



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



LETTICIA RAFAELA ALVES PALHEIROS

**GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS
DA REGIÃO DO ALTO VARGINHA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SUL
DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

OURO PRETO

Agosto de 2025

Leticia Rafaela Alves Palheiros

**GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS
DA REGIÃO DO ALTO VARGINHA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SUL
DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Monografia apresentada ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto como pré-requisito para a obtenção do título de bacharela em Engenharia Geológica.

Orientador: Prof.º Dr.º Lucas Pereira Leão

Co-orientadora: Prof.ªDr.ª Claudia dos Santos

OURO PRETO

Agosto de 2025

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

P161g Palheiros, Letticia Rafaela Alves.

Geoquímica e petrografia das rochas metaultramáficas da região do Alto Varginha, Quadrilátero Ferrífero, sul do cráton São Francisco. [manuscrito] / Letticia Rafaela Alves Palheiros. - 2025.

83 f.: il.: color., gráf., tab.. + QUADROS.

Orientador: Prof. Dr. Lucas Pereira Leão.

Coorientadora: Profa. Dra. Claudia dos Santos.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Rochas ígneas - Rochas ultramáficas. 2. Komatiítos. 3. Geoquímica. 4. Espectroscopia de Massa. 5. Microscopia Eletrônica de Varredura. I. Leão, Lucas Pereira. II. Santos, Claudia dos. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.313

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Leticia Rafaela Alves Palheiros

Geoquímica e petrografia das rochas metaultramáficas da região do Alto Varginha, Quadrilátero Ferrífero, sul do cráton São Francisco

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheira Geóloga

Aprovada em 06 de agosto de 2025

Membros da banca

Dr. Lucas Pereira Leão - Orientador - Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. Rodson de Abreu Marques - Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. Filipe Altoé Temporim - Universidade Federal de Ouro Preto

Lucas Pereira Leão, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 15/08/2025



Documento assinado eletronicamente por **Lucas Pereira Leão, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 15/08/2025, às 15:21, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0961117** e o código CRC **1C503FA6**.

AGRADECIMENTOS

A conclusão desta monografia representa o término de uma etapa significativa em minha jornada acadêmica, e, portanto, é com profunda gratidão que expresso meus sinceros agradecimentos a todos que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

Em primeiro lugar, elevo meus agradecimentos a Deus, fonte inesgotável de força e inspiração, que me guiou com sabedoria e discernimento durante cada desafio encontrado. Agradeço por ter me concedido a perseverança necessária para superar os obstáculos e alcançar este objetivo.

Ao meu orientador, Lucas Leão, dedico meus mais profundos agradecimentos pela oportunidade de fazer parte de sua pesquisa, orientação precisa, paciência inestimável e empatia.

Aos meus amados pais, Elisângela e Rodrigo, expresso minha eterna gratidão pelo amor incondicional, apoio irrestrito e crença inabalável em meu potencial. Seu suporte emocional e financeiro foram pilares essenciais para a concretização deste sonho, e sou profundamente grata por tê-los ao meu lado.

Aos meus familiares e amigos, que por muitas vezes compreenderam minha ausência, compartilharam comigo cada momento desta jornada, oferecendo palavras de conforto, incentivo e compreensão, meu sincero agradecimento. Sua presença constante e apoio incondicional foram fontes de força e motivação, tornando esta caminhada mais leve e prazerosa.

Aos meus colegas de curso, que compartilharam comigo os desafios e alegrias da vida acadêmica, meu reconhecimento pela colaboração, companheirismo e incentivo mútuo.

Por fim, agradeço a todas as pessoas que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho, seja por meio de conversas inspiradoras, sugestões valiosas ou simples palavras de apoio. Cada contribuição foi importante e significativa para a conclusão desta monografia.

RESUMO

Rochas ultramáficas associadas a complexos graníticos arqueanos constituem uma ocorrência rara no registro geológico global, oferecendo uma janela para a compreensão dos mecanismos e processos envolvidos na formação da crosta primitiva. No contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco, afloram rochas metaultramáficas previamente classificadas como derrames komatiíticos na região do Alto da Varginha, localizada no município de Conselheiro Lafaiete. Este estudo propõe a caracterização geoquímica detalhada dessas rochas, abrangendo elementos maiores, menores, traços e terras raras, com o objetivo de refiná-las petrograficamente e elucidar seu tipo e significado tectônico no contexto do cráton. A abordagem metodológica incluiu análises de rocha total por fluorescência de raios X (XRF), espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES), espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS), descrição petrográfica em lâminas delgadas e análise mineralógica por Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS (MEV-EDS). Os dados obtidos foram submetidos a tratamento estatístico e comparados com informações da literatura especializada. Petrograficamente, as amostras apresentaram texturas spinifex e cumuláticas, com mineralogia composta por olivina, piroxênios, espinélio e minerais metamórficos como clorita, serpentina e magnetita. Geoquimicamente, os litotipos exibem altos teores de MgO, baixos teores de Al₂O₃ e TiO₂, e enriquecimento em elementos compatíveis, características típicas de komatiítos arqueanos empobrecidos em alumínio. O padrão de distribuição dos elementos terras raras revelou empobrecimento dos ETR pesados e leve enriquecimento dos leves, compatível com origem a partir de fontes mantélicas empobrecidas por alto grau de fusão parcial. A química mineral, sobretudo de olivinas, cromitas e piroxênios, reforça essa interpretação. Com base nessas evidências, conclui-se que as rochas analisadas representam derrames komatiíticos arqueanos bem preservados, relacionados a eventos de pluma mantélica em ambientes geodinâmicos de alta temperatura. Esse registro contribui significativamente para a reconstrução da evolução tectonomagmática do Cráton São Francisco e fornece subsídios para o entendimento da petrogênese de rochas ultramáficas no Arqueano.

Palavras-chave: Rochas ultramáficas; Alto Varginha; Komatiítos; geoquímica; ICP-OES; ICP-MS; MEV-EDS; spinifex.

ABSTRACT

Ultramafic rocks associated with Archean granitic complexes are rare in the global geological record, offering a valuable window into the processes and mechanisms involved in the formation of the early continental crust. Within the geological framework of the Quadrilátero Ferrífero, located in the southern São Francisco Craton (Brazil), meta-ultramafic rocks previously classified as komatiitic lava flows outcrop in the Alto da Varginha region, in the municipality of Conselheiro Lafaiete. This study aims to carry out a detailed geochemical and petrographic characterization of these rocks, focusing on major, minor, trace, and rare earth elements to refine their classification and interpret their tectonic setting. The methodology included whole-rock analyses via X-ray fluorescence (XRF), inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES), and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), as well as petrographic description under optical microscopy and mineralogical investigation through Scanning Electron Microscopy with EDS (SEM-EDS). The analytical results were statistically processed and compared with global komatiite datasets. Petrographically, the rocks exhibit spinifex and cumulate textures, with mineral assemblages dominated by olivine, pyroxenes, spinel, and secondary phases such as chlorite, serpentine, and magnetite. The geochemical data reveal high MgO contents, low Al₂O₃ and TiO₂ concentrations, and enrichment in compatible elements—typical of aluminum-depleted komatiites. The rare earth element (REE) patterns show depletion in heavy REEs and slight enrichment in light REEs, indicating derivation from a depleted mantle source under high degrees of partial melting. Mineral chemistry, especially of olivine, chromite, and pyroxenes, supports this interpretation. Altogether, the results suggest that these rocks represent well-preserved Archean komatiitic lava flows formed by mantle plume activity in a high-temperature geodynamic setting. This study contributes to the understanding of ultramafic magmatism in the early Earth and provides important insights into the tectonomagmatic evolution of the São Francisco Craton.

Keywords: Ultramafic rocks; Alto Varginha; Komatiites; Geochemistry; ICP-OES; ICP-MS; SEM-EDS; Spinifex texture.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Diagramas de classificação modal para rochas ultramáficas.	18
Figura 2: Representação dos processos envolvidos na origem e colocação de associações de rochas ultramáficas e máficas.	22
Figura 3: Representação dos processos envolvidos na origem e colocação de magmas e rochas ultrabásicas intrusivas.	24
Figura 4: Comparação entre as divisões das unidades ultramáficas de Stillwater (Montana, EUA), Bushveld (África do Sul) e Great Dyke (Zimbabwe).....	26
Figura 5: Representação gráfica simplificada das áreas composicionais do Komatiíto e do Picrito, de acordo com as definições propostas pelas IUGS	27
Figura 6: Seção esquemática da “zona de transição mantelica” no ofiolito de Semail, Omã.....	28
Figura 7: Áreas de estabilidade do plagioclásio lherzolito e do granada lherzolito expressas em um gráfico pressão x temperatura	29
Figura 8: Diagrama ilustrando três tipos de fluxos de Komatiíto, de Pyke <i>et al.</i> (1973) e Arndt <i>et al.</i> (1977): (a) fluxo totalmente diferenciado com camada superior com textura spinifex e camada inferior cumulada de olivina; (b) fluxo parcialmente diferenciado.....	32
Figura 9: Morfologia da olivina cristalizada fracionada a partir de líquidos magmáticos ultrabásicos em função da velocidade de resfriamento e temperatura.....	36
Figura 10: Composição de Komatiíto da ilha de Gorgona e picritos em razão da diferença composicional de MgO.....	37
Figura 11: Amostras do presente estudo, já solubilizadas, em momento de análise no ICP-OES.....	41
Figura 12: Amostras do presente estudo, já solubilizadas, em momento de análise no ICP-MS.....	42
Figura 13: Imagens de afloramento em campo. A) Cristais arredondados e subarredondados organizados densamente, apresentando textura cumulática de granulação grossa. B) Cristais esqueleticos, alinhados e alongados de olivina e/ou piroxênio, caracterizando textura spinifex. C) Cristais menores com espaçamento maior e organização mais difusa. D) Afloramento em situ, demonstrando diferença textural de minerais, com zonas bem marcadas.....	45
Figura 14: Minerais em lâmina. A) Matriz de granulação fina com coloração cinza de primeira ordem, textura placóide e fibrosa com grão subédrico de piroxênio ao centro, com coloração amarela de segunda ordem e bordas alteradas. B) Matriz fina composta essencialmente por cloritas placóides e ao centro, grão opaco de magnetita anédrica. C) Grão de olivina ao centro, com de segunda ordem alterando em fraturas e bordas para serpentina, esta com textura fibrosa e em mesh e cores de primeira ordem. D) Matriz composta por cloritas placóides em cor cinza e ao centro, grão anédrico de magnetita cinza amarelada em na luz refletida. Px – Piroxênio, Chl – Clorita, mt – Magnetita, Srp – Serpentina, Ol – Olivina.....	47

