (Vasconcelos, 2014).

Em resumo, a literatura cárstica global indica que o solo residual, como os da área, e os sedimentos são fatores ativos que aceleram o desgaste, contribuindo na formação de planícies e *poljes*. A dissolução da rocha carbonática e mesmo das siliciclásticas, sob clima tropical, é favorecida pela percolação da água, que é em muito maior quantidade do que nas regiões temperadas, com seu pH já ácido (soluções bastante diluídas), aliada à presença de ácidos orgânicos. A dissolução pode ser potencialmente intensa na interface solo-rocha (*epicarste*), principalmente em áreas geotectonicamente controladas (Gams, 1994; Gillieson, 2005; Ford; Williams, 2007; Bakalowicz, 2013; Alves, 2015; Auler *et al.*, 2015; Stepišnik e Ferk, 2024).

No terceiro estágio, o *polje* se encontra preenchido por F.S. de leste a oeste. Além da macrofeição cárstica, mogotes podem aparecer na superfície. A hidrodinâmica da área também é fator de destaque, perceptível pelo comportamento sazonal de enchimento do *polje*, principalmente a partir do início da estação chuvosa. O reabastecimento subterrâneo fica a cargo das diversas dolinas de abatimento de solo, as quais se comportam como sumidouros, transportando soluções e materiais particulados. Cursos efêmeros, que também se configuram como canais subsuperficiais em momentos de baixa pluviosidade, contribuem no comportamento hidrológico (Momoli *et al.*, 2021a; Amaral *et al.*, 2021).

Feições de subsolo, como dentes e costelas, estão diretamente relacionadas às zonas de infiltração e acomodam F.S. originadas pela decomposição dos metarritmitos que sobrepunham os carbonatos. Em diversos locais do Brasil e do mundo é possível observar estas configurações cársticas, com dolinas de colapsos de cobertura e com afloramentos à mostra, cada vez mais intensificados pelas ações humanas (Tricart, 1956; Piló, 1998; Gams; Otoničar; Slabe, 2011).

Numa concepção mais ampla acerca das grandes depressões cársticas, pontua-se que *poljes* de contacto cárstico com litologias não cársticas, com certa aproximação ao que foi aqui explicado, são noticiados na literatura Geomorfológica. Cita-se o *Sariot Polje*, na Turquia (Doğan, 2003), e o *polje* de borda da cidade de Nanning, no condado de Mashan, Guangxi, China (Zhang *et al.*, 2022; Zhang *et al.*, 2025). Feição análoga, mas em menor proporção, também é encontrada em Natividade – TO (Lima; Morais, 2023). Essas formas se assemelham ao que Jovan Cvijić classificou de merocarste, pois representam o resultado da integração entre carstificação e processos não cársticos (Travassos; Rodrigues; Timo, 2015; Veress, 2020).

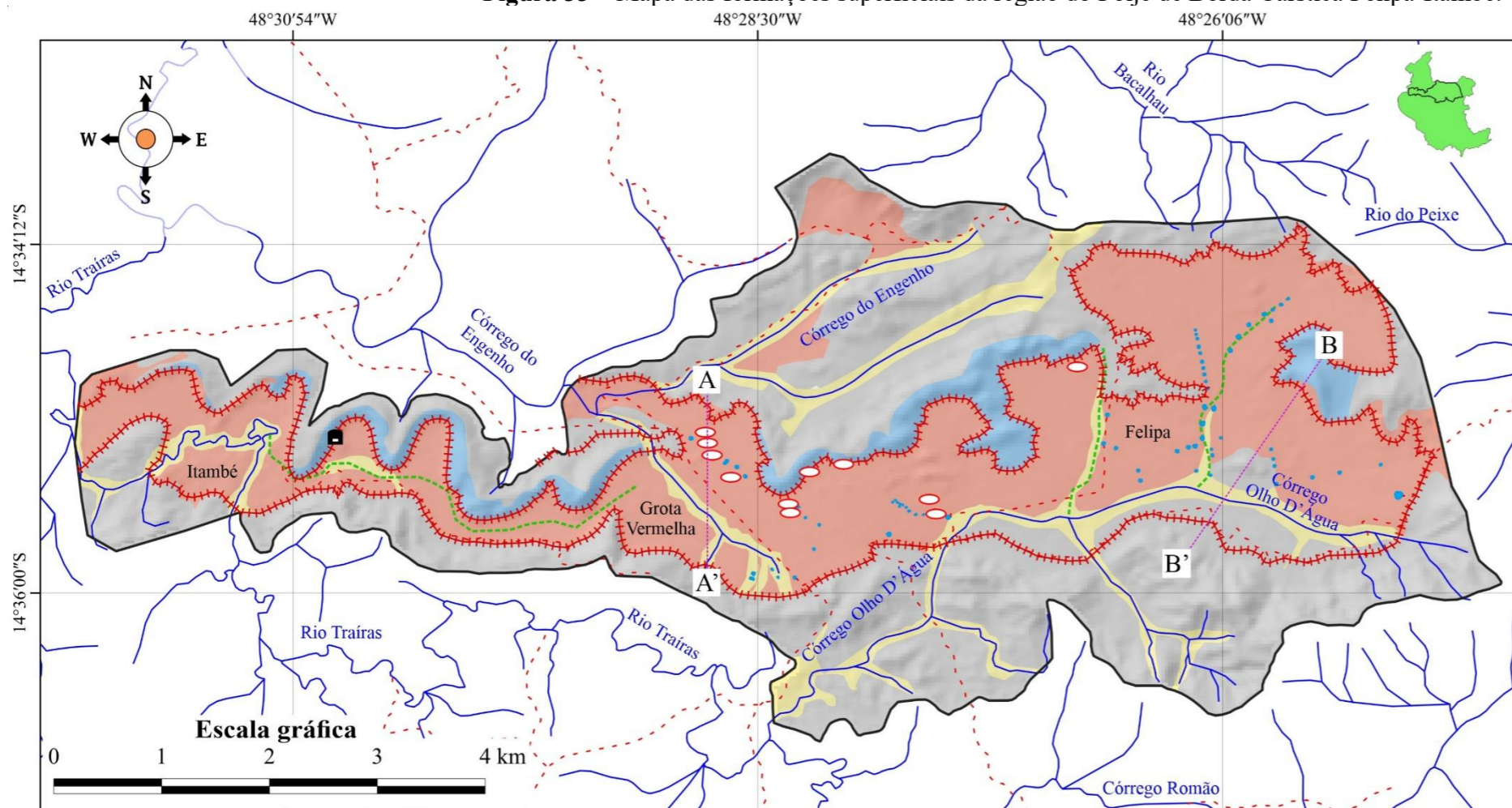
Salienta-se, ainda, que a dinâmica da FCM produziu uma arquitetura das camadas, geralmente dobradas, fraturadas, fissuradas e, também, basculadas, que foi influente na instalação e evolução dos processos pedogenéticos e cársticos, tornando possível a intensificação da frente de intemperismo e da alteração química em caminhos preferenciais. Essa conjugação de fatores é responsável por imprimir certa variabilidade na espessura, cor e demais características morfológicas das F.S., como se vê em praticamente todos os perfis. Aspectos similares foram registrados em Minas Gerais por Chagas *et al.* (1997) em áreas de rochas metapelíticas sob vegetação de cerrado.

5.5.2 Mapa das classes de formações superficiais segundo os critérios dinâmico e estrutural

A relação morfogênese/pedogênese apresentada com caráter exploratório propiciou a produção do “*Mapa das formações superficiais da região do Polje de Borda Cárstica Felipa-Itambé*”, feito de acordo com a perspectiva genética e em escala 1:50.000 (Figura 33). A partir deste, espera-se contribuir com estudos de gênese do solo, notadamente no carste tropical.

Mapearam-se as F.S. da área em quatro classes, conforme os critérios dinâmico e estrutural apresentados no quadro 2. Reconheceu-se as partes superiores (F.S.), e inferiores (possível material de origem das F.S.), na descrição da legenda. De forma generalizada, para auxiliar no mapeamento e na extrapolação do perímetro mapeado, recorreu-se ao levantamento pedológico feito por Momoli *et al.* (2021b).

Figura 33 – Mapa das formações superficiais da região do Polje de Borda Cárstica Felipa-Itambé.



Legenda

- - - Estradas vicinais
- Rede de drenagem
- - - Canais efêmeros ou subsuperficiais
- Açudes, barraginhas ou cacimbas
- Legado Verdes do Cerrado
- Área de estudo

Feições Cársticas

- Caverna Itambé
- Dolinas
- Poje de borda cárstica Felipa-Itambé

Formações Superficiais

Residuais

Parte superior autóctone ou paraúctone, com estrutura pedológica (*solum*); parte inferior autóctone (saprólito), podendo estar ausente (quando sobre carbonatos).

Transportadas

Parte superior sub-autóctone, com estrutura desordenada em transformação para estrutura pedológica (Horizonte A) (*solum*). Parte inferior autóctone, com estrutura petrográfica (saprólito), desenvolvida a partir de rocha siliciclástica.

Parte superior sub-autóctone, com estrutura desordenada, em transformação para estrutura pedológica (*solum*). Ausência de saprólito.

