



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA – *CAMPUS* MONTE CARMELO
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, GEOCIÊNCIAS E SAÚDE COLETIVA

ANA CAROLINA PEREIRA TEIXEIRA

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DO REGOLITO DO KIMBERLITO LIMEIRA 1
(PERDIZES 4), MONTE CARMELO, MINAS GERAIS**

Monte Carmelo – MG

Setembro/2025

ANA CAROLINA PEREIRA TEIXEIRA

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DO REGOLITO DO KIMBERLITO LIMEIRA 1 (PERDIZES 4), MONTE CARMELO, MINAS GERAIS

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

Orientador: Prof. Dr. Felix Nannini (UFU)

Monte Carmelo – MG

Setembro/2025

AGRADECIMENTOS

Ao longo desses anos de graduação, vivenciei momentos intensos de superação, descobertas e amadurecimento. Sou profundamente grata a todas as pessoas que caminharam comigo nessa trajetória e que foram essenciais para meu desenvolvimento pessoal e acadêmico.

Deixo também um agradecimento especial a mim mesma, que, com a força de Deus, encontrei coragem para superar desafios e me manter firme, mesmo quando tudo parecia fora do lugar. Ainda assim, só eu sei o quanto precisei lutar, ser perseverante e confiar no processo para chegar até aqui.

Agradeço à minha família, que sempre estiveram ao meu lado me dando apoio incondicional. Em especial à minha mãe, que nunca deixou de acreditar em mim e nunca mediu esforços para que eu pudesse me formar. Esse diploma é nosso, mãe.

Aos meus amigos, que me ajudaram de diferentes maneiras, oferecendo apoio, conselhos e bons momentos, tornando essa jornada mais leve e significativa. Em especial, agradeço a Luã Cunha, Matheus Augusto e Letícia Lonardi, pelo auxílio direto com o TCC, e a Paula Pereira, Deborah Gonçalves, Ana Carolina Barreto, Aldemi Santiago e Anna Clara Canedo pelo apoio incondicional e amizade ao longo da graduação.

A equipe do curso de Geologia composta pelos professores e técnicos, que ofereceram suporte, esclarecimentos e orientação ao longo da graduação. Em especial ao meu orientador Dr. Felix Nannini, pela orientação, confiança e tranquilidade transmitida nos momentos de insegurança.

A todos que fizeram parte desta jornada, deixo minha gratidão, cada gesto, palavra e apoio contribuíram para que a conclusão dessa graduação fosse possível.

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

T266 2025	<p>Teixeira, Ana Carolina Pereira, 1998- CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DO REGOLITO DO KIMBERLITO LIMEIRA 1 (PERDIZES 4), MONTE CARMELO, MINAS GERAIS [recurso eletrônico] / Ana Carolina Pereira Teixeira. - 2025.</p> <p>Orientador: Felix Nannini . Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Uberlândia, Graduação em Geologia. Modo de acesso: Internet. Inclui bibliografia.</p> <p>1. Geologia. I. , Felix Nannini, 1987-, (Orient.). II. Universidade Federal de Uberlândia. Graduação em Geologia. III. Título.</p> <p>CDU: 551</p>
--------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2: Gizele
Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

RESUMO

Os kimberlitos são rochas ígneas ultrabásicas, formadas pela cristalização de magmas profundos do manto terrestre, que, ao ascenderem rapidamente, incorporam materiais diversos. Este estudo tem como foco a caracterização mineralógica e textural dos horizontes de intemperismo e pedogênese do kimberlito Limeira 1, situado no município de Monte Carmelo (MG). A metodologia adotada consiste: na revisão bibliográfica sobre o magmatismo kimberlítico no Alto Paranaíba, sobre produtos de alteração em olivinas, e evolução do paleoclima no local desde o Cretáceo Superior; no reconhecimento e coleta de amostras frescas, saprolito e solos relativos ao kimberlito Limeira I; na análise e interpretação dos da mineralogia, textura e química dos grãos. Amostras de três horizontes acima da rocha fresca foram separadas em frações granulométricas distintas, nas quais a mineralogia e a textura das diferentes frações foram reconhecidas por meio de uma lupa de bancada, microscópio óptico e MEV. Os resultados permitiram reconhecer os materiais de alteração, e pedogênicos, gerados a partir de um kimberlito fresco bem conhecido na literatura. Tais informações contribuem para o entendimento de transformação das rochas e da paisagem no oeste mineiro desde o Cretáceo Superior, idade da intrusão do referido kimberlito.

Palavras-chave: Kimberlito; Limeira I; Província Ígnea do Alto Paranaíba; Intemperismo; Pedogênese.

ABSTRACT

Kimberlites are ultrabasic igneous rocks formed by the crystallization of magmas deep in the Earth's mantle, which, as they ascend rapidly, incorporate diverse materials. This study focuses on the mineralogical and textural characterization of the weathering and pedogenesis horizons of the Limeira 1 kimberlite, located in the municipality of Monte Carmelo, Minas Gerais. The methodology adopted consists of: a literature review on kimberlitic magmatism in the Upper Paranaíba, olivine alteration products, and the evolution of the paleoclimate at the site since the Late Cretaceous; the identification and collection of fresh samples, saprolite, and soils related to the Limeira I kimberlite; and the analysis and interpretation of the mineralogy, texture, and chemistry of the grains. Samples from three horizons above the fresh rock were separated into distinct particle size fractions, in which the mineralogy and texture of the different fractions were identified using a bench magnifying glass, an optical microscope, and SEM. The results allowed us to identify the alteration and pedogenetic materials generated from a fresh kimberlite well-known in literature. This information contributes to the understanding of rock and landscape transformation in western Minas Gerais since the Late Cretaceous, the age of kimberlite settlement.

Keywords: Kimberlite; Limeira I; Alto Paranaíba Igneous Province; Weathering; Pedogenesis.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Localização da área de estudo e acesso.....	2
2. OBJETIVO.....	4
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA, CONTEXTO GEOLÓGICO E CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO	5
3.1. Contexto Geológico.....	5
3.1.1. Complexo Granítico Monte Carmelo.....	5
3.1.2. Grupo Araxá	6
3.1. Aspectos geológicos e petrográficos de kimberlitos	6
3.2. Posicionamento de corpos kimberlíticos e rochas afins em Minas Gerais	8
3.3. O kimberlito Limeira I	9
3.4. Regolitos e Geomorfologia do Alto Paranaíba	12
4. METODOLOGIA.....	15
4.1. Levantamento Bibliográfico	15
4.2. Visita ao afloramento e coleta de amostras	16
4.3. Preparação das amostras.....	17
4.4. Imagem aérea da área de estudo	21
4.5. Descrição das rochas e solos.....	24
4.6. Observação dos materiais resistatos em lupa binocular	25
4.7. MEV.....	25
5. RESULTADOS FINAIS	25
5.1. Descrição do afloramento	25

5.2. Descrição da rocha fresca	27
5.3. Descrição do perfil de alteração e caracterização de cada horizonte de alteração	27
5.4. Lupa Binocular.....	32
5.4.1. Rocha fresca	32
5.4.2. Horizonte Bi	33
5.4.3. Horizonte CB.....	34
5.4.4. Horizonte C	35
5.5. Microscópio Óptico.....	36
5.5.1. Horizonte Bi	36
5.5.2. Horizonte CB.....	37
5.5.3. Horizonte C	38
5.6. Microscópio eletrônico de varredura (MEV).....	38
5.6.1. Kimberlito Limeira 1 em lâmina polida.....	39
5.6.2. Olivina	39
5.6.3. Clinopiroxênio	41
5.3.4. Ilmenita	42
5.3.5. Fragmentos de matriz.....	42
5.3.6. Xenocristais/xenólitos crustais	46
6. DISCUSSÕES	48
7. CONCLUSÕES.....	51
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	53
9. ANEXOS	57

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização e acesso ao kimberlito Limeira 1.....	3
Figura 2 - Percurso a pé até o kimberlito Limeira 1 indicado em linha tracejada, mostrando o acesso interno à Fazenda Limeira a partir da entrada principal.....	4
Figura 3 - A- Modelo de um sistema magmático kimberlítico que exhibe a existência de diferentes fácies (cratera, diatrema e hipoabissal) conforme o aumento da profundidade (sem escala). Rochas hipoabissais estão representadas em sills, diques, “blows” e zona de raiz (root zone);B- Modelo clássico de um conduto (pipe) kimberlítico da África do Sul, Legenda: RVK- kimberlito vulcanoclástico ressedimentado; PK- kimberlito piroclástico; MVK- kimberlito vulcanoclástico maciço; e HK- kimberlito hipoabissal.....	7
Figura 4 - Seção transversal de pipes kimberlíticos na região de Kimberley, África do Sul, evidenciando a variação na profundidade da zona de diatrema. Adaptado de Kjarsgaard (2007). 8	8
Figura 5 - Província Ígnea do Alto Paranaíba predominantemente encaixada na porção correspondente à Faixa Proterozóica Brasília, à esquerda da porção aflorante do Craton São Francisco e à direita da Bacia do Paraná. O kimberlito Limeira I, objeto do presente estudo está indicado pela letra L. Adaptado de Schobbenhaus et al. 1984 por Gibson et al. 1995.....	9
Figura 6 - Localização geográfica do kimberlito Limeira, Indaiá, Sucuri e Anil, na região oeste de Minas Gerais.....	10
Figura 7 - A- Imagem Google Earth de 2012 exibindo localmente a posição do corpo Limeira I e a posição de seu afloramento em drenagem (círculo amarelo). Em vermelho está o contorno preliminar da intrusão, feito anteriormente ao estudo de Haralyi & Svisero (1984) que determinou por geofísica ao menos dois corpos distintos (destacados em amarelo na imagem; e em preto tracejado na figura B.....	11
Figura 8 - Modelo de alteração do regolito no Alto Paranaíba, segundo Butt et al. (2000). A evolução do intemperismo vai da rocha fresca (bedrock) até crostas lateríticas no topo, passando por saprock, saprolito e pedólito, com diferentes graus de alteração mineral e destruição da estrutura original.	13
Figura 9 - Amostra de mão coletadas do afloramento Limeira 1 (Perdizes 4), A- Amostra evidenciando abundantes macrocristais de olivina, xenocristais de calcita, de coloração rosa acinzentada, bordejadas por uma capa de coloração verde musgo; B- Feição externa da rocha típica de rocha vulcânica.....	17
Figura 10 - Processo de peneiramento em malha 2,00 mm das amostras de solos coletadas para separação da fração terra fina	18
Figura 11 - Processo de dispersão das partículas, onde A- Pesagem de 20,00 g de TFSA; B- Processo de adição de 100 ml de água deionizada para atuar como agente dispersante; C- Agitação	

mecânica de TFSA em agitador do tipo Wagner;.....	19
Figura 12 - Processo de peneiramento em malha 0,053 mm na fração areia montada sobre funil e cilindro de sedimentação de 1L; B- Coleta de 25 ml das frações silte e argila em suspensão com pipeta a 10 cm de profundidade; C- Frações silte, argila e areia coletada a 5 cm de profundidade para secagem;.....	19
Figura 13 - Preparação da amostra de rocha fresca: (A) trituração da amostra em pilão; (B) peneiramento das frações granulométricas;.....	21
Figura 14 - Montagem de imagem aérea e fotografias de campo. Em destaque, os dois afloramentos de kimberlito identificados (1 e 2, em círculos amarelos). (A) Afloramento de kimberlito em drenagem seca, evidenciando a exposição natural do corpo rochoso; (B) Saprolito presente na área, camada de rocha fortemente alterada pelo intemperismo químico; (C) limite do início dos blocos de kimberlito associados ao afloramento 2, indicado por linha tracejada amarelada, delimitando a transição entre afloramento e blocos isolados; (D) Afloramento da rocha encaixante em drenagem seca, mostrando o contato entre o kimberlito e a rocha do embasamento;(E) Bloco de granito com porções oxidadas, evidenciando a alteração superficial do granito e a influência do intemperismo na matriz rochosa; (F)Afloramento de kimberlito em calha de drenagem evidenciando xenólitos;	22
Figura 15 - Montagem de imagem aérea e fotografias de campo. Em destaque, os dois afloramentos de kimberlito identificados (1 e 2, em círculos amarelos). (G) Blocos de kimberlito expostos em superfície, mostrando a fragmentação natural da rocha; (H) Beira da estrada com solo avermelhado típico de intemperismo profundo e enriquecimento em óxidos de ferro; (I) Presença de dois tipos de solos distintos, evidenciando variações de cor e granulometria devido ao intemperismo e à drenagem; (J) Formação de cangas, camadas ferruginosas duras sobre rocha alterada, indicativas de processos de concentração de ferro; (K) Cupinzeiros, que destacam diferenças na composição e textura dos solos pela atividade biológica; (L) Xistos do Grupo Araxá expostos, servindo como rocha encaixante do.....	23
Figura 16 - Mapa de altimetria da área de estudo.....	24
Figura 17 - Rocha encaixante Granito (Complexo Monte Carmelo) encontrado próximo afloramento Limeira 1 (Perdizes 4).	26
Figura 18 - Muscovita-xisto encontrado próximo ao afloramento Limeira 1 (Perdizes 4).	27
Figura 19 - Três horizontes descritos no Cambissolo sobreposto ao kimberlito fresco Limeira 1 (Perdizes 4), sendo eles: Bi, CB e C.....	28
Figura 20 - Peneiramento dos grãos amostrados dos horizontes descritos Bi, CB e C, os separando em três frações: maiores que 500 µm, entre 200 µm e 500 µm, e menores que 200 µm.....	30
Figura 21 - Amostras peneiradas de kimberlito fresco com as seguintes aberturas: 1,70 µm, 850 µm e 25 µm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.....	31
Figura 22 - Amostras do horizonte Bi peneiradas com as seguintes aberturas: maiores que 500 µm,	

entre 200 μm e 500 μm , e menores que 200 μm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.	31
Figura 23 - Amostras do horizonte CB peneiradas com as seguintes aberturas: maiores que 500 μm , entre 200 μm e 500 μm , e menores que 200 μm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.	32
Figura 24 - Amostras do horizonte C peneiradas com as seguintes aberturas: maiores que 500 μm , entre 200 μm e 500 μm , e menores que 200 μm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.	32
Figura 25 - Minerais concentrados nas frações granulométricas da amostra > 500 μm . (A) Ilmenita; (B) Quartzo oxidado; (C) Flogopita; (D) Olivina alterada; (E) Ilmenita; (F) Olivina; (G) Quartzo;	34
Figura 26 - Minerais concentrados nas frações granulométricas da amostra > 500 μm . (A) Magnetita; (B) Diopsídio (Clinopiroxênio) (C) Ilmenita; (D) Olivina; (E) Quartzo; (F) Flogopita; (G) Quartzo;oxidado; (H)Matriz;.....	35
Figura 27 - Minerais concentrados nas frações granulométricas da amostra > 500 μm . (A) Olivina alterada; (B) Ilmenita; (C) Quartzo; (D) Olivina; (E) Flogopita;	36
Figura 28 - Amostras do horizonte Bi observadas em microscópio óptico. (A) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis paralelos; (B) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados; (C) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados e uso de condensador.	37
Figura 29 - Amostras do horizonte CB observadas em microscópio óptico. (A) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis paralelos; (B) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados; (C) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados e uso de condensador.	37
Figura 30 - Amostras do horizonte C observadas em microscópio óptico. (A) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis paralelos; (B) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados; (C) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados e uso de condensador.	38
Figura 31 - Cristais de olivina (fração 500 – 2000 μm) dos horizontes C, CB e Bi do regolito do kimberlito Limeira I, observados no MEV por detecção de elétrons retroespalhados (BSE). Na imagem no canto direito inferior pode ser observado um fragmento de xenólioto mantélico peridotítico.....	40
Figura 32 - Cristal de olivina do horizonte C do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.	40
Figura 33 - Cristal de olivina do horizonte CB do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.....	41
Figura 34 - Cristal de olivina do horizonte Bi do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS	

na área da imagem.....	41
Figura 35 - Fragmentos da matriz do kimberlito (fração 500 – 2000 µm) dos horizontes C, CB e Bi do regolito do kimberlito Limeira I, observados no MEV por detecção de BSE.	43
Figura 36 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte C do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.....	44
Figura 37 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte C do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem. Este fragmento se destaca pelo tamanho do cristal de perovskita, destacado nos mapas de Ca e Ti.	44
Figura 38 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte CB do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.....	45
Figura 39 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte Bi do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.....	45
Figura 40 - Diagramas de análises EDS (fração < 200µm).....	47
Figura 41 - Diagramas de análises EDS (fração < 200µm).....	48
Figura 42 - Modelo de geometria do pipe original Indaiá I pré e pós erosão. Lima et al. 2020. Um processo similar deve ter ocorrido para o corpo principal Limeira I e sua intrusão satélite Limeira II, após processos de intemperismo e erosão.	49
Figura 43 - Exemplos de três pipes kimberlíticos diamantíferos do Sul da África, com idades do Cretáceo Superior, destacando as profundidades até a zona de raiz (hipoabissal)	50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Efeitos da atividade tectônica e do clima na lixiviação e erosão (BUTT, 2000).....	51
-----------------------------------------------------------------------------------------------	----

1. INTRODUÇÃO

A história sobre a descoberta dos kimberlitos brasileiros, obrigatoriamente passa pela prospecção diamantífera, que é iniciada no Continente Sulamericano a partir do século XVIII. Uma das primeiras descobertas de diamantes brasileiros teria ocorrido por Sebastião Lemes do Prado, que reconheceu algumas “pedras brilhantes e de forma octaédrica” no rio Manso, influente do rio Jequitinhonha, nas proximidades da atual cidade de Diamantina, em Minas Gerais, e enviado à Portugal em 1725 (Burton, 1869).

Desde então novas descobertas foram feitas até que o então governador de Minas Gerais D. Lourenço de Almeida reportou oficialmente a extração de diamantes, levando a Portugal, em 1730, estabelecer que os diamantes seriam propriedade da Coroa e impondo a Demarcação Diamantina, proibindo assim atividades de extração de ouro na região (Burton, 1869).

A princípio os diamantes foram identificados apenas em aluviões, até que em 1826, na localidade de Pedra Rica, em Grão-Mogol (MG), foram identificados diamantes em rocha, em conglomerados do Supergrupo Espinhaço (Chaves et al., 2006). Na porção oeste de Minas Gerais, as primeiras ocorrências de diamante foram encontradas no rio Abaeté, possivelmente entre 1780 e 1785 (Pearson, 1909).

A possível presença de rochas primárias portadoras de diamantes no oeste mineiro, foram sugeridas pela primeira vez por Hussak (1891 apud Rimann, 1917) a partir da identificação de piropo e perovskita em Água Suja, que corresponde atualmente ao município de Romaria.

Posteriormente, Rimann (1917) observou a presença de rochas alcalinas presentes na Serra da Mata da Corda, especialmente um “picrito-porfirito” composto por olivina, diopsídio, perovskita, cromita, magnetita, apatita e mica, classificado à época como um kimberlito, embora não tivesse ilmenita magnesiânica, diopsídio rico em Cr e piropo, minerais frequentes em kimberlitos.

Segundo Barbosa et al. (1976), em 1969, a partir de metodologia de rastreamento de minerais satélite, a Companhia Sopemi identificou as primeiras ocorrências de kimberlitos da região de Coromandel (MG).

A partir de 1970, o Grupo PROSPEC, por meio de levantamentos aeromagnéticos, identificou aproximadamente 60 anomalias para supostos corpos kimberlíticos, e foram confirmadas no terreno por meio de magnetometria, geoquímica e investigações mineralógicas das frações pesadas (Barbosa et al., 1976).

Desde a descoberta dos kimberlitos no Alto Paranaíba, diversos avanços foram alcançados nos estudos sobre as mineralizações diamantíferas e a associação de corpos ígneos

cretácicos (e.g. Bizzi, 1993; Gibson et al., 1995; Araújo et al., 2001; Bizzi 2001; Melluso, 2008; Guarino et al., 2013; Felgate, 2014; Lima et al., 2020).

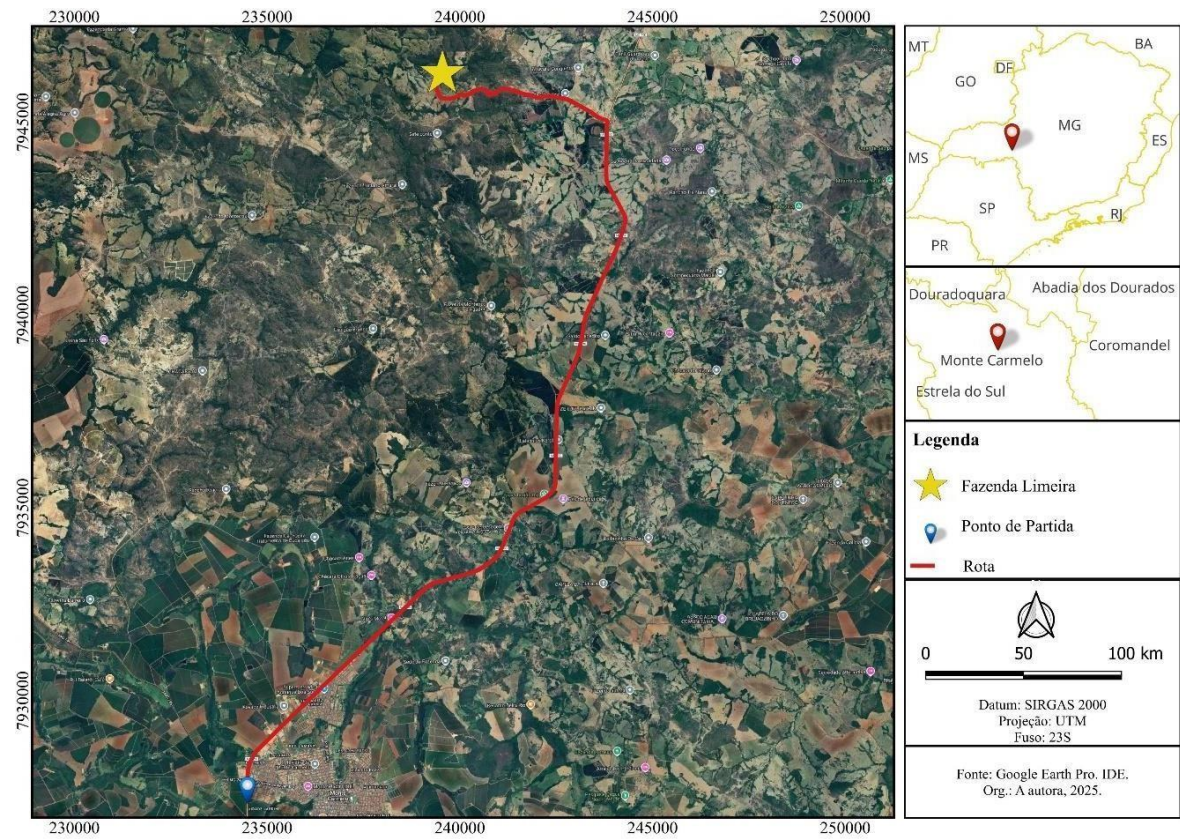
A análise dos produtos de intemperismo e pedogênese desses corpos fornece informações valiosas para o entendimento da história geológica local posteriormente às manifestações vulcânicas na região, além de subsidiar possíveis estudos aplicados à prospecção mineral. No entanto, a literatura sobre o intemperismo e pedogênese de rochas kimberlíticas brasileiras é bastante limitada, tornando-se imprescindível o desenvolvimento de estudos químicos e mineralógicos das alterações por intemperismo em kimberlitos.