Figura 15: Diagrama ternário Al – (Fe + Ti) – Mg utilizado como base para a classificação de litotipos máficos e ultramáficos do Alto varginha. Todas as amostras plotadas classificam-se como Komatiitos.	53
Figura 16: Diagrama ternário Mg – CaO – Al ₂ O ₃ , utilizado como base para a classificação de litotipos máficos e ultramáficos do Alto varginha. Todas as amostras plotadas classificam-se como Komatiitos.	53
Figura 17: Diagramas de classificação geoquímica dos metaultramafitos do Alto Varginha. A: Diagrama Ni (ppm) x Cr (ppm). B: Cr (ppm) x TiO ₂ (% em peso). C: Diagrama Ni (ppm) x TiO ₂ (%em peso).....	54
Figura 18: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente a 1 ^a amostra.....	56
Figura 19: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente a 2 ^a amostra.....	57
Figura 20: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente a 3 ^a amostra.....	57
Figura 21: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente as amostras analisadas e para o padrão de ETR em N-MORB.....	59
Figura 22: Cromita em BSE (MEV). O mineral visado apresenta-se em cor clara com alto contraste e relevo.....	60
Figura 23: Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênios do campo 1 da lâmina	63
Figura 24: Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênios do campo 2 da lâmina	63
Figura 25: Clinopiroxênio em BSE (campo2)(MEV). O mineral visado apresenta-se em cor cinza médio em escala, com médio contraste e alto relevo	64
Figura 26: Magnetita (campo3)(MEV). Os minerais visados apresentam-se em cor branca, com alto contraste e alto relevo	65
Figura 27: Diagrama binário para classificação de anfibólios do Alto Varginha.....	67
Figura 28: Anfibólio em BSE (campo2)(MEV). Os minerais visados apresentam-se na parte esquerda superior em cor cinza médio em escala, com médio contraste e médio relevo	67
Figura 29: Clorita em BSE (campo2)(MEV). Os minerais visados apresentam-se na em cor cinza escuro em escala, em placas, com médio contraste e baixo relevo	71
Figura 30: Serpentina em BSE (campo2)(MEV). Os minerais visados apresentam-se na em cores cinza médio e escuro em escala, com textura fibrosa, como produto de alteração bordejando grãos maiores, com alto contraste e baixo relevo.....	72

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Birrefringência de minerais máficos	19
Quadro 2: Resumo da mineralogia das rochas ultramáficas	20
Quadro 3: Classificação das associações de rochas ultramáficas.....	21
Quadro 4: Algumas intrusões em camadas nas quais acumulações ultramáficas formam uma parte importante da série em camadas exposta. A coluna 4 fornece estimativas publicadas do conteúdo de MgO da fusão original	25
Quadro 5 : Análises de elementos principais em rochas ultramáficas. A) Peridotitos derivados do manto e estimativa da composição do manto. B) Análises de komatiitos	35
Quadro 6: Composição química (% em peso) de elementos maiores e menores das amostras analisadas	48
Quadro 7: Composição química (ppm) de elementos traços das rochas metaultramáfica analisadas	50
Quadro 8: Composição química (ppm), com valores já normalizados em relação ao condrito, de elementos traços das rochas metaultramáficas analisadas.....	50
Quadro 9: Composição química de elementos terras-raras (em ppm) de N-MORB	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Composição química de elementos terras-raras (em ppm) do Komatiito Barberton..	55
Tabela 2: Composição elementar dos espectros identificados como cromita (campo 4) (MEV).	60
Tabela 3: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 1.1)(MEV) .	61
Tabela 4: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 1.2)(MEV) .	61
Tabela 5: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 2.1)(MEV) .	62
Tabela 6: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 2.2)(MEV) .	62
Tabela 7: Espectros identificados como magnetita (campo 3) (MEV)	65
Tabela 8: Espectros identificados como anfíbolios (campo 2) (MEV).....	66
Tabela 9: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 1.1)(MEV)	70
Tabela 10: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 1.2)(MEV).....	70
Tabela 11: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 2.2)(MEV).....	70
Tabela 12: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 2.3)(MEV).....	70
Tabela 13: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 3)(MEV)	71

Sumário

1. INTRODUÇÃO	12
1.1 ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO	14
1.2 JUSTIFICATIVA DO ESTUDO	14
1.3 OBJETIVOS	15
1.4 GEOLOGIA REGIONAL	15
2. TRABALHOS RELACIONADOS E REVISÃO DA LITERATURA	17
2.1 CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS	17
2.2 MINERALOGIA DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS	19
2.3 MAGMATISMO ULTRAMÁFICO	20
2.4 ASSOCIAÇÕES	24
2.4.1 <i>Intrusões Acamadadas</i>	24
2.4.2 <i>Cumulatos ultramáficos nos Ofiolitos</i>	27
2.4.3 <i>Xenólitos do manto em basaltos e kimberlitos</i>	28
2.4.4 <i>Os maciços de peridotitos orogênicos</i>	29
2.5. KOMATIÍTOS E SUAS ESTRUTURAS	30
2.5.1 <i>Greenstone belts e seu contexto global</i>	30
2.5.2 <i>Ambiente de formação</i>	32
2.5.3 <i>Mineralogia de Komatiítos</i>	33
2.5.4 <i>Geoquímica de Komatiítos</i>	33
3. METODOLOGIA	38
3.1 REVISÃO DA LITERATURA E AQUISIÇÃO DE DADOS	38
3.2 ATIVIDADES DE CAMPO	38
3.3 DIGESTÃO TOTAL	38
3.4 ANÁLISE MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA	39
3.5 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	39
3.5.1 <i>Análise em ICP-OES</i>	40
3.5.2 <i>Análise em ICP-OES</i>	41
3.5.3 <i>Análise em MEV</i>	42
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
4.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	44
4.1.1 <i>Análise macroscópica</i>	44
4.1.2 <i>Análise microscópica</i>	45
4.2 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	47
4.2.1 <i>Elementos maiores e menores</i>	47
4.2.2 <i>Elementos traço</i>	49
4.2.3 <i>Elementos Terras Raras</i>	55
4.2.4 <i>Microscopia eletrônica de varredura (MEV)</i>	59

5. CONCLUSÕES	74
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	77

1. INTRODUÇÃO

Greenstone belts são sequências espessas de rochas vulcânicas e sedimentares, depositadas na superfície da Terra entre 3,6 e 2,5 bilhões de anos, que constituem elementos importantes de muitos crátons arqueanos. Submetidas a processos de deformação e metamorfismo, essas sequências são divididas em dois tipos principais, conforme a sucessão vertical de suas rochas (Bickle *et al.*, 1994):

- **Tipo I:** Dominado por derrames ultramáficos komatiíticos na base, sobrepostos por basaltos toleíticos e sedimentos químicos.
- **Tipo II:** Caracterizado pela predominância de basaltos toleíticos na base, com raros derrames komatiíticos, e uma sucessão superior de lavas piroclásticas.

A formação dos *Greenstone belts* está associada a diversos ambientes tectônicos, como riftes continentais e arcos de ilha, sempre relacionados a vulcanismo submarino. Esses ambientes são ricos em depósitos minerais, como sulfetos maciços (pirita, calcopirita, esfalerita e galena), geralmente associados a ouro e prata. Os componentes ultramáficos, quando presentes, podem abrigar concentrações consideráveis de sulfetos de cobre-níquel (Gill, 2010)

As primeiras descrições de rochas ultramáficas em *Greenstone belts* foram realizadas no Cráton da Rodésia por Keep (1929) e Wiles (1957), e nos terrenos arqueanos canadenses por Berry (1940) e Satterly (1951). A partir da década de 1960, com a descoberta de komatiítos no *greenstone belt* de Barberton, África do Sul (Viljoen e Viljoen, 1969), essas rochas ganharam destaque nos estudos geológicos. Segundo De Wit e Ashwal (1997), os komatiítos, embora representem uma pequena porcentagem do volume total das rochas vulcânicas em *Greenstone belts* (cerca de 10%), são fundamentais para a compreensão da evolução geológica da Terra.

A origem dos komatiítos tem sido amplamente debatida. Diversos autores propõem que esses magmas ultramáficos se formaram por fusão parcial de um manto peridotítico em condições extremas de temperatura e pressão, com valores superiores a 1600°C e até 18GPa. (Green, 1981; Nisbet *et al.*, 1993). Campbell *et al.* (1999) associam a geração de komatiítos à atividade de plumas mantélicas profundas. As baixas concentrações de elementos traços incompatíveis nesses magmas sugerem uma derivação de fontes mantilares empobrecidas e um alto grau de fusão parcial (Hofmann, 1988). As características isotópicas do Nd corroboram essa interpretação. Os altos teores de MgO (até 30% em peso) e as baixas porcentagens de elementos traços incompatíveis nos komatiítos indicam que esses magmas foram gerados pela

fusão parcial de cerca de 30% a 50% do manto peridotítico, quando minerais como olivina e ortopiroxênio entraram no fundido (Herzberg, 1992). Ao longo do tempo geológico, os komatiitos foram submetidos a diversos processos geológicos, como metamorfismo, alteração hidrotermal e deformação, que obscureceram em grande parte suas características originais.

O metamorfismo de baixo grau induz a formação de assembleias minerais dominadas por serpentina, antigorita, clorita, talco, tremolita, magnesita, dolomita e magnetita em komatiitos. Em graus metamórficos mais elevados, minerais como antofilita, enstatita, olivina e diopsídio tornam-se mais comuns (Donaldson, 1982). A mineralogia primária dos komatiitos é caracterizada por fenocristais de olivina e espinélio, cromita e piroxênio, imersos em uma matriz vítrea composta por clinopiroxênio cálcico e ortopiroxênio. A textura spinifex, comum em komatiitos, é marcada por cristais alongados e esqueléticos de olivina (ou piroxênio), que podem atingir vários centímetros de comprimento, imersos em uma matriz afanítica com alto teor de vidro vulcânico (Donaldson, 1982). A olivina presente nos komatiitos é extremamente magnesiânica, com valores de forsterita (Fo) variando entre 95 e 90% no núcleo e 92 e 84% na borda. Além disso, esses minerais apresentam altos teores de níquel (até 4000 ppm) e cromo (até 2000 ppm) (Donaldson, 1982).

A composição química dos komatiitos é similar à dos peridotitos e dunitos, com altos teores de MgO, Ni e Cr, e baixos teores de SiO₂, TiO₂, K₂O, Na₂O e elementos traço incompatíveis. A variação nas razões Al₂O₃/TiO₂, CaO/Al₂O₃ e Gd/Yb permite a identificação de três tipos principais de komatiitos (Sun e Nesbitt, 1978; Nesbitt *et al.*, 1979; Janh *et al.*, 1982; Arndt *et al.*, 1997):

1. Komatiitos empobrecidos em alumínio (tipo Barberton), com baixa razão Al/Ti e alta CaO/Al₂O₃;
2. Komatiitos com razão Al/Ti semelhante ao condrito e padrão linear de distribuição espectral dos elementos terras raras;
3. Komatiitos não empobrecidos em alumínio (tipo Munro), com alta razão Al/Ti, baixa concentração de elementos incompatíveis e valores similares ao condrito e manto primitivo.

No Quadrilátero Ferrífero e no Cinturão Mineiro, localizados no Cráton São Francisco, foram encontradas rochas metaultramáficas com características semelhantes aos komatiitos (Fonseca, 2011). Jost *et al.* (1987) descreveram a ocorrência de komatiitos com textura spinifex na região do Alto da Varginha, município de Conselheiro Lafaiete, definindo a unidade como

um derrame peridotítico com cinco horizontes identificados. No entanto, são necessárias análises químicas mais detalhadas, incluindo elementos terras raras e química mineral de olivinas e piroxênios, para uma melhor caracterização dessas rochas e compreensão do contexto geotectônico da região. Nesse sentido, essa monografia tem como objetivo investigar a composição química e mineralógica dos metakomatiitos da região do Alto da Varginha em Conselheiro Lafaiete, MG. Serão realizadas análises químicas de elementos maiores, menores e traços, bem como análises mineralógicas a partir de descrição de lâminas delgadas e análises via MEV-EDS.