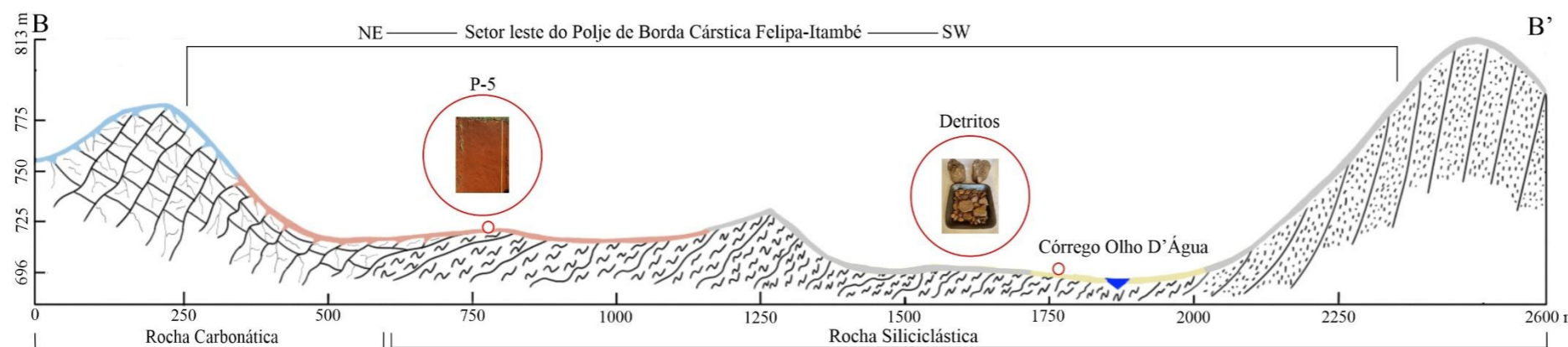
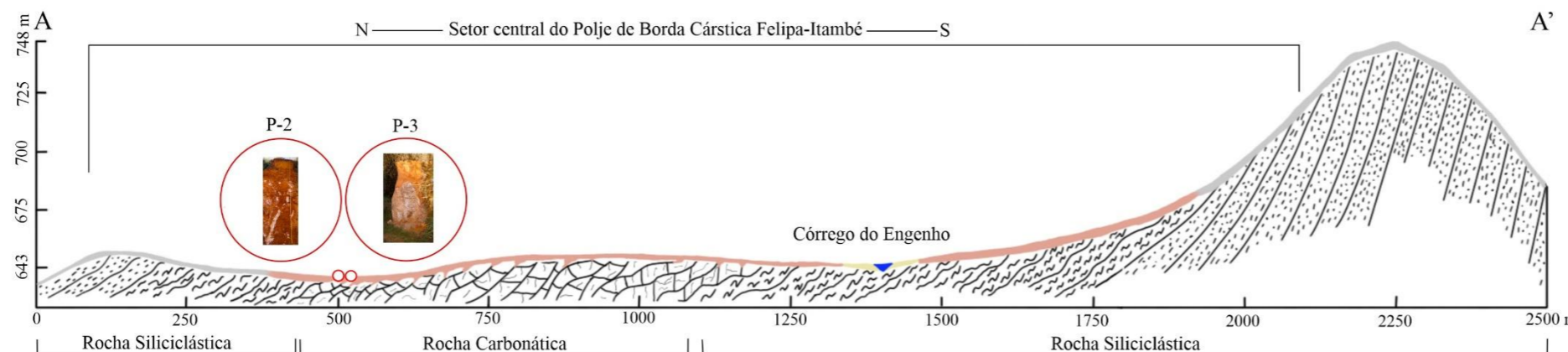
Parte superior alóctone (alúvio), com estrutura sedimentar em transformação para estrutura pedológica (Horizontes A ou A e B) (*solum*). Parte inferior alóctone (alúvio), com estrutura sedimentar.

Substrato Geológico

Perfis topográficos A-A' e B-B'

- ▨ Mármore
- ▨ Filito
- ▨ Quartzito

Sistema de Coordenadas: Geográficas, DATUM: Sirgas 2000.
 Fonte: Rodovias e Drenagens (SIEG - GO), Litologias, Dolinas e Caverna (MOMOLI et al., 2021a, 2021b).
 Digitalização: Autores (2025).



Elaborado por LIMA, P. S. e BUENO, G. T.



No interior do *polje* há predominância de F.S. residuais, que correspondem a cerca 13,673 km². Geneticamente, a parte superior pode ser de natureza autóctone ou parautóctone, com estrutura pedológica (*solum*) originada por forte participação dos metapelitos. O saprólito pode ser ausente, quando as F.S. sobrepõem carbonatos. O solo pédico é caracterizado pela formação de horizontes e agregados, desenvolvidos a partir de intemperismo e pedogênese *in situ*. Se destacam pela presença de horizontes A e B, com aspecto morfológico variável, mas com assinatura geoquímica e mineralógica similar.

Em menor proporção, é possível encontrar F.S. transportadas, principalmente no contraforte a sudeste da área, na zona de influência do córrego Olho D'Água. Classificado como alóctone, verifica-se, na parte superior, estrutura sedimentar em transformação para estrutura pedológica (formação de horizontes A ou A e B). A parte inferior também é alóctone, derivada do comportamento fluvial que depositou detritos e depósitos rudáceos variados, em forma de discos e de placas sub-arredondadas a sub-angulosas, com esfericidade média a baixa. A morfologia dos grãos atesta proveniência metapelítica, havendo também exemplares metapsamíticos e provável área fonte de litologias do Paranoá (Momoli *et al.*, 2021b; Uhlein; Uhlein, 2024). Na área, de forma geral, as F.S. alóctones perfazem não mais do que 2,5 km².

Do limite sul do *polje* até a delimitação geral da área, de leste a oeste, e nas proximidades do córrego do Engenho, tem-se F.S. sub-autóctones, na parte superior, com estrutura desordenada em transformação para estrutura pedológica (horizonte A). A parte inferior é autóctone, com estrutura petrográfica (saprólito) associada à baixa pedogênese de litologias siliciclásticas, geralmente quartzitos. Corresponde a 16,042 km². Na parte setentrional do *polje*, de maneira intercalada, tem-se F.S. sub-autóctones, que somam 2,141 km², com estrutura desordenada, em transformação para estrutura pedológica (*solum*). Os solos são rasos, mas com boa fertilidade, e o saprólito é ausente, por corresponder a áreas com substrato carbonático.

Além das convenções dispensadas às F.S., dá-se ênfase, no mapa, às feições cársticas. Dolinas são recorrentes na parte central do *polje*, e a maioria delas são de colapso ou abatimento de solo. Normalmente são inundadas durante o período chuvoso. Também se destacam em seu interior, embora não em todas, pináculos cársticos. A oeste, no Setor Itambé, registra-se a caverna homônima. A feição mais chamativa é o *polje* de contato ou de borda cárstica, que contém, ainda, microfieções as quais não foram apontadas por questões escalares, mas que estão presentes nos afloramentos de mármore. Já em relação à interação humana com a paisagem, merece atenção as diversas bacias de contenção, barraginhas ou cacimbas, geralmente escavadas e utilizadas para disciplinamento das águas pluviais e dessedentação animal.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir deste trabalho, observou-se que as F.S. têm ganhado cada vez mais atenção dos cientistas naturais, embora não seja o principal objeto de pesquisa dos pedólogos, geólogos, geomorfólogos, agrônomos e geógrafos. Esforços têm sido empregados, principalmente, visando compreender sua natureza e contribuir com sua gestão. Pesquisadores franceses lançaram as bases teórico-conceituais a respeito dessas coberturas inconsolidadas e a partir de parcerias com cientistas nacionais, sobretudo da USP, introduziram a temática no círculo acadêmico brasileiro. Especialmente, as regiões sul e sudeste vêm sendo as mais estudadas, nos mais variados compartimentos do relevo. Vários destes estudos buscaram correlações e melhores interpretações dos ciclos de erosão, amplamente difundidos desde a segunda metade do século XX. Outros, no entanto, se atentaram a avaliações de riscos naturais ou reconstituições paleoambientais e paleoclimáticas.

Por se tratar de terrenos que se comportam como armadilhas geológicas, úteis a esses tipos de averiguações, o carste vêm sendo considerado desde os primeiros mapeamentos de F.S. Ainda assim, quando se trata de gênese das F.S. em litologias carbonáticas, nos trópicos, há dúvidas e imprecisões. Os solos sobrepostos a este tipo de rocha, geralmente, são tratados como resultado da pedogênese sobre sedimentos (alóctones).

Esta pesquisa, no entanto, trouxe evidências de que em áreas cársticas de baixa declividade, com rochas calcíticas e dolomíticas intercaladas com siliciclásticas, situações de autoctonia e de parautoctonia são recorrentes. A hipótese de filiação vertical das F.S. com o substrato geológico foi confirmada em certos perfis, e os resultados das análises morfológicas, granulométricas, geoquímicas e mineralógicas deram sustentação à seguinte tese: *“as F.S. da depressão da área de estudo, com ressalvas para as adjacentes aos canais fluviais, são residuais, portanto, originadas a partir do intemperismo e da pedogênese da rocha in situ”*.

Os dados morfológicos mostraram a diversidade das F.S., notavelmente expressa na cor, espessura, textura, estrutura e desenvolvimento. Há solos mais vermelhos em alguns pontos do relevo, como visto no P-5, enquanto em outros o matiz é amarelado, como em P-6 e P-3. Solos mais rubros representam maior quantidade de Fe e boa drenagem interna, conferindo certa estabilidade do relevo. Já os amarelados têm como material de origem rochas com menor teor de Fe ou estiveram submetidos a condições de maior hidratação ou mesmo de saturação hídrica. Alguns solos são profundos, como em P-5 e em P-6, enquanto outros são pouco espessos, como em P-1 e em P-2.