Para o presente estudo, foi escolhido o corpo Limeira I, um dos afloramentos kimberlitos mais bem preservados do país, que conta com amostras extremamente frescas que ocorrem em uma drenagem seca, que são recobertas por manto de intemperismo e solo aparentemente *in situ*. Este corpo ígneo foi objeto de diversos estudos sobre sua petrografia e geoquímica (Svisero et al., 1990; Nannini, 2016; Coldebella et al., 2020; Azzone et al., 2022), que serão utilizados como comparativo em relação aos produtos de alteração a serem analisados, tais como o saprolito e o solo, que ocorrem acima desse kimberlito.

1.1. Localização da área de estudo e acesso

Para acessar o kimberlito Limeira 1, partiu-se do município de Monte Carmelo, Minas Gerais, seguindo pela MG-190 em direção a Abadia dos Dourados. Após percorrer aproximadamente 19,4 km, adentra-se à esquerda, pelo retorno, ao acesso para Douradoquara. Em seguida, segue-se na via por 1,6 km e desloca-se à esquerda para o acesso à Fazenda Limeira. O acesso interno às instalações da fazenda (estábulo), requer a continuidade do percurso por cerca de 2,9 km, conforme é indicado pela figura 1.

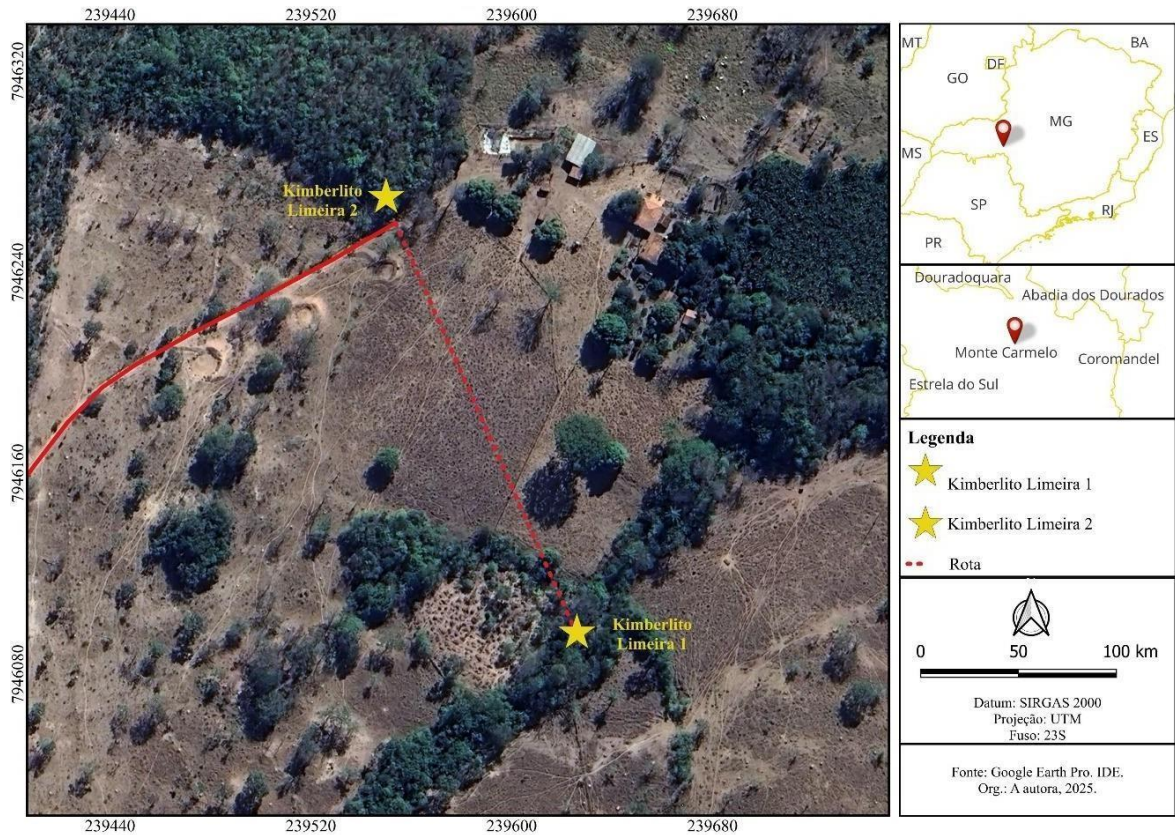
Figura 1 - Localização e acesso ao kimberlito Limeira 1.



Fonte: A autora, 2025

A partir do acesso as instalações internas (estábulo), percorrem-se aproximadamente 160 metros até atingir o kimberlito Limeira 1. O mapa ilustrado na figura 2 detalha o percurso da Fazenda Limeira até o kimberlito.

Figura 2 - Percurso a pé até o kimberlito Limeira 1 indicado em linha tracejada, mostrando o acesso interno à Fazenda Limeira a partir da entrada principal.



Fonte: A autora, 2025.

2. OBJETIVO

Este projeto tem como objetivo principal ampliar e consolidar as investigações relacionadas à caracterização mineralógica, textural e química dos produtos de alteração (saprolito e solos) a partir de um substrato kimberlítico, o kimberlito Limeira I. Por meio dessas análises busca-se padrões comuns na formação de solos sobre kimberlitos verdadeiros do oeste mineiro.

A caracterização dos produtos de alteração do kimberlito Limeira I, minerais resistatos e minerais secundários auxiliará no entendimento das condições climáticas e paleoambinentais da região, bem como auxiliar à complexa identificação de corpos kimberlíticos intemperizados.

Tal caracterização auxiliará na identificação de materiais de alteração de origem kimberlítica em diferentes rochas sedimentares cretácicas e pós-cretácicas que contenham cinzas, lapilli e fragmentos/resíduos resistentes de materiais kimberlíticos.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA, CONTEXTO GEOLÓGICO E CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

3.1. Contexto Geológico

A região do Alto Paranaíba localiza-se entre a Bacia Sanfranciscana (a leste) e a Bacia Bauru (a oeste). Ela possui sua história evolutiva marcada por uma base Pré-Cambriana, seguida de eventos sedimentares continentais pela intrusão de corpos ultramáficos, alcalinos e kimberlíticos no Cretáceo Superior (Campos & Dardenne, 1997; Soares et al., 1980)

A oeste, encontra-se a Bacia Bauru, formada no Neocretáceo, marcada por evento de pós-ruptura do continente Gondwana, como bacia continental, acumulando sedimentos arenosos em clima semi-árido a árido (Soares et al., 1980).

Para a região de estudo, se destaca a Formação Uberaba, com associações de rochas epiclásticas com presença anômala de grãos clásticos de perovskita, e a Formação Marília, que se divide nos membros Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã, compostos em geral, por arenitos impuros, calcários e depósitos aluviais (Fernandes & Coimbra, 2000; Soares et al., 1980).

A leste, ocorre a Bacia Sanfranciscana, uma ampla bacia intracontinental com pequena subsidência, localmente afetada por processos tafrogênicos. As unidades relevantes para a área de estudo são do Neocretáceo, e compõem-se pelo Grupo Urucuia, que é formado por espessas sequências de arenitos quartzosos de origem eólica (Campos & Dardenne, 1997).

Na parte superior, encontra-se a Formação Capacete, que consiste em um conjunto de lavas, piroclásticas e sedimentos epiclásticos, indicando que a sedimentação aconteceu depois do principal pulso de intrusões ultrabásicas (Campos & Dardenne, 1997).

Entre essas bacias, o soerguimento do Alto Paranaíba funcionou como divisor estrutural, influenciando tanto na deposição e na distribuição dessas unidades sedimentares quanto a localização dos corpos ígneos (Campos & Dardenne, 1997; Gibson et al., 1995; Seer & Moraes, 2013).

Associado a esse soerguimento responsável por posicionar esses corpos ígneos em zonas estruturais elevadas, houve o magmatismo marcado por intrusões ultramáficas, alcalinas e kimberlíticas (Gibson et al., 1995).

3.1.1. Complexo Granítico Monte Carmelo

O Complexo Granítico Monte Carmelo (CGMC; Seer & Moraes, 2013) é uma importante unidade do embasamento cristalino da região do Alto Paranaíba, em Minas

Gerais, representando uma das principais rochas encaixantes dos corpos kimberlíticos, como o Limeira I.

O CGMC é composto por corpos graníticos a granidioríticos, que variam de metaluminosos a peraluminosos, levemente deformados, composto por quartzo, ortoclásio, biotita e plagioclásio. Estudos petrográficos mostram que o complexo registra variações texturais e estruturais relacionadas a diferentes fases de cristalização e deformação, refletindo os processos tectônicos pré-cambrianos associados à evolução da Faixa Brasília. Assim, são comuns zonas maciças, folheadas ou levemente deformadas (Seer & Moraes, 2013).

3.1.2. Grupo Araxá

O Grupo Araxá é caracterizado principalmente por micaxistos, aos quais se associam a anfíbolitos, rochas metaultramáficas e quartzitos (Santos et al., 2021).

O Grupo Araxá pode ser subdividido em duas unidades litoestratigráficas principais: a unidade A que reúne micaxistos de granulação fina a média, ricos em muscovita, e frequentemente portadores de granada, rutilo e turmalina. São comuns intercalações de anfíbolitos de textura média a grossa e quartzitos finos, além de veios de quartzo que localmente controlam o relevo com direção SE-NW.

Já a unidade B é formada por xistos quartzo-granada-muscovita-biotita, localmente feldspáticos, e se distingue pela escassez de intercalações quartzíticas e anfíbolíticas. Estudos de proveniência baseados em análises isotópicas (Sm-Nd, U-Pb e Lu-Hf) sugerem que suas unidades litoestratigráficas representam diferentes fontes sedimentares e ambientes de deposição, refletindo a complexidade tectônica ligada à Orogênese Brasileira (Brod et al., 1992; Valeriano et al. 2004; Seer & Moraes 2017; Pimentel et al., 2000; Pimentel, 2016; Navarro et al., 2013; Klein, 2008).

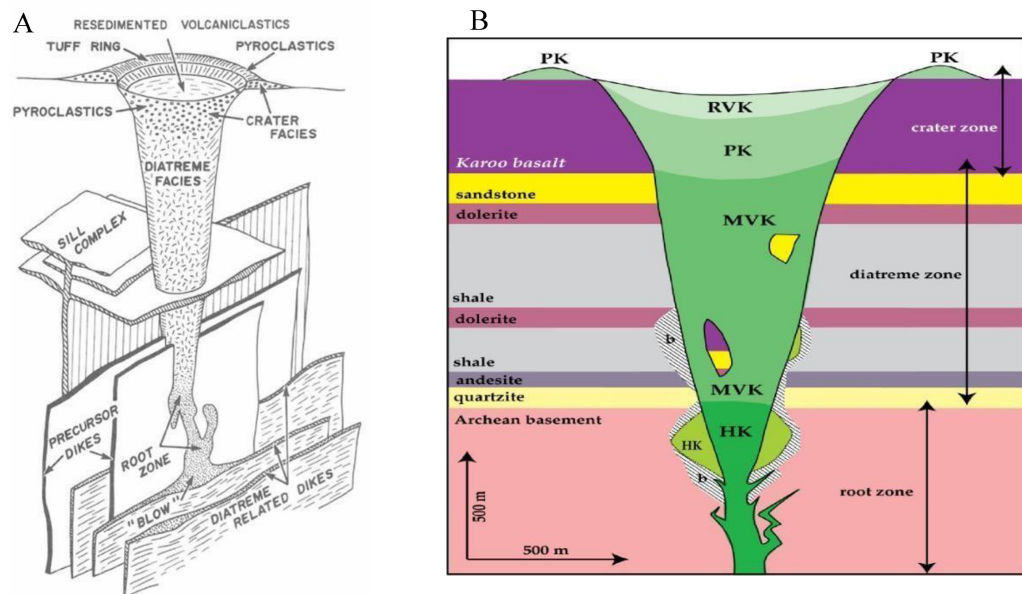
3.1. Aspectos geológicos e petrográficos de kimberlitos

Os kimberlitos, originalmente reconhecidos na África do Sul, na localidade de Kimberley, constituem rochas ígneas ultrabásicas, formadas por meio da cristalização de magmas oriundos das porções mais profundas do manto superior. Sua intrusão na litosfera continental ocorre após uma rápida ascensão do magma proveniente do manto astenosférico, durante a qual fragmentos de diferentes regiões do manto são incorporados e assimilados, resultando em uma composição diversificada (Mitchell, 1986).

O vulcanismo kimberlítico produz durante o seu estabelecimento estruturas denominadas diatremas (figura 3-A), nas quais são desenvolvidas rochas brechadas e com

piroclastos, que gradam para rochas não brechadas conforme o aumento da profundidade atinge a zona de raiz (root zone) e eventualmente os diques precursores (figura 3-B). (Mitchell, 1986; Mitchell, 1995; Kjarsgaard, 2007).

Figura 3 - A- Modelo de um sistema magmático kimberlítico que exibe a existência de diferentes fácies (cratera, diatrema e hipoabissal) conforme o aumento da profundidade (sem escala). Rochas hipoabissais estão representadas em sills, diques, “blows” e zona de raiz (root zone); B- Modelo clássico de um conduto (pipe) kimberlítico da África do Sul, Legenda: RVK- kimberlito vulcanoclástico ressedimentado; PK- kimberlito piroclástico; MVK- kimberlito vulcanoclástico maciço; e HK- kimberlito hipoabissal.

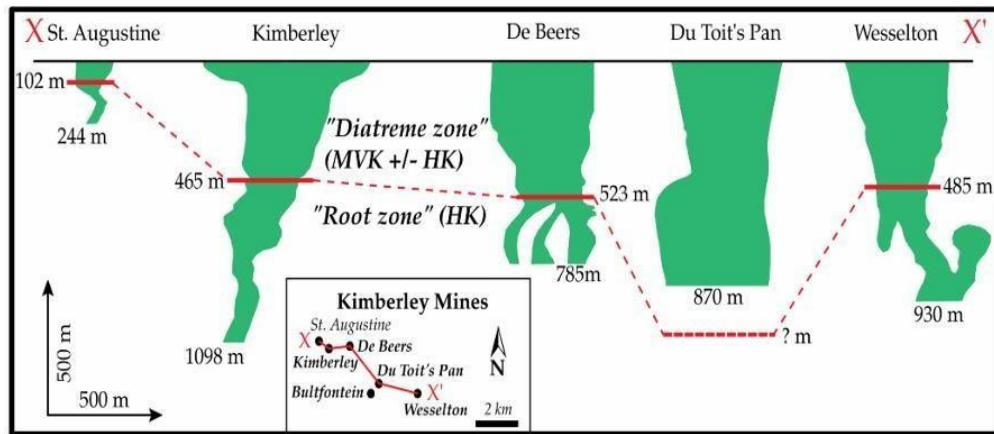


Fonte: Figura A- Mitchell 1986; Mitchell, 1995; B- Adaptado de Hawthorne (1975; apud Kjarsgaard, 2007) e Clement (1982; apud Kjarsgaard, 2007) por Kjarsgaard (2007).

A Figura 4, por sua vez, evidencia a ocorrência dos diques precursores, intrusões ígneas que funcionam como condutos alimentadores do sistema kimberlítico. Esses diques representam o estágio inicial do magmatismo, anterior ao desenvolvimento pleno do diatrema, e marcam a transição entre a intrusão profunda e as estruturas superficiais.

Sua presença é fundamental para compreender a evolução da intrusão, já que controlam tanto o aporte magmático quanto a localização da zona de raiz descrita por Mitchell (1986, 1995) e Kjarsgaard (2007).

Figura 4 - Seção transversal de pipes kimberlíticos na região de Kimberley, África do Sul, evidenciando a variação na profundidade da zona de diatrema. Adaptado de Kjarsgaard (2007).



Segundo Mitchell (1986), a mineralogia dos kimberlitos é complexa pois é resultado da cristalização de um magma entre condições termodinâmicas de manto superior à crosta superior, que englobou fragmentos policristalinos ou xenocristais de xenólitos mantélicos e/ou crustais.

Ainda segundo Mitchell (op. cit), uma das principais características dos kimberlitos é a textura inequigranular, dado por sua matriz muito fina composta por principalmente: serpentina e carbonatos, que hospeda microfenocristais (<0,5 mm) de olivina, mica, espinélio, perovskita, monticellita e eventualmente diopsídio; além de macrocristais (0,5 mm - 10 mm), ou megacristais (>10 mm) de olivina, serpentina, picroilmenita, mica, piroxênio e granada.

Essa descrição textural e mineralógica contempla principalmente as rochas que correspondem às partes mais profundas do diatrema, já que os eventos explosivos característicos do vulcanismo kimberlítico formam em porções mais rasas do diatrema rochas com abundância em piroclastos, como lapilli e cinzas, bem como um significativo aumento de materiais provenientes das rochas encaixantes, tornando a mineralogia ainda mais diversa, inclusive na matriz, a depender do contexto geológico local (Mitchell et al. 1986.).

3.2. Posicionamento de corpos kimberlíticos e rochas afins em Minas Gerais

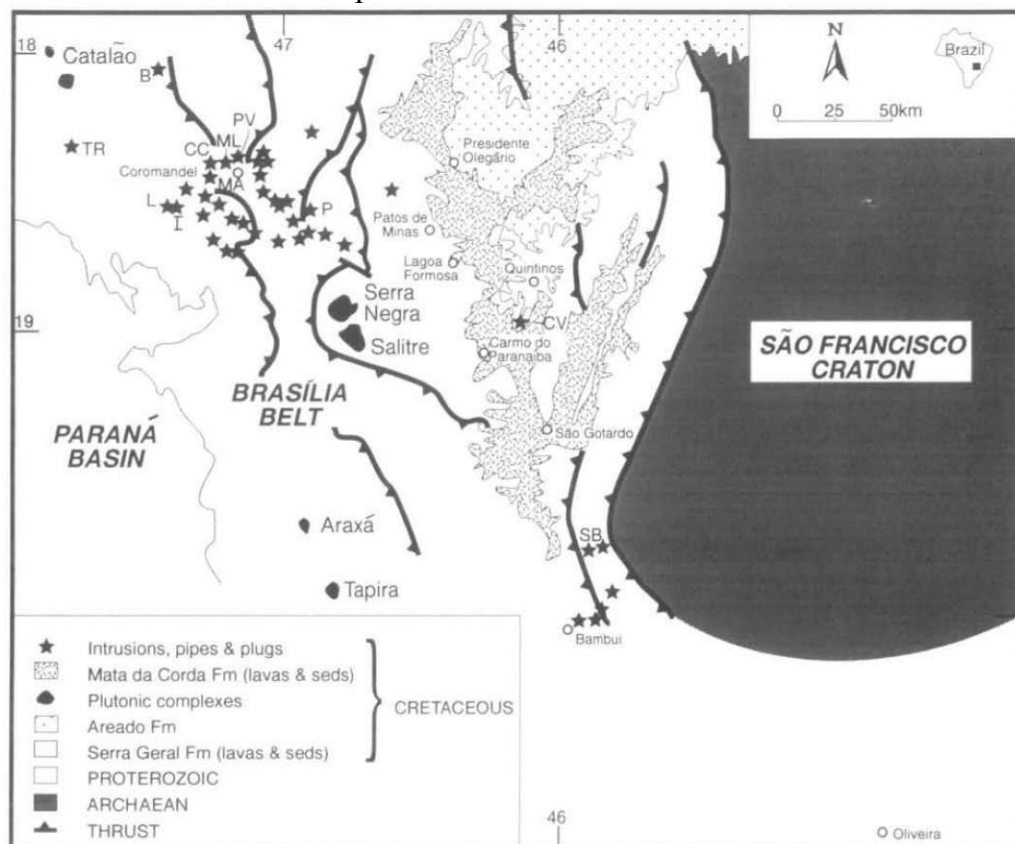
No Brasil, a região do oeste mineiro e sudeste de Goiás foi palco de um importante evento de magmatismo no Cretáceo Superior (80-95 Ma), que gerou rochas de natureza kimberlítica, kamafugítica, associadas a complexos máficos-ultramáficos alcalino-

carbonatíticos, caracterizadas conjuntamente de Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP), localizada no oeste de Minas Gerais (Gibson et al., 1995: figura 5).

Segundo Gibson et al. (1995) este magmatismo teria sido provocado pela atividade da pluma mantélica de Trindade, que por reconstrução das movimentações tectônicas teria atingido a base litosférica profunda do Craton São Francisco durante o Cretaceo Superior alterando as condições termodinâmicas e promovendo o magmatismo intraplaca.

Outras hipóteses colocam que o magmatismo teria sido gerado pela delaminação da litosfera cratônica favorecendo ascensão de magmas relacionados à fusão da astenosfera (kimberlitos), ou outros magmas gerados por fusão de litosfera afetada por injeção de fluidos ou magmas astenosféricos (eg. kamafugitos e carbonatitos) (Felgate, 2014).