1.1 ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO

A monografia foi estruturada seguindo as normas estabelecidas pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, em conformidade com as normas da ABNT. A estrutura do trabalho compreende as seguintes seções principais:

1. **Introdução:** Apresenta o contexto geral do estudo, a justificativa para a pesquisa, os objetivos propostos e os trabalhos relacionados, fornecendo uma revisão da literatura pertinente ao tema.
2. **Revisão Bibliográfica:** apresenta uma revisão completa da literatura que envolve o tema.
3. **Metodologia:** Descreve os procedimentos e técnicas utilizados na coleta e análise de dados, incluindo atividades de campo, geoquímica de rocha total (ICP-OES e ICP-MS), digestão total das amostras e análise mineralógica e petrográfica.
4. **Resultados e Discussões:** Apresenta os dados obtidos nas análises geoquímicas, mineralógicas e petrográficas além da interpretação dos resultados, comparando-os com outros estudos e discutindo suas implicações.
5. **Conclusões:** Apresenta as considerações finais do estudo, sintetizando as principais conclusões.

1.2 JUSTIFICATIVA DO ESTUDO

A ocorrência de rochas ultramáficas associadas a complexos graníticos arqueanos, embora rara no registro geológico, representa uma oportunidade única para investigar os processos de formação da crosta primitiva. Os afloramentos de derrames komatiíticos na região do Alto da Varginha constituem exemplos raros onde é possível analisar as estruturas ígneas originais. A ausência de análises químicas detalhadas, incluindo elementos traço e terras raras, em amostras dessa região destaca a relevância do presente estudo.

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho propõe uma investigação detalhada da composição geoquímica e mineralógica das rochas metaultramáficas da região do Alto da Varginha, localizada no Quadrilátero Ferrífero. Como objetivos específicos têm-se:

- Quantificar os elementos maiores, menores e traços presentes nas rochas, visando caracterizar sua composição mineralógica.
- Avaliar o padrão de distribuição dos elementos terras raras, com o objetivo de inferir sobre o ambiente tectônico de formação.
- Identificar as características geoquímicas distintivas do derrame de komatiito, estabelecendo suas relações com as demais rochas da região.
- Caracterizar a assembleia mineralógica que ocorre na região.

1.4 GEOLOGIA REGIONAL

De forma geral, a área estudada apresenta, em sua porção setentrional, gnaisses polideformados de composição tonalítica, associados a alguns corpos de rochas ultramáficas e máficas. Este conjunto estende-se para o sul até um lineamento com direção média N45W e mergulho para nordeste, o qual é intrudido por um enxame polifásico de diques de dolerito. Este lineamento delimita, ao sul, uma faixa de rochas supracrustais com largura variável entre 1 e 4 km, aflorante desde Congonhas até Itaverava por aproximadamente 40 km, com atitude paralela ao referido lineamento. Ao sul dessa faixa predominam ortognaisses dioríticos a tonalíticos e migmatitos, que englobam a faixa de rochas supracrustais situada ao norte de Conselheiro Lafaiete. Essa faixa apresenta largura variável entre 1 e 2 km, limites longitudinais ainda indefinidos e orientação paralela à faixa de Congonhas (Jost; Seixas; Roéser, 1987). Corpos granitóides, como o granito Congonhas (Barbosa, 1949; Guild, 1957), intrudem as rochas supracrustais. Datações radiométricas Rb/Sr em rocha total indicam uma isócrona de referência de aproximadamente 2.750 Ma (Teixeira, 1985).

As rochas supracrustais das faixas de Congonhas e Conselheiro Lafaiete são compostas por diversos produtos metavulcânicos básicos e ácidos, delgados leitos de formações ferríferas e gonditos, estes últimos localmente de interesse econômico, além de variados tipos de metapelitos, por vezes enriquecidos em material grafitoso, e metagrauvacas. Lentes de rochas metaultramáficas são frequentes nessas sequências, sobretudo nas proximidades de Congonhas

e sobre os gnaisses tonalíticos da porção norte da área, onde também ocorrem pequenos corpos de gabro. No interior das faixas supracitadas, as rochas supracrustais encontram-se metamorfizadas na fácies xisto verde e registram, pelo menos, duas fases significativas de dobramento, coplanares aos lineamentos de direção noroeste da região, responsáveis por intensa transposição do acamamento original (Jost; Seixas; Roéser, 1987). Por outro lado, os corpos de serpentinitos e gabros situados sobre os gnaisses tonalíticos da porção norte, excetuando-se aqueles associados a lineamentos, raramente exibem efeitos de deformação regional e apresentam paragêneses metamórficas incipientes, típicas da fácies xisto verde inferior.

Várias fases de alteração hidrotermal, mais comumente observadas em metavulcânicas básicas e ultramáficas, ocorrem sob as formas de carbonatação, cloritização, esteatização e piritização. As principais fases de dobramento, a transposição associada, a intensidade da recristalização resultante do metamorfismo regional e os processos de alteração hidrotermal que afetaram as rochas supracrustais de ambas as faixas foram suficientemente intensos e generalizados para obliterar suas feições primárias. Contudo, a preservação de texturas e estruturas vulcânicas nas rochas ultramáficas da região do Alto da Varginha deve-se ao fato de estas terem sido pouco afetadas por tais processos, apresentando apenas recristalização metamórfica incipiente. Por fim, estratigraficamente, as rochas supracrustais das faixas de Congonhas e Conselheiro Lafaiete são correlacionadas por Pires (1977) ao grupo Barbacena e por Grossi-Sad et al. (1983) ao grupo Nova Lima, integrante do supergrupo Rio das Velhas (Jost; Seixas; Roéser, 1987).

2. TRABALHOS RELACIONADOS E REVISÃO DA LITERATURA

As ditas rochas ultramáficas ou ultrabásicas possuem pequena ocorrência na superfície terrestre, no entanto são de grande utilidade para obter informações sobre a gênese de magmas basálticos e a dinâmica inclusa em suas fontes. Estas rochas podem ser encontradas em três principais ambientes distintos, sendo estes:

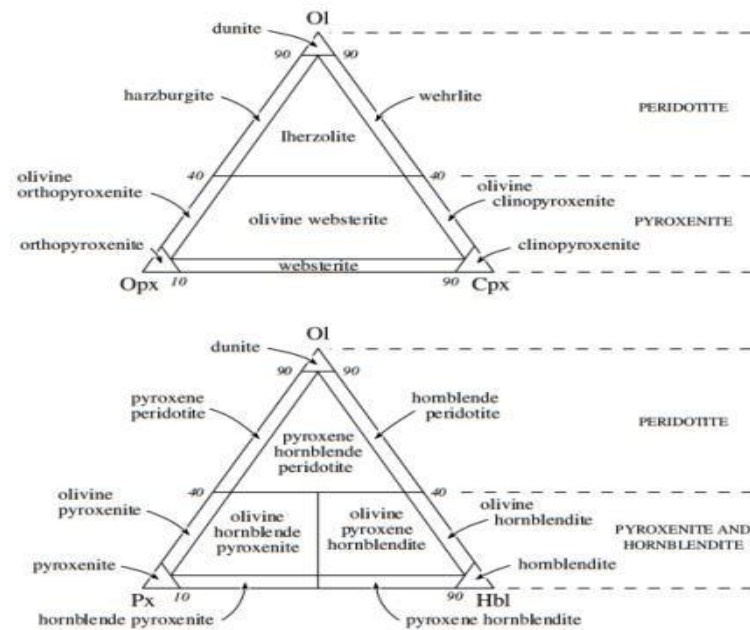
- Como acumulado de cristais em intrusões estratigráficas formados a partir de líquidos magmáticos básicos que cristalizam antes de atingir a saturação em plagioclásios, que por sua vez, são exumados pela erosão.
- Como amostras de um manto peridotítico que foram levadas a superfície por processos vulcânicos ou tectônicos.
- Como lava de composição química e mineralógica ultrabásicas que se despejam na superfície da Terra.

As duas primeiras categorias são faneríticas já que se formam em profundidade, enquanto a terceira categoria é composta principalmente, e em maioria, por rochas denominadas *Komatiitos*, que fogem a regra do padrão granular de rochas vulcânicas. A presença de fenocristais de olivina com mais de 5 cm em rochas vulcânicas contradiz o padrão de rápida cristalização e granulometria fina comumente observado nesses tipos de rochas. Este trabalho apresenta uma revisão bibliográfica sobre os komatiitos.

2.1 CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS

As rochas ultramáficas são classificadas a partir da porcentagem relativa de quatro minerais, sendo estes a olivina (Ol), ortopiroxênio (Opx), clinopiroxênio (Cpx) e hornblenda (Hlb), sendo utilizados em dois diagramas de classificação (Figura 1), sendo estes utilizados apenas quando a amostra analisada possuir <10% de minerais felsicos em sua fração modal.

Figura 1: Diagramas de classificação modal para rochas ultramáficas.



Fonte: Adaptado de Streckeisen, 1976 apud. Le Maitre *et al.* 2002.

Quando não há a possibilidade de estabelecer a fração modal com exatidão, usa-se uma classificação mais generalizada, subdividindo as rochas ultramáficas em:

- Dunite: rocha composta por olivina em sua quase totalidade.
- Harzburgito: rocha de granulação grossa composta por >40% de olivina e ortopiroxenio.
- Websterito: rocha de granulação grossa composta por >40% de olivina e clinopiroxenio.
- Lherzolito: rocha de granulação grossa composta por >40% de olivina, ortopiroxenio e clinopiroxenio.

Sejam estas rochas originadas diretamente do manto ou como produtos de cristalização fracionada de magmas basálticos, apresentam elevadas concentrações de magnésio, tanto na composição mineralógica quanto na rocha total. Essa característica, associada à similaridade na cor dos minerais máficos nesses tipos de rochas, dificulta a distinção entre olivinas e piroxênios, especialmente em amostras com baixo grau de alteração. Em xenólitos ultramáficos, por exemplo, a presença de olivinas frescas e piroxênios com clivagem pouco desenvolvida exacerba essa dificuldade. Nesses casos, a birrefringência se configura como um dos métodos mais eficazes para a identificação inequívoca desses minerais (Quadro 1).

Quadro 1: Birrefringência de minerais máficos.

Mineral	Birrefringência
Enstatita	0.007 – 0.020
Diopsídio – augita	0.018 – 0.033
Olivina magnesiânica	0.035 – 0.040

Fonte: Autoria própria

2.2 MINERALOGIA DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS

Os minerais essenciais dos mantos peridotíticos, sendo estes formadores das rochas ultramáficas, são olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Segundo Wyllie (1970), o manto superior é composto predominantemente por peridotitos ricos em olivina e piroxênio. A alumina presente nessas rochas está distribuída principalmente nos piroxênios e em minerais acessórios como plagioclásio (raras vezes), espinélio de alumínio e granada piropo (rica em magnésio). A presença desses minerais em rochas ultramáficas fornece informações sobre as condições de pressão em que se formaram, indicando a formação de espinélio lherzolito ou granada lherzolito, enquanto os plagioclásios lherzolitos são raros e se originam em profundidades crustais (Le Maitre, 2002).

Rochas ultramáficas e ultrabásicas são muito suscetíveis a alterações hidrotermais por conta de seus minerais, já que são compostos majoritariamente por Fe e Mg, sendo estes elementos muito móveis quando expostos a condições de temperatura e pressão distintas de sua formação, portanto olivina e o ortopiroxênio reagem prontamente com fluidos aquosos de alta temperatura, formando serpentina. Rochas ultramáficas com alta proporção de serpentina são denominadas serpentinitos, enquanto os esteatitos são gerados por metamorfismo de baixo grau em rochas ultramáficas. A alteração da olivina frequentemente resulta em pseudomorfos de serpentina, preservando as fraturas originais do cristal de olivina. Essas fraturas atuam como canais para a penetração de fluidos e para o escoamento do óxido de ferro liberado durante a alteração (Gill, 2010). A presença de hornblenda e flogopita (minerais hidratados) é indicio da presença de água durante a cristalização deste mineral. Feldspatóides também são minerais acessórios comuns em rochas ultramáficas alcalinas (*Quadro 2*).