A textura, comumente média, mostrou um gradiente com variações nos teores de areia, silte e argila de oeste para leste da área pesquisada. Nos perfis P-1 e P-6 pode ter havido alguma influência de rocha quartzítica, pois o conteúdo de areia é acima de 610 g kg^{-1} em todos os horizontes. Em P-2, observou-se maior proximidade entre a F.S. e o metarritimito, pois os elevados valores de areia são provenientes das camadas de quartzitos que se intercalam com rochas mais argilossiltosas. A proximidade de P-3 com P-2 possibilita situá-los como formados pelo mesmo tipo de rocha, embora haja importante diferença entre suas rochas atualmente subjacentes. Por sua vez, o perfil com mais quantidade de argila, P-5, se formou a partir da decomposição de litotipos argilosos e siltosos.

Estrutura e consistência permitiram boas interpretações. Com as análises feitas ao tato, foi detectável filiação mais quartzosa para P-1 e P-6. Em P-2 e P-3 é notável a participação do veio de quartzito, influenciando nessas características. Ainda em P-2, há fragmentos de filito pouco intemperizados em meio ao material mais alterado, observável nas estruturas de blocos subangulares e nos testes de consistência. Em P-5, a presença de microagregados em quantidades maiores que nos demais perfis, bem como a consistência plástica e pegajosa, demonstraram a participação dos metapelitos como material parental.

Em termos geoquímicos, notou-se variação nos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO e K_2O em quase todos os perfis, com certa constância em alguns casos, a exemplo do Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO e K_2O nos perfis P-1 e P-6. Não obstante, foi detectada filiação direta entre a rocha atualmente subjacente e o *solum*, em P-2 e P-5, este último considerado a partir do espesso saprólito. Em P-3, a F.S. não é filha da rocha, mas a rocha atua como suporte para a F.S. Em P-1 há alguma discrepância quanto à granulometria e à composição química entre a rocha atualmente subjacente e o *solum*, sugerindo que a rocha que deu origem ao mesmo diferia em certo grau da rocha e do saprólito hoje encontrados na base do perfil. Na base, a observação de rocha de fácil esfarelamento e o alto conteúdo de SiO_2 confirmam se tratar de material rico em quartzo. A baixa quantidade de Al no substrato, juntamente com teores não tão elevados na F.S. indicam a menor participação dos aluminossilicatos na formação do solo. P-6, apesar de ter menores variações que P-1, se enquadra em contexto geológico e paisagístico similar. No entanto, não se pode descartar a contribuição dos pelitos no desenvolvimento da cobertura inconsolidada (condição de parautoctonia).

Em P-2, a amostra P2-330Q, com mais de 90%, é o exemplo da forte ação dos veios de quartzito como fonte na manutenção do SiO_2 . Por se tratar de camadas centimétricas, estruturalmente deformadas e fragmentadas, tendem a mascarar o balanço de massa, induzindo

à definição de F.S. transportada, o que não é o caso. Já a amostra de rocha P2-290F, contrabalanceando a subjacente, implica considerar o caráter rítmico do material parental. A partir dela é reconhecível a decomposição dos filossilicatos como fonte principal das argilas, e que às vezes tendem a ser mais intemperizados em profundidades, no horizonte C, do que propriamente nos horizontes mais pedogenizados. Esses minerais de estruturas em camadas também liberaram Fe durante as alterações, o que resultou na formação de óxidos e hidróxidos.

P-3 não possui nenhuma relação geoquímica entre a rocha atualmente subjacente e a F.S., que é composta apenas pelo *solum*. Enquanto a primeira é majoritariamente enriquecida em CaO e MgO, a segunda é dominada por SiO₂ e Al₂O₃, principalmente. O balanço de massa também confirmou não haver parentesco entre os dois, com valores de τ_j positivos e muito altos para SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃. Por isso, observam-se características de parautoctonia, em concordância com a literatura consultada e com os outros dados apresentados.

P-5, mesmo não tendo amostra de rocha, pode ser correlacionável com litologia filítica, pois as características dos elementos do saprólito e do *solum* são compatíveis. Nas amostras basais, a sobreposição de SiO₂ ao Al₂O₃ é por ainda haver minerais alteráveis no saprólito. Já nas superiores é provável que os silicatos tenham perdido uma das camadas tetraedrais, liberando Si e outros elementos, como as bases, e mantendo o Al. O teor de Fe₂O₃ contribuiu para coloração mais intensa da F.S. e para demais características morfológicas. O TiO₂, de forma comum nos solos, tem sua presença ligada ao rutilo e ao anatásio, principalmente.

Com respeito à mineralogia, notou-se assembleias parecidas em todas as amostras de F.S., com variações de minerais em determinadas profundidades. De forma ampla, é possível pontuar que quartzo, muscovita, clorita, caulinita, vermiculita, hematita, goethita, magnetita, gibbsita, rutilo e anatásio compõem os solos do LVC. Em menor proporção, quase indetectável, tem-se calcita e dolomita. Nas amostras de rocha, também há predominância de silicatos, com exceção das carbonáticas.

Em P-1, por exemplo, todas as amostras de rocha têm quartzo, com traços de calcita e dolomita, o que pode estar associado à proximidade com litologias carbonáticas, como já pontuado. O quartzo é altamente relacionável com os teores de Si, como descrito anteriormente. Em P-2, na amostra do veio de quartzito há apenas quartzo, mas na amostra de filito há quartzo, muscovita, caulinita, clorita, calcita, hematita e rutilo. Estes minerais são os mesmos encontrados na F.S. do perfil P-3, acrescidos de magnetita, goethita, gibbsita, rutilo e anatásio. Isso, novamente, reforça as características de parautoctonia da F.S. do P-3 para com a rocha carbonática sotoposta que, além da dolomita, tem algumas impurezas de quartzo e magnetita.

Por isso, vê-se que as F.S. da área têm grande influência das rochas da Formação Córrego do Barreiro, Grupo Paranoá, caracterizada pela sucessão faciológica ocorrer lateralmente e não verticalmente no perímetro estudado. Há maior contribuição da fácies metapsamopelítica, e a fácies metacarbonática influi no complexo de troca, com os minerais sendo intensamente decompostos. O maior teor de magnetita em P-5, em relação aos demais perfis pode, além de estar associado a litologia pelítica, corresponder à proximidade da área com núcleos de rochas máficas, como os Complexos Niquelândia e Barro Alto. O aspecto das camadas facilitou a pedogênese, podendo, em alguns casos, ter agido concomitantemente em diferentes tipos de rochas, o que explica a heterogeneidade de certas propriedades. Nota-se isso pelas tendências de laterização em P-1 e P-5 e pelo menor desenvolvimento de P-2.

A classificação e o mapeamento das F.S. da área, a constatação de carbonatos cobertos por solos e a definição do *polje* de contato como principal feição cárstica, sintetizam os objetivos da tese. Também, a similaridade com o que tem sido encontrado em outras províncias geológicas em que os carbonatos são parte importante do substrato demonstra o contributo científico do trabalho, reforçando uma perspectiva registrada desde a década de 1990. No âmbito da Geografia Física, a colaboração está no caráter integrador da pesquisa, porque os dados permitiram avaliar a dinâmica da paisagem desde a escala do mineral.

Ainda assim, acredita-se ter havido algumas limitações que implicaram em se ter apontamento mais assertivos para toda a depressão cárstica e suas F.S. Logo, este trabalho surge como um aporte inicial, podendo ser ampliado com dados de novas amostragens e em localidades que não tenham sido exploradas. Para as coletas futuras, sondagens mais precisas em F.S. mais profundas podem ser feitas, visando maior aproximação com a rocha ou material pouco alterado.

Enfim, apesar da satisfatória amarração entre os dados de sensoriamento remoto, levantamento de campo, granulometria, FRX e DRX, outras técnicas que não puderam ser utilizadas podem ser úteis em novos estudos, a exemplo da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e da micromorfologia. Ambas podem auxiliar nas buscas por mais sinais que atestem o caráter residual das F.S. Análises mineralógicas por DRX da fração argila das amostras poderiam melhorar a resolução dos difratogramas e trazer mais informações sobre os minerais secundários das F.S. Ao carste, é importante a realização de pesquisas que confrontem os dados de sedimentos físicos das cavernas e as F.S. do LVC, pois será possível observar se há um ancestral comum no que se refere à fonte deles, permitindo uma visão holística da paisagem geomorfológica em destaque e a possível replicação para outros lugares “parecidos”.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade do Paraná**, Curitiba, n. 2, p. 1-32, 1962.
- ADAMS, W.A. Experimental evidence on the origin of vermiculite in soils on lower palaeozoic sediments. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 40, p. 793-796, 1976.
- ARAÚJO, V. M. R.; MOMOLI, R. S. Classificação de terras no sistema de capacidade de uso, na sub-bacia Coimbra, Reserva Privada de Desenvolvimento Sustentável Legado Verdes do Cerrado, Goiás. **Ateliê Geográfico**, Goiânia, v. 19, n. 3, p. 325-348, 2025. DOI: 10.5216/ag.v19i3.81098. Disponível em: <https://revistas.ufg.br/ateliê/article/view/81098>. Acesso em: 30 jan. 2026.
- AUBERT, G. Formações superficiais e pedologia. In: **Colóquio Estudo e cartografia de formações superficiais e suas aplicações em regiões tropicais**. Síntese do relator. São Paulo, v. 1, p. 241-252, 1978.
- ALLEN, R. C. Introduction. In: B.G.B.S. - Board of Geological and Biological Survey. Surface geology and agricultural conditions of the Southern Peninsula of Michigan. Michigan. **Geological and biological survey**. N° 9, Geological series 7, p. 3-4, 1911.
- ALKMIM, F. F. Geological Background: A Tectonic Panorama of Brazil. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Ed.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer, 2015. p. 9-17.
- ALMEIDA, B. G.; DONAGEMMA, G. K.; RUIZ, H. A.; BRAIDA, J. A.; VIANA, J. H. M.; REICHERT, J. M. M.; OLIVEIRA, L. B.; CEDDIA, M. B.; WADT, P. G. S.; FERNANDES, R. B. A.; PASSOS, R. R.; DECHEN, S. C. F.; KLEIN, V. A.; TEIXEIRA, W. G. **Padronização de Métodos para Análise Granulométrica no Brasil**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012. 11 p. (Comunicado Técnico 66).
- ALVES, G. B. **O estudo da cobertura pedológica e sua relação com a formação e evolução de depressões no sudoeste de Maracaí (SP)**. 2015. 189 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia, da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.
- ALVES, L. R. F. **Aspectos da paisagem cárstica do entorno do rio Azuis, Tocantins: caracterização geomorfológica e contribuições para gestão ambiental**. 2018. 150 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional – TO, 2018.
- AMARAL, A. K. N.; SOUZA, C. A.; MOMOLI, R. S.; CHEREM, L. F. S. Use of unmanned aerial vehicle to calculate soil loss. **Pesq. Agropec. Trop.**, Goiânia, v. 51, p. 1-9, 2021.