Figura 5 - Província Ígnea do Alto Paranaíba predominantemente encaixada na porção correspondente à Faixa Proterozóica Brasília, à esquerda da porção aflorante do Craton São Francisco e à direita da Bacia do Paraná. O kimberlito Limeira I, objeto do presente estudo está indicado pela letra L. Adaptado de Schobbenhaus et al. 1984 por Gibson et al. 1995.



3.3. O kimberlito Limeira I

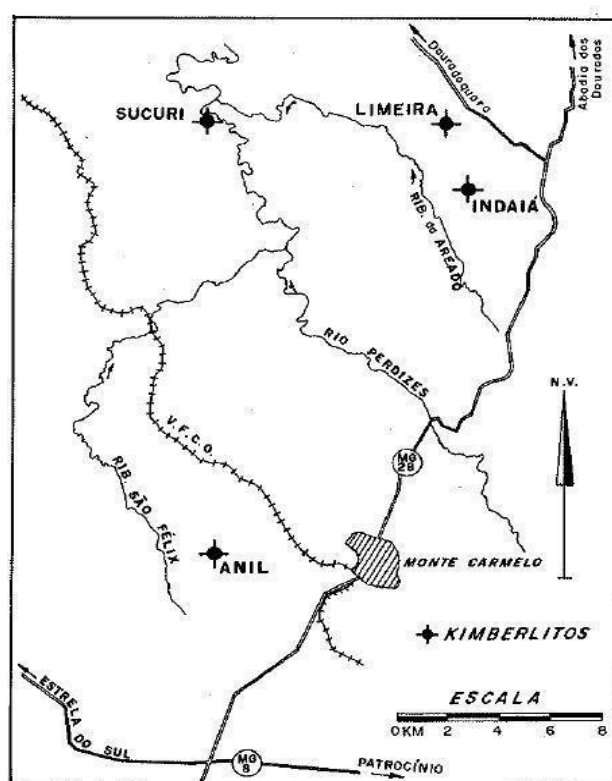
No município de Monte Carmelo (MG), destacam-se dezenas de corpos rochosos de composição kimberlítica (Cabral Neto et al., 2007), no entanto são poucos aqueles que se apresentam frescos. Um deles é o kimberlito Limeira 1, localizado na porção nordeste do município de Monte Carmelo (MG) (figura 6), apresentando forma anelar em subsuperfície, medindo aproximadamente 160 m x 120 m, nele ocorre um vale desenvolvido em direção E-W, onde ocorrem os afloramentos, segundo o trabalho pioneiro de Svisero et al. (1980). Este

corpo kimberlítico também aparece na literatura com o nome Perdizes 4 (Cabral Neto et al. 2017).

Essa rocha foi descrita como inequigranular, de coloração cinza-esverdeado escuro, com matriz muito fina composta por olivina, carbonatos, espinélios, perovskita, serpentina, entre outras espécies minerais presentes em menor proporção (Svisero et al., 1980).

Imersos nesta matriz fina ocorrem macrocristais de olivina, ilmenita, flogopita, diopsídio e espinélios (Svisero et al., 1980). Ocorrem em abundância xenólitos crustais alterados, de composição granítica; enclaves de coloração verde com matriz fina; e xenólitos mantélicos de composição predominantemente harzburgítica (Nannini, 2016). As texturas e estruturas tipicamente ígneas, com aparente ausência de piroclastos, nas rochas amostradas desse corpo permitem classificá-lo como hipoabissal (Meyer et al., 1991).

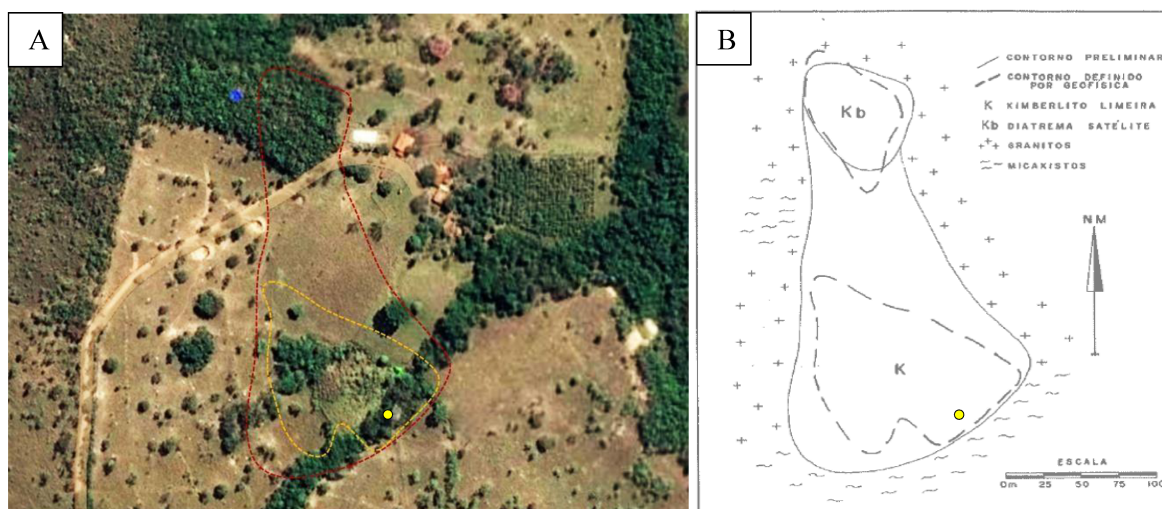
Figura 6 - Localização geográfica do kimberlito Limeira, Indaia, Sucuri e Anil, na região oeste de Minas Gerais.



Fonte: Haralyi & Svisero, 1984.

Haralyi & Svisero (1984) realizaram estudos por meio de magnetometria e gamaespectrometria aerotransportadas, delimitando os contornos aproximados do corpo Limeira I, bem como da intrusão satélite Limeira II, localizada ao norte da principal (Figura 7B). Esses autores reconheceram granitos do Complexo Granítico Monte Carmelo e micaxistos pertencentes ao Grupo Araxá como rochas encaixantes dos corpos (Seer & Moraes, 2013).

Figura 7 - A- Imagem Google Earth de 2012 exibindo localmente a posição do corpo Limeira I e a posição de seu afloramento em drenagem (círculo amarelo). Em vermelho está o contorno preliminar da intrusão, feito anteriormente ao estudo de Haralyi & Svisero (1984) que determinou por geofísica ao menos dois corpos distintos (destacados em amarelo na imagem; e em preto tracejado na figura B).



Fonte: A- Google Earth, 2012; B- Haralyi & Svisero (1984).

Estudos recentes mostram que a fugacidade de oxigênio (fO_2) é importante na formação e evolução do kimberlito Limeira I. Segundo Coldebella et al. (2020), os valores de fO_2 nesse corpo variam bastante, entre -4,2 e +2,5. Esses resultados indicam que o magma passou por diferentes condições de oxidação durante sua ascensão. Os valores negativos indicam ambiente redutor, favoráveis a preservar diamantes, enquanto os valores positivos evidenciam ambiente mais oxidante, propícios a oxidação de minerais derivados do manto, como a olivina.

A temperatura da formação do kimberlito Limeira I foi discutida a partir da análise de minerais como a perovskita, além de xenocristais preservados na matriz. De acordo com Azzone et al. (2022), o magma atingiu temperaturas elevadas, compatíveis com o manto profundo, e ascendeu rapidamente através da crosta. Esse processo é evidenciado pela boa preservação de macrocristais de olivina, ilmenita e flogopita, que registram as condições de cristalização e a velocidade de resfriamento do magma. Apesar do corpo não possuir diamantes preservados, sua importância está relacionada ao entendimento da petrografia e da sua evolução magmática.

O kimberlito Limeira I também apresenta sinais de assimilação crustal, ou seja, o magma incorporou material da crosta enquanto subia. Azzone et al. (2022) demonstraram, por meio de análises petrográficas e geoquímicas, que há xenólitos graníticos alterados, enclaves verdes com matriz fina e xenólitos mantélicos harzburgíticos. Isso indica que o magma interagiu com a crosta, mudando sua composição final. Esse processo afeta não só a mineralogia do kimberlito, mas também a fO_2 e a estabilidade de minerais importantes, na

formação e evolução do kimbelito Limeira I.

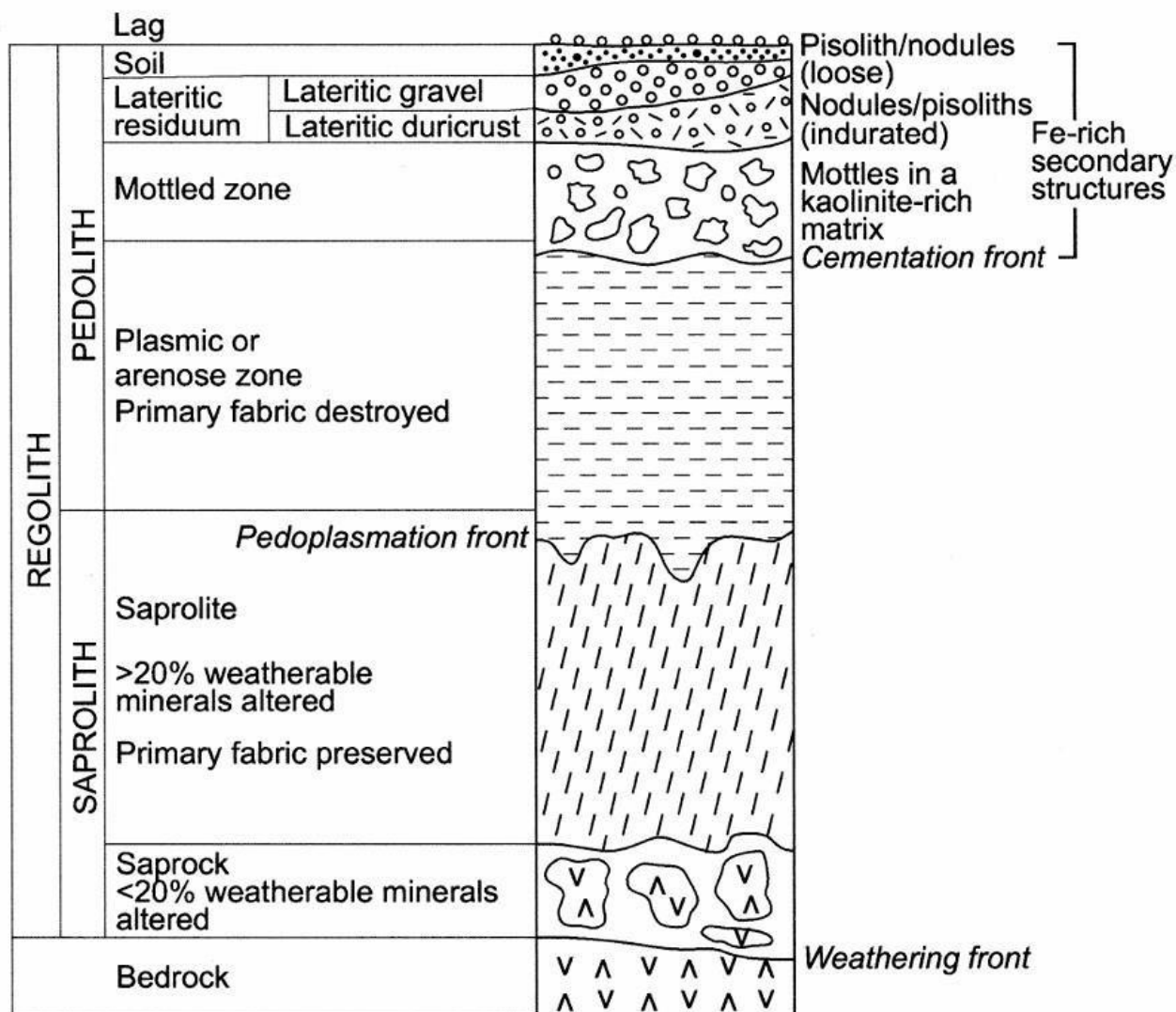
3.4. Regolitos e Geomorfologia do Alto Paranaíba

No Alto Paranaíba, os regolitos apresentam uma grande variedade de feições, refletindo a ação do intemperismo em diferentes litologias. Perfis típicos de alteração podem ser compreendidos a partir do modelo de Butt et al. (2000) (figura 8), no qual a evolução se dá a partir da rocha fresca (bedrock) para horizontes cada vez mais alterados.

Na base do perfil, encontra-se o saprock, onde menos de 20% dos minerais primários foram modificados, mas a estrutura original da rocha ainda é preservada. Essa transição é especialmente relevante em corpos de kimberlito, onde xenocristais de olivina e flogopita permanecem reconhecíveis. Com o avanço do intemperismo, forma-se o saprolito, caracterizado pela transformação de mais de 20% dos minerais, embora a textura primária ainda possa ser identificada. Nos regolitos ultramáficos da região, essa zona é rica em minerais secundários, como serpentina e óxidos de ferro, derivados da alteração da olivina e dos piroxênios. Acima ocorre o pedólito, onde a rocha original é praticamente destruída, formando uma matriz argilosa ou arenosa. Nessa porção do perfil, são frequentes os padrões irregulares de coloração, ricos em óxidos de ferro, resultantes da mobilidade diferencial do ferro durante o intemperismo. No topo do perfil predominam crostas lateríticas, pisólitos e concreções ferruginosas, indicadores dos estágios mais avançados de lateritização. Essas feições ocorrem em superfícies aplainadas do Alto Paranaíba e refletem condições tropicais úmidas e processos de concentração residual de ferro e alumínio (Butt et al., 2000).

Portanto, a sequência vertical rocha fresca → saprock → saprolito → pedólito → crosta laterítica resume a evolução intempérica da região, mostrando como o desenvolvimento dos regolitos se relaciona diretamente com a geomorfologia atual do Alto Paranaíba (Butt et al., 2000).

Figura 8 - Modelo de alteração do regolito no Alto Paranaíba, segundo Butt et al. (2000). A evolução do intemperismo vai da rocha fresca (bedrock) até crostas lateríticas no topo, passando por saprock, saprolito e pedólito, com diferentes graus de alteração mineral e destruição da estrutura original.



O regolito é a camada de material solto ou parcialmente alterado que cobre a rocha matriz, resultado dos processos de intemperismo físico e químico. Entender como essa camada se organiza é essencial para diversas áreas, como estudos geológicos, pedológicos e até mesmo para a exploração mineral.

Butt et al. (2000) propuseram um modelo que divide o regolito em diferentes camadas, considerando a origem, o grau de alteração e a composição mineral, o que ajuda a interpretar melhor os processos de intemperismo. De acordo com esse modelo, o regolito pode ser dividido em quatro camadas principais. A mais superficial é o solo recente, formado por material orgânico e minerais altamente alterados, geralmente pouco coesos. Abaixo dela,

encontra-se o saprolito, onde os minerais originais ainda estão presentes, mas já sofreram alterações químicas, mantendo parte da estrutura da rocha matriz. A camada

seguinte é a de rocha parcialmente alterada, caracterizada por fraturas e alterações químicas mais limitadas, com blocos de rocha ainda preservados. Finalmente, a base do perfil é a rocha matriz inalterada, praticamente sem sinais de intemperismo.

Na região do Alto Paranaíba, os solos se desenvolveram a partir do intemperismo químico das rochas de origem, sendo influenciados pelo clima predominante e pela composição litológica local (Motta et al., 2004).

Na área que inclui os municípios de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, predominam latossolos, caracterizados por profundidade considerável, textura argilosa e elevada intensidade de intemperismo, resultando em grande homogeneidade química e baixa fertilidade natural.

Também são encontrados cambissolos, mais rasos e com menores marcas de intemperismo, com presença de fragmentos de rocha e horizontes minerais pouco alterados, refletindo menor interação com os agentes intemperizantes. Além disso, ocorrem neossolos, geralmente em áreas mais recentes ou em depósitos aluviais, com baixo grau de alteração e estrutura ainda próxima da rocha original (Motta et al., 2004).

O kimberlito Limeira está situado em área com solos classificados por Motta et al. (2004) como Argissolos Vermelho-Amarelos Eutróficos + Cambissolos Háplicos Tb Eutróficos.

Baccaro (1991) descreveu quatro unidades geomorfológicas para o Alto Paranaíba, considerando a diversidade de formas e níveis de dissecação do relevo, sendo elas: áreas de relevo intensamente dissecado, áreas de relevo medianamente dissecado, áreas de relevo residual e áreas elevadas de cimeira, estas entre 950 e 1050 metros, apresentando topos planos, amplos e largos.

O soerguimento do Alto Paranaíba atua hoje como um divisor geológico e morfológico que separa as bacias Bauru e San Franciscana. Essa estrutura se assenta sobre rochas do embasamento mesoproterozoico, exercendo influência na compartimentação tectônica e, consequentemente, na sedimentação regional.

Originalmente, o Alto Paranaíba funcionava como uma barreira à deposição da Bacia do Paraná, mas a partir do Cretáceo Superior a reativação tectônica intensificou-se, afetando a sedimentação da Bacia Bauru e da Bacia São Franciscana (Campos & Dardenne, 1997;

Fernandes & Coimbra, 2000). A reativação tectônica foi a responsável por caracterizar esse soerguimento, marcando um aumento considerável da atividade magmática, especialmente no Meso/Neocretáceo.

Esse serguimento provavelmente relacionado a plumas mantélicas, provocou alterações nas rochas da região, destacando o Grupo Bauru, incluindo rochas alcalinas. As

mudanças geradas pela nova configuração tectônica foram importantes para o modelamento das unidades geológicas, separação das bacias e pela sedimentação do Grupo Bauru (Campos & Dardenne, 1997).

O impacto desse soerguimento fora imprescindível para a segmentação das bacias, formando divisores importantes. Além disso, influenciou no desenvolvimento das sub-bacias Abaeté e Urucuia, gerando uma configuração capaz de distingui-las, considerando espessura e composição das unidades sedimentares presentes em cada uma delas. Ao longo do Cretáceo Superior, o soerguimento foi responsável pela evolução do relevo e para a formação de feições geomorfológicas atuais, refletindo os processos tectônicos que continuam a marcar a história geológica da região (Fernandes & Coimbra, 2000).

4. METODOLOGIA

Neste capítulo são descritos os procedimentos metodológicos aplicados ao longo do trabalho, abrangendo as etapas de coleta, preparação de amostras, resultados e discussões.

4.1. Levantamento Bibliográfico

A revisão bibliográfica realizada, visa abranger os aspectos mineralógicos, geológicos, geomorfológicos e petrográficos da mesoregião Alto Paranaíba, focando na região de Monte Carmelo (MG), onde está localizado o corpo Limeira 1, além do levantamento sobre os dados das rochas frescas para efeito de comparação com amostras intemperizadas.

Foram recolhidas na literatura, especificamente, informações sobre as estruturas vulcânicas típicas kimberlíticas e as texturas e mineralogia esperadas para diferentes níveis dos condutos.

Para a classificação dos produtos de intemperismo, foi adotado o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2025; Silva & Carvalho, 2018). Essa classificação permitiu uma melhor compreensão dos processos pedogenéticos e das transformações geradas através do intemperismo, fontes essenciais para estudos geológicos e geoquímicos, além da compreensão sobre a relação solo e rocha fonte.

Foram adicionadas informações bibliográficas mais detalhadas sobre o intemperismo atuante em rochas alcalinas, vulcânicas e piroclásticas, com ênfase em exemplos brasileiros. Também foram incorporados dados referentes ao paleorelevo e ao paleoclima da região.

4.2. Visita ao afloramento e coleta de amostras

Foi realizada uma etapa de campo a fim de reconhecer as feições geológicas do corpo kimberlítico Limeira e coletar amostras de rocha fresca, rocha alterada e solos que fossem representativos para uma caracterização laboratorial posterior.

A visita ao afloramento permitiu a observação direta das condições de exposição do corpo, do contato com as rochas encaixantes (neste caso, o granito do Complexo Granítico Monte Carmelo), bem como dos diferentes produtos de intemperismo presentes na área.

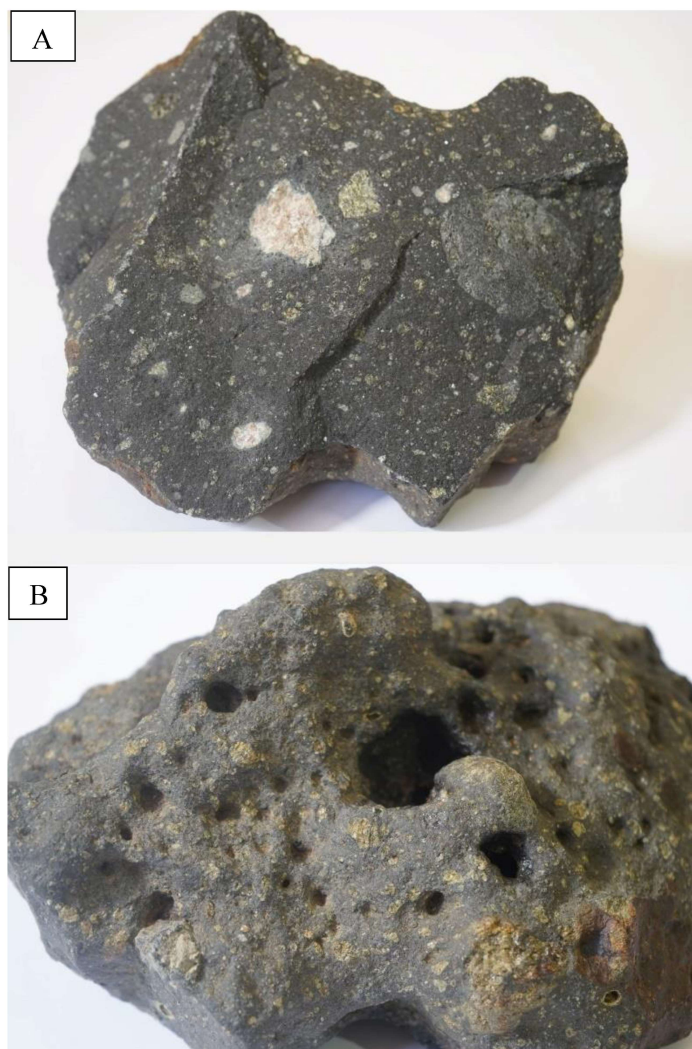
Durante a atividade de campo, houve a identificação de rochas que, em geral, apresentam coloração que varia do cinza-escuro ao esverdeado, com estrutura maciça e textura muito fina.