Portanto a identificação dos minerais primários em rochas alteradas é crucial para a compreensão da composição original da rocha.

Quadro 2: Resumo da mineralogia das rochas ultramáficas.

Minerais essenciais	<p>Olivina</p> <p>Ortopiroxênio (enstatita)</p> <p>Clinopiroxênio (diopsídio ou augita) no lherzolito</p>	
Principais minerais qualificadores	<p>Plagioclásio</p> <p>Espinélio (pleonasma)</p> <p>Granada</p> <p>Anfibólio (hornblenda)</p> <p>Mica (flogopita)</p>	<p>Minerais aluminosos</p>
Minerais acessórios comuns	<p>Minerais de óxidos (cromita e série do espinélio)</p>	
Minerais secundários (de alteração) comuns	<p>Serpentina ou iddingsita em substituição à olivina</p> <p>Clorita ou uralita em substituição ao piroxênio</p>	

Fonte: Adaptado de Gill (2010).

2.3 MAGMATISMO ULTRAMÁFICO

As rochas ultramáficas exibem uma ampla gama de características diagnósticas em campo, além de apresentarem significativa variabilidade petrográfica. Essa diversidade reflete a complexidade dos processos de formação e posicionamento tectônico que as originaram (Wyllie, 1970). Um desafio fundamental na petrologia é identificar quais rochas ultramáficas representam material proveniente do manto e elucidar os mecanismos que conduziram à sua instalação na crosta. Wyllie (1970) propôs uma sequência de associações ultramáficas correlacionando-as com ambientes tectônicos e fontes de material (Quadro 3).

Quadro 3: Classificação das associações de rochas ultramáficas.

Associações Ultramáficas	Ambientes Tectônicos	Fonte da Rocha
1. Intrusões acamadadas	Não orogênico, variado	Magma basáltico do manto
2. Complexos alcalinos, kimberlitos	Cratônico	Magma mantélico
3. Intrusões do tipo alpino a) Ofiolitos b) Root – zone	Orogênico, arcos de ilha	Magma e sólidos do manto
4. Rochas oceânicas	Trincheira oceânica, fundo oceânico, dorsais oceânicos	Manto ou crosta oceânica
5. Nódulos a) basaltos alcalinos olivínicos b) Kimberlitos	Variado	Manto, crosta ou concentrações magmáticas

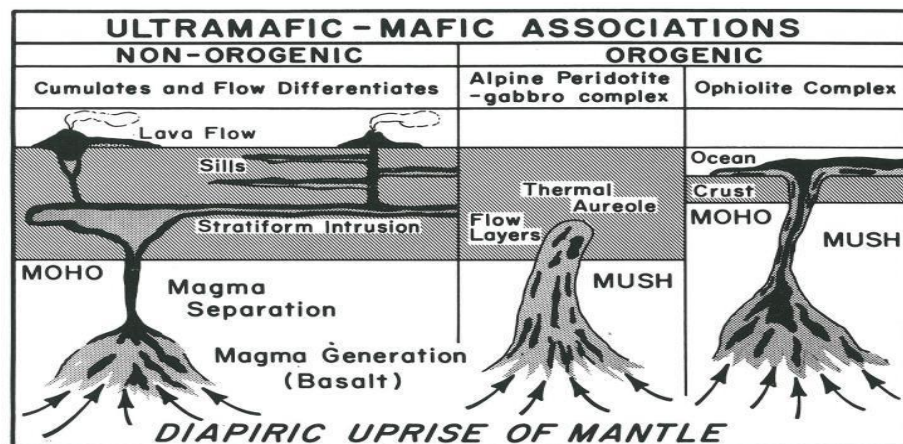
Fonte: Adaptado de Wyllie (1970).

Dado estas associações propostas, compreende-se que intrusões acamadadas, complexos estratiformes e outras intrusões gabroicas e diabásicas, frequentemente associadas a minerais máficos, ocorrem em uma variedade de ambientes tectônicos. Embora sejam comuns em diferentes contextos geológicos, essas intrusões, em geral, não são significativamente afetadas por processos orogênicos contemporâneos, enquanto complexos alcalinos, como kimberlitos, mica-peridotitos e fluxos de lavas ultramáficas, são comumente encontrados em crátons, ou seja, em áreas continentais tectonicamente estáveis. Essas intrusões tendem a se localizar em fraturas profundas desses terrenos, seguindo padrões lineares controlados por estruturas geológicas mais antigas. Já associações de serpentinito-peridotito, frequentemente associadas a cinturões orogênicos, são classificadas como intrusões do tipo alpino. Essas associações incluem corpos de diversos tamanhos, distribuídos ao longo de cadeias de montanhas e arcos de ilha. A intensa metamorfização e metassomatismo que afetam essas rochas dificulta a identificação de relações genéticas entre os diferentes corpos. E por fim, serpentinitos e peridotitos também são encontrados em ambientes oceânicos, particularmente em cadeias meso-oceânicas de mar profundo. Nessas regiões, pequenas escarpas expõem o manto oceânico, composto por essas rochas, entre as camadas de basaltos que constituem o assoalho oceânico.

Deste modo, um modelo com os principais processos envolvendo intrusões acamadadas, complexos estratiformes e outras intrusões envolvendo gabros ou diabásios associados a

minerais máficos, serpentinito-peridotito relacionadas a cinturões orogênicos e serpentinitos e peridotitos de regiões oceânicas foi proposto (Wyllie, 1970), com a modelagem de geração de magma descrita por Green e Ringwood (1967) (Figura 2).

Figura 2: Representação dos processos envolvidos na origem e colocação de associações de rochas ultramáficas e máficas.



Fonte: Wyllie (1970).

Nos três ambientes ilustrados (Figura 2), a gênese dos complexos magmáticos tem início com a ascensão de diapíros de peridotito aluminoso provenientes do manto. Ao atingir um nível crustal adequado, ocorre fusão parcial desse material, gerando magmas basálticos que, por sua vez, continuam sua ascensão através do manto. Embora os complexos máfico-ultramáficos acamadados sejam encontrados em diversos contextos tectônicos, são os mais intensamente estudados devido à sua abundância e relevância metalogenética. De acordo com Arndt (1994), esses complexos originam-se, predominantemente, a partir de magmas basálticos toleíticos subalcalinos.

Em domínios orogênicos, um tipo particular de associação de rochas ultramáficas, as "roob-zones", compõem-se principalmente de peridotitos serpentinizados, como já mencionado. Nesses ambientes, grandes massas de cristais ultramáficos são exumadas do manto e ascendem através da crosta. Durante essa ascensão, ocorre uma separação parcial do líquido magmático basáltico. As condições de pressão e temperatura presentes nesse processo favorecem o desenvolvimento de zonas de fluxo magmático, caracterizadas pela presença de uma aureola ao redor dos corpos intrusivos. Essas feições contrastam com as intrusões estratiformes típicas de outros ambientes magmáticos, como descrito por Thayer (1967).

No entanto, a formação de complexos magmáticos não se restringe a ambientes orogênicos. Modelos geológicos demonstram que tais estruturas também podem se desenvolver

em regiões tectonicamente estáveis. Nestes contextos, a separação entre a fase líquida magmática e a fração cristalina (*mush*) ocorre nas profundezas do manto. O magma basáltico gerado nesse processo ascende através da crosta, acumulando-se em grandes reservatórios magmáticos. A cristalização gradual desses magmas basálticos, à medida que esfriam e se solidificam, resulta na formação de sequências de rochas ultramáficas em camadas, denominadas cumulos. Essas rochas, juntamente com outras intrusões estratificadas, compõem os complexos magmáticos. O magma residual, enriquecido em componentes mais leves e menos densos, ascende através dessas estruturas, dando origem a diques, *sills* e derrames vulcânicos, como descrito por Brown (1956).

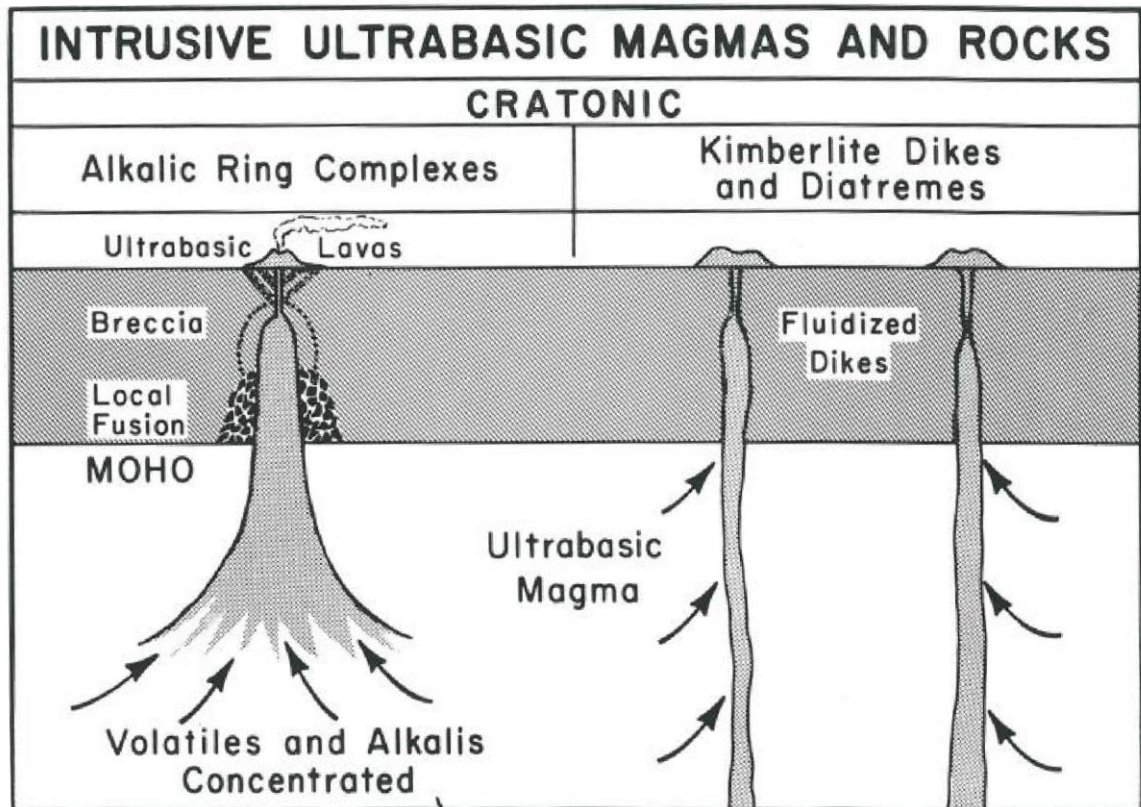
Por fim, a gênese dos complexos ofiolíticos está associada a processos intrusivos, como evidenciado na Figura 2. A ascensão de grandes volumes de cristais ultramáficos provenientes do manto superior provoca a fratura e o deslocamento da crosta oceânica sobrejacente, dando origem a espessos complexos de rochas ultramáficas e máficas. Platôs oceânicos e ofiolitos são exemplos de crosta oceânica formada a partir da ascensão de magmas máficos provenientes do manto terrestre. Os platôs oceânicos, caracterizados por um espessamento anormal da crosta oceânica, são produtos de um intenso magmatismo basáltico e estão comumente associados a enxames de diques. De acordo com Duncan e Richards (1991), a formação desses platôs está relacionada à ascensão de plumas mantélicas, que geram grandes volumes de magma em um curto período de tempo. Arndt *et al.* (1994) propõem uma analogia entre os platôs oceânicos intraplaca e os *Greenstone belts* arqueanos, caracterizados por rochas vulcânicas de composição toleítica-komatiítica. Por outro lado, os platôs oceânicos associados a arcos de ilha apresentam uma maior diversidade composicional, incluindo magmas toleíticos e calci-alcálicos, ambos com baixas concentrações de potássio, devido à ausência de interação com a crosta continental, como sugerido por Kerrich & Wyman (1996).