ANDREYCHOUK, V.; DUBLYANSKY, Y.; EZHOV, Y.; LYSENIN G. **Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types**. Polônia: University of Silesia - Department of Earth's Sciences, 2009. 72p.

ANDREYCHOUK, V. The system nature of karst landscape and principles of cave protection resulting from it. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart – Germany, v. 60, p. 257-291, 2016.

ANTAO, S. M.; HASSAN, I.; WANG, J.; LEE, P. L.; TOBY, B. H. State-of-the-art High-Resolution Powder X-ray Diffraction (HRPXRD) Illustrated with Rietveld Structure Refinement of Quartz, Sodalite, Tremolite, and Meionite. **The Canadian Mineralogist**, v. 46, p. 1501-1509, 2008.

ANTAO, S. M.; HASSAN, I. Temperature dependence of the structural parameters in the transformation of aragonite to calcite, as determined from in situ synchrotron powder X-ray-diffraction. **The Canadian Mineralogist**, v. 48, p.1225-1236, 2010.

ALTHOFF, P. L. Structural refinements of dolomite and a magnesian calcite and implications for dolomite formation in the marine environment. **American Mineralogist**, v. 62, p. 772-783, 1977.

AULER, A.; ALT, L.; MOURA, V.; LEÃO, M. (Org.). **Cavernas da Serra do Espinhaço Meridional**. Belo Horizonte: Carste Ciência e Meio Ambiente, 2015. 352p.

AULER, A. Lago Azul. *In*: RUBBIOLI, E. L.; AULER, A. S.; MENIN, D.; BRANDI, R. **Cavernas: Atlas do Brasil Subterrâneo**. Belo Horizonte: Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 2019.

AZEVEDO, V.; STRÍKIS, N. M.; SANTOS, R. A.; SOUZA, J. G. AMPUERO, A. CRUZ, F. W. OLIVEIRA, P. E.; IRIARTE, J.; STUMPF, C.; VUILLE, M.; MENDES, V. R. CHENG, H.; EDWARDS, R. L. Medieval Climate Variability in the eastern Amazon-Cerrado regions and its archeological implications. **Scientific Reports**, v. 9, p. 1-10, 2019.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-56852-7>

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 dos solos: conceitos básicos e aplicações**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. p.381-426.

BAKALOWICZ, M. Epikarst processes. *In*: SHRODER, J.; FRUMKIN, A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego – CA: Academic Press, 2013. p. 164-171. v. 6, Karst Geomorphology.

BALLESTEROS, D.; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L.; NAVES, B.; TURMO, A. La visita de cuevas como recurso didáctico para la enseñanza de los procesos endokársticos. Las cuevas de Noceda (O Courel, Lugo, NO de España). **Enseñanza De Las Ciencias De La Tierra**, Girona – Espanha, v. 26, n. 2, p. 197-206, 2018.

BAILEY, S. W. Re-evaluation of ordering and local charge-balance in Ia chlorite. **The Canadian Mineralogist**, v. 24, p. 649-654, 1986.

- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. Manto de intemperismo e paleopavimento rudáceo. *In*: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. (Org.). **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. UFSC, 1994.
- BIONDI, J. C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2015. 528p.
- BIN, L.; YE, C.; YUAN, T. Microbes on Carbonate Rocks and Pedogenesis in Karst Regions. **Journal of Earth Science**. v.21, p. 293–296, 2010.
- BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. **Key concepts in geomorphology**. New York – USA: W. H. Freeman and Company Publishers, 2014.
- BISH, D. L. Rietveld refinement of the kaolinite structure at 1.5 K. **Clays and Clay Minerals**, v. 41, p. 738-744, 1993.
- BOCQUIER, G. **Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad: interprétation biogéodynamique**. Paris: ORSTOM, 1973.
- BOULET, R.; LUCAS, Y.; FRITSCH, E. PAQUET, H. Geoquímica das paisagens tropicais: o papel das coberturas pedológicas. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 37, n. 2, p. 1-23, 2016.
- BOURRIÉ, G.; TROLARD, F.; FREYTET, P. Alteration chimique. *In*: DEWOLF, Y.; BOURRIÉ, G. **Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysages et environnements ressources et risques**. Paris: Ed. Ellipses, 2008. p. 52 – 73.
- BOYER, D. G. Soils on carbonate karst. *In*: GUNN, J. (Ed.). **Encyclopedia of Caves and Karst**. New York/London: Fitzroy Dearborn, 2004. p. 1400-1403.
- BRAUCHER, R. LIMA, C.V.; BOURLE, D.L.; GASPARC, J.C.; ASSAD, M. L.L. Stone-line formation processes documented by in situ-produced ¹⁰Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 222, p. 645-651, 2004.
- BRIMHALL, G. H. J.; LEWIS, C. J.; Ford, C.; Bratt, J.; TAYLOR, G.; WARIN, O. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. **Geoderma**, v. 59, p. 51-91, 1991.
- BUENO, G. T. **Empobrecimento e Podzolização de Solos Lateríticos da Bacia do Rio Negro e Gênese dos Podzóis na Alta Bacia Amazônica**. 2009. 157 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia (UNESP-Brasil) e Programa de Pós-Graduação em Ciências da Terra (IPGP-França), 2009.
- CAHALAN, M. D.; MILEWISKI, A. M. Sinkhole formation mechanisms and geostatistical-based prediction analysis in a mantled karst terrain. **Catena**, v. 165, p. 333-344, 2018.

CAMPOS, J. E. G.; BOGOSSIAN, J.; CARVALHO, R. M. Sedimentology of the Psammopelitic-carbonate Unit, Paranoá Group, and Sete Lagoas Formation, Bambuí Group: examples of mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in the Proterozoic of the Brasília Fold Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 3, p. 513-522, 2012.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 3, p. 461-476, 2013.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1995.

CAVALCANTI, L. C. S. **Cartografia de Paisagens: fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.

CEBALLOS BARBANCHO, A.; MARTÍNEZ FENÁNDEZ, J. Dinámica de la humedad de las formaciones superficiales en unidades espaciales representativas de ecosistemas adhesionados. **Rev. C&G.**, v.16, n. 3-4, p. 33-42, 2002.

CECAV – Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas. **Áreas Prioritárias para a Conservação do Patrimônio Espeleológico**. Brasília: ICMBio – MMA, 2018.

CENTRE DE GÉOMORPHOLOGIE DU C.N.R.S. La carte des formations superficielles et ses applications à l'aménagement régional. *In: Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, v. 18, n. 1, p. 13-19, 1981.

CHADWICK, O. A.; BRIMHALL, G. H. J.; HENDRICKS, D. M. From a black to a gray box—A mass balance interpretation of pedogenesis. **Geomorphology**, v. 3, p. 369–390, 1990.

CHAGAS, C. S.; CURI, N.; DUARTE, M. N.; MOTTA, P. E. F.; LIMA, J. M. Orientação das camadas de rochas metapelíticas pobres na gênese de latossolos sob cerrado. **Pesq. Agropec. Brasi.**, Brasília, v.32, n.5, p.539-548, 1997.

CHATELIN, Y. Les sols ferrallitiques. Tome 3. **L'altération**. Init. Doc. Tech. ORSTOM, 1974. 144p.

CHESWORTH, W. (Ed.). **Encyclopedia of Earth Sciences Series**. Dordrecht – Holanda: Springer, 2008. 860p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1974. 150p.

CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Minas Gerais. **Folha Uberlândia**. Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico, 2017. Mapa Geológico. Escala 1:100.000.

CORNU, S.; LUCAS, Y.; CHAUVEL, A.; AMBROSI, J. P. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. **Geoderma**, v. 19, p.281-295, 1999.

COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. M. VIII – Óxidos de ferro. *In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Ed.). Química e mineralogia dos solos: conceitos básicos e aplicações*. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. p.505-572.

COUTARD, J.; KOHLER, H. C.; JOURNAUX, A. **Mapa do carst da Region de Pedro Leopoldo – Lagoa Santa, Minas Gerais – Brasil**. Caen: Universidade de Caen e Centro de Geomorfologia do CNRS, 1978. Escala: 1: 50.000.

CPRM – Serviço geológico do Brasil. **Mapa geológico do estado de Minas Gerais**, 2003. Escala 1:1.000.000.

CPRM – Serviço geológico do Brasil. **Carta de Formações Superficiais do Município de São Vicente – SP**, 2022. Escala 1:50.000.

CPRM – Serviço geológico do Brasil. CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Minas Gerais. **Mapa geológico do estado de Minas Gerais**. Edição Atualizada, 2014. Escala 1:1.000.000.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura geoquímica de unidades coluviais da bacia do córrego do Rio Grande – depressão de Gouveia/MG**. 2006. 152 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Geografia, do Departamento de Geografia, do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.