As amostras de rocha alterada e solos coletados foram separadas em três diferentes horizontes, sendo eles: Bi, CB e C. Esses foram descritos através do método proposto pelo SIBCS.

A coleta foi realizada com auxílio de martelos geológicos e talhadeiras, seguindo cuidados para garantir a integridade e representatividade das amostras. Deste modo, elas foram devidamente rotuladas e posteriormente descritas em escala macroscópica, complementadas por registros fotográficos.

O material coletado foi transportado em sacos plásticos resistentes e armazenado em local seco até o momento das análises laboratoriais. A diversidade das amostras, tanto de rocha (figura 9) quanto de solo, foi essencial para a construção de um panorama representativo do processo de alteração intempérica atuante no corpo kimberlítico estudado.

Figura 9 - Amostra de mão coletadas do afloramento Limeira 1 (Perdizes 4), A- Amostra evidenciando abundantes macrocristais de olivina, xenocristais de calcita, de coloração rosa acinzentada, bordejadas por uma capa de coloração verde musgo; B- Feição externa da rocha típica de rocha vulcânica.



Fonte: A Autora, 2025.

4.3. Preparação das amostras

As amostras dos três perfis de solo coletados foram preparadas com base no Manual de Métodos de Análise de Solo (Donagemma et al., 2017). Essa etapa de preparação foi fundamental para garantir a precisão e a representatividade da análise granulométrica.

Inicialmente, as amostras coletadas em campo foram secas ao ar, desagregadas manualmente e passadas em uma peneira com malha de 2,00 mm para separação da fração terra fina seca ao ar (TFSA), conforme mostra a figura 10, recomendada pelo referido manual.

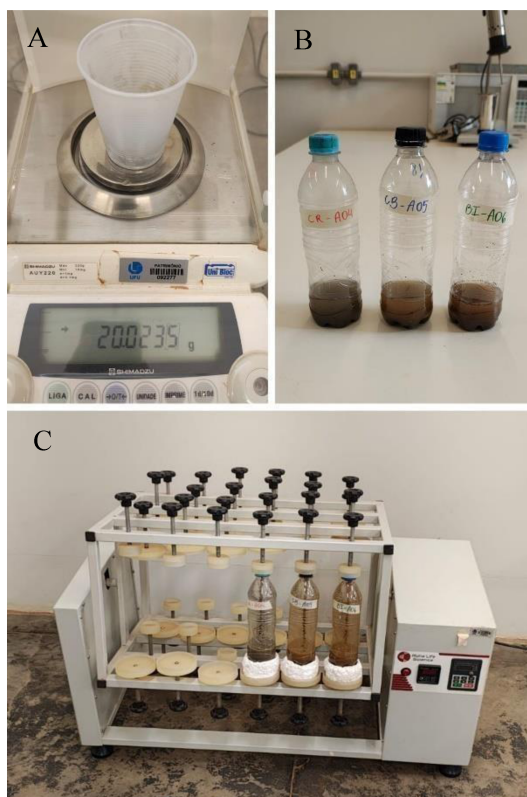
Figura 10 - Processo de peneiramento em malha 2,00 mm das amostras de solos coletadas para separação da fração terra fina.



Fonte: A autora, 2025.

Em seguida, para a dispersão das partículas, foram utilizadas 20,00 g de TFSA (figura 11-A), transferidas para frascos de vidro próprios para agitação. Adicionaram-se 100 ml de água deionizada para atuar como agente dispersante (figura 11-B). Os frascos foram selados com rolhas de borracha e submetidos à agitação mecânica contínua por 16 horas, a 50 rpm, em agitador do tipo Wagner, como ilustra a figura 11-C.

Figura 11 - Processo de dispersão das partículas, onde A- Pesagem de 20,00 g de TFSA; B- Processo de adição de 100 ml de água deionizada para atuar como agente dispersante; C- Agitação mecânica de TFSA em agitador do tipo Wagner;



Fonte: A autora, 2025.

Esse processo teve como objetivo romper os agregados estruturais do solo e promover a individualização das partículas minerais, permitindo a posterior separação e quantificação das frações texturais.

Após a agitação, o conteúdo de cada frasco foi transferido para a peneira de malha 0,053 mm, montada sobre funil e cilindro de sedimentação de 1 L (figura 12-A). A lavagem da fração areia foi feita com água deionizada, sob fluxo constante, até alcançar o volume final de 1 L.

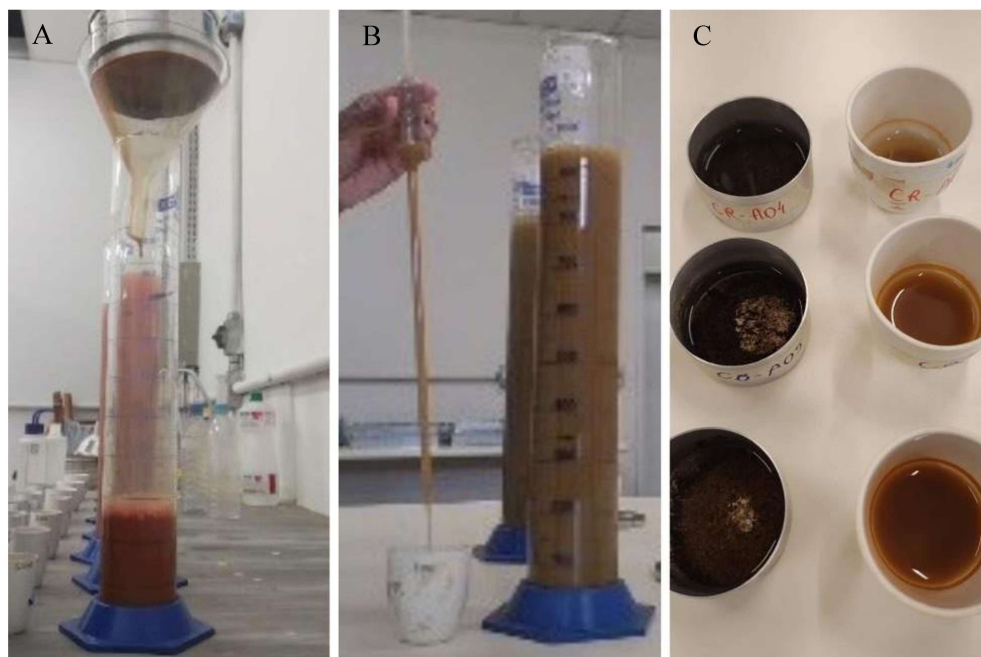
A suspensão contendo silte e argila foi agitada vigorosamente por 1 minuto e, imediatamente após, foi realizada a coleta de 25 ml da suspensão com pipeta a 10 cm de profundidade (tempo zero), como mostra a figura 12-B.

Essa amostra representa a fração silte + argila. Após o tempo de sedimentação apropriado (em função da temperatura da suspensão), uma nova alíquota foi coletada a 5 cm de profundidade, representando a fração argila (figura 12-C).

Em seguida, as frações contendo silte, argila e areia foram adicionadas à estufa, com temperatura que varia entre 50 e 60°C, por aproximadamente 3 horas, para que fosse extraída toda a água deionizada adicionada anteriormente.

Figura 12 - Processo de peneiramento em malha 0,053 mm na fração areia montada

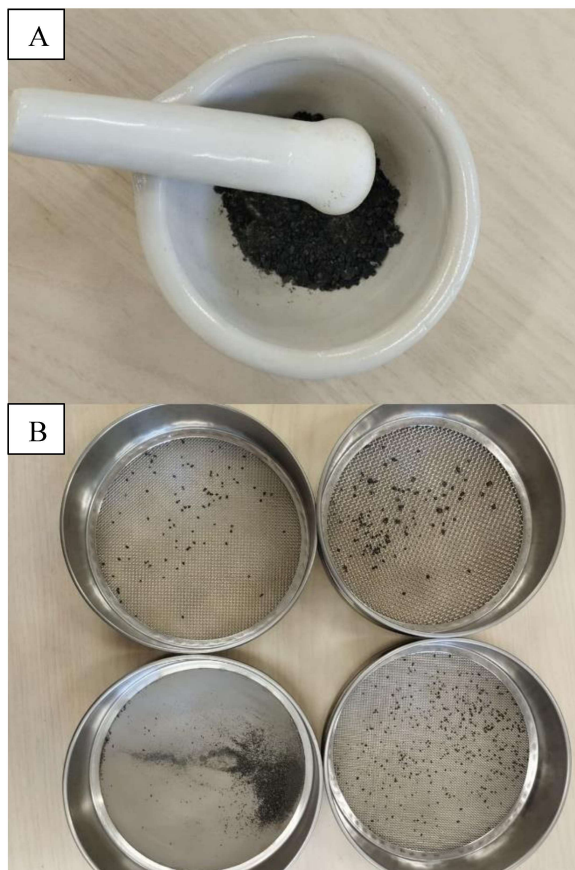
sobre funil e cilindro de sedimentação de 1L; B- Coleta de 25 ml das frações silte e argila em suspensão com pipeta a 10 cm de profundidade; C- Frações silte, argila e areia coletada a 5 cm de profundidade para secagem;



Fonte: A autora, 2025.

Além das amostras de solo, também foi utilizada a rocha fresca como material de apoio para a descrição em lupa binocular e microscópio óptico. A amostra foi inicialmente triturada manualmente em pilão (figura 13-A) e, posteriormente, peneirada em diferentes frações granulométricas, com as seguintes aberturas: 1,70mm, 850mm e 25mm (figura 13-B), a fim de facilitar a observação e a caracterização das feições mineralógicas.

Figura 13 - Preparação da amostra de rocha fresca: (A) trituração da amostra em pilão; (B) peneiramento das frações granulométricas;



Fonte: A autora, 2025.

As frações resultantes foram selecionadas conforme a adequação para análise sob lupa binocular e microscópio óptico, destacando-se as principais características da assembleia mineralógica da rocha em estudo.

4.4. Imagem aérea da área de estudo

Obteve-se imagem aérea em campo com drone DJI Mini 3, a partir de fotos sequenciais realizadas a uma altura de 100 m. As imagens capturadas foram posteriormente combinadas em uma composição da área sobrevoada, acima do kimberlito, utilizando o software Adobe Photoshop, para compor uma visualização contínua da área sobrevoada, situada acima do kimberlito.

Além da imagem aérea, elaborou-se montagens (figura 14) integrando a fotografia obtida por drone com registros realizados em campo, de modo a evidenciar os principais pontos de interesse geológico.

Figura 14 - Montagem de imagem aérea e fotografias de campo. Em destaque, os dois afloramentos de kimberlito identificados (1 e 2, em círculos amarelos). (A) Afloramento de kimberlito em drenagem seca, evidenciando a exposição natural do corpo rochoso; (B) Saprolito presente na área, camada de rocha fortemente alterada pelo intemperismo químico; (C) limite do início dos blocos de kimberlito associados ao afloramento 2, indicado por linha tracejada amarelada, delimitando a transição entre afloramento e blocos isolados; (D) Afloramento da rocha encaixante em drenagem seca, mostrando o contato entre o kimberlito e a rocha do embasamento; (E) Bloco de granito com porções oxidadas, evidenciando a alteração superficial do granito e a influência do intemperismo na matriz rochosa; (F) Afloramento de kimberlito em calha de drenagem evidenciando xenólitos;



Fonte: A autora, 2025.

A figura 15 evidencia uma montagem a partir dos registros realizados em campo, permitindo correlacionar feições descritas no local com a visão aérea e realçar os elementos geológicos de maior relevância.

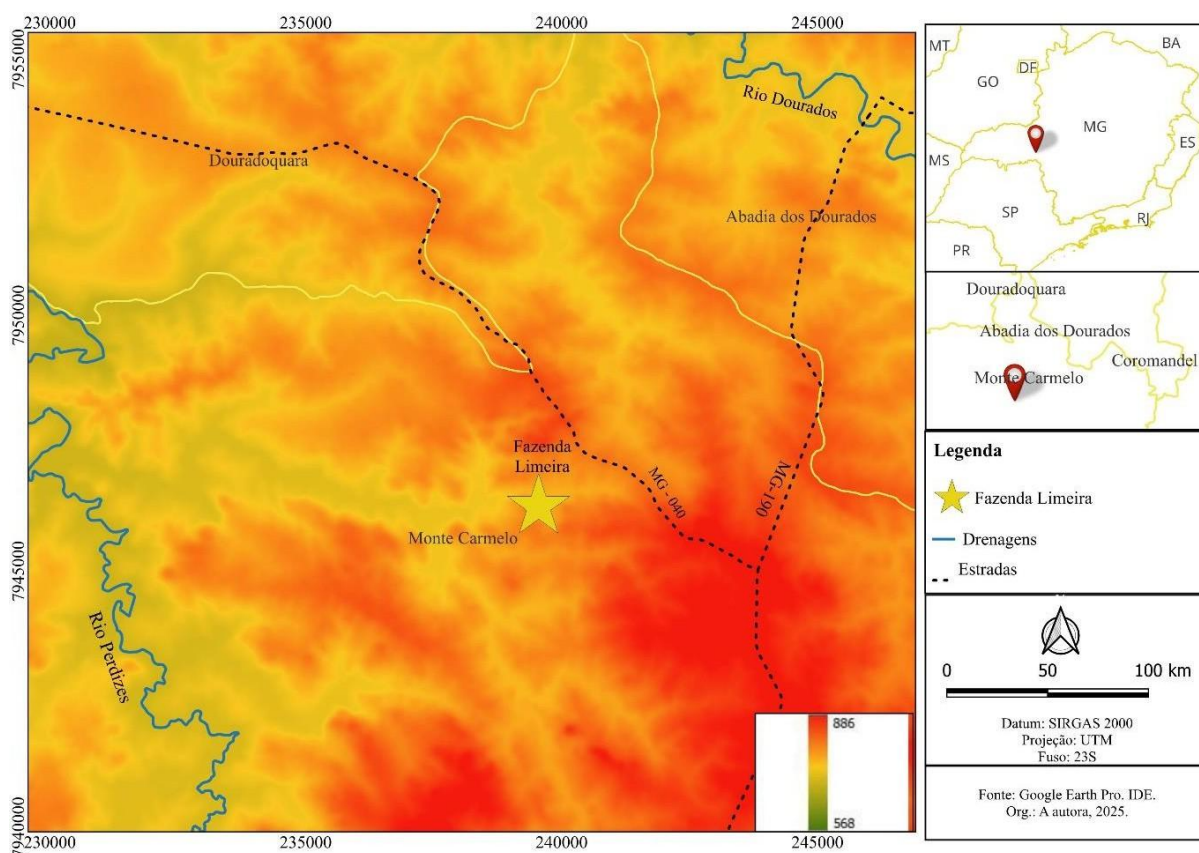
Figura 15 - Montagem de imagem aérea e fotografias de campo. Em destaque, os dois afloramentos de kimberlito identificados (1 e 2, em círculos amarelos). (G) Blocos de kimberlito expostos em superfície, mostrando a fragmentação natural da rocha; (H) Beira da estrada com solo avermelhado típico de intemperismo profundo e enriquecimento em óxidos de ferro; (I) Presença de dois tipos de solos distintos, evidenciando variações de cor e granulometria devido ao intemperismo e à drenagem; (J) Formação de cangas, camadas ferruginosas duras sobre rocha alterada, indicativas de processos de concentração de ferro; (K) Cupinzeiros, que destacam diferenças na composição e textura dos solos pela atividade biológica; (L) Xistos do Grupo Araxá expostos, servindo como rocha encaixante do kimberlito.



Fonte: A autora, 2025.

Para comparação com as imagens aéreas obtidas por drone, foi elaborado um mapa altimétrico (figura 16) para facilitar a compreensão do relevo da área. Nas áreas representadas pelo laranja claro são áreas mais baixas e próximas as drenagens principais da região, enquanto o laranja mais escuro são as áreas mais elevadas.

Figura 16 - Mapa de altimetria da área de estudo.



Fonte: A autora, 2025.

4.5. Descrição das rochas e solos

As amostras de rochas e solos foram descritas visando à identificação das principais características físicas, estruturais e texturais, bem como as características dos solos associados.

As descrições das rochas foram realizadas em escala macroscópica, com base em observações de campo, critérios propostos pela petrologia ígnea e registros fotográficos, visando detalhar características importantes para o trabalho.

A descrição dos solos foi realizada com base nos critérios estabelecidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), que fornece diretrizes padronizadas para a caracterização e classificação dos solos do Brasil (Embrapa, 2025).

Durante a caracterização, foi feita a descrição das amostras secas e úmidas, registrando propriedades morfológicas como cor, textura, estrutura, consistência, plasticidade, pegajosidade e presença de fragmentos.

Essas descrições foram feitas utilizando um perfil exposto, que contempla três horizontes principais e que serviram de base para a classificação dos solos conforme a categoria taxonômica proposta pelo SiBCS, garantindo maior precisão e confiabilidade dos resultados.

4.6. Observação dos materiais resistatos em lupa binocular

Como parte das etapas analíticas deste trabalho, utilizou-se a lupa binocular para a observação detalhada dos materiais obtidos nas diferentes frações granulométricas dos horizontes do solo.

Essa análise contribuiu para uma melhor identificação morfológica dos minerais presentes, especialmente na distinção entre fases primárias e secundárias, além de permitir uma avaliação mais precisa do grau de alteração mineral.

4.7. MEV

As amostras coletadas durante as atividades de campo e processadas posteriormente passaram por uma etapa adicional de análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Essa análise foi conduzida com o objetivo de realizar uma avaliação detalhada da topografia e da morfologia superficial dos grãos, permitindo a identificação de feições texturais relevantes para a caracterização dos materiais. Além da análise topográfica, serão realizadas análises pontuais por espectroscopia de energia dispersiva (EDS), acoplada ao MEV, a fim de obter dados sobre a composição química das amostras.

Essas análises EDS permitirão uma estimativa semi-quantitativa dos elementos presentes nos grãos, contribuindo significativamente para a interpretação do contexto geológico e mineralógico das amostras estudadas.

A aplicação conjunta das imagens de alta resolução obtidas por MEV e das análises composicionais fornecidas pelo EDS fornecerá subsídios importantes para a complementação das informações obtidas nas etapas analíticas anteriores, fortalecendo a compreensão sobre os processos formadores e/ou transformadores dos materiais amostrados.

5. RESULTADOS FINAIS

5.1. Descrição do afloramento

O afloramento está localizado em uma drenagem seca, cercado por mata galeria, característica de cursos d'água intermitentes. A rocha aflora tanto no leito do rio quanto sob a forma de blocos isolados ao longo da drenagem.

Nas proximidades do afloramento de kimberlito Limeira 1, foi identificada a rocha encaixante, um granito pertencente ao Complexo Granítico Monte Carmelo (figura 17).

O granito possui coloração branca acinzentada, hololeucocrática, com textura equigranular, anisotrópica, holocristalina, de granulação que varia de fina a média. Sua composição mineralógica consiste em feldspatos, quartzo, muscovita e biotita, apresentando

formas subédricas a anédricas, rocha ácida, supersaturada em sílica, peraluminosa e com alcalinidade normal.

Figura 17 - Rocha encaixante Granito (Complexo Monte Carmelo) encontrado próximo afloramento Limeira 1 (Perdizes 4).



Fonte: A autora, 2025.

Além disso, foi observado um ponto onde aflora um xisto com coloração rosa esbranquiçada e porções em tom amarelo ocre, tonalidade possivelmente associada a processos de oxidação de ferro, como mostra a figura 18.

Figura 18 - Muscovita-xisto encontrado próximo ao afloramento Limeira 1 (Perdizes 4).



Fonte: A autora, 2025.

5.2. Descrição da rocha fresca

As porções de rocha coletadas, em geral, apresentam coloração que varia do cinza-escuro ao esverdeado, estrutura maciça e textura muito fina, além de abundantes macrocristais de olivina.

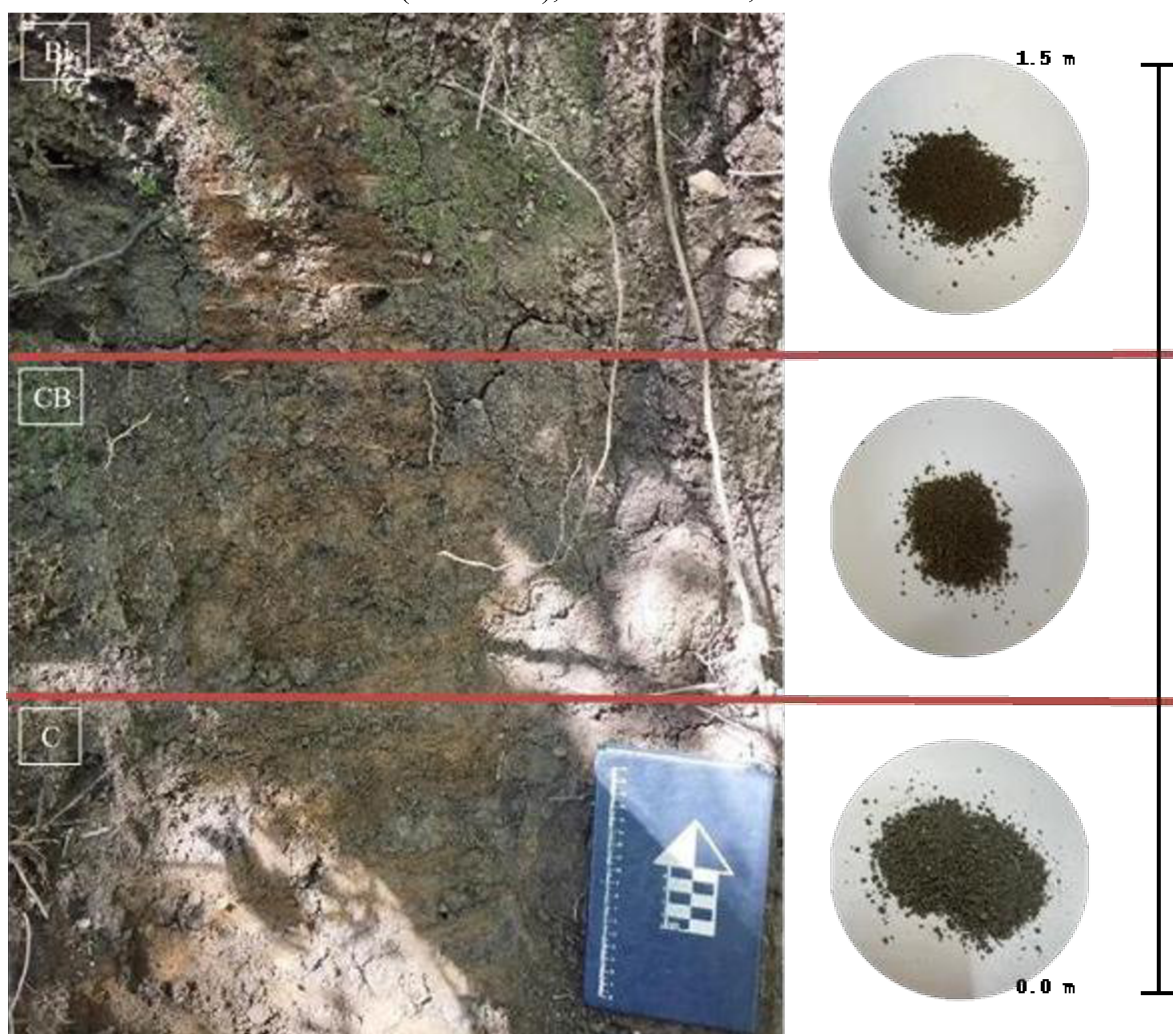
Observa-se, em geral, a presença de enclaves de coloração verde-musgo que variam de milímetros a centímetros, além de xenólitos de carbonato, calcita e flogopita, que estão associados à rocha encaixante, nomeada granito do Complexo Monte Carmelo.