É válido ressaltar que rochas ultramáficas não apresentam associação exclusiva com rochas máficas. A Figura 3 ilustra os possíveis ambientes de formação de rochas ultramáficas alcalinas em contextos continentais. A concentração de álcalis e elementos voláteis no magma ultrabásico é o principal fator controlando a formação dessas litologias. A intrusão desses magmas na crosta, através de diques e pipes, pode culminar em erupções vulcânicas. Processos como assentamento gravitacional, convecção e exsolução de voláteis, comuns em complexos alcalinos, podem obscurecer as características petrogenéticas iniciais.

No caso dos kimberlitos, a cristalização ocorre em grandes profundidades, resultando na formação de magmas ultrabásicos que ascendem em diapiros, juntamente com fluidos,

xenocristais e xenólitos. Os processos explosivos, metassomáticos e de exsolução de voláteis, descritos por Dawson (1967), dificultam a caracterização da petrogenese original dessas rochas.

Figura 3: Representação dos processos envolvidos na origem e colocação de magmas e rochas ultrabásicas intrusivas.



Fonte: Wyllie (1970).

2.4 ASSOCIAÇÕES

2.4.1 Intrusões Acamadadas

A cristalização do plagioclásio não é o primeiro evento a ocorrer na evolução de um magma basáltico primitivo. A ausência de plagioclásio nos primeiros cristais a se formarem, e conseqüentemente nos primeiros cumulos, é uma característica comum em câmaras magmáticas gabroicas (Gill *et al.* 2010). O Quadro 4 apresenta uma compilação de diversas intrusões estratificadas onde as rochas ultramáficas constituem a base da seqüência cumulática. Embora seja intuitivo relacionar esses cumulos à cristalização de magmas basálticos, estudos detalhados em complexos como Bushveld e Stillwater indicam que os magmas parentais desses cumulos eram quimicamente distintos dos magmas que geraram os gabros sobrejacentes, apresentando teores mais elevados de sílica e magnésio (McCallum, 1996). A Figura 4 ilustra

a organização dos cumulos ultramáficos em três grandes intrusões, revelando uma clara divisão em zonas inferior e superior, com estratificação rítmica. A repetição dessas unidades rítmicas sugere que a formação desses cumulos envolveu a adição periódica de novos pulsos de magma, como proposto por Brown (1956) e Raedeke e McCallum (1984). No entanto, estudos mais recentes indicam que a evolução da maioria dessas intrusões foi mais complexa, envolvendo a interação entre processos de cristalização fracionada e a injeção de novos magmas em uma câmara magmática em constante evolução. Os magmas parentais dos cumulos ultramáficos são frequentemente mais ricos em magnésio do que os basaltos típicos, aproximando-se da composição de picritos (Figura 5). A presença de minerais e elementos economicamente importantes, como cromita e elementos do grupo da platina, nos cumulos ultramáficos destaca a importância econômica desses corpos (Gill *et al.*2010).

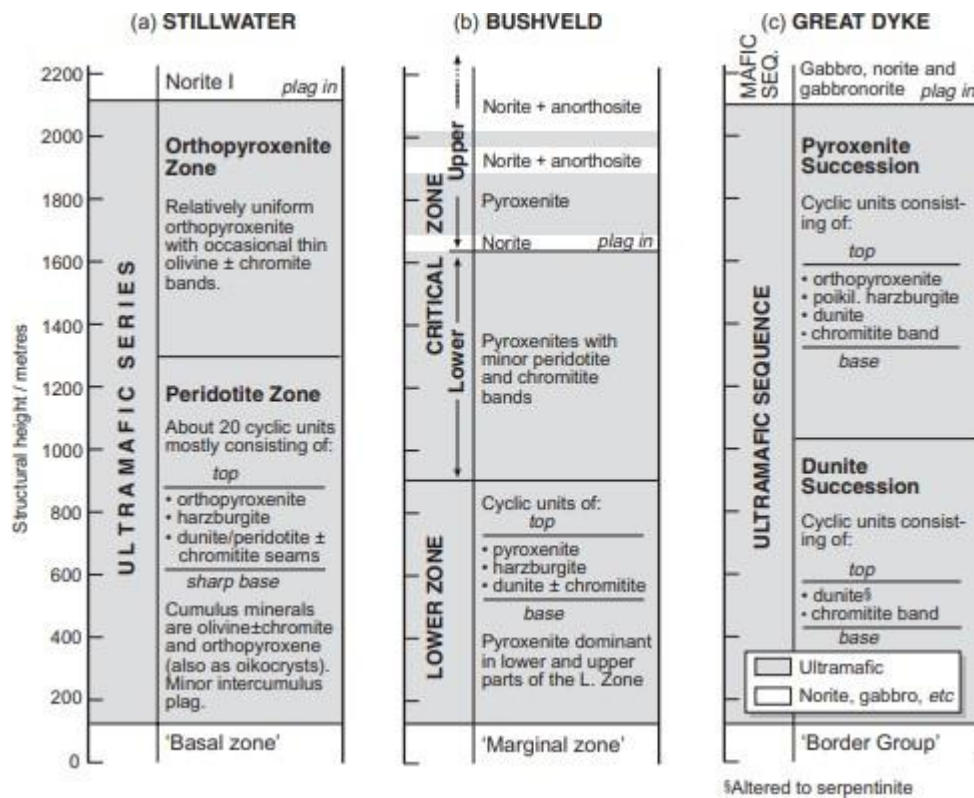
Quadro 4: Algumas intrusões em camadas nas quais acumulações ultramáficas formam uma parte importante da série em camadas exposta. A coluna 4 fornece estimativas publicadas do conteúdo de MgO da fusão original.

Exemplos	Idade (Ma)	Ambiente Tectônico	Estimativa de MgO no derretimento	Descrição Recente
Rum, Hébridas, Escócia	60	Margem passiva	18 - 20%	Emeleus <i>et al.</i> (1996)
Semail ofiolito, Omã	95	Ofiolito (dorsal oceânica de alta taxa de expansão de antearco)	5 - 7%	Coogan <i>et al.</i> (2002)
Buy os Islands, Newfoundland, Canadá	500	Ofiolito (zona de subducção - interseção com dorsal oceânica)	Alto MgO, alto SiO ₂	Kurth - Velz <i>et al.</i> (2004)
Duke Island, Alasca	110	Cordilheira de cinturões de empurrão	-	Irvine (1974) Saleeby (1992)
Muskox, Canadá	1270	Rift continental /LIP	-	Roach <i>et al.</i> (1998)
Bushveld, África do Sul	2060	Possível LIP	14,9%	Eales e Cawthorn (1996)
Great Dyke, Zimbábue	2575	Rift continental / LIP	16%	Wilson (1996), Oberthur <i>et al.</i> (2002)

Stillwater, Montana	2700	Relacionado à subducção	14,5%	McCallum (1996)
---------------------	------	-------------------------	-------	-----------------

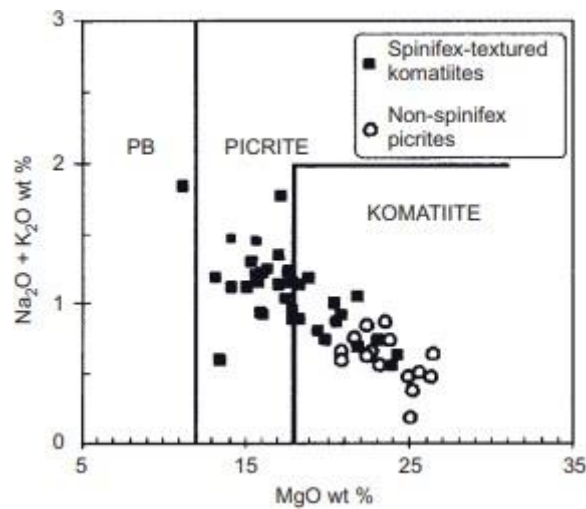
Fonte: Adaptado de Gill (2010).

Figura 4: Comparação entre as divisões das unidades ultramáficas de Stillwater (Montana, EUA), Bushveld (África do Sul) e Great Dyke (Zimbabwe).



Fonte: McCallum 1996, Eales e Cawthorn 1996, Wilson 1996. Adaptado de Gill (2010).

Figura 5: Representação gráfica simplificada das áreas composicionais do *Komatiito* e do Picrito, de acordo com as definições propostas pelas IUGS.



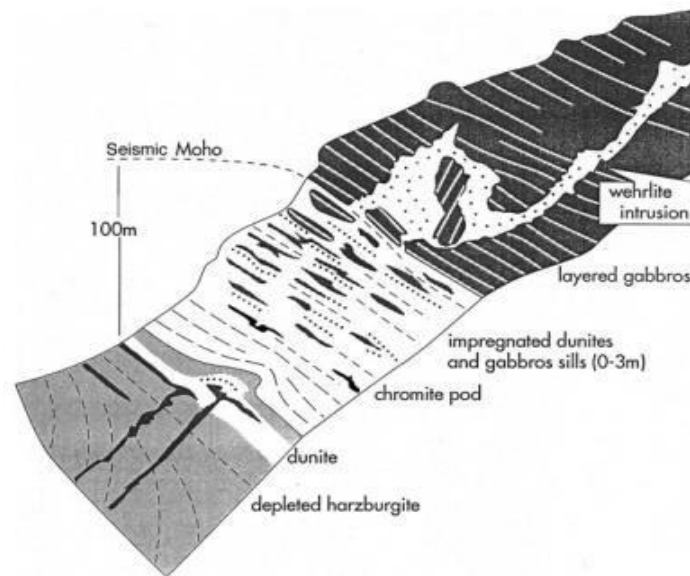
Fonte: Le Maitre (2002).

2.4.2 Cumulatos ultramáficos nos Ofiolitos

O termo ofiolito refere-se não a um tipo de rochas, mas a uma associação de tipos de rochosos correlacionados que formam um pacote consistente em muitos cinturões orogênicos (Gill, 2010). Malpas (1978), em seu estudo do ofiolito de *Bay of Islands*, na Terra Nova, propôs uma distinção fundamental entre duas unidades de peridotito: uma unidade superior, composta por dunitos de origem cumulática, formados pela cristalização fracionada de magmas básicos em câmaras magmáticas subcrustais, e uma unidade inferior, constituída por harzburgitos que apresentam evidências de deformação tectônica em estado sólido. Essa última unidade é interpretada como um fragmento do manto litosférico, quimicamente depletado em elementos incompatíveis.