DANTAS, R. B. **Análise geomorfológica do carste da Área de Proteção Ambiental de São Desidério –BA**. 2017. 124 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional – TO, 2017.

D'EL-REY SILVA, L. J. H.; VASCONCELOS, M. A. R.; SILVA, D. V. G. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. **Gondwana Research**, v. 3, p. 352-374, 2008.

DEWOLF, Y. Les formations superficielles et leur cartographie. **Mémoires et Documents**, C.N.R.S, n° 12, 1971. p. 193-204.

DEWOLF, Y. Introduction. *In*: DEWOLF, Y.; BOURRIÉ, G. **Les formations superficielles: genèse, typologie, classification, paysages et environnements ressources et risques**. Paris: Ed. Ellipses, 2008.

DOĞAN, U. Sariot Polje, Central Taurus (Turkey): a border polje developed at the contact of karstic and non-karstic lithologies. **Cave and Karst Science**, v. 30, n. 3, p. 117–124, 2003.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico do Exército. **Barro Alto**. Departamento de Ciência e Tecnologia, 1976a. Carta Topográfica. Escala 1:100.000.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico do Exército. **Niquelândia**. Departamento de Ciência e Tecnologia, 1976b. Carta Topográfica. Escala 1:100.000.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico do Exército. **Nossa Senhora da Abadia do Moquém**. Departamento de Ciência e Tecnologia, 1976c. Carta Topográfica. Escala 1:100.000.

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico do Exército. **Tupiraçaba**. Departamento de Ciência e Tecnologia, 1976d. Carta Topográfica. Escala 1:100.000.

DUCHAUFOR, P. **Handbook of Pedology: Soils, Vegetation, Environment**. Rotterdam – Netherlands: Taylor & Francis Group, 1998. Cap. 16.

DURN, G. Terra Rossa in the Mediterranean Region: Parent Materials, Composition and Origin. **Geologia Croatica**: 56/1, p. 83-100, 2003.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. ed. rev. atual. Rio de Janeiro, 1997. 212p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. 412p.

ESPÍNDOLA, C. R. A Pedologia e a evolução das paisagens. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v.31, n. 1/2, p. 67-92, 2010.

FELIPPE, G.; MACEDO, M. C. D. **Amaro Macedo: o solitário do cerrado**. Cotia – SP: Ateliê Editorial, 2009.

FERREIRA, Z. A. **Diagnóstico físico-conservacionista do ambiente cárstico da bacia do córrego Cana-Brava, Aurora do Tocantins – TO**. 2015. 164 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Ciências do Ambiente, Universidade Federal do Tocantins, Palmas. 2015.

FIELD, M. S. **A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology**. Washington, DC: U.S. Environmental Protection Agency, 2002. 214p.

FIGUEIREDO, B.R. Processos supergênicos. *In*: FIGUEIREDO, B. R. **Minérios e ambiente**. Campinas: Editora da Unicamp, 2000. p. 297-306.

FINKL, C. H. Saprolite, regolith and soil. *In*: CHESWORTH, W. (Ed.). **Encyclopedia of soil science**. Amsterdam: Springer, 2008. p. 614-621.

FLOREA, N. Soil Facies: A Geographic Local-Regional Completing of Soil Taxonomic Units. **Revue Roumaine de Géographie**, v. 56, n. 2, p. 127-135, 2012.

FLORIÁN-ALCÁNTARA, J. Evaluación de riesgos ambientales en el cementerio general de Cajamarca. **Eco Scientia**, Cajamarca – Peru, v.1, n.1, p.46-61, 2016.

FONTES, M. P. F. **Mineralogia do Solo**. Viçosa - MG: Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Solos, 1999.

FORD, D.; WILLIAMS, P. **Karst hydrogeology and geomorphology**. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2007. 576p.

FRANCO-CISTERNA, B.; CARVALHO, L.; CROSS, I.; KOSTEN, S.; NEEDHAM, T.; POINTER, C.; YÁÑEZ, S.; MCGOWAN, S. Carbon sedimentation in shallow floodplain lakes. **Limnology and Oceanography**, p. 3043-3059, 2025.

FRASCA, A. A. S.; RIBEIRO, P. S. E. **Mapa Geológico e de Recursos Minerais Integrado Centro-Norte da Faixa Brasília**: mapa integrado. Goiânia: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2019. 1 mapa. Escala 1:250.000.

FRITSCH, E.; HERBILLON, A.; JEANROY, E.; PILLON, P.; BARRES, O., Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro Borotou, Côte-d'Ivoire). **Sci. Géol., Bull.**, 42, 2, p. 65-89, 1989.

FRITSCH, E.; PETERSCHMITT, E.; HERBILLON, A.J. A structural approach to the regolith: identification of structures, analysis of structural relationships and interpretations. **Sci. Géol. Bull**, v. 45, p. 77-97, 1992.

FRUMKIN, A. New developments of karst geomorphology concepts. *In*: SHRODER, J.; FRUMKIN, A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego – CA: Academic Press, 2013. p. 1-13. v. 6, Karst Geomorphology.

FUCK, R. A.; MARINI, O. J.; DARDENNE, M. A.; FIGUEIREDO, A. N. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os Grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia-Colinas, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 1, p. 54-62, 1988.

GRAHAM, R. C.; TICE, K.R. & GUERTAL, W. R. The pedologic nature of weathered rock. *In*: CREMEENS, D. L.; BROWN, R. B.; HUDDLESTON, J. H. (Eds). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, Special Publication, nº 34, p. 21-40, 1994.

GUALTIERI, A.; VENTURELLI, P. Hemanite: in situ study of the goethite-hematite phase transformation by real time synchrotron powder diffraction. *American Mineralogist*, v. 84, p. 895-904, 1999a.

GUALTIERI, A.; VENTURELLI, P. Goethite: in situ study of the goethite-hematite phase transformation by real time synchrotron powder diffraction. *American Mineralogist*, v. 84, p. 895-904, 1999b.

GAMS, I. Origin of the term "karst," and the transformation of the Classical Karst (kras). **Environmental Geology**, v. 21, n. 3, p. 110-114, 1993.

GAMS, I. Types of contact karst. **Geogr. Fis. Dinam. Quat**, v. 17, p. 37-46, 1994.

GAMS, I.; OTONIČAR, B.; SLABE, T. Development of slope and related subsoil karst: A case study from Bela Krajina, SE Slovenia. **Acta Carsologica**, v. 40, n. 2, p. 329-340, 2011.

GASPARETTO, N. V. L. **As formações superficiais do noroeste do Paraná e sua relação com o Arenito Caiuá**. 1999. 209 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 1999.

GÈZE, B. Altération des roches et formation des sols. *In*: GOGUEL, J. **La terre**. Paris: Gallimard, 1959. p. 1.111-1.172.

GILLIESON, D. Karst in Southeast Asia. *In*: GUPTA, A. (Ed.). **The Physical Geography of Southeast Asia**. New York: Oxford University Press, 2005. p. 157-176.

GLINKA, K. D. **The great soil groups of the world and their development**. Edwards Brothers, Ann Arbor: Michigan, 1927. 235p.

GOIÁS. Lei nº 22.453, de 8 de Dezembro de 2023. Altera a Lei nº 14.247, de 29 de Julho de 2002, que institui o Sistema Estadual de Unidades de Conservação no Estado de Goiás e dá outras providências. **Diário Oficial do Estado de Goiás**: Suplemento, Goiânia, GO, ano 187, nº 24.178, p. 9-11, 8 Dez. 2023.

GOMES, L. S.; FURTADO, A. C. R.; SOUZA, M. C. A Sílica e suas Particularidades. **Revista Virtual de Química**, v. 10, n. 4, p. 1-22, 2018.

GOUDIE, A. S. Regolith. *In*: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**: volume 1. London: Routledge, 2004. p. 835-837.

GOLDSCHIEDER, N. A holistic approach to groundwater protection and ecosystem services in karst terrains. **AQUA mundi**, p. 117-124, 2012. DOI 10.4409/Am-046-12-0047

GRAY, M. Geodiversity, geoheritage and geoconservation for society. **International Journal of Geoheritage and Parks**, v. 7, n. 4, p. 226-236, 2019.

GRUNER, J. W. The structures of vermiculites and their collapse by dehydration. *American Mineralogist* v. 19, p. 557-575, 1934.

GUERRA, A. T. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 3. Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1969.

GUERRA, A. T. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 8. Ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 6. Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

GUERRA, A. J. T. Degradação dos solos: conceitos e temas. *In*: GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. C. O. (Org.). **Degradação dos solos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014.

GUGGENHEIM, S.; CHANG, Y. H.; KOSTER VAN GROOS, A. F. Muscovite dehydroxylation: High-temperature studies Sample: T = 300 deg C, from Diamond mine, Keystone, South Dakota. **American Mineralogist**, v. 72, p. 537-550, 1987.

GUTH, P. L.; VAN NIEKERK, A.; GROHMANN, C. H.; MULLER, J.-P.; HAWKER, L.; FLORINSKY, I. V.; GESCH, D.; REUTER, H. I.; HERRERA-CRUZ, V.; RIAZANOFF, S.; LÓPEZ-VÁZQUEZ, C.; CARABAJAL, C. C.; ALBINET, C.; STROBL, P. Digital Elevation Models: Terminology and Definitions. **Remote Sensing**, v. 13, p. 1-19, 2021.

HEIDARI, M.; KHANLARI, G. R.; TALEB BEYDOKHTI, A. R.; MOMENI, A. A. The formation of cover collapse sinkholes in North of Hamedan, Iran. **Geomorphology**. v. 132, p. 76-86, 2011.