Segue em anexo uma tabela completa das amostras rotuladas e descritas detalhadamente, com foco nas principais características visíveis a olho nu de cada uma delas.

5.3. Descrição do perfil de alteração e caracterização de cada horizonte de alteração

O perfil de alteração observado sobre o afloramento corresponde a um Cambissolo, apresentando-se parcialmente exposto e permitindo a distinção de três horizontes principais, como mostra a figura 19. Eles foram organizados seguindo a sequência dos horizontes, do mais alterado ao menos alterado, sendo: B_i, CB, C.

Figura 19 - Três horizontes descritos no Cambissolo sobreposto ao kimberlito fresco Limeira 1 (Perdizes 4), sendo eles: Bi, CB e C.



Fonte: A autora, 2025.

O horizonte superior, Bi, apresenta textura francoarenosa, com presença de pedregosidade e coloração 3/4 Dark Yellowish Brown (segundo a classificação extraída da Carta de Munsell). Sua estrutura é formada por agregados subangulares, com grau fraco de agregação e tamanho médio, entre 10 e 20 mm.

Em termos de consistência, o solo é duro quando seco e muito friável quando úmido, apresentando plasticidade e pegajosidade ligeiras. No processo de peneiramento realizado (figura 20), verificou-se uma elevada concentração de raízes e minerais com coloração amarronzada. A fração retida em peneira $>500\ \mu\text{m}$ corresponde à classe cascalho muito fino; a fração entre 200 e $500\ \mu\text{m}$ corresponde à areia muito grossa; e a fração $<200\ \mu\text{m}$ agrupa areia grossa a fina, silte e argila.

A olivina manteve a coloração esbranquiçada observada nos horizontes superiores, havendo também um aumento na quantidade de quartzo, o que indica maior contribuição da rocha encaixante. Adicionalmente, utilizou-se um ímã para separar as frações magnéticas das não magnéticas em cada horizonte (figuras 21, 22 e 23).

O horizonte intermediário, CB, apresenta textura francoargiloarenosa, com presença de pedregosidade e coloração 3/2 Dark Brown (segundo a classificação extraída da Carta de Munsell). Sua estrutura é laminar, com grau moderado de agregação e tamanho médio dos elementos estruturais.

Quando seco, o solo é macio, e quando úmido, apresenta consistência friável; é plástico, mas não pegajoso. Observa-se também a presença de alguns minerais ferruginosos oxidados.

No peneiramento realizado (figura 20), constatou-se uma quantidade significativamente maior de frações enquadradas em areia fina ($<200\ \mu\text{m}$), enquanto houve menor proporção de partículas superiores a $500\ \mu\text{m}$ (cascalho muito fino). Ainda assim, foi possível observar que a olivina presente nesta fração começou a apresentar coloração verde-esbranquiçada, possivelmente devido a processos de alteração intempérica.

Além disso, notou-se um acréscimo de minerais de coloração marrom-escura, possivelmente hidróxidos de Fe, bem como o aumento de matéria orgânica, sugerindo o início da influência de processos pedogenéticos nesse horizonte.

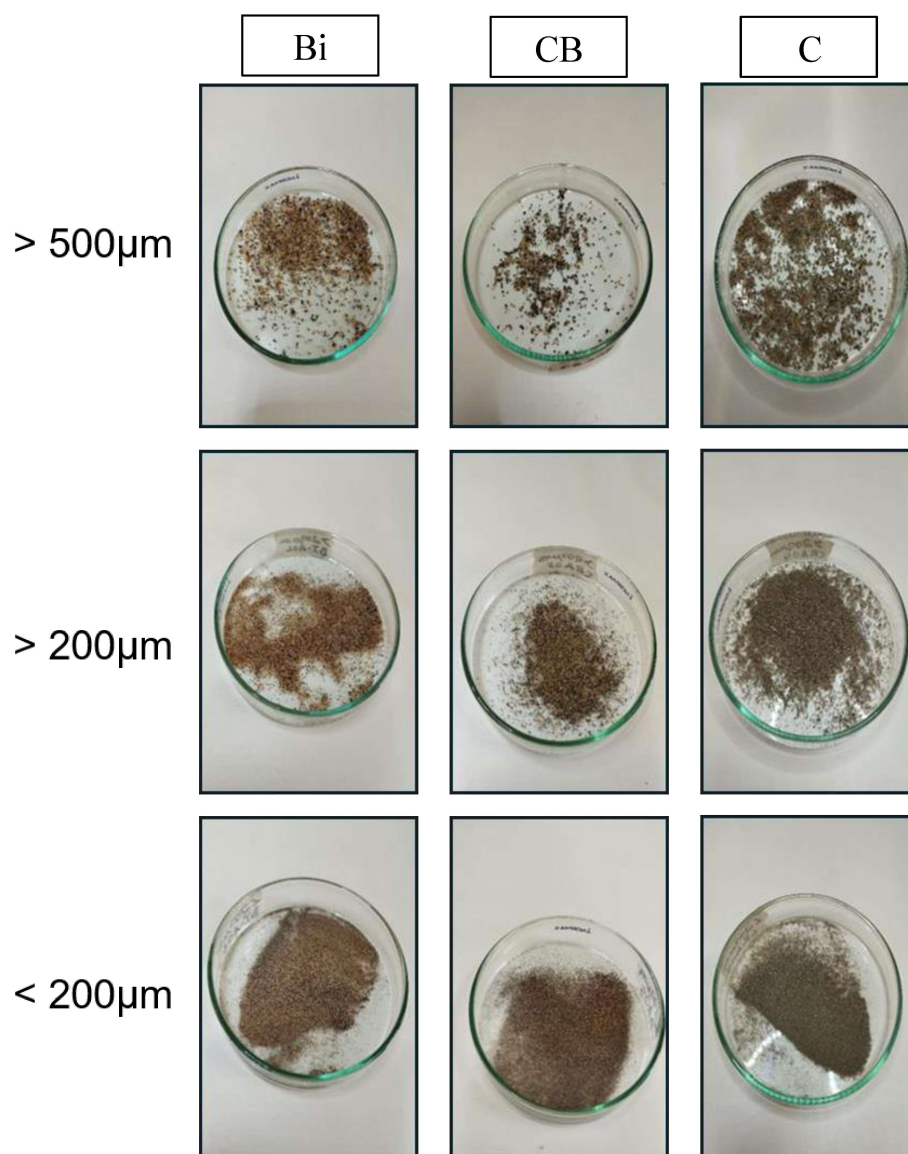
Por sua vez, o horizonte inferior, C, apresenta textura francoarenosa, com presença de pedregosidade e fragmentos de cascalho da rocha matriz, além de cor 5/1 Gray (segundo a classificação extraída da Carta de Munsell). Sua estrutura é do tipo simples, com grau fraco de agregação, indicando ausência de agregados bem formados.

Os fragmentos derivados da rocha matriz possuem tamanho médio, variando entre 10 e 20 mm. Quanto à consistência, o solo é muito duro quando seco e solto, não coerente quando úmido, sem apresentar plasticidade ou pegajosidade.

Foi realizado um processo de peneiramento dos grãos amostrados, separando-os em três frações: $>500\ \mu\text{m}$ (cascalho muito fino), entre 200 e $500\ \mu\text{m}$ (areia muito grossa) e $<200\ \mu\text{m}$ (areia grossa a fina, silte e argila) (figura 20).

A análise das frações revelou uma alta concentração de olivina com coloração verde acinzentada, especialmente nas partículas de maior granulometria, além de minerais derivados da rocha encaixante, com destaque para o quartzo. Esse resultado sugere uma contribuição expressiva tanto do material primário ultramáfico quanto da interação com as rochas encaixantes durante o processo geológico.

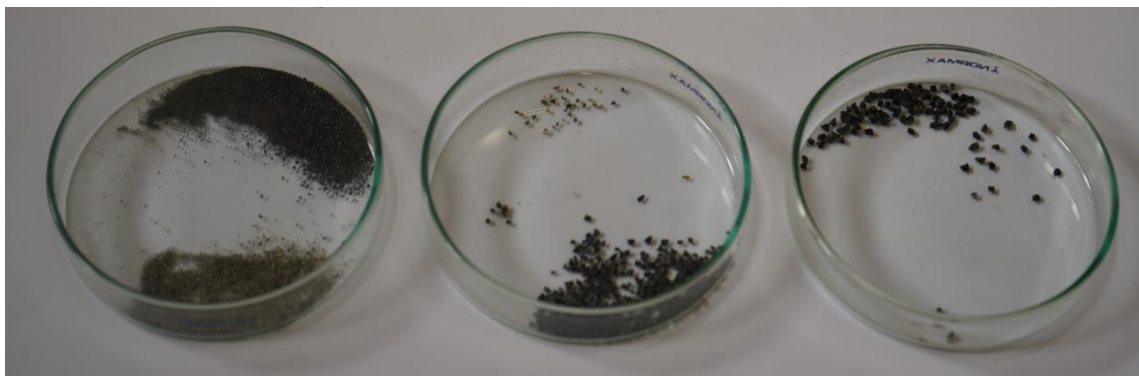
Figura 20 - Peneiramento dos grãos amostrados dos horizontes descritos Bi, CB e C, os separando em três frações: maiores que 500 μm , entre 200 μm e 500 μm , e menores que 200 μm .



Fonte: A autora, 2025.

Após o peneiramento, as frações obtidas de kimberlito foram submetidas à separação magnética (figura 21), o que possibilitou quantificar a presença relativa de minerais magnéticos e não magnéticos. Esse procedimento permitiu avaliar não apenas a proporção entre esses grupos minerais, mas também suas variações ao longo do perfil.

Figura 21 - Amostras peneiradas de kimberlito fresco com as seguintes aberturas: 1,70 μm , 850 μm e 25 μm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.



Fonte: A autora, 2025.

No horizonte Bi, após o peneiramento e a separação magnética (figura 22), observou-se um aumento da fração de minerais não magnéticos, principalmente quartzo e feldspato.

Figura 22 - Amostras do horizonte Bi peneiradas com as seguintes aberturas: maiores que 500 μm , entre 200 μm e 500 μm , e menores que 200 μm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.



Fonte: A autora, 2025.

No horizonte CB, após o peneiramento e a separação magnética (figura 23), verificou-se uma diminuição da fração de minerais não magnéticos em relação ao horizonte Bi, sendo estes representados em menor quantidade.

Figura 23 - Amostras do horizonte CB peneiradas com as seguintes aberturas: maiores que 500 μm , entre 200 μm e 500 μm , e menores que 200 μm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.



Fonte: A autora, 2025.

No horizonte C, após o peneiramento e a separação magnética (figura 24), observou-se uma maior quantidade de minerais não magnéticos, com destaque para a expressiva presença de olivina entre as frações analisadas.

Figura 24 - Amostras do horizonte C peneiradas com as seguintes aberturas: maiores que 500 μm , entre 200 μm e 500 μm , e menores que 200 μm e separadas em frações, distinguindo grãos de minerais magnéticos e não magnéticos.



Fonte: A autora, 2025.

5.4. Lupa Binocular

A lupa binocular fora utilizada nesse trabalho para análises de concentrados minerais das amostras coletadas em atividade de campo, para isso, foram consideradas a amostra de rocha fresca (kimberlito) e dos três horizontes de solo, sendo (Bi, CB e C).

5.4.1. Rocha fresca

Na fração areia muito grossa, mais de 96% dos minerais que resistiram são magnéticos, com formato anédrico a subédrico e angulares a subangulares. Sua coloração varia de cinza claro a cinza escuro, com brilho terroso a fosco, algumas partes apresentam

tonalidade avermelhada devido à oxidação.

Os minerais translúcidos representam 4% da amostra, com coloração variando de verde claro a verde oliva, brilho vítreo, formato subédrico e contornos subangulares a angulares.

Na fração areia grossa, os minerais magnéticos representam cerca de 80% da amostra, diminuindo em relação à fração $> 1\text{mm}$, enquanto os translúcidos aumentam e representam cerca de 20%, sendo em sua maioria olivina fresca ou levemente alterada em pequenas porções. Os minerais magnéticos continuam anédricos a subédricos, angulares a subangulares, enquanto os translúcidos são subédricos, subangulares a angulares.

Na fração silte, a quantidade de minerais magnéticos ainda excede a de minerais translúcidos, representando agora cerca de 70% de toda a amostra, isso porque há o aparecimento de quartzo.

Entre os minerais translúcidos, a olivina ainda é dominante, sendo que parte dela apresenta coloração amarronzada, provavelmente produto de alteração. O quartzo apresenta formato euédrico a subeuédrico, arredondado, formato isométrico, cor transparente e brilho vítreo.

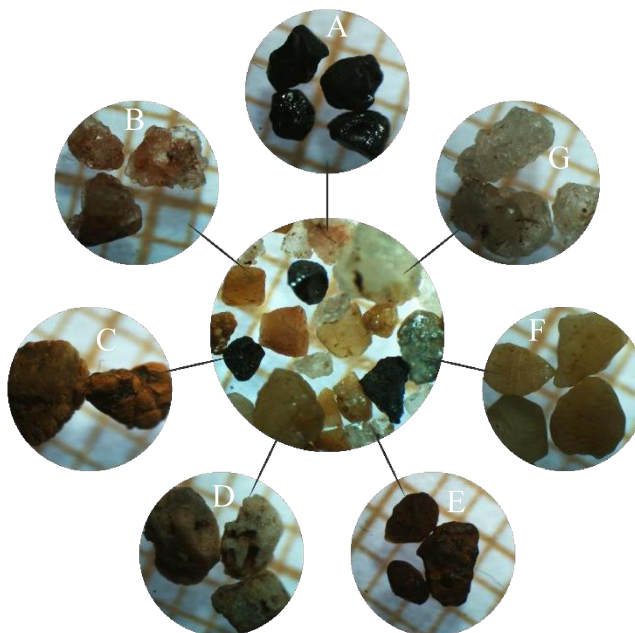
5.4.2. Horizonte Bi

Na fração menor que areia fina ($< 200\ \mu\text{m}$), observa-se uma diminuição dos minerais magnéticos, como a magnetita, em comparação com a rocha fresca. Os minerais não magnéticos ocupam cerca de 80% da amostra, apresentando coloração que varia entre translúcida e marrom claro, provavelmente quartzo e olivina alterada. Além disso, há presença de matéria orgânica distribuída.

Na fração areia fina ($> 200\ \mu\text{m}$), os minerais não magnéticos continuam dominando a amostra. As cores desses minerais variam entre translúcida, esverdeada, marrom claro e marrom escuro, provavelmente quartzo, olivina fresca e alterada, e flogopita. A maioria apresenta transparência, porém há porções opacas, com grãos subangulares a subarredondados.

Na fração areia grossa ($> 500\ \mu\text{m}$) (figura 25), mantém-se o mesmo padrão descrito nas demais amostras desse horizonte, sendo possível identificar os minerais presentes. Há abundância de minerais como olivina, quartzo, ilmenita, entre outros em menores proporções. Esses minerais, em geral, são angulares a subangulares, anédricos a subédricos.

Figura 25 - Minerais concentrados nas frações granulométricas da amostra $> 500\mu\text{m}$. (A) Ilmenita; (B) Quartzo oxidado; (C) Flogopita; (D) Olivina alterada; (E) Ilmenita; (F) Olivina; (G) Quartzo;



Fonte: A autora, 2025.

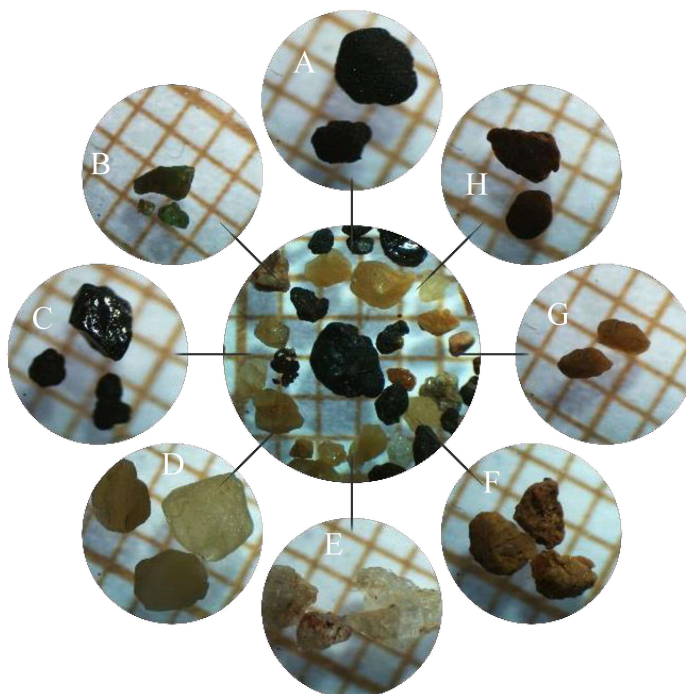
5.4.3. Horizonte CB

Na fração menor que areia fina ($< 200 \mu\text{m}$), a proporção entre minerais magnéticos e não magnéticos é praticamente equivalente. Nos minerais não magnéticos, o grau de arredondamento é variável, e sua coloração varia de translúcida a marrom claro.

Na fração areia fina ($> 200 \mu\text{m}$), a proporção de minerais não magnéticos aumenta sutilmente, sendo possível identificar um acréscimo de olivina e quartzo nessa porção. Os grãos variam de subédricos a anédricos, subangulares a arredondados, com brilho em geral vítreo.

Na fração areia grossa ($> 500 \mu\text{m}$) (figura 26), os minerais não magnéticos se sobressaem sobre os minerais magnéticos, com aumento no tamanho dos cristais de olivina. Em geral, os microcristais da amostra são subeuédricos a anédricos, angulares a subangulares. Além disso, registra-se um aumento sutil de cristais de diopsídio.

Figura 26 - Minerais concentrados nas frações granulométricas da amostra $> 500 \mu\text{m}$.
 (A) Magnetita; (B) Diopsídio (Clinopiroxênio) (C) Ilmenita; (D) Olivina; (E) Quartzo;
 (F) Flogopita; (G) Quartzo; oxidado; (H) Matriz;



Fonte: A autora, 2025.

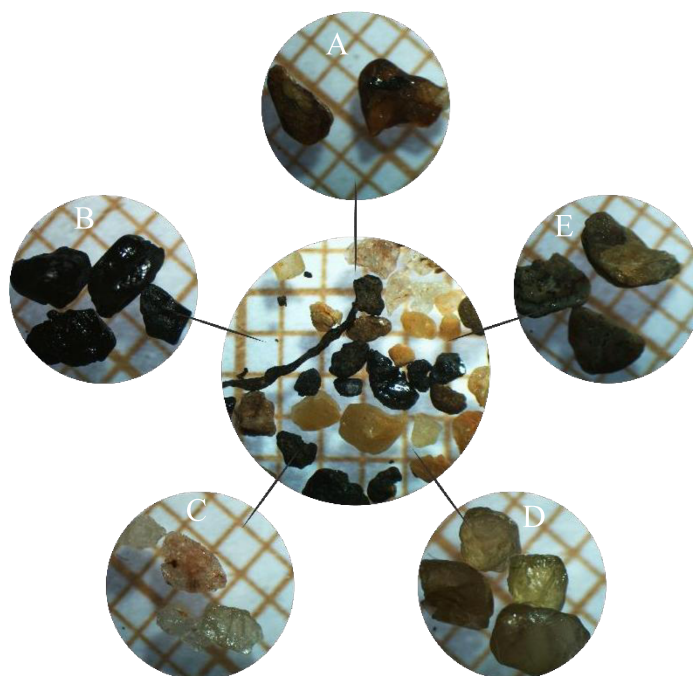
5.4.4. Horizonte C

Na porção menor que areia fina ($< 200 \mu\text{m}$) há uma diminuição considerável dos minerais magnéticos, registrando apenas 20% da amostra. Em contrapartida, os minerais não magnéticos apresentam coloração que varia de translúcida a marrom-esverdeada.

Na porção areia fina ($> 200 \mu\text{m}$), os minerais não magnéticos dominam a amostra, registrando um aumento de minerais de brilho opaco e diminuição dos minerais translúcidos. Em geral, os microcristais variam de subédrico a anédrico, subangulares a arredondados.

Os microcristais de minerais não magnéticos da amostra areia grossa ($> 500 \mu\text{m}$) permanecem dominantes nesse horizonte (figura 27), apresentando predominância de flogopita e cristais em formados de olivina.

Figura 27 - Minerais concentrados nas frações granulométricas da amostra $> 500 \mu\text{m}$.
(A) Olivina alterada; (B) Ilmenita; (C) Quartzo; (D) Olivina; (E) Flogopita;



Fonte: A autora, 2025.