A Figura 6 ilustra essa relação no ofiolito de *Semail*, em Omã. Os harzburgitos tectonizados formam o embasamento para uma sequência de cumulatos, composta por dunitos e gabros, que representa a evolução de um sistema magmático em um centro de expansão oceânica. A zona de transição entre essas unidades é caracterizada por uma complexa interdigitação de litologias, indicando a ocorrência de processos magmáticos e tectônicos concomitantes. A deformação em estado sólido, atribuída aos fluxos na astenosfera, afetou tanto os harzburgitos quanto os cumulatos magmáticos, resultando em uma estrutura complexa e heterogênea.

Figura 6: Seção esquemática da “zona de transição mantelica” no ofiolito de Semail, Omã.



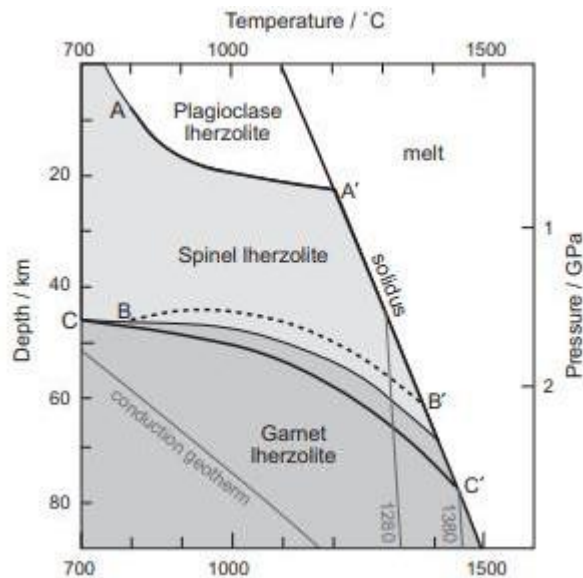
Fonte: Gill (2010).

2.4.3 Xenólitos do manto em basaltos e kimberlitos

A presença de xenólitos de olivina em basaltos alcalinos, caracterizados por texturas poligonais e composições próximas à forsterita ($Fo_{88}-Fo_{92}$), indica a incorporação de material mantélico durante a ascensão do magma. A coexistência de ortopiroxênio nesses xenólitos sugere que eles não são produtos da cristalização fracionada do magma basáltico (cumulatos), mas sim fragmentos da parede do conduto magmático, que foram arrancados e transportados pelo magma. A análise de xenólitos em kimberlitos revela uma maior variedade composicional, refletindo a maior profundidade de amostragem e as condições de alta pressão e temperatura presentes no manto profundo.

Diagramas de fases (Figura 7) demonstram a relação entre temperatura, pressão e estabilidade mineralógica no manto. A composição das olivinas em xenólitos pode ser utilizada como um geotermômetro, permitindo estimar o grau de fusão parcial do manto e a composição do magma parental. No entanto, a identificação de basaltos primários, ou seja, aqueles que sofreram pouca ou nenhuma fracionamento, é fundamental para estudos geoquímicos do manto. A presença de xenólitos mantélicos e o conteúdo de magnésio nas olivinas (expresso pelo número de Mg) são critérios importantes para a identificação desses basaltos. O número de Mg em olivinas mantélicas varia tipicamente entre 68 e 77%, refletindo as condições de alta temperatura e pressão nas quais se formaram (Gill, 2010).

Figura 7: Áreas de estabilidade do plagioclásio lherzolito e do granada lherzolito expressas em um gráfico pressão x temperatura.



Fonte: Gill (2010).

2.4.4. Os maciços de peridotitos orogênicos

A compreensão das relações espaciais e temporais entre as diferentes litologias que compõem o manto terrestre é um desafio significativo, especialmente quando se baseia no estudo de xenólitos em rochas ígneas. A natureza fragmentária e o pequeno tamanho desses xenólitos limitam a escala em que essas relações podem ser observadas e interpretadas.

Peridotitos orogênicos, como os encontrados nos Pirineus e nos Alpes, oferecem uma alternativa promissora para o estudo das rochas do manto. Esses corpos ultramáficos, provenientes da litosfera continental, foram incorporados a zonas de colisão continental e posteriormente exumados. A associação com rochas metamórficas de alto grau, como granulitos e charnokitos, indica uma origem continental para esses peridotitos, em contraste com os ofiolitos, que são derivados da litosfera oceânica (Gill, 2010).

Esses peridotitos orogênicos apresentam uma complexa estrutura interna, com a presença de diferentes litologias, como espinélio lherzolitos, espinélio-granada piroxenitos e harzburgitos, organizadas em bandas ou camadas concordantes com a foliação (Gill, 2010). A ocorrência de veios e diques de hornblendito e piroxenito, cortando essas camadas, indica a ocorrência de processos de fusão parcial e migração de fluidos no manto superior.

2.5. KOMATIÍTOS E SUAS ESTRUTURAS

De modo geral, *Komatiítos* são rochas reconhecidas como vulcânicas, tendo composição mineralógica ultramáfica/peridotítica, com o plagioclásio raro em *Komatiítos* arqueanos (Nisbet *et al.*, 1993), sendo estes comumente associados aos *Greenstone belts*.

2.5.1. *Greenstone belts* e seu contexto global

Os *Greenstone belts* são sequências de rochas predominantemente vulcânicas, intercaladas por rochas sedimentares. De acordo com Bickle *et al.* (1994), essas sequências podem ser classificadas em dois tipos principais, com base em suas sucessões verticais:

- **Tipo I:** Caracterizado por uma base composta por derrames ultramáficos komatiíticos, sobrepostos por basaltos toleíticos, sedimentos químicos (cherts e formações de ferro bandadas) e sedimentos terrígenos imaturos, frequentemente de origem vulcânica.
- **Tipo II:** Dominado por basaltos toleíticos na base, com raros derrames komatiíticos, seguidos por uma sequência de lavas e piroclástos cálcio-alcálicos de composição intermediária a ácida.

A formação dos *Greenstone belts* está associada a diversos ambientes tectônicos, incluindo riftes continentais evoluídos, bacias marginais, arcos de ilha, bacias de retroarco e ambientes oceânicos do tipo hotspot, sempre relacionados a processos de vulcanismo submarino.

Foi em 1969, com as pesquisas de Viljoen (1969) no *Greenstone belt* de Barberton, África do Sul, que essas rochas ganharam destaque e receberam a denominação de komatiítos. A partir dessa descoberta, a presença de komatiítos em terrenos arqueanos de diversas partes do mundo passou a ser objeto de intensa investigação científica, resultando em uma vasta literatura sobre o tema.

A análise da distribuição temporal dos komatiítos revela um padrão evolutivo ao longo da história da Terra: sua abundância é marcante no Arqueano, diminui significativamente no Proterozóico e torna-se extremamente rara no Fanerozóico. Essa distribuição temporal tem sido interpretada como um reflexo do resfriamento progressivo do manto terrestre, sugerindo que as condições térmicas do manto primitivo eram mais elevadas, permitindo a geração de magmas ultramáficos como os komatiítos (Nisbet *et al.*, 1993).

Embora os komatiítos sejam considerados janelas para o entendimento do manto primitivo, as condições exatas de sua formação, como temperatura, profundidade e composição da fonte, ainda são objeto de debate na comunidade científica.

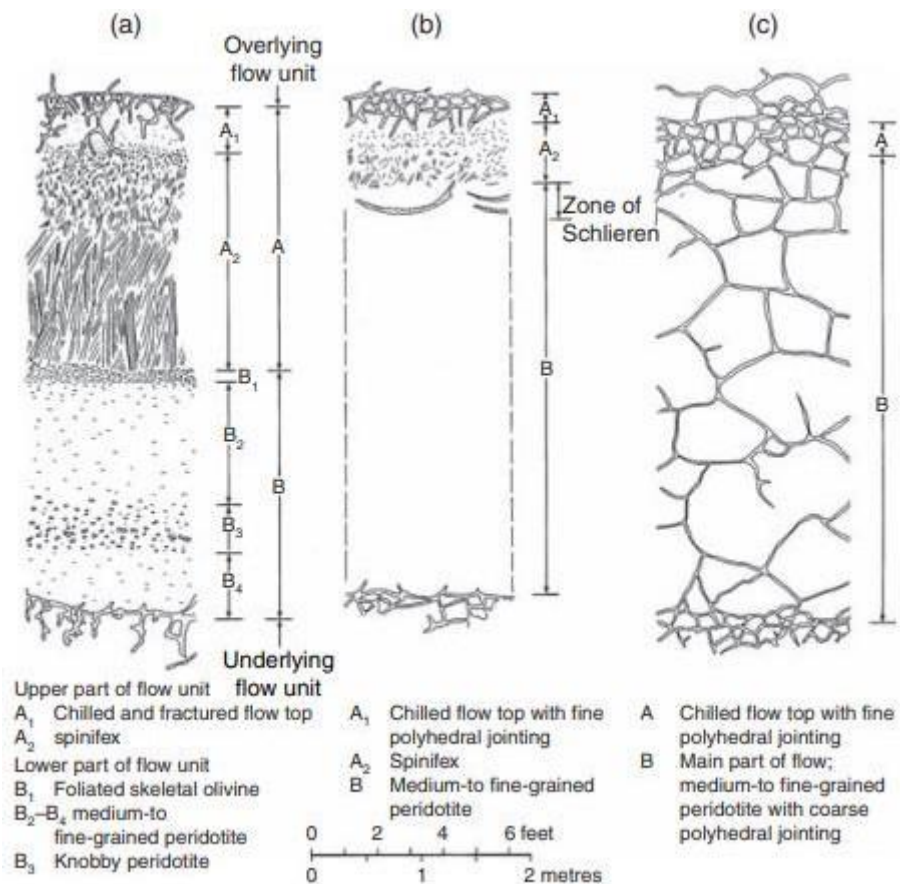
A abundância dos komatiítos em relação ao volume total de rochas vulcânicas em *Greenstone belts* é variável, com valores que podem chegar a 30% em algumas localidades, mas que, em média, não ultrapassam 10% (De Wit e Ashwal, 1997). Essa variação pode ser atribuída a diversos fatores, como a natureza da fonte mantélica, o regime tectônico e a história térmica da região.

Os corpos komatiíticos apresentam uma grande diversidade de formas e estruturas. Eles podem ocorrer como extensos fluxos de lava, com espessuras que variam de poucos centímetros a centenas de metros, ou como corpos intrusivos subvulcânicos. A combinação de baixa viscosidade e elevada temperatura nas lavas komatiíticas confere a esses magmas uma fluidez excepcional, permitindo que se espalhem rapidamente sobre a superfície terrestre e formem fluxos de lava extensos e relativamente delgados. No entanto, a presença de unidades komatiíticas com espessuras significativas indica que outros processos devem ter atuado durante a formação desses corpos ígneos. Um desses processos é o represamento das lavas em depressões topográficas, formando lagos e rios de lava, que podem acumular espessas sequências de fluxos. Outro processo importante é o fenômeno conhecido como "*flow ballooning*", no qual a injeção de novos volumes de lava em um fluxo já parcialmente solidificado causa a sua inflagem, resultando em um aumento da espessura do corpo ígneo (Hill *et al.*, 1995).

A alta fluidez das lavas komatiíticas é um fator fundamental para explicar a grande extensão lateral dos corpos ígneos formados por esses magmas (Dann, 2001). A formação de uma crosta superficial sobre o fluxo de lava, atuando como um isolante térmico, pode direcionar o fluxo e facilitar o seu escoamento por longas distâncias, uma vez que a perda de calor para o ambiente é minimizada.