- HENDRICKS, S. B.; JEFFERSON, M. E. Crystal structure of vermiculites and mixed vermiculite-chlorites. **American Mineralogist**, v. 23, p. 851-862, 1938.
- HERMELÍM, M. Suelos, rocas y formaciones superficiales. **DyNA**, Medellín, n. 106, p. 25-29, 1985.
- HOFFMANN, T.; GLATZEL, S.; DIKAU, R. A carbon storage perspective on alluvial sediment storage in the Rhine catchment. *Geomorphology*, v. 108, p. 127–137, 2009.
- HOLTEN, B.; STERLL, M. **Peter Lund e as grutas com ossos em Lagoa Santa**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2011. 336p.
- HOWARD, C. J.; SABINE, T. M.; DICKSON, F. Structural and thermal parameters for rutile and anatase. **Acta Crystallographica B**, v. 47, p. 462-468, 1991.
- HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. London and New York: Routledge/Taylor & Francis Group, 2011. 516p.
- HUGGETT, R. J. Regolith or soil? An ongoing debate. **Geoderma** 432, p. 1-7, 2023.
- HUSSAIN, Y.; UAGODA, R.; BORGES, W.; NUNES, J.; HAMZA, O.; CONDORI, C.; ASLAM, K.; DOU, J.; CÁRDENAS-SOTO, M. The potential use of geophysical methods to identify cavities, sinkholes and pathways for water infiltration. **Water**, Basel – Suíça, v. 12, p. 1-19, 2020.
- IACOVIELLO, F.; MARTINI, I. Clay minerals in cave sediments and terra rossa soils in the Montagnola Senese karst massif (Italy). **Geological Quarterly**, v.57, n.3, p. 527–536, 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1111>
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Pedologia, n 4**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2015. 430p.
- JOLY, F. **Glossaire de Géomorphologie: Base de données sémiologiques pour la cartographie**. Armand Colin, 1997. 325p.
- JONES, W. K. Physical structure of the epikarst. **Acta Carsologica**, v. 42, n.2/3, p. 311-314, 2013.
- KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). *In*: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Ed.). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. p. 207-302.
- KÄMPF, N.; MARQUES, J. J.; CURI, N. Mineralogia de solos brasileiros. *In*: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Ed.). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. p. 81-146.
- 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 dos solos: conceitos básicos e aplicações**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. p. 333-379.

KARAGÜZEL, R.; MAHMUTOĞLU, Y.; ERDOĞAN TOPÇUOĞLU, M.; ŞANS, G.; DIKBAŞ, A. Susceptibility mapping for sinkhole occurrence by GIS and SSI methods: a case study in Afsin-Elbistan coal basin. **Pamukkale University Journal of Engineering Sciences**, v. 26, n. 8, p. 1353-1359, 2020.

KARMANN, I. Ciclo da água, água subterrânea e a sua ação geológica. *In*: TEIXEIRA, W. *et al.* (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. p. 113-138.

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

KLEIN, C.; DUTROW, B. **Manual de ciência dos minerais**. 23. ed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

KNEZ, M.; SLABE, T.; TRAVASSOS, L. E. P. Karren on laminar calcarenitic rock of Lagoa Santa (Minas Gerais, Brazil). **Acta Carsologica, Postojna** – Eslovênia, v. 40, n. 2, p. 357-367, 2011.

KRANJC, A. Classification of closed depressions in carbonate karst. *In*: SHRODER, J.; FRUMKIN, A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego – CA: Academic Press, 2013. p. 104-111. v. 6, Karst Geomorphology.

LARIZZATTI, J. H.; OLIVEIRA, S. M. B. Evolução geoquímica e balanço de massa na formação e degradação de perfis lateríticos encouraçados na área da Fazenda Pison, Vale do Rio Tapajós, Amazônia central. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 273-284, 2005.

LACQUEMENT, F.; NEHLIG, P.; BERNARD, J. **Carte géologique de Mayotte**. BRGM, 2013. Échelle 1:30.000.

LATRUBESSE, E. M. (Coord.). **Mapa Geomorfológico do Estado de Goiás: Relatório Final**. Goiânia, 2005.

LEBRET, P.; CAMPY, M.; COUTARD, J. P.; FOURNIGUET, J.; ISAMBERT, M.; LATRIDOU, J. P.; LAVILLE P.; MACAIRE, J. J.; MÉNILLET, F.; MEYER, R. Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50000. **Géologie de la France**, n° 4, p. 39-54, 1993.

LEINZ, V.; AMARAL, S. E. **Geologia Geral**. São Paulo: Editora Nacional, 1968.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

LEPSCH, I. F. **19 lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

LICHT, O. A. B. **Prospecção Geoquímica: Princípios, Técnicas e Métodos**. Rio de Janeiro: CPRM, 1998. 236p.

LIMA, P. S. **Paisagem geomorfológica e potencial geoturístico do carste de Natividade e Chapada da Natividade, sudeste do Tocantins**. 2021. 154 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Tocantins, Porto Nacional – TO. 2021.

LIMA, P. S.; MORAIS, F. Compartimentação Geomorfológica do Exocarste de Natividade e Chapada da Natividade. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia – MG, v. 24, n. 91, p. 346–365, 2023.

LIMA, S.; QUEIROZ NETO, J. P. As veredas e a evolução do relevo. **Sociedade & Natureza**, v. 18, n. 15, p. 1-10, 1996. <https://doi.org/10.14393/SN-v8-1996-61955>

LISTER, J. S.; BAILEY, S. W. Chlorite polytypism: IV. Regular two-layer structures refined structure. **American Mineralogist**, v. 52, p. 1614-1631, 1967.

LLOPIS LLADÓ, N. Sobre algunos principios fundamentales de morfología e hidrologia cárstica. **Estudios Geográficos**, Madrid – Espanha, ano. XI, n. 41, p. 643-679, 1950.

LYNCH, L. S. **Gênese e geoquímica de solos em ambiente cárstico no cerrado da região de Planaltina de Goiás**. 2009. 156 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação e Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa, 2009.

MACHADO, D. F. T.; CASTRO, S. S.; LADEIRA, F. S. B. A Geopedologia como abordagem metodológica para o levantamento de solos: uma breve discussão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 4, p. 1834-1857, 2022. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v23i4.2146>

MAMEDE, L. et al. **Folha SD.22 Goiás: Geomorfologia / Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia – MME, 1983. p. 349-412.

MARANHÃO, D. D. C.; PEREIRA, M. G.; COLLIER, L. S.; ANJOS, L. H. C.; AZEVEDO, A. C.; CAVASSANI, R. S. Pedogenesis in a karst environment in the Cerrado biome, northern Brazil. **Geoderma**, v. 365, p. 1-15, 2020.

MARQUES, G. S. **“Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins”**. Orientador: Marcel Auguste Dardenne. 2009. 122 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília – DF, 2009.

MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G. Compartimentação geomorfológica como suporte para estudos de evolução geotectônica: aplicação na região da Chapada dos Veadeiros, GO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 501-519, 2017.

MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; CAMPOS, J. E. G.; VON HUELSEN, M. G. Tectonic evolution of the Paranoá basin: New evidence from gravimetric and stratigraphic data. **Tectonophysics**, v. 734-735, p. 44-58, 2018.

MARTINS-FERREIRA, M. A. C.; KIMURA, P. H. C. Caracterização estrutural preliminar da Saliência do Moquém, sistema de dobramentos e cavalgamentos da zona externa da Faixa Brasília Norte. *In*: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 15., 2017, Goiânia – GO. **Anais [...]**. Goiânia: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 2017. p. 1-5.

MARSAUD, B. **Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux**. France: Éditions BRGM, 1997.

MASLEN, E. N.; STRELTSOV, V. A.; STRELTSOVA, N. R. X-ray study of the electron density in calcite, CaCO₃. **Acta Crystallographica B**, v. 49, p. 636-641, 1993.

MASON, B. **Principles of Geochemistry**. 3rd Edition, John Wiley & Sons Inc, New York, 1966. 329p.

MEGAW, H. The crystal structure of Hydrargillite Al (OH)₃. **Zeitschrift für Kristallographie**, v. 87, p. 185-204, 1934.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil: parte 1. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 271-286, 1977.

MELO, V. F.; FONTES, M. P. F.; NOVAIS, R. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R. Características dos óxidos de Ferro e de Alumínio de diferentes classes de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, n. 1, p. 19-32, 2001.

MELLO, J. W. V.; PEREZ, D. V. III – Equilíbrio químico das reações no solo. *In*: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Ed.). **Química e mineralogia dos solos: conceitos básicos e aplicações**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. p. 151-249.

MERRILL, G. P. **A treatise on rocks, rock-weathering and soils**. New York: Macmillan, 1897. 411p.

MILLER, B. A.; JUILLERET, J. The colluvium and alluvium problem: Historical review and current state of definitions. **Earth-Science Reviews**, v. 209, p. 1-22, 2020.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103316>

MILNES, A. R.; FITZPATRICK, R. W. Titanium and Zirconium Minerals. *In*: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.). **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison, WI: Soil Science Society of America, 1989. p. 1131-1205.

MIRANDA, L. S.; MOMOLI, R. S.; CORRECHEL, V. Caracterização física de neossolos litólicos no entorno de cavernas, em Niquelândia-GO *In*: MOMOLI, R. S.; STUMP, C. F.; VIEIRA, J. D. G.; ZAMPAULO, R. A. (Org.) CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 36, 2022. Brasília. **Anais [...]**. Campinas: SBE, 2022. p.342-348.