5.5. Microscópio Óptico

O microscópio óptico foi utilizado para análises petrográficas das frações menores que areia fina ($< 200 \mu\text{m}$), permitindo a caracterização detalhada de minerais primários, secundários e produtos de alteração.

Além disso, mostrou-se essencial como ferramenta comparativa, auxiliando na observação de texturas e de características microscópicas de difícil visualização a olho nu.

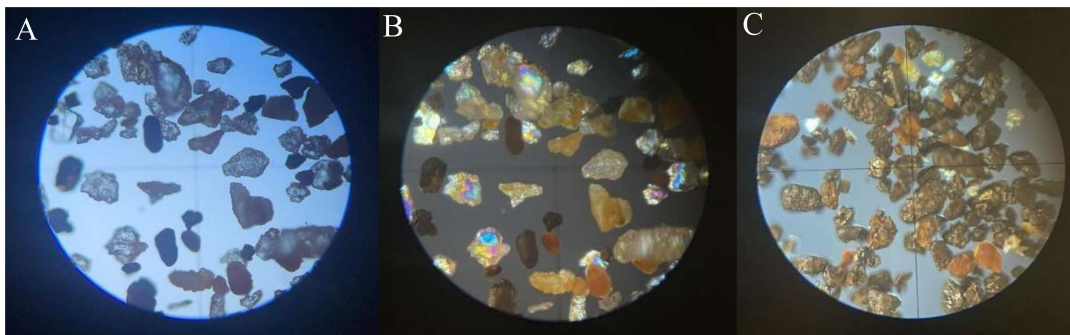
5.5.1. Horizonte Bi

Em análise no horizonte Bi (figura 28), na fração de minerais não magnéticos do horizonte Bi, observam-se microcristais de coloração cinza a marrom-claro, variando entre 10 e 50 μm , subédricos a anédricos, subangulares a subarredondados, com superfícies normalmente irregulares e brilho vítreo. Além disso, esses microcristais apresentam manchas a vermelhadas a amarronzadas, típicas de oxidação.

Já as porções magnéticas, em geral, possuem coloração cinza-escuro, brilho metálico a submetálico, com grãos variando de 20 a 50 μm , subédricos, subangulares a subarredondados e superfícies irregulares. Esses minerais também apresentam uma capa

avermelhada originada da oxidação.

Figura 28 - Amostras do horizonte Bi observadas em microscópio óptico. (A) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis paralelos; (B) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados; (C) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados e uso de condensador.



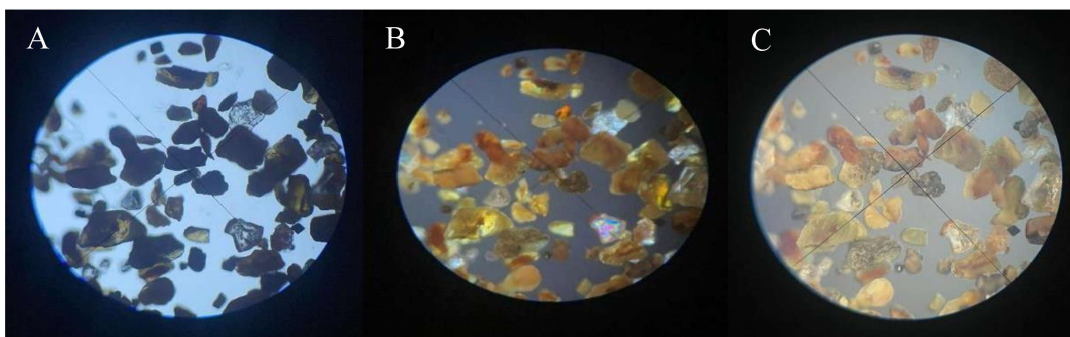
Fonte: A autora, 2025.

5.5.2. Horizonte CB

No horizonte CB (figura 29), os minerais não magnéticos compõem-se, em geral, por microcristais que variam de coloração amarelada a marrom-avermelhada, com tamanho entre 20 a 50 μm , subédricos a anédricos, subangulares a subarredondados, com brilho vítreo a terroso. Em alguns microcristais de olivina observam-se fraturas e irregularidades visíveis na superfície, além de oxidação indicada pela cor amarronzada em algumas porções.

Já os minerais magnéticos da fração compõem-se, em geral, por magnetita e ilmenita, exibindo coloração marrom a cinza-escuro, brilho metálico a submetálico, com grãos entre 20 e 50 μm , subédricos, subangulares a subarredondados. Em alguns cristais é possível notar irregularidades na superfície e uma oxidação sutil, marcada pelas bordas amarronzadas.

Figura 29 - Amostras do horizonte CB observadas em microscópio óptico. (A) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis paralelos; (B) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados; (C) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados e uso de condensador.



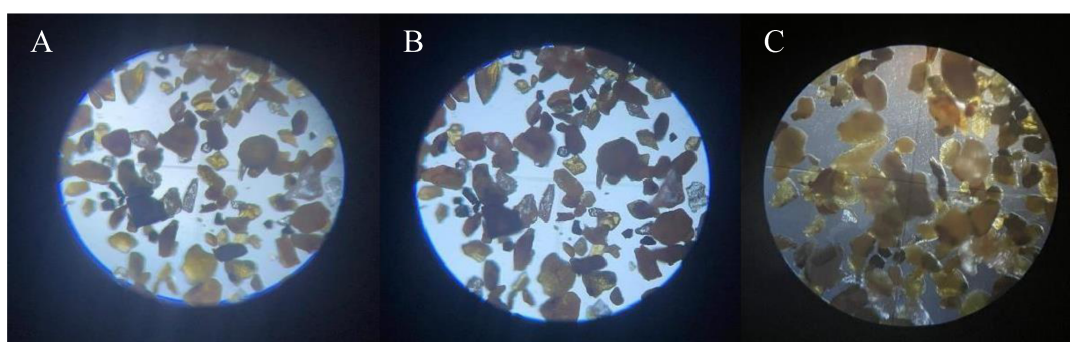
Fonte: A autora, 2025.

5.5.3. Horizonte C

Em análise do horizonte C (figura 30), na fração de minerais não magnéticos, foi possível observar grãos que variam de 20 a 50 μm , subédricos a anédricos, subangulares a subarredondados, com brilho geralmente vítreo, mas com alguns grãos terrosos, provavelmente produto de alteração, representada pela coloração avermelhada presente nas olivinas.

Já os minerais magnéticos, em geral magnetita e ilmenita, apresentam brilho metálico a submetálico, forma subédrica e contornos subangulares a subarredondados. Além disso, é possível observar algumas alterações, como serpentinização nos grãos de olivina e oxidação marcada por manchas avermelhadas a amarronzadas em alguns cristais.

Figura 30 - Amostras do horizonte C observadas em microscópio óptico. (A) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis paralelos; (B) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados; (C) Ocular 10x e objetiva 4x com nicóis cruzados e uso de condensador.



Fonte: A autora, 2025.

5.6. Microscópio eletrônico de varredura (MEV)

A partir da utilização do MEV do laboratório multiusuários do IQUFU foi possível aquisição de imagens de alta magnificação por meio de detectores de elétrons secundários (SE) e retroespalhados (BSE), além da aquisição de dados pontuais e por área por meio de EDS (Sistema de dispersão de energia). Inicialmente foram feitas análises em seção delgada e polida do kimbelito Limeira 1 para verificação da mineralogia de matriz fresca.

Posteriormente, a partir de grãos monominerálicos ou compostos de frações magnéticas ou não magnéticas, dos três horizontes do regolito acima da rocha, estimaram diferenças mineralógicas, texturais e composicionais entre horizontes mais ou menos evoluídos. Além da comparação de relevo e composição de minerais em grãos dos horizontes C, CB e Bi.

Na fração areia grossa ($> 500 \mu\text{m}$) foram analisados macrocristais de olivina, Cr-dióxido e ilmenita; xenólito peridotítico, fragmentos de matriz contendo perovskita, e

magnetita e /ou apatita, além de xenocristais de quartzo e K-feldspato.

5.6.1. Kimberlito Limeira 1 em lâmina polida

A amostra fresca submetida ao MEV, por se tratar de uma lâmina polida não apresenta destaque em estruturas de relevo, no entanto foi possível destacar com clareza a relação entre os minerais e as composições dos mesmos da matriz muito fina da rocha.

Foram reconhecidos macrocristais de olivina e ilmenita, o primeiro parcialmente substituído (bordas por serpentina) e o segundo rodeado por pequenos cristais de perovskita e magnetita. Na matriz foram reconhecidos olivina, magnetita, perovskita, ilmenita, apatita, monticellita, flogopita e cromita, sendo que a flogopita parece ocorrer de modo pervasivo em substituição aos minerais silicáticos da matriz.

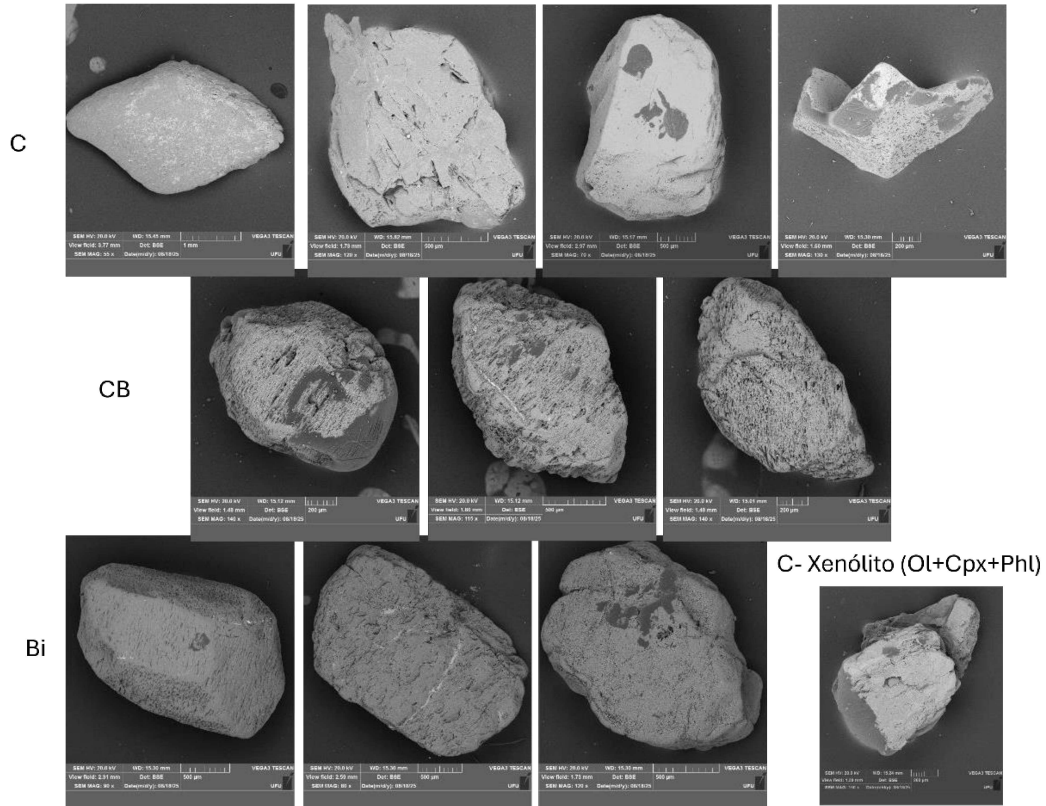
5.6.2. Olivina

A olivina se mostrou presente em todos os horizontes, no entanto as maiores quantidades foram encontradas no horizonte C. Nesse horizonte esses minerais ocorrem predominantemente com poucas evidências de corrosão. Já para os horizontes CB e Bi microestruturas de corrosão são mais frequentes, como detalha a figura 31.

Os mapas composicionais de EDS foram importantes para destacar a partir dos diferentes canais dos elementos químicos a concentração de minerais secundários associados aos cristais de olivina, já que este é um mineral do grupo dos nesossilicatos com fórmula química $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ que apresenta concentrações características de Mg, Si e Fe.

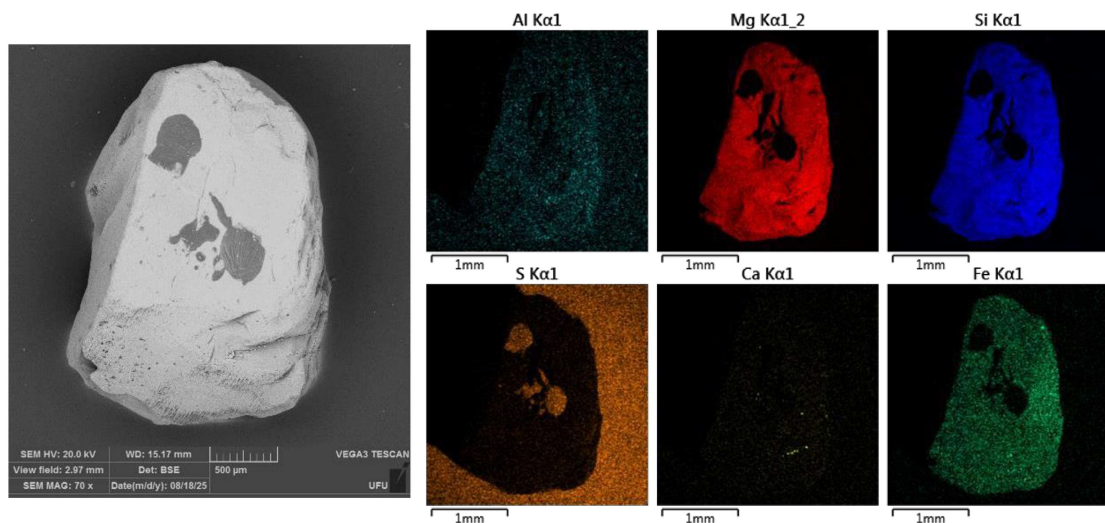
É perceptível que o grão representativo de C (figura 32) apresenta quantidades insignificantes de Al e Fe, enquanto que no horizontes CB e Bi (figuras 33 e 34) as quantidades de óxidos desses elementos são maiores, principalmente associados ao interior das estruturas de corrosão e às fraturas.

Figura 31 - Cristais de olivina (fração 500 – 2000 μ m) dos horizontes C, CB e Bi do regolito do kimberlito Limeira I, observados no MEV por detecção de elétrons retroespalhados (BSE). Na imagem no canto direito inferior pode ser observado um fragmento de xenólito mantélico peridotítico.



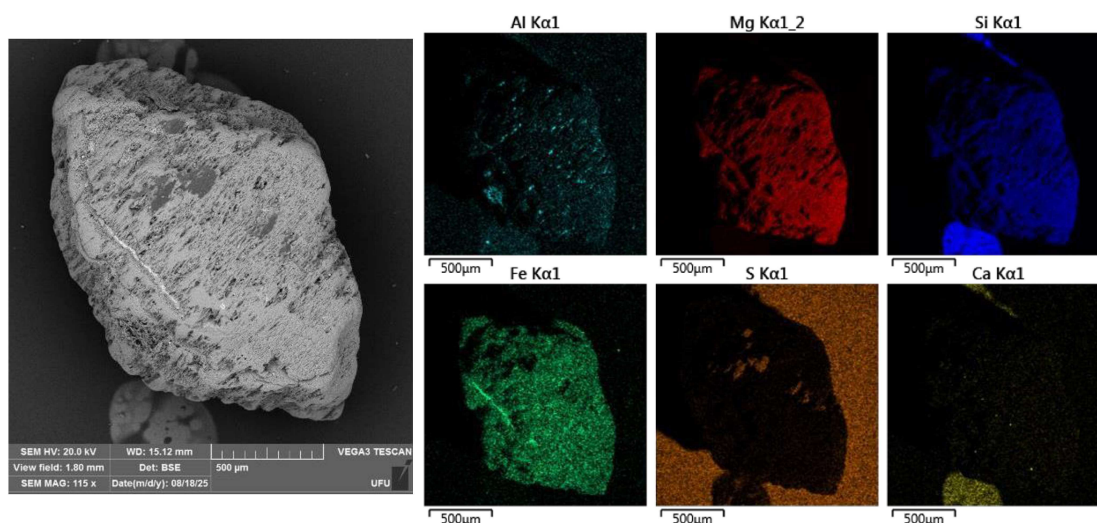
Fonte: A autora, 2025.

Figura 32 - Cristal de olivina do horizonte C do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.



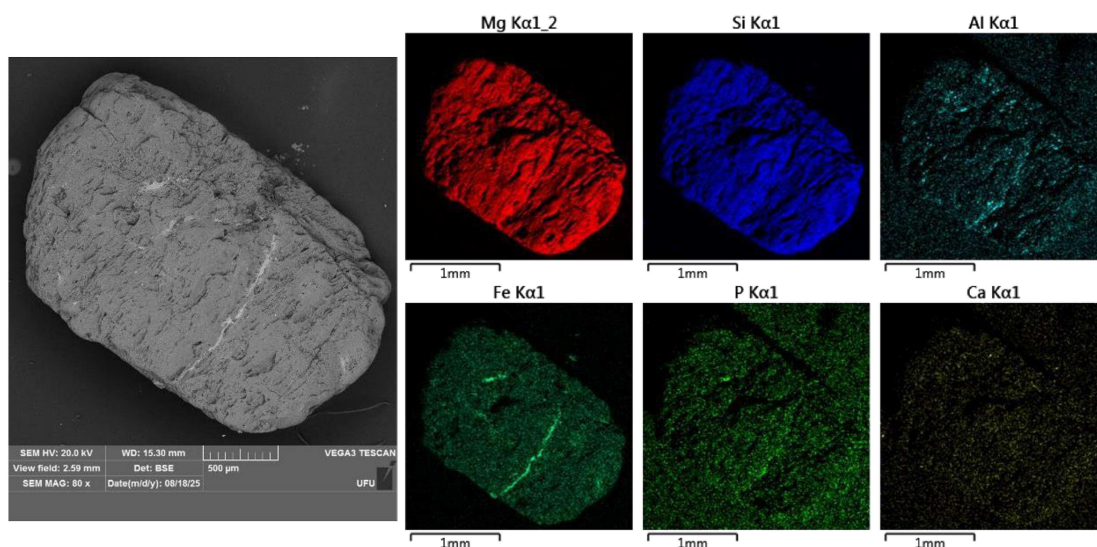
Fonte: A autora, 2025.

Figura 33 - Cristal de olivina do horizonte CB do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.



Fonte: A autora, 2025.

Figura 34 - Cristal de olivina do horizonte Bi do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.



Fonte: A autora, 2025.

5.6.3. Clinopiroxênio

Este mineral foi observado em concentrações pequenas, em relação a outros macrocristais. Um exemplar foi observado na fração superior a 500 µm no horizonte CB, este grão apresenta clivagem marcada e estruturas de corrosão, assim como boa parte das olivinas deste horizonte.

Tipicamente não ocorre na matriz das rochas, sendo geralmente herdado de xenólitos mantélicos, como pode ser observado também para o fragmento milimétrico de xenólitos peridotíticos contendo clinopiroxênio.

5.3.4. Ilmenita

Este mineral ocorre geralmente como um macrocristal na rocha. Na fração superior a 500 μm do horizonte Bi foi encontrado um cristal, com superfície lisa apresentando em parte fratura conchoidal. Em uma das bordas ocorrem cristais pequenos e equidimensionais da matriz, como perovskita e magnetita. Nesta amostra os silicatos da matriz parecem ter sido removidos.

5.3.5. Fragmentos de matriz

Nos horizontes C, CB e Bi são facilmente identificados (figura 35), principalmente nos concentrados magnéticos, fragmentos de matriz. Algumas semelhanças e diferenças significativas foram reconhecidas entre eles.

Não foram reconhecidos em nenhum nível do regolito serpentina e ou monticellita. Esses minerais são extremamente frágeis à ação do intemperismo químico, ainda mais por ocorrerem em tamanhos muito pequenos, o que auxilia nesse processo.

Olivinas apesar de não terem boa estabilidade em ambientes de intemperismo resistem mais possivelmente por conta de seus tamanhos variados (superiores a 500 μm) e pela notável abundância nesta rocha geradora do regolito. Outros minerais da matriz aparecem com destaque: magnetita, perovskita e apatita.

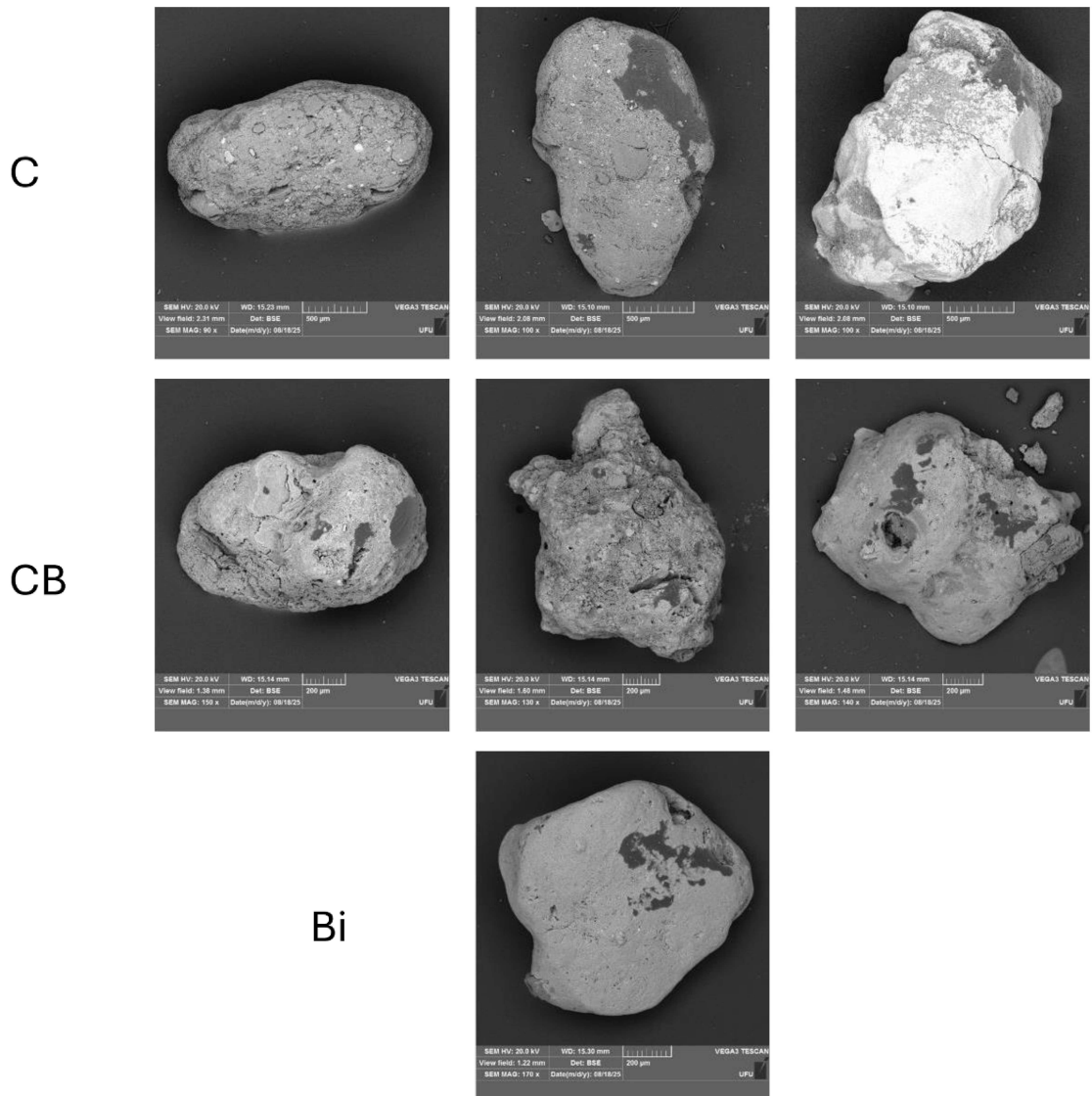
Podem ser vistos nas sobreposições de canais de elementos (ex: Ca e Ti- perovskita, Ca e P- apatita e Fe- magnetita (cristais equidimensionais). Em relação a abundância dos minerais nos fragmentos de matriz em diferentes horizontes, observa-se a quantidade de olivina decrescendo de C para Bi, bem como a quantidade de apatita.