A textura das lavas komatiíticas é outro aspecto de grande interesse. Muitas dessas lavas apresentam uma estrutura interna complexa, com camadas individuais que podem ser vistas lateralmente por longas distâncias. Arndt *et al.* (1994) descreveram uma zonagem vertical típica nesses fluxos, com uma zona superior caracterizada pela presença de textura spinifex, formada por cristais aciculares de olivina, e uma zona inferior com cristais poliédricos de olivina (Figura 8). Essa zonagem reflete a evolução térmica e composicional do magma durante a erupção e o resfriamento. No entanto, nem todos os corpos komatiíticos apresentam essa zonagem complexa. Muitos deles são constituídos por rochas maciças, com fenocristais de olivina distribuídos de forma homogênea.

Figura 8: Diagrama ilustrando três tipos de fluxos de *Komatiitos*, de Pyke *et al.* (1973) e Arndt *et al.* (1977): (a) fluxo totalmente diferenciado com camada superior com textura spinifex e camada inferior cumulada de olivina; (b) fluxo parcialmente diferenciado.



Fonte: Gill (2010).

2.5.2 Ambiente de formação

A gênese dos komatiitos tem sido objeto de intensos debates na comunidade geológica. A distribuição temporal desses magmas, com predominância no Arqueano e declínio nos períodos geológicos subsequentes, sugere uma relação com a evolução térmica do manto terrestre (Nisbet *et al.*, 1993).

Modelos teóricos propõem que a geração de magmas komatiíticos exigiria condições extremas de temperatura e pressão, como a fusão parcial de peridotito a profundidades superiores a 150 km e temperaturas superiores a 1600°C (Green, 1981; Nisbet *et al.*, 1993). A associação desses magmas com plumas mantélicas profundas, sugerida por Campbell *et al.* (1989), é corroborada por dados geoquímicos que indicam baixas concentrações de elementos traços incompatíveis e ausência de água em komatiitos arqueanos (Puchtel *et al.*, 2013).

A profundidade de geração dos magmas komatiíticos pode ser estimada com base na razão CaO/Al₂O₃, como demonstrado por Herzberg (1995). Análises petrográficas e

geoquímicas indicam que os komatiítos mais antigos (Paleoarqueanos) se formaram em maiores profundidades (300-450 km), enquanto os mais recentes (Neoarqueanos e Fanerozóicos) se originaram em níveis crustais mais rasos (100-130 km).

A composição isotópica de Nd nos komatiítos aponta para uma fonte mantélica empobrecida em elementos incompatíveis, sugerindo um alto grau de fusão parcial do peridotito mantélico (Hofmann, 1988). Essa interpretação é consistente com os altos teores de MgO e as baixas concentrações de elementos traços incompatíveis observados nesses magmas.

No entanto, estudos recentes em komatiítos de Barberton sugerem a possibilidade de um magma parental hidratado, com teores de água de até 6% em peso (Parman *et al.*, 1997; Grove *et al.*, 1997; Stone *et al.*, 1997). Essa hipótese implica em condições de geração menos extremas, como as encontradas em zonas de subducção.

2.5.3 Mineralogia de Komatiítos

A mineralogia dos komatiítos é relativamente simples, sendo dominada pela olivina. Fenocristais de olivina, espinélio, cromita e, em menor proporção, piroxênio, são observados em uma matriz vítrea fina composta principalmente por clinopiroxênio cálcico e ortopiroxênio. Uma característica marcante de muitos komatiítos é a presença de textura spinifex, na qual cristais aciculares e esqueléticos de olivina (ou piroxênio em variedades basálticas) se desenvolvem em uma matriz vítrea, formando uma textura semelhante a palha. O tamanho desses cristais pode variar de milímetros a dezenas de centímetros. A olivina presente nos komatiítos é extremamente magnésiana, com altos teores de ferro e magnésio, e apresenta teores elevados de elementos como níquel e cromo, que são traços característicos de minerais formados em profundidade no manto terrestre. Esses elementos são incorporados à estrutura cristalina da olivina durante seu crescimento, refletindo as condições de alta temperatura e pressão sob as quais esses magmas se formaram (Donaldson, 1982).

2.5.4 Geoquímica de Komatiítos

Os komatiítos se destacam por sua composição química ultramáfica, caracterizada por altos teores de óxidos de magnésio (MgO), níquel (Ni) e cromo (Cr), e baixos teores de sílica (SiO₂), titânio (TiO₂), potássio (K₂O), sódio (Na₂O) e elementos traços incompatíveis. Essa composição os assemelha aos peridotitos e dunitos, rochas máficas e ultramáficas comumente encontradas no manto terrestre.

Estudos petroquímicos realizados por Arndt (1997, 2004) indicam que o magma parental dos komatiítos afaníticos e dos fluxos de lava resfriados em ambiente marinho

apresentava teores de MgO em torno de 28 a 30% (*Quadro 5*). A cristalização fracionada de olivina (Figura 9) a partir desse magma teria gerado cristais com composição próxima a Fo₉₄, ou seja, olivinas ricas em ferro, que são comumente encontradas em fluxos de lava komatiíticos.

Entende-se que composição química dos komatiítos não é homogênea, e variações significativas podem ser observadas mesmo dentro de um único fluxo de lava. Essas variações são, em grande parte, atribuídas à cristalização fracionada de olivina (Figura 9). À medida que a olivina cristaliza, os elementos incompatíveis, como os elementos terras raras e os elementos de alta temperatura, são concentrados no líquido residual, enquanto os elementos compatíveis, como o magnésio, são incorporados aos cristais de olivina. Esse processo leva à formação de cumulos ricos em olivina na base dos fluxos e de zonas superiores enriquecidas em elementos incompatíveis. Em fluxos komatiíticos diferenciados, observa-se um decréscimo gradual do teor de MgO da base para o topo, acompanhado por um enriquecimento em Al₂O₃, TiO₂, CaO e elementos traços incompatíveis. Dentro destes parâmetros, tendo em vista que a composição geoquímica dos komatiítos apresenta uma variabilidade significativa, especialmente em relação às razões entre os elementos Al, Ti, Ca e terras raras. Arndt *et al.* (1997), classificaram três tipos principais de komatiítos:

1. **Komatiítos empobrecidos em alumínio (tipo Barberton, ADK):** Caracterizam-se por baixas razões Al/Ti (~10-12) e altas razões CaO/Al₂O₃ (2-2,5). Apresentam concentrações elevadas de elementos traço incompatíveis, como tório e terras raras leves (ETR-L), e um padrão de distribuição de elementos traço normalizado ao manto com anomalias negativas de zircônio e háfnio e empobrecimento em terras raras pesadas (ETR-P), resultando em razões Gd/Yb superiores a 1,3. Os ADK são mais abundantes em *Greenstone belts* arqueanos, como Barberton (África do Sul) e Pilbara (Austrália).
2. **Komatiítos com razão Al/Ti semelhante ao condrito:** Apresentam um padrão linear de distribuição espectral dos ETR-P, sugerindo uma origem mais homogênea.
3. **Komatiítos sem perda de alumínio (tipo Munro, AUK):** Caracterizam-se por altas razões Al/Ti (~20) e CaO/Al₂O₃ (~1), baixas concentrações de elementos traço incompatíveis e padrões de distribuição de elementos traço semelhantes ao condrito e ao manto primitivo, com enriquecimento dos ETR-P em relação aos ETR-L e razões Gd/Yb próximas a 1. Os AUK são mais distribuídos globalmente, predominando em *Greenstone belts* arqueanos, mas também ocorrendo em algumas localidades proterozoicas e fanerozoicas.

É importante ressaltar que, embora raro, há a possibilidade de co-ocorrência dos três tipos de komatiítos em uma mesma formação geológica, sugerindo um processo de formação simultâneo. A característica química distintiva dos komatiítos reside nas elevadas concentrações de óxido de magnésio (MgO), que variam entre 18% e 32%. Essa composição química apresenta similaridades com os picritos, outra rocha ultramáfica caracterizada por altos teores de MgO (entre 15% e 30%) (Figura 10). A presença de abundantes fenocristais de olivina nos picritos, bem como a possibilidade de erupção de magmas basálticos altamente magnesianos, contribuem para esses elevados teores de MgO (Holm *et al.*, 1993).

A principal distinção petrográfica entre komatiítos e picritos está na textura da olivina. Enquanto os komatiítos frequentemente exibem a característica textura spinifex, nos picritos a olivina ocorre em cristais poliédricos mais convencionais. Além disso, a presença de plagioclásio é comum nos picritos, diferenciando-os dos komatiítos (Figura 5).

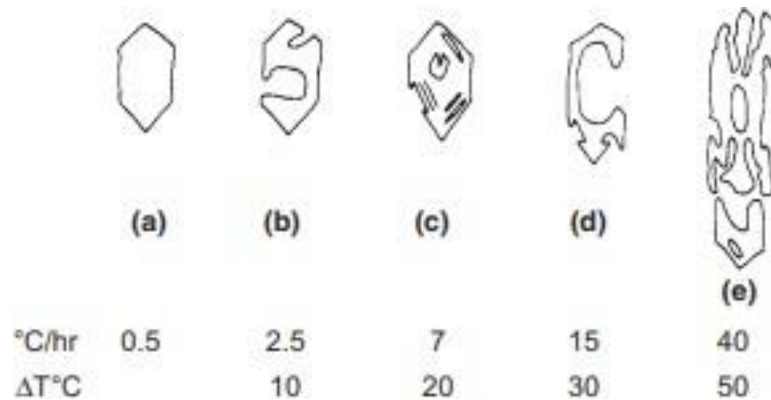
Quadro 5 : Análises de elementos principais em rochas ultramáficas. A) Peridotitos derivados do manto e estimativa da composição do manto. B) Análises de komatiítos

Composição de peridotitos do manto				Composição de derretimento de <i>Komatiítos</i>			
Descrição e localização	Peridotito Kettle River, BC, Canadá	Peridotito médio do manto	Harzburgito	Ilha Gorgona, Colômbia (87 Ma)	Belingwe, Zimbabwe (2,7 Ga)	Alexo, Ontário (2,7 Ga)	Barberton, África do Sul (3,45 Ga)
Fonte dos dados	Walter (1998)	Herzberg (1993)	BVSP (1981)	Nisbet <i>et al.</i> (1993) de fontes citadas em seu artigo			
SiO ₂ (%)	44,90	44,3	43,59	46,0	47,78	46,1	47,11
TiO ₂ (%)	0,15	0,09	0,03	0,53	0,37	0,23	0,36
Al ₂ O ₃ (%)	4,30	2,36	1,27	11,1	6,82	7,4	3,93
Cr ₂ O ₃ (%)	0,44	0,41	0,44	-	-	-	0,42
FeO (%)	8,09	8,31	5,71	11,3	11,13	10,6	11,67
MnO (%)	0,13	0,13	0,07	0,19	0,19	0,17	0,19
MgO (%)	37,65	41,64	48,32	20,6	25,68	28,1	28,93
NiO (%)	0,46	0,27	0,31	-	-	-	0,20

CaO (%)	3,48	2,20	0,21	9,1	7,00	6,2	6,74
Na ₂ O (%)	-	-	0,07	0,05	0,08	0,08	0,01
Total (%)	99,57	99,96	100,14	99,2	100,00	99,8	99,73
Temperatura de erupção (C°)	-	-	-	1400 +/- 15	1520 +/- 10	1560 +/- 5	1580 +/- 70
Nota: BVSP = Basaltic Volcanism Study Project							

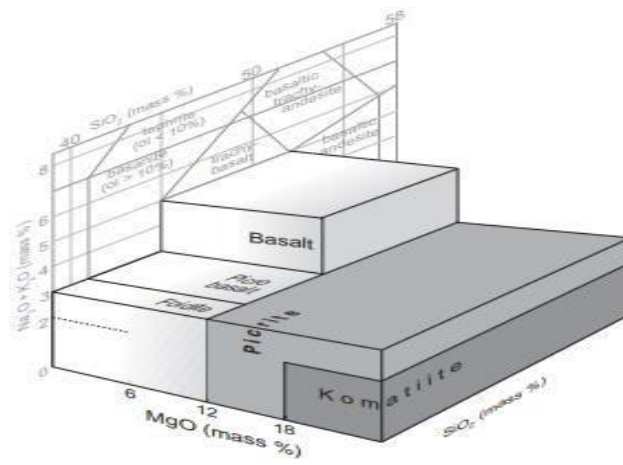
Fonte: Nisbet *et al.*, 1993. Adaptado de (Gill,2010).