MOMOLI, R. S. (Coord.). **Qualidade dos solos das regiões cársticas: volume 1 – aspectos gerais do ambiente e do carste do Legado Verdes do Cerrado**. Goiânia: IESA/UFG – FAPEG, 2021a. 58p.

MOMOLI, R. S. (Coord.). **Qualidade dos solos das regiões cársticas: volume 2 – solos do Legado Verdes do Cerrado**. Goiânia: IESA/UFG – FAPEG, 2021b. 152p.

MONTES, C. R. ; LUCAS, Y. ; PEREIRA, O. J. R. ; ACHARD, R. ; GRIMALDI, M. ; MELFI, A. J. Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols. **Biogeosciences** , v. 8, p. 113-120, 2011.

- MORAIS, F. Panorama da Espeleologia no Estado do Tocantins. *In*: MORAIS, F. (Org.). **Contribuição à Geografia Física do Tocantins**. Goiânia: Kelps, 2011. p. 87-111.
- MOTTI, P., SILVA, T. C. A cartografia das formações superficiais no Instituto de Geociências da UFBA. **Universitas**, Salvador, v. 23, p. 91-98, 1978.
- MOURA, J. R. S.; SILVA, T. M. Complexo de rampas de colúvio. *In*: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. 9. Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2017. p. 143-176.
- MUHS, D. R.; BUDAHN, J. R.; AVILAB, A.; SKIPPA, G.; FREEMANA, J.; PATTERSON, D. The role of African dust in the formation of Quaternary soils on Mallorca, Spain and implications for the genesis of Red Mediterranean soils. **Quaternary Science Reviews**, v.29, p. 2518-2543, 2010. doi:10.1016/j.quascirev.2010.04.013
- MUNSELL COLOR. **Munsell soil color charts**. Baltimore: Munsell Color, 1994.
- NADALIN, R. J. *et al.* **Guia geológico de campo**. Curitiba: UFPR, 2018. 187p.
- NAHON, D. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. United States of America: A Wiley Interscience Publication, 1991. 313p.
- NASCIMENTO, D. T. F.; NOVAIS, G. T. Clima do Cerrado: dinâmica atmosférica e características, variabilidades e tipologias climáticas. **Élisée, Rev. Geo. UEG – Goiás**, v. 9, n. 2, p. 1-39, 2020.
- NASCIMENTO, M. A. L. S. Geomorfologia do Estado de Goiás. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 12, n. 1, p. 1-22, 1992.
- NAVARRO, G. R. B. *et al.* **Livro de referência de minerais comuns e economicamente relevantes: filossilicatos**. Campinas: Museu de Minerais, Minérios e Rochas “Prof. Dr. Heinz Ebert”, 2017.
- NEVES, W. V.; MENEZES, E. P.; OLIVEIRA, F. S.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; ARANHA, P. R. A. Estudo das coberturas superficiais na interface cerrado-vereda no norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 3, p. 351-367, 2015.
- NICOD, J. A little contribution to the karst terminology: special or aberrant cases of poljes? **Acta Carsologica**, Postojna – Eslovênia, v. 32, n. 2, p. 29-39, 2003.
- NIKIFOROVA, A. A. Soil classification. **Knowledge Organization**, v. 46, n. 6, p. 467-488, 2019.
- NOVAIS, G. T. Classificação climática aplicada ao Estado de Goiás e ao Distrito Federal, Brasil. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 20, p. 1-29, 2020.
- NUNES, J. G. S.; UAGODA, R. Solos em carste tropical, desenvolvimento pedogenético e comportamento hidrológico: uma revisão teórica. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife – PE, v. 13, n. 7, p. 3498-3517, 2020.

- OLIVEIRA, D. P.; SARTOR, L. R.; V.S. SOUZA JÚNIOR, M. M.; CORRÊA, R.E. ROMERO, G.R.P. ANDRADE, T.O. FERREIRA. Weathering and clay formation in semi-arid calcareous soils from Northeastern Brazil. **Catena**, v. 162, p. 325–332, 2018.
- OLIVEIRA, F. S.; VARAJÃO, A. F. D. C.; VARAJÃO, C. A. C.; BOULANGÉ, B.; COSTA, J. L. G.; VESSANI, L. A. Alteração supergênica e morfogênese tropical no Complexo Máfico-Ultramáfico acamadado de Barro Alto, GO. **Geociências**, v. 8, n. 3, p. 255-272, 2009.
- OLLIER, C. An Unreliable History of Regolith Mapping. *In*: MCQUEEN, K.G.; CRAIG, M. A. (Eds.). **Proceedings of a two day seminar and workshop organised by the Centre for Australian Regolith Studies at the University of Canberra**. Canberra: Centre for Australian Regolith Studies, 1995. p. 1-16.
- OLLIER, C.; PAIN, C. **Regolith, soils and landforms**. Chichester: Wiley, 1996. 316p.
- PEDROTTI, A. *et al.* Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**. v. 27, p. 1-9, 2003.
- PEIXOTO, E. M. A. Silício. **Química Nova na Escola**, n. 14, p.1, 2001.
- PEIXOTO, E. M. A. Titânio. **Química Nova na Escola**, n. 23, p.1, 2006.
- PEREIRA, A. B. O quaternário e as formações superficiais. **Revista de Estudos Universitários**, Sorocaba, v. 25, n. 2, p. 125-145, 1999.
- PEREIRA, M. G.; SCHIAVO, J. A.; FONTANA, A.; DIAS NETO, A. H.; MIRANDA, L. P. M. Caracterização e classificação de solos em uma toposequência sobre calcário na Serra da Bodoquena, MS. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, p. 25-36, 2013.
- PETERSCHMITT, E.; FRITSCH, E.; RAJOT, J.L.; HERBILLON, A.J. Yellowing, bleaching and ferritisation processes in soil mantle of the Western Ghâts, South India. **Geoderma**, 74: 235-253, 1996.
- PILÓ, L. B.; CASTRO, S. S. Soil of the Lagoa Santa Karst. *In*: AULER, A.; PESSOA, P. (Ed.). **Lagoa Santa Karst: Brazil's Iconic Karst Region, Cave and Karst**. Springer, 2020. p. 93-108.
- PILÓ, L. B. **Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da Depressão Poligonal Macacos-Baú – carste de Lagoa Santa, MG**. 1998. 283 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia, da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- PINHEIRO, M. R.; DIAS FERREIRA, R. D. 1978 – 2018, os 40 anos da primeira experiência de aplicação da cartografia geomorfológica francesa de detalhe na zona tropical úmida brasileira: histórico, princípios da legenda, mudanças e sua difusão no país. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 41, n. 1, p. 1-19, 2020. DOI 10.33958/reviv.v41i1.684

PISANO, L. *et al.* Geomorphological and structural characterization of the ‘Canale di Pirro’ polje, Apulia (Southern Italy). **Journal of Map**, v. 16, n. 2, p. 479–487, 2020.

PRESS, F. *et al.* **Para entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656p.

PROUS, A. Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro de Estudo e Cartografia de Formações Superficiais e Suas Aplicações em Regiões Tropicais: Apresentação do Colóquio. *In*: SANTOS, F. M. C. **Arquivos do Museu de História Natural**. Belo Horizonte: UFMG, volume III, 1978.

PROGNON, C. 1. Formations superficielles et régolithe. *In*: PROGNON, C. Dossier: formations superficielles, **Géochronique**, n° 121, p. 15-17. 2012.

PROGNON, F.; LACQUEMENT, F.; RICORDEL-PROGNON, C.; QUESNEL, F.; NEHLIG, P.; COURBOULEIX, S.; QUINQUIS, J-P; MARTIN, P.; RAMBOURG, D.; LEBRET, P. Regolith map of France, **Quaternaire**, v.22, n° 4, p. 357-362, 2011.

QUEIROZ NETO, J. P. Solos, formações superficiais colúvios e evolução das vertentes: revisão de conceitos. *In*: VII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada e I Fórum Latino-Americano de Geografia Física Aplicada, 7., 1997. **Anais [...]**. Caderno de Resumos e CD-ROM. Curitiba/PR: UFPR, 1997.

QUEIROZ NETO, J. P. O estudo de formações superficiais no Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo – SP, v. 22, n. 1-2, p. 65-78, 2001.

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

RAMOS, M. A. B.; DANTAS, M. E.; MAIA, M. A. M.; BANDEIRA, I. C. N.; BARROS, J. S.; FERNANDES, V. A. C.; PFALTZGRAFF, P. A. S.; FERREIRA, C. E. O. Mapping of Superficial Formations: a methodological proposal for systematic cartography of the brazilian territory. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 3, n. 3, p. 169-188, 2020. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2020.v3.n3.3>

REEDER, R. J.; WENK, H. R. Structure refinements of some thermally disordered dolomites sample EU. **American Mineralogist**, v. 68, p. 769-776, 1983.

RODRIGUES, D. S.; CAMPOS, J. E. G.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Caracterização de aquíferos fissuro-cársticos: bases conceituais e proposições. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife – PE, v. 16, n. 3, p. 1288–1303, 2023.

ROLDAN, L. F.; MACHADO, R.; STEINER, S. S.; WARREN, L. Análise de lineamentos estruturais no Domo de Lages (SC), com uso de imagens de satélite e mapas de relevo sombreado. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, São Paulo, v. 10, n. 2, p. 57-72, 2010.

ROSOLEN, V.; BUENO, G. T.; MELFI, A. J.; MONTES, C. R.; COELHO, C. V. S.; ISHIDA, D. A.; GOVONE, J. S. Evolution of iron crust and clayey Ferralsol in deeply weathered sandstones of Marília Formation (Western Minas Gerais State, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 421-430, 2017.