No entanto no horizonte Bi há uma quantidade significativa de perovskita e magnetita em relação aos outros horizontes. No horizonte Bi a porção mais fina ocorre frequentemente quase que totalmente substituída por óxidos/hidróxidos de Al e Fe em detrimento à concentração de Si que diminuiu drasticamente nesse nível. As texturas desses fragmentos também diferem.

No horizonte C, a textura tende a mais arredondada (figura 36), já em CB os fragmentos são irregulares (figura 37), possivelmente devido à perda de silicatos da matriz.

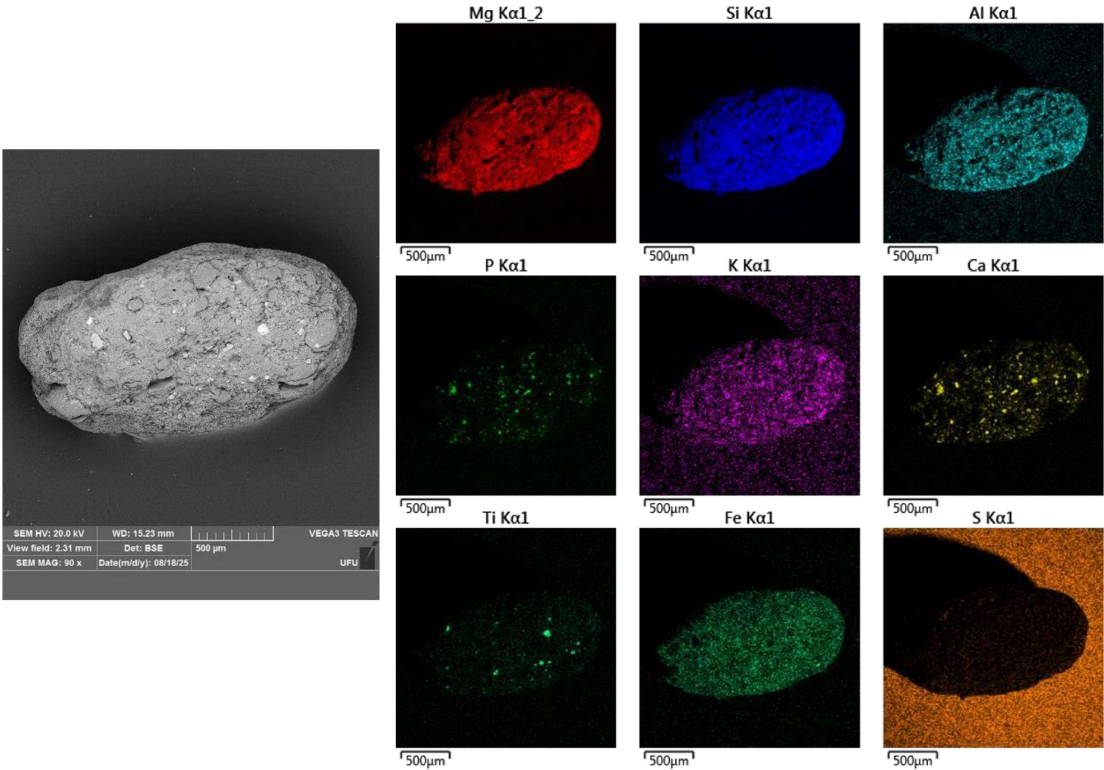
Já no horizonte Bi é possível observar texturas irregulares formadas por pequenos cristais euédricos de perovskita e magnetita que quase se desprenderam da matriz siliciclástica, outros fragmentos são mais arredondados, mas já mostrando uma evolução na substituição de silicatos da matriz por óxidos e hidróxidos de Fe (figura 39).

Figura 35 - Fragmentos da matriz do kimberlito (fração 500 – 2000 μm) dos horizontes C, CB e Bi do regolito do kimberlito Limeira I, observados no MEV por detecção de BSE.



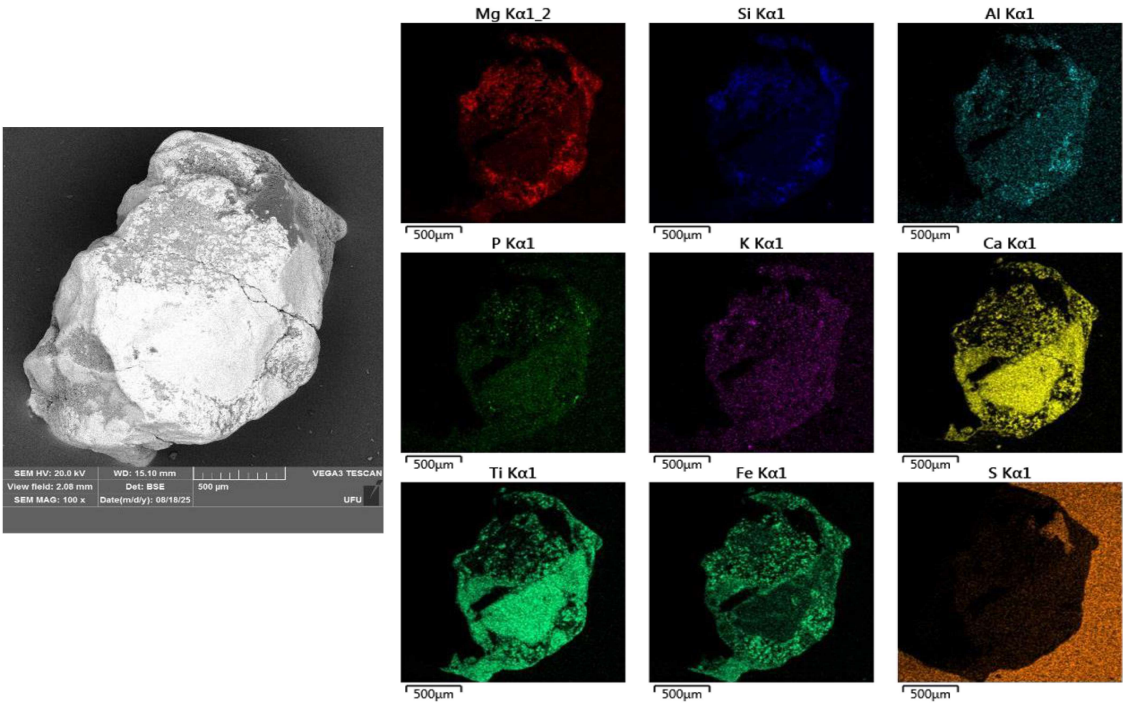
Fonte: A autora, 2025.

Figura 36 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte C do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.



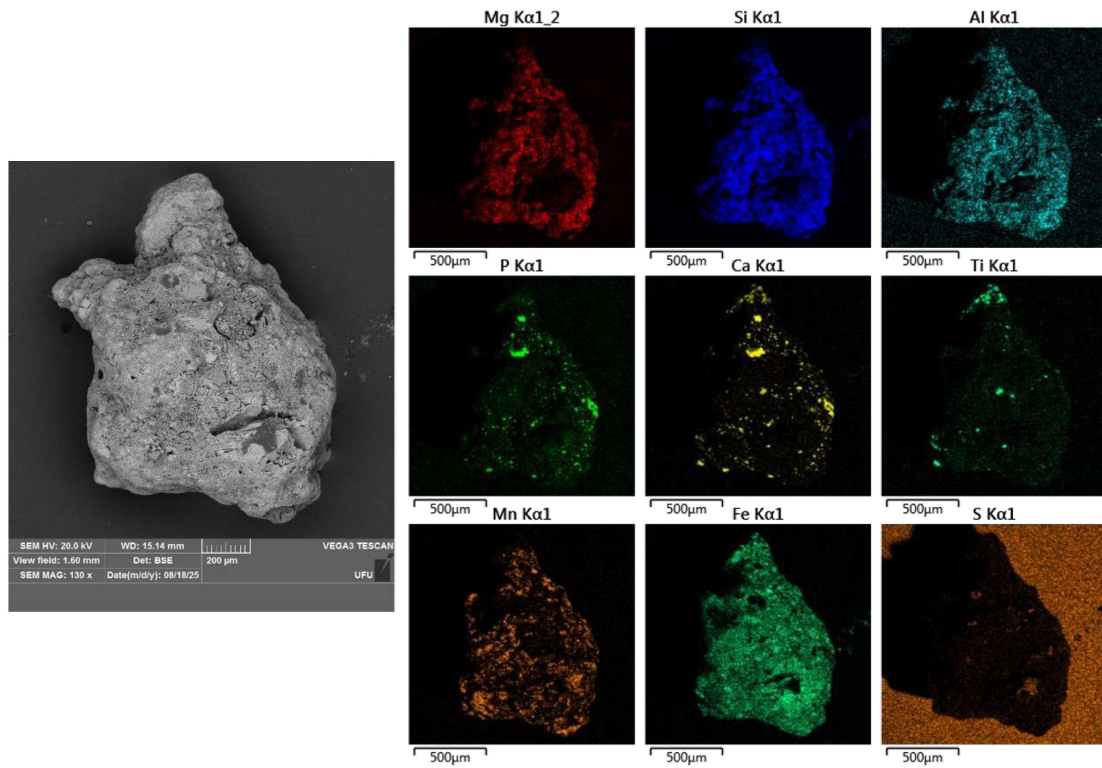
Fonte: A autora, 2025.

Figura 37 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte C do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem. Este fragmento se destaca pelo tamanho do cristal de perovskita, destacado nos mapas de Ca e Ti.



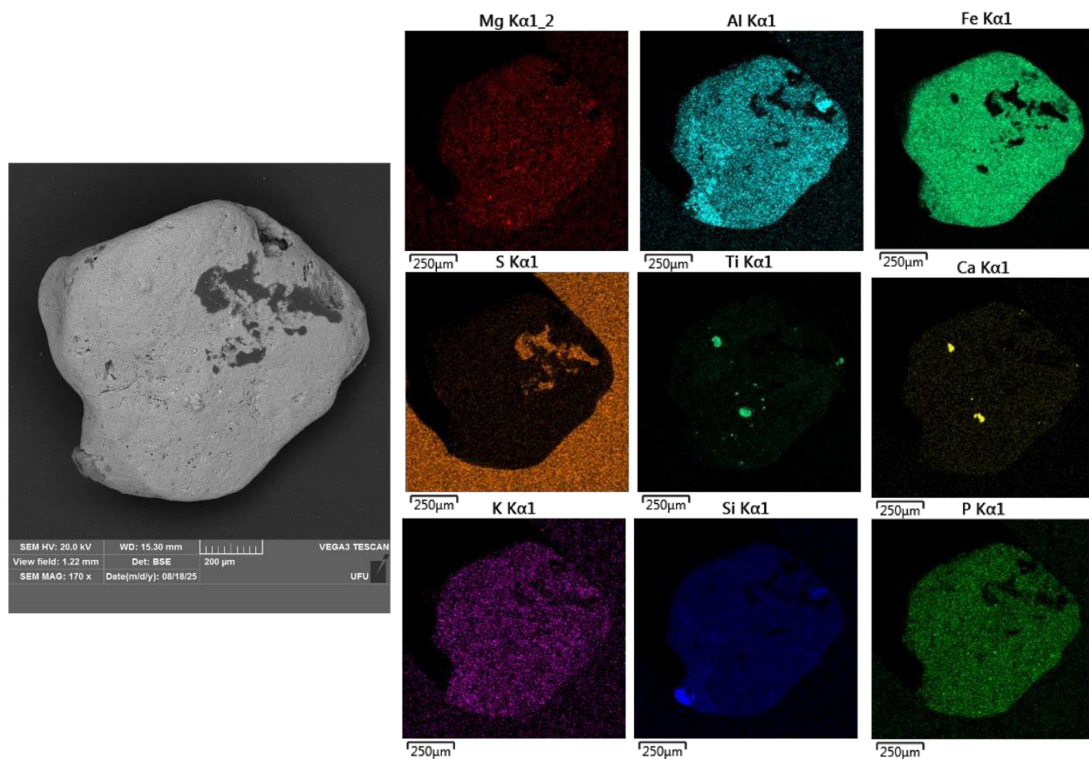
Fonte: A autora, 2025.

Figura 38 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte CB do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.



Fonte: A autora, 2025.

Figura 39 - Fragmento da matriz kimberlítica do horizonte Bi do regolito do kimberlito Limeira I observado no MEV por detecção de BSE (esquerda) e mapas composicionais obtidos por meio de varredura EDS na área da imagem.



Fonte: A autora, 2025.

5.3.6. Xenocristais/xenólitos crustais

Cristais de quartzo e K-feldspato, grãos policristalinos ou monocristalinos, foram identificados em todos os horizontes do regolito e em todas as frações, no entanto ocorrem de modo acidental dentro de rochas kimberlíticas, já que a insaturação em sílica não permite a cristalização desses minerais no ambiente de formação dessas rochas ultrabásicas.

Por isso, é interpretado que os fragmentos de quartzo e feldspato sejam das rochas encaixantes ou de outras rochas crustais resgatadas pela ação transportadora expressiva de condutos vulcânicos kimberlíticos.

O quartzo é verificado com maior abundância em horizontes não magnéticos e em horizonte Bi, já que é uma fase mais estável ao intemperismo. No horizonte C é possível verificar material recobrindo os cristais com composição rica em C e S, semelhante ao material ao redor dos grãos. Tratou-se de um erro na colagem das amostras, o que trouxe a resina para cima dos grãos.

As amostras de quartzo não apresentam grandes destaques ou diferenças texturais entre os horizontes, no entanto as amostras de feldspato mostram, principalmente na fração > 500 µm, um aumento na corrosão e arredondamento do K- feldspato e consequente perda do efeito da clivagem original no material, esse efeito pode ser visto progressivamente de C para Bi.

5.3.7. Frações < 500 µm

A análise de concentrados de grãos em fração 200 -500 µm e inferior a 200 µm permitiu fazer uma estimativa mais clara de como o intemperismo e a pedogênese afetaram os diferentes horizontes.

A separação das frações em amostras magnéticas e não magnéticas foi particularmente útil para separar, com muita eficiência, fragmentos de matriz (com magnetita), de outros componentes. Isto foi perceptível tanto pelas imagens multielementares, quanto para as concentrações relativas dos elementos, por meio das contagens.

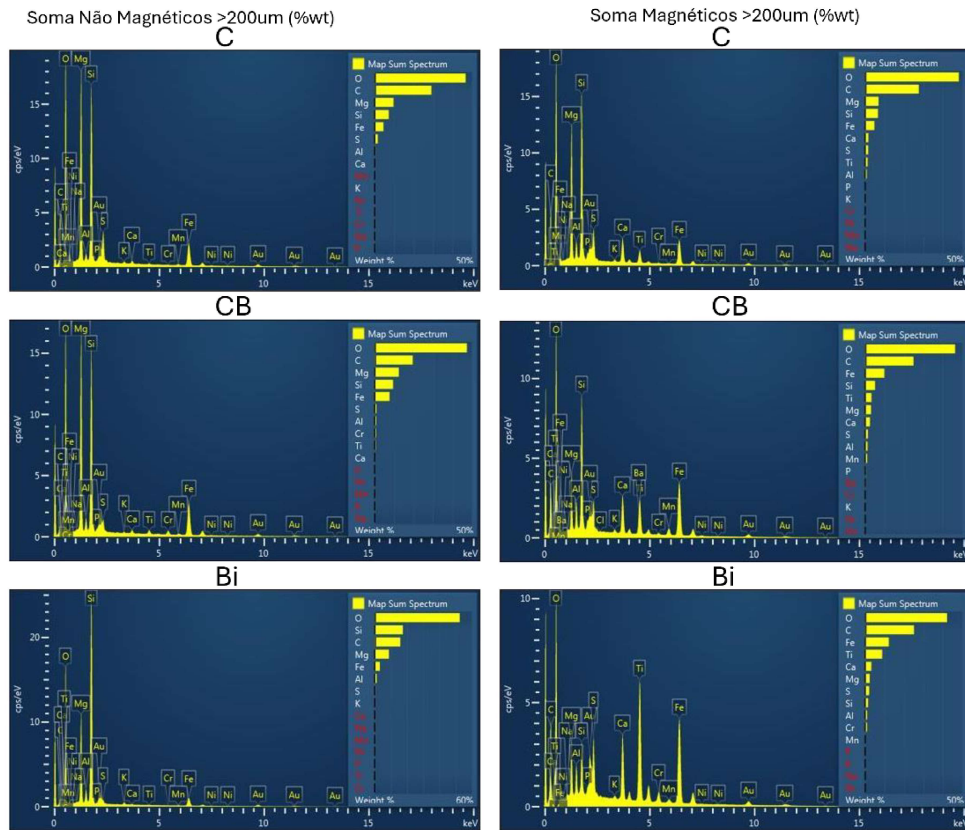
O efeito da evolução do regolito nos fragmentos de matriz foi extremamente significativo. Os minerais de fragmentos de matriz vão se tornando cada vez mais pobres em Si desde o horizonte C até Bi, enquanto que Fe, Al e Mn aumentam.

Já nas frações não magnéticas, desde o horizonte C até o horizonte Bi existe uma relação de decrescência na concentração de olivinas (e consequentemente Mg) e aumento na concentração de quartzo (e consequente aumento de Si).

Nos gráficos de contagens relativas de elementos (figuras 40 e 41) não devem ser

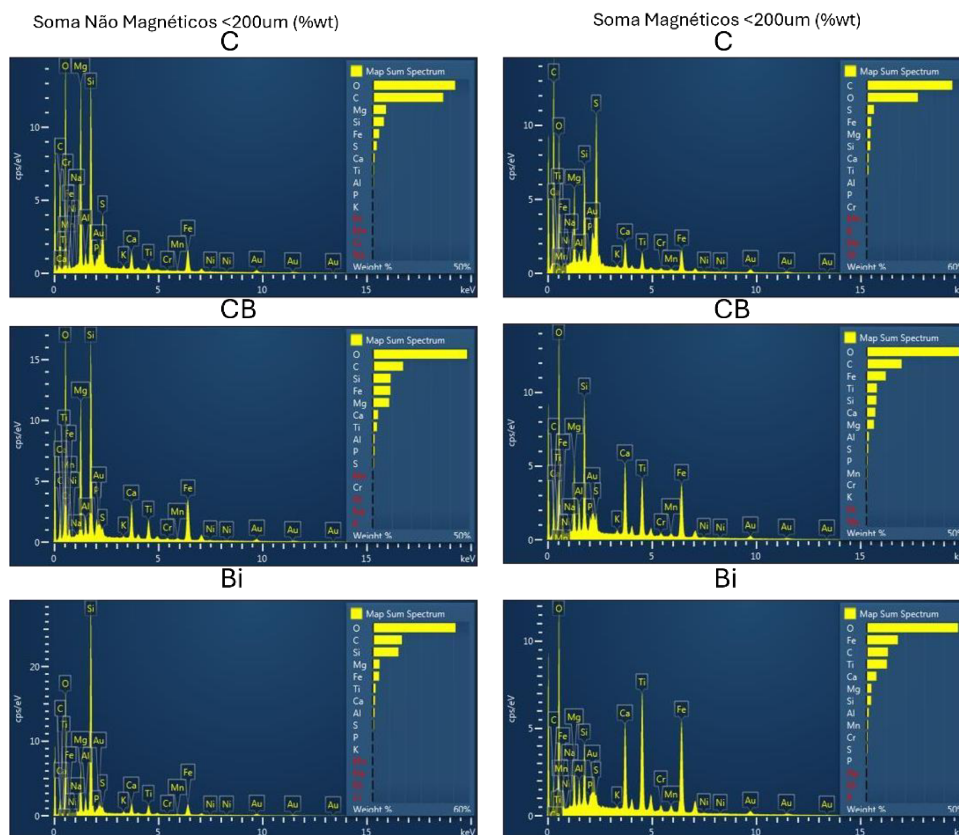
levadas em conta para as amostras as concentrações de C e de S, já que são elementos dominantes e representativos da resina.

Figura 40 - Diagramas de análises EDS (fração < 200µm).



Fonte: A autora, 2025.

Figura 41 - Diagramas de análises EDS (fração < 200µm).



Fonte: A autora, 2025.

6. DISCUSSÕES

Os trabalhos de reconhecimento em campo do kimberlito Limeira I, seja a partir da observação da rocha fresca ou de seu regolito subjacente permitiu delimitar pela cor do solo, em boa parte expostos pelos cupinzeiros o contorno do kimberlito principal.