ROSOLEN, V.; BUENO, G. T.; MUTEMA, M.; MOREIRA, C. A.; FARIA JUNIOR, I. R.; NOGUEIRA, G.; CHAPLOT, V. On the link between soil hydromorphy and geomorphological development in the Cerrado (Brazil) wetlands. **Catena**, v. 176, p. 197-208, 2019.

ROSS, J. L. C. (Org.). **Geografia do Brasil**. 6. ed. São Paulo: Edusp, 2019.

RUBBIOLI, E. L.; AULER, A. S.; MENIN, D.; BRANDI, R. **Cavernas: Atlas do Brasil Subterrâneo**. Belo Horizonte: Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 2019.

SAALFELD, H.; WEDDE, M. Refinement of the crystal structure of gibbsite, Al(OH)₃. **Zeitschrift für Kristallographie**, v. 139, p. 129-135, 1974.

SHIROZU, H.; BAILEY, S. W. Crystal structure of a two-layer Mg-vermiculite. **American Mineralogist**, v. 51, p. 1124-1143, 1966.

SÁNCHEZ, J. A. D. N. GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L.; MANCERO MANCERO, M. **Vocabulario de Rocas, Sedimentos y Formaciones Superficiales**. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2019. 160p.

SANTOS, E. S. “**Caracterização e aspectos genéticos de formações superficiais do Planalto de Diamantina, Espinhaço Meridional-MG**”. 2013. 160 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial, Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais. 2013.

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.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. rev. e ampl. Brasília – DF: Embrapa, 2018.

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.; LIMA, H. N.; MARQUES, F. A.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 6. ed. rev. e ampl. Brasília – DF: Embrapa, 2025.

SANTOS, L. C. M. L. FUCK, R. A.; SANTOS, E. J.; DANTA, E. L. Análise tectônica de terrenos: metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplo das províncias Tocantins e Borborema, Brasil. **Geonomos**, v. 22, n. 2, p. 51-63, 2014.

SANTOS, L. J. C.; SALGADO, A. A. R.; RAKSSA, M. L.; MARRENT, B. Gênese das linhas de pedra. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 2, p. 103-108, 2010.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; LUMBRERAS, J. F. **Manual de Descrição e Coleta de Solos no Campo**. 7. ed. rev. e ampl. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015. 101p.

SAURO, U. Dolines and Sinkholes. aspects of evolution and problems of classification. **Acta Carsologica**, Postojna – Eslovênia, v. 32, p. 41-52, 2003.

SAURO, U. Closed depressions in karst areas. *In*: WHITE, W. B.; CULVER, D. C. (Ed.). **Encyclopedia of Caves**. 2. ed. Amsterdam – Holanda: AP – Academic Press, 2012. p. 140-155.

SCHWERTMANN, U. The influence of aluminium on iron oxides: IX. Dissolution of Al-Goethites in 6 M HCL. **Clay Minerals**, v. 19, p. 9-19, 1984.

SCISLEWSKI, G. Formações Superficiais: subsídios para o planejamento. *In*: Serviço Geológico do Brasil – CPRM/EMBRAPA. **Zoneamento ecológico-econômico da região integrada de desenvolvimento do Distrito Federal e entorno**: fase I. – Rio de Janeiro: Serviço Geológico do Brasil – CPRM/EMBRAPA, 2003. p. 51-62.

SCOTT, K. M.; PAIN, F. C. Introduction. *In*: SCOTT, K. M.; PAIN, F. C. (Org.). **Regolith Science**. Dordrecht: Springer, 2008. p. 1-6.

SILVA, R. W. C.; MALAGUTTI FILHO, W. Cemitérios como áreas potencialmente contaminadas. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**, n. 9, p. 26-35, 2008.

SILVA, M. B.; GAIAO, G. C.; COUTO, E. G.; PEREZ, M. G.; OLIVEIRA, A. S.; SOUZA, V. C. O. Gênese e classificação dos solos de uma topossequência em área de carste na Serra da Bodoquena, MS. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, p. 1464-1480, 2013.

SOUSA JÚNIOR, J. J.; FREIRE, F. A.; OLIVEIRA, F. C.; SILVA, R. H.; BONOW, C. W.; MOREIRA, H. L. Folha SD.22 Goiás: Geologia / Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia – MME, 1983. p. 174-275. **Folha SD.22 Goiás**: Geologia / Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia – MME, 1983. p. 174-275.

STEPIŠNIK, U.; FERK, M. Morphogenesis and classification of corrosion plains in Slovenia. **Acta Geographica Slovenica**, Ljubljana, v. 64, n. 1, p. 7 – 22, 2024.

STOOPS, G. Micromorphology. *In*: CHESWORTH, W. (Ed.). **Encyclopedia of soil science**, Dordrecht: Springer, 2008. p. 457-466.

SWOPE, R. J.; SMYTH, J. R.; LARSON, A. C. H in rutile-type compounds: I. Single-crystal neutron and X-ray diffraction study of H in rutile. **American Mineralogist**, v. 80, p. 448-453, 1995.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Marinha**: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol. São Paulo: T.A. QUEIROZ, 1992.

TEIXEIRA, P. C.; DONAGEMMA, G. K.; FONTANEZ-SANTOS, A.; TEIXEIRA, W. G. (Ed.). **Manual de Métodos de Análise de solo**. 3. ed. rev. e atual. Brasília – DF: Embrapa, 2017. 574p.

TRAVASSOS, L. E. P. **Considerações sobre o carste da região de Cordisburgo, Minas Gerais, Brasil**. Belo Horizonte: Tradição planalto, 2010. 105 p.

TRAVASSOS, L. E. P. **Princípios de Carstologia e Geomorfologia Cárstica**. Brasília: ICMBio, 2019. 242p.

TRAVASSOS, L. E. P. RODRIGUES, B. D.; TIMO, M. B. **Glossário conciso e ilustrado de termos cársticos e espeleológicos**. Belo Horizonte: PUC Minas, 2015. 65 p.

TRESCASES, J.J. L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. Paris ORSTOM. **Mém. ORSTOM**, 78, 254 p., 1975.

TRICART, J. O karst das vizinhanças setentrionais de Belo Horizonte. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 4, p. 451-470, 1956.

TRICART, J. Géomorphologie appliquée (note critique). **Annales de géographie**, n° 381, p. 493-498, 1961.

TRICART, J.; MICHEL, P. Morphogénese et pédogénese – I Approche methologique: géomorphologie et pédologie. **Science du sol**, v. 1, p. 69-85, 1965.

UHLEIN, A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – Setores setentrional e meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.

UHLEIN, A.; UHLEIN, G. J. **Sedimentologia: rochas e ambientes sedimentares**. São Paulo: Oficina de Textos, 2024. 240p.

VASCONCELOS, A. M. C. **O criptocarste como interface entre o solo e o substrato rochoso: comparação entre os ambientes siliciclástico e o carbonático na região entre Rodeador e Diamantina – MG**. 2014. 150 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Geografia e Análise Ambiental, Universidade Federal de Minas Gerais, 2014.

VERESS, M. Karst Types and Their Karstification. **Journal of Earth Science**, v. 31, n. 3, p. 621–634, 2020.

VIANA, M. S. S.; CARVALHO, I. S. **Patrimônio Paleontológico**. Rio de Janeiro: Interciência, 2019. 168p.

WALTHAM, T. Weathering and Soils. In: WALTHAM, T. **Foundations of Engineering Geology**. London/New York: Spon Press, 2009. p. 30-31.

WECHSLER, B. A.; LINDSLEY, D. H.; PREWITT, C. T. Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites (Fe_{3-x}Ti_xO₄). **American Mineralogist**, v. 69, p. 754-770, 1984.

WILLIAMS, P. W. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. **International Journal of Speleology**, Bologna – Itália, n. 37, v. 1, p. 1-10, 2008.

WICANDER, R. MONROE, J. S. **Fundamentos de Geologia**. Tradução de Harue Ohara Avritcher. São Paulo: Cengage Learning, 2009.

YUDINA, A.; KUZYAKOV, Y. Dual nature of soil structure: The unity of aggregates and pores. **Geoderma**, v. 434, p. 1-11, 2023.

- ZANARDO, A.; JÚNIOR, J. M. II – Conceitos básicos em mineralogia. *In*: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Ed.). **Química e mineralogia dos solos: conceitos básicos e aplicações**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. p.73-150.
- ZANCOPÉ, M. H. C.; MOMOLI, R. S.; NUNES, E. D.; BAYER, M.; BUENO, G. T. Litoestruturas dobradas na dissecação da borda ocidental da Chapada do Alto Rio Maranhão, Planalto Central Goiano: o caso da Reserva Legado Verdes do Cerrado, Votorantim, Niquelândia/GO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 24, n. 2, p. 1-21, 2023.
- ZEEGERS, H.; LECOMTE, P. Seasonally humid tropical terrains (savannas), *In*: Butt, C.R.M., Zeegers, H. (Eds.), **Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. Elsevier, Amsterdam, 1992. p. 203–240.
- ZHANG, C.; YANG, H.; ZHU, T.; CAO, J.; JIANG, Z. Border polje soil in Southwest China originated from non-karst areas: Evidence from geochemical fingerprint data. **Catena**, 218, p. 1-13, 2022.
- ZHANG, C.; JIANG, Z.; ZHANG, C.; CHEN, Z.; SUN, P.; ZHU, T. Historical soil erosion events in border polje revealed by geochemical fingerprint analysis of soil profiles. **Catena**, 257, p. 1-10, 2025.
- ZHOU, L.; WANG, X.; WANG, Z.; CHEN, C.; LIU, H. The challenge of soil loss control and vegetation restoration in the karst area of southwestern China. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 8, p. 26-34, 2020.