Um contato entre saprólitos e granito encaixante foi observado à jusante da drenagem. Este contato apresenta indicativos de fragmentação da rocha encaixante (brechas com fragmentos de granito alterado), assim como assimilação de componentes do granito, dada a presença de abundante flogopita próxima nas proximidades de blocos frescos de granito.

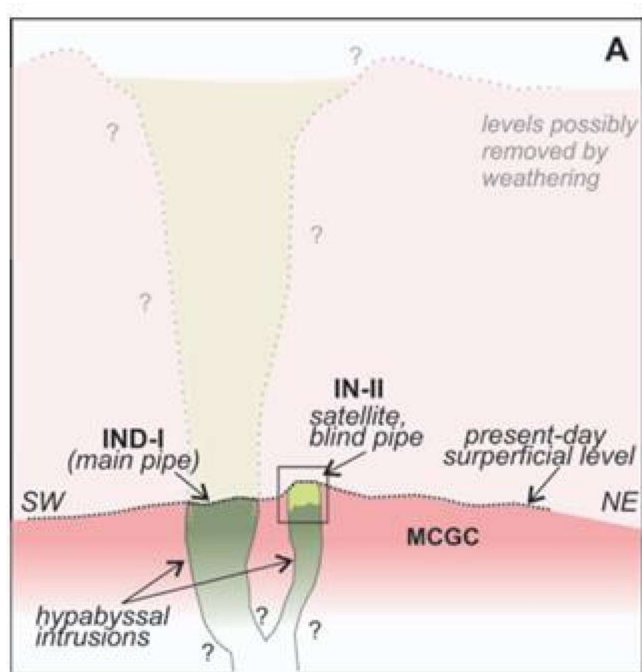
A assimilação de componentes crustais por kimberlitos em Monte Carmelo é discutida, com dados geoquímicos robustos por Lima et al. (2020) e Azzone et al. (2022) para as intrusões kimberlíticas Indaiá 1, Indaiá 2, Limeira 1, Limeira 2 e Pântano.

Nos caso dos kimberlitos Limeira 2 e Indaiá 2 foi interpretado por esses autores que as composições enriquecidas em SiO₂ e em íons grandes móveis, como o K teria sido capaz de alterar completamente a mineralogia de matriz esperada para kimberlitos e ao invés da presença de monticellita e carbonatos na matriz ocorrem clinopiroxênio e flogopita.

Xenólitos crustais abundantes em textura de enclave estirado corroboram com a teoria de que para esses corpos satélites o magma não chegou a extravasar à superfície, o que teria facilitado a incorporação de elementos de origem crustal. Os kimberlitos Limeira 1 e Indaiá 1 teriam continuado o seu trajeto do material magmático até a superfície, fazendo com que houvesse menor contaminação crustal em relação aos corpos satélites.

Na discussão do trabalho Lima et al. (2020) e Azzone et al. (2022) argumentam que a própria geometria e posição topográfica dos corpos pode ter relação com um maior teor de SiO₂ nas intrusões Limeira 2 e Indaiá 2 em relação às intrusões Limeira 1 e Indaiá 1, retardando a ação do intemperismo e da erosão por satélites em relação aos corpos kimberlíticos principais e estima que boa parte do corpo principal original foi significativamente erodido (figura 42).

Figura 42 - Modelo de geometria do pipe original Indaiá I pré e pós erosão. Lima et al. 2020. Um processo similar deve ter ocorrido para o corpo principal Limeira I e sua intrusão satélite Limeira II, após processos de intemperismo e erosão.



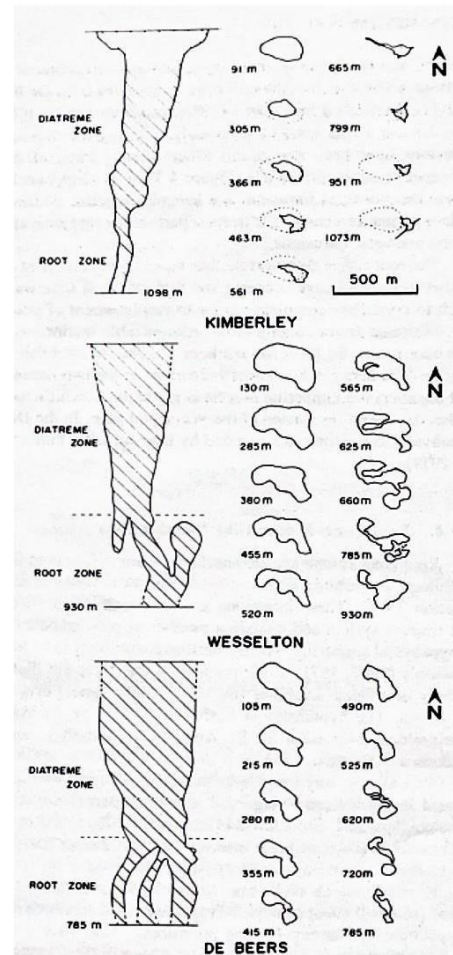
Fonte: Lima et al. 2020.

Para se tentar dimensionar preliminarmente o tamanho original do kimberlito Limeira 1 até sua fácies cratera, foram selecionados neste trabalho alguns kimberlitos do Cretáceo Superior sul africano, que variam em profundidade total, diâmetro e espessura das diferentes fácies.

O afloramento do kimberlito Limeira I consiste em uma tipicamente fácies hipoabissal Mitchell (1986) ou vulcânica coerente Scott-Smith (2013). Isso implica que para a superfície erosiva chegar até essa fácies seria necessário de 525 a 665 m de erosão em relação à fácies cratera, tomando como referência kimberlitos do cretáceo ocorrentes no sul

da África (figura 43).

Figura 43 - Exemplos de três pipes kimberlíticos diamantíferos do Sul da África, com idades do Cretáceo Superior, destacando as profundidades até a zona de raiz (hipoabissal).



Fonte: Mitchell et al. 1986

A pouca espessura do regolito, que não ultrapassa 1,5 m acima das exposições de rocha fresca na drenagem sugere que o regolito seja do período quaternário. Os fatores principais para a erosão, estariam relacionados a eventos de intemperismo e remoção do regolito entre a idade da intrusão $92,6 \pm 4,2$ Ma (AZZONE et al., 2024), do Cretácio Superior, e os períodos iniciais e intermediários do Cenozoico.

Nesse contexto, seguindo o modelo de Butt et al. (2000), expresso na tabela 1, que estabelece taxas de erosão e de intemperismo dependentes de mudanças climáticas e atividades tectônicas, é possível que parte considerável do processo de erosão esteja ligada à alternância de climas semi-árido, com consequente menor proteção vegetal e erosão e úmidos com maior taxa de geração de solos, registrados nas bacias sedimentares adjacentes à área de soerguimento do Alto Paranaíba, onde estão assentadas diversas intrusões

cretácicas ultramáficas Gibson et al. (1995), entre elas, o kimberlito Limeira I.

Tabela 1 - Efeitos da atividade tectônica e do clima na lixiviação e erosão (BUTT, 2000).

Effects on the lateritic regolith of changes from the conditions of formation	
(A) Tectonic activity	
Uplift	Lowering of the water-table Irreversible dehydration and hardening of ferruginous and siliceous horizons Increased leaching of upper horizons under more oxidizing conditions Increased erosion
Downwarping	Waterlogging of lower parts of the landscape and imposition of reducing conditions Decrease in erosion, increased sedimentation in valleys
(B) Climatic change	
To a more humid climate	Increased leaching and deeper soil development Decreased erosion (due to thicker vegetation)
To a less humid climate	Decreased leaching Increased erosion
To a semi-arid or arid climate	Decreased leaching Retention and precipitation of silica, alkaline earths and alkalis in silcretes, clays, calcretes, salts Increased erosion

As rochas sedimentares da Bacia Bauru e da Bacia San Franciscana apontam para ambientes deposicionais de climas semi-áridos a úmidos (SOARES et al., 1980; CAMPOS & DARDENNE, 1997). A intercalação de paleoclimas contrastantes a partir do fim do Cretáceo Superior e ao longo do Cenozóico teria permitido a geração de solos mais profundos com auxílio de uma vegetação mais densa. Com as alternâncias para paleoclimas mais áridos, os solos teriam sido removidos facilmente a partir da diminuição da cobertura vegetal e facilitação do escoamento superficial, permitindo importantes processos erosivos em direção aos cursos d'água maiores, tanto de paleo-bacias como de cursos mais recentes, como o Rio Paranaíba.

7. CONCLUSÕES

O presente trabalho pode observar a evolução mineralógica e química de três horizontes regolíticos principais acima de rocha fresca, que foram classificados como C, CB e Bi, configurando um Cambissolo.

Nos horizonte C os materiais coletados tem coloração acinzentada e peneirados apresentam concentração maior de fragmentos de rochas magnéticas em relação aos demais horizontes.

Neste horizonte podem ser encontrados cristais de olivina pouco predominantes, ou sem corrosão e fragmentos da matriz do kimberlito arredondados, indicando menor remobilização dos componentes originais da rocha fresca.

A presença de quartzo e K-feldspato é justificada pela origem xenolítica crustal, da encaixante local principal, o Complexo Monte Carmelo. A Olivina é o mineral mais predominante, revelando uma ação tímida do intemperismo, mesmo nesse mineral pouco

estável nessas condições. Um fragmento de xenólito mantélico, com olivina, clinopiroxênio e flogopita foi capturado somente nesse horizonte.

Nos horizonte CB ocorrem predomínio de olivinas com importantes texturas de corrosão, possivelmente geradas a partir da remoção dos argilominerais de alteração durante o intemperismo. A concentração de olivina reduz ligeiramente nesse horizonte, enquanto que a concentração de K-feldspato e de quartzo aumenta substancialmente.

Os fragmentos de matriz são irregulares e pouco arredondados em relação ao horizonte anterior, o que sugere um intemperismo mais efetivo em minerais da matriz menores. A presença de capas ou fraturas preenchidas em minerais maiores é percebida nesse horizonte.

Já o horizonte Bi representa um estágio mais avançado de pedogênese, com substituição de boa parte dos silicatos existentes por óxidos de Fe e Al, além de um maior conteúdo de argila, e matéria orgânica perceptível ao toque e na decantação das frações finas.

A olivina ocorre assim como em CB corroída, porém em proporção bem mais reduzida que o horizonte anterior. Já a quantidade de quartzo aumenta bastante nesse horizonte. Fragmentos de matriz neste horizonte preservam muito pouco características reliquias e são compostos principalmente por óxidos e hidróxidos de Fe e Al.

Minerais opacos como ilmenita, cromita e perovskita podem ser encontrados em proporção maior, tanto dos fragmentos de matriz em decomposição quanto em cristais isolados, já que estes se mostram mais resistentes ao intemperismo e à pedogênese.

A partir dessas considerações foi possível verificar mudanças texturais, mineralógicas e químicas importantes entre os horizontes do regolito e a rocha fresca. Do ponto de vista da prospecção mineral é possível sugerir que para verificação de minerais resistentes (tais como ilmenita, cromita e perovskita), seja considerada a escolha sistemática de horizontes logo acima do horizonte de transição CB (saprólito/solo) e abaixo do horizonte A, já que tal horizonte, aqui destacado como Bi concentra a maior proporção de minerais resistentes, podendo incluir, no caso da intrusão ser diamantífera, o próprio diamante, em frações granulométricas diversas.

A erosão que atuou no corpo kimberlítico do presente estudo atuou como veículo para expor uma fácies profunda de uma dos mais belos afloramentos de kimberlito em rocha fresca de Minas Gerais e do Brasil.

Centenas de metros de material, desde o topo da estrutura do diastrema possivelmente foram desagregadas por intemperismo químico, físico e erodidas a partir de importantes variações climáticas desde o Cretáceo Superior, como mostram os registros paleoclimáticos das bacias sedimentares adjacentes.

Para trabalhos futuros, uma atenção especial deve ser dada à caracterização dos argilominerais por técnicas de preparação e análise por meio do DRX. Tal etapa estava no escopo do projeto, mas não pôde ser executada pelo não funcionamento do equipamento ao longo da realização deste texto final. Essa abordagem pode contribuir substancialmente na caracterização de horizontes sedimentares, ou vulcanoclásticos, com contribuição de fontes vulcânicas ultramáficas do Cretáceo Superior.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO, A. L. N.; CARLSON, R. W.; GASPAR, J. C.; BIZZI, L. A. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba alkaline province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 142, p. 163–177, 2001.

AZZONE, R. G.; PEARSON, D. G.; SARKAR, C.; CHMYZ, L.; SHIBATA, C. S. V.; LUO, Y.; RUBERTI, E. Tracking crustal assimilation processes in kimberlites from the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil: petrographic and geochemical controls and the role of perovskites. *Lithos*, v. 432–433, p. 106888, 2022.

AZZONE, R. G.; PEARSON, D. G.; SARKAR, C.; CETINA, L. M. T.; CHMYZ, L.; LUO, Y.; RUBERTI, E.; GUARINO, V.; RUBERTI, E. Robust methods, tricky materials: challenges in dating high common-Pb perovskite from Cretaceous Brazilian kimberlites. *Chemical Geology*, v. 670, 2024.

BACCARO, C. A. D. Unidades geomorfológicas do Triângulo Mineiro: estudo preliminar. *Sociedade & Natureza*, v. 3, n. 5/6, 1991.

BARBOSA, O. *Geologia econômica do Brasil*. Rio de Janeiro: DNPM, 1955.

BARBOSA, O.; SVISERO, D. P.; HASUI, Y. Kimberlitos do Alto Paranaíba, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. *Resumos...* Belo Horizonte: SBG, 1976. p. 323.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, A. Sedimentação e evolução da Bacia Bauru, Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 46, n. 3, p. 415–428, 2016.

BIZZI, L. A. Mesozoic alkaline volcanism and mantle evolution of southwestern São Francisco Craton, Brazil. 1993. 240 f. Tese (Doutorado em Geociências) – University of Cape Town, Cape Town.

BIZZI, L. A. Diamonds exploration: fundamentals and opportunities in South America. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 4, p. 631–634, 2001.

BURTON, R. F. *Explorations of the Highlands of Brazil*. London: Tinsley Brothers, 1869. 2 v.

BUTT, C. R. M.; LINTERN, M. J.; ANAND, R. R. Evolution of regoliths and

landscapes in deeply weathered terrain: implications for geochemical exploration. *Ore Geology Reviews*, v. 16, p. 176–183, 2000.

BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALMEIDA, R. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., 1991, Cuiabá. Anais... Cuiabá: SBG, 1991. p. 155–168.

CABRAL NETO, I.; NANNINI, F.; SILVEIRA, F. V.; CUNHA, L. M. Áreas kimberlíticas e diamantíferas do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Brasília: CPRM, 2017. 230 p. il. (Série Pedras Preciosas, n. 10. Programa Geologia do Brasil. Projeto Diamante Brasil).

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 3, p. 283–294, 1997.

CHAVES, M. L. S.; BENITEZ, L.; ANDRADE, K. W. Morro da Pedra Rica, Grão Mogol, MG: primeira jazida de diamantes minerada em rocha no mundo. In: WINGE, M.; SCHOBENHAUS, C.; BERBERT-BORN, M.; QUEIROZ, E. T.; CAMPOS, D. A.; SOUZA, C. R. G.; FERNANDES, A. C. S. (org.). Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. Brasília: CPRM, 2006.

COLDEBELLA, B.; AZZONE, R. G.; CHMYZ, L.; RUBERTI, E.; SVISERO, D. P. Oxygen fugacity of the Alto Paranaíba kimberlites and diamond instability: Três Ranchos IV and Limeira I intrusions. *Brazilian Journal of Geology*, v. 50, n. 1, e20190087, 2020.

DONAGEMMA, G. K.; VIANA, J. H. M.; ALMEIDA, B. G.; RUIZ, H. A.; KLEIN, V. A.; DECHEN, S. C. F.; FERNANDES, R. B. A. Análise granulométrica. In: EMBRAPA. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2017. Cap. 10.

DUARTE, L. C. et al. Aplicações de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e sistema de energia dispersiva (EDS) no estudo de gemas: exemplos brasileiros. *Pesquisas em Geociências*, v. 30, n. 2, p. 15, 2003.

EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos. 6. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, 2025. 393 p. ISBN 978-65-5467-104-0.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 717–728, 2000.

FELGATE, M. R. The petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamaugites intruded along the 125° lineament: improved geochemical and geochronological constraints on magmatism in Rondônia and the Alto Paranaíba Igneous Province. 2014. Tese (Doutorado em Ciências da Terra) – School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Melbourne.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, v. 36, n. 1, p. 189–

229, 1995. DOI: 10.1093/petrology/36.1.189.

GUARINO, V.; WU, F.; LUSTRINO, M.; MELLUSO, L.; BROTZU, P.; GOMES, C. de B.; RUBERTI, E.; TASSINARI, C. C. G.; SVISERO, D. P. U–Pb ages, Sr–Nd isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil. *Chemical Geology*, v. 353, p. 65–82, 2013. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2012.06.016.

HARALYI, N. L. E.; SVISERO, D. P. Metodologia geofísica integrada aplicada à prospecção de kimberlitos da região oeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 14, n. 1, p. 12–22, 1984.

HUSSAK, E. Die Diamantenlagerstätten Brasiliens. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, v. 43, p. 369–418, 1891.

KJARSGAARD, B. A. Kimberlite pipe models: significance for exploration. In: MILKEREIT, B. (ed.). *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Toronto: [s. n.], 2007. p. 667–677.

KLEIN, P. B. W. Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri, Catalão-GO. 2008. 154 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

LIMA, N. M.; AZZONE, R. G.; CHMYZ, L.; GUARINO, V.; RUBERTI, E.; SILVA, S.; SVISERO, D. P. Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of crustal assimilation processes in the Indaiá-II kimberlite, Alto Paranaíba Province, Southeast Brazil. *The Canadian Mineralogist*, v. 58, p. 1–23, 2020. DOI: 10.3749/canmin.2000031.

MELLUSO, L.; LUSTRINO, M.; RUBERTI, E.; et al. Major- and trace-element composition of olivine, perovskite, clinopyroxene, Cr–Fe–Ti oxides, phlogopite and host kamafugites and kimberlites, Alto Paranaíba, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, v. 46, p. 19–40, 2008. DOI: 10.3749/canmin.46.1.19.

MEYER, H. O. A.; GARWOOD, B. L.; SVISERO, D. P.; SMITH, C. B. Alkaline ultrabasic intrusions in Western Minas Gerais, Brazil. In: *INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE*, 5., 1991, Araxá. *Proceedings...* Araxá: CPRM, 1991. v. 1, p. 140–155.

MITCHELL, R. H. The petrology of kimberlites and related rocks. *Journal of Petrology*, v. 27, n. 2, p. 431–432, 1986.

MOTTA, P. E. F.; BARUQUI, A. M.; SANTOS, H. G. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da região do Alto Paranaíba, Minas Gerais. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2004. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, v. 44).

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; CONCEIÇÃO, F. T. da. O Grupo Araxá na região sul/sudoeste do estado de Goiás. *Geologia USP – Série Científica*, v. 13, n. 2, p. 5–28,

2013.

NUNES, V. H. S. Mapeamento geológico das rochas gnáissicas-migmatíticas e metassedimentares do Grupo Araxá na região de Araguari (MG) – Cumari (GO). 2020. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia.

PEREIRA, A. D. C. et al. Geologia da Folha SE.23 – Belo Horizonte. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 1983.

NANNINI, F. Geologia e petrologia de xenólitos mantélicos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, Minas Gerais. 2016. 285 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

PEARSON, H. The diamond fields of Brazil. *Journal of the Royal Society of Arts*, n. 2978, p. 101–129, 1909.

PEREIRA, D. S. et al. Geologia da região de Monte Carmelo, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 14, n. 4, p. 321–330, 1984.

PIMENTEL, M. M. et al. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 195–229.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, n. 1, p. 67–82, 2016.

RIMANN, E. A kimberlita no Brazil. *Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto*, v. 15, p. 27–32, 1917.

SANTOS, L. B.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. Evolução estrutural do Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional na região de Estrela do Sul, Minas Gerais, Brasil. *Revista Geociências*, v. 40, n. 2, p. 287–305, 2021.

SCOTT SMITH, B. H.; et al. Kimberlite terminology and classification. In: *INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 10., 2012, Bangalore. Proceedings...* New Delhi: Springer India, 2013. v. 2, p. 1–17.

SGARBI, M. Geologia da Bacia Sanfranciscana: estrutura e evolução. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n. 2, p. 123–136, 1989.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozoica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 385–396, 2001.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Geologia regional do Triângulo Mineiro. Belo

Horizonte: Projeto Triângulo Mineiro, Convênio CODEMIG/UFMG-IGC-CPMTC, 2017. 123 p.

SILVA, A. J. C. A.; SIMÕES, L. S. A.; DUFRANE, S. A.; ALKMIM, L. A. S.; CERRI, R. I. U-Pb ages of detrital zircon grains for the Canastra Group and Passos Nappe units and U-Pb and Lu-Hf isotope analyses from orthogneisses: provenance and tectonic implications, Southern Brasília Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 105771, 2020. DOI: 10.1016/j.precamres.2020.105771.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília Belt, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 2, p. 333–354, 2013.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J.; AMARAL, G. Ensaio de caracterização estratigráfica do Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, n. 3, p. 177–185, 1980.

SVISERO, D. P.; HARALYI, N. L. E.; GIRARDI, V. A. V. Geologia dos kimberlitos Limeira 1, Limeira 2 e Indaiá, Douradoquara, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 3, p. 1789–1801.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (org.). *Geologia do continente sul-americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 575–593.

9. ANEXOS

Descrição de amostras completa e fotografias das amostras de mãos:

https://docs.google.com/spreadsheets/d/1WK632hb992aDRVFcXsy8L6Df5r0AYdIW/edit?usp=drive_link&ouid=100232942827050915510&rtpof=true&sd=true

Descrição completa dos Horizontes de solo coletados:

https://drive.google.com/file/d/1pOnXZukvtBLSkYeaUHa6S6gm35JkTUev/view?usp=drive_link

Fotos MEV:

<https://drive.google.com/drive/folders/1tSxWL39jy70mcsjtQb8nnDudT5MkayIK?usp=sharing>