Figura 9: Morfologia da olivina cristalizada fracionada a partir de líquidos magmáticos ultrabásicos em função da velocidade de resfriamento e temperatura.



Fonte: Gill (2010).

Figura 10: Composição de *Komatitos* da ilha de Gorgona e picritos em razão da diferença composicional de MgO.



Fonte: Le Maitre (2002).

3. METODOLOGIA

3.1 REVISÃO DA LITERATURA E AQUISIÇÃO DE DADOS

No âmbito deste estudo, foi realizada uma revisão sistemática da literatura científica nacional e internacional, com foco nas ocorrências de komatiitos e suas implicações petrogenéticas e geoquímicas. Foi compilada uma sequência de dados geoquímicos de komatiitos arqueanos, a fim de estabelecer um padrão comparativo para as análises subsequentes.

3.2 ATIVIDADES DE CAMPO

Conduzimos duas visitas de campo à área de estudo para realizar mapeamento geológico detalhado, caracterização petrográfica e coleta de amostras dos komatiitos aflorantes. As amostras coletadas foram submetidas a análises químicas e mineralógicas.

3.3 DIGESTÃO TOTAL

A fim de tornar as amostras adequadas para a análise por ICP, foi necessário submetê-las a um pré-tratamento que incluiu a redução do tamanho de partícula e a completa decomposição da matriz através da digestão total. Neste caso, digestão ácida. A digestão ácida constitui uma etapa fundamental no preparo de amostras para análise química, especialmente quando se busca determinar a concentração de elementos em matrizes complexas. Esse processo consiste na decomposição da matriz da amostra, de natureza orgânica ou inorgânica, por meio da ação de ácidos sob condições de temperatura e pressão controladas. O objetivo principal da digestão é solubilizar os elementos de interesse, tornando-os acessíveis para as técnicas analíticas subsequentes, como a espectrometria de emissão atômica com plasma acoplado indutivamente (ICP-OES) e a espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS).

Para a digestão total das amostras de rocha, previamente pulverizadas, pesou-se aproximadamente 0,2500 g em frascos de Teflon (Savillex®) tarados. A seguir, adotou-se o seguinte procedimento de digestão ácida, adaptado de Moutte (2003):

- 1. Ataque inicial com ácido clorídrico:** Adicionou-se 3,0 mL de ácido clorídrico concentrado (HCl 10 mol/L) ao frasco e aqueceu-se a 100 °C em placa aquecedora até a secura completa.
- 2. Ataque com mistura ácida:** Adicionou-se 3,0 mL de HCl 10 mol/L e 1,0 mL de ácido nítrico concentrado (HNO₃ 10 mol/L) ao resíduo e repetiu-se o processo de aquecimento até a secura.
- 3. Ataque com ácido fluorídrico (I):** Adicionou-se 2,0 mL de ácido fluorídrico concentrado (HF) e aqueceu-se a 140 °C até a secura.
- 4. Ataque com ácido fluorídrico (II):** Adicionou-se mais 2,0 mL de HF, fechou-se o frasco e

aqueceu-se a 140 °C por aproximadamente 30 horas. Após o resfriamento, abriu-se o frasco e evaporou-se o excesso de HF a 110 °C.

- 5. Ataque com ácido nítrico (I):** Adicionou-se 2,0 mL de HNO₃ 10 mol/L e evaporou-se a 110 °C.
- 6. Ataque com ácido nítrico (II):** Repetiu-se o passo anterior, adicionando mais 2,0 mL de HNO₃ 10 mol/L.
- 7. Ataque final com ácido clorídrico:** Adicionou-se 2,0 mL de HCl 10 mol/L e evaporou-se a 110 °C.
- 8. Dissolução:** Adicionou-se 25,0 mL de HNO₃ 2 mol/L, fechou-se o frasco, agitou-se e aqueceu-se a 100 °C por 2 horas.
- 9. Resfriamento e pesagem:** Após o resfriamento, o frasco foi pesado em balança analítica para determinar a massa final.

3.4 ANÁLISE MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA

O procedimento analítico inicia-se com a preparação meticulosa da lâmina delgada, a qual compreende o corte de uma seção fina da rocha, sua fixação sobre uma lâmina de vidro mediante resina epóxi, e posterior desbaste até atingir uma espessura de aproximadamente 30 micrômetros, permitindo a adequada transmissão de luz sob microscopia óptica. O polimento subsequente elimina irregularidades e artefatos superficiais, assegurando a qualidade da observação petrográfica.

A análise mineralógica baseia-se na identificação dos minerais constituintes da rocha a partir de suas propriedades ópticas intrínsecas, tais como cor, hábito cristalino, clivagem, índices de refração e birrefringência, conforme estabelecido por Kerr (1977) e Nesse (2012). A caracterização petrográfica, por sua vez, descreve a textura e a estrutura da rocha, oferecendo subsídios para a interpretação de sua gênese — ígnea, sedimentar ou metamórfica —, bem como para a reconstrução de sua história geológica e da proporção relativa de seus constituintes minerais.

3.5 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Foi realizada análise geoquímica detalhada das rochas, abrangendo elementos maiores, menores e traços, com o objetivo de inferir o ambiente tectônico de formação, a natureza da fonte magmática e os processos pós-deposicionais. Para tanto, foram selecionadas amostras com o menor grau de alteração, coletadas em seções de afloramento menos intemperizadas. As amostras foram preparadas seguindo protocolos específicos, e submetidas a moagem,

pulverização e digestão total afim de obter-se um produto final adequado para análises em laboratório químico. Para a determinação dos elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) e quantificação dos elementos-traço (Sc, Cr, Ni, Cu, Ga, Nb, In, Sn, Cs, Ba, Rb, Sr, Zr, Hf, Bi, Th, U, La, Ce, Pr, Eu, Gd, Tb, Nd, Sm, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), foram utilizadas as técnicas de espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) e a espectrometria de emissão óptica por plasma acoplado indutivamente (ICP-OES) no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia da UFOP.

3.5.1 Análise em ICP-OES

A Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES) (Figura 11) é uma técnica analítica que utiliza um plasma de alta temperatura (cerca de 7000 K) para excitar os átomos presentes em uma amostra. Esse plasma, gerado por indução eletromagnética em um gás nobre ionizado, como o argônio, fornece a energia necessária para promover os elétrons dos átomos a níveis de energia mais elevados. Ao retornarem ao estado fundamental, esses elétrons emitem radiação característica, cuja intensidade é proporcional à concentração do elemento na amostra.

A amostra, geralmente em solução (Figura 11), é nebulizada e transportada para o plasma, onde ocorre a desolvatação, atomização e ionização. A radiação emitida é coletada por um sistema óptico e direcionada para um espectrômetro, que separa os diferentes comprimentos de onda e os direciona para um detector. A partir do espectro obtido, é possível identificar qualitativamente e quantificar os elementos presentes na amostra.

A ICP-OES é uma técnica versátil com diversas aplicações, suas principais vantagens incluem alta sensibilidade, ampla faixa linear dinâmica, capacidade de análise multielementar e precisão. No entanto, a técnica apresenta algumas limitações, como o custo do equipamento, o efeito matriz e a dificuldade de análise de elementos não metálicos.

Figura 11: Amostras do presente estudo, já solubilizadas, em momento de análise no ICP-OES.



Fonte: Autoria própria.

3.5.2 Análise em ICP-OES

A Espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS) (Figura 12) diverge da Espectrometria de Emissão Ótica com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES) em sua etapa de detecção, apesar de compartilharem a mesma fonte de ionização: o plasma. Enquanto na ICP-OES o plasma serve como fonte de excitação atômica, promovendo a emissão de radiação característica dos elementos, na ICP-MS sua função principal é a geração de íons. Na ICP-MS, a amostra, após ser nebulizada e transportada para o plasma, sofre um processo de desolvatação, atomização e ionização (Figura 12). As altas temperaturas do plasma promovem a quebra da matriz da amostra e a formação de íons monoatômicos (M^+) ou diatômicos (M_2^+). Esses íons são então extraídos do plasma e introduzidos em um analisador de massa, geralmente um quadrupolo.

O analisador de massa, no caso do quadrupolo, utiliza campos eletromagnéticos oscilantes para separar os íons de acordo com sua razão massa/carga (m/z). Íons com diferentes razões m/z seguirão trajetórias distintas no quadrupolo, permitindo a seleção de íons específicos para detecção. Além disso, o analisador de massa é capaz de remover interferências isobáricas, ou seja, íons de diferentes elementos com a mesma razão m/z , que podem comprometer a precisão das medidas.

O ICP-MS se destaca pela sua alta sensibilidade, permitindo a quantificação de

elementos em níveis de partes por trilhão (ppt). Essa elevada sensibilidade é atribuída ao detector de massa, que apresenta maior eficiência na separação e detecção de íons em comparação com o detector óptico da ICP-OES. No entanto, a alta sensibilidade da ICP-MS pode ser comprometida por interferências isobáricas, ou seja, íons de diferentes elementos com a mesma razão massa/carga, que podem sobrepor-se no espectro de massa. Além disso, a ICP-MS é mais suscetível ao efeito matriz, que pode causar supressão ou intensificação do sinal analítico.

Em resumo, ambas as técnicas possuem vantagens e desvantagens, e a escolha da técnica mais adequada depende das necessidades específicas de cada aplicação.

Figura 12: Amostras do presente estudo, já solubilizadas, em momento de análise no ICP-MS.



Fonte: Autoria própria.

3.5.3 Análise em MEV

Complementarmente à análise óptica e dos ICP's, foi empregada a técnica de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), ou *Scanning Electron Microscopy* (SEM), a qual permite a investigação detalhada da morfologia e composição química da superfície das amostras com alta resolução espacial (Goldstein *et al.*, 2017). O princípio fundamental da MEV baseia-se na incidência de um feixe de elétrons primários sobre a amostra, gerando diversos

sinais a partir das interações eletromagnéticas com os átomos da superfície. Dentre esses, destacam-se:

- **Elétrons secundários (SE):** utilizados para obtenção de imagens morfológicas com alta resolução e contraste, sensíveis à topografia superficial;
- **Elétrons retroespalhados (BSE):** fornecem imagens com contraste composicional, dada a maior refletividade de elétrons em regiões ricas em elementos de maior número atômico;
- **Raios X característicos:** gerados por excitação eletrônica dos átomos constituintes, sendo empregados para análise química qualitativa e semiquantitativa por meio da espectroscopia de energia dispersiva de raios X (EDS ou EDX) (Reed, 2005).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

4.1.1 *Análise macroscópica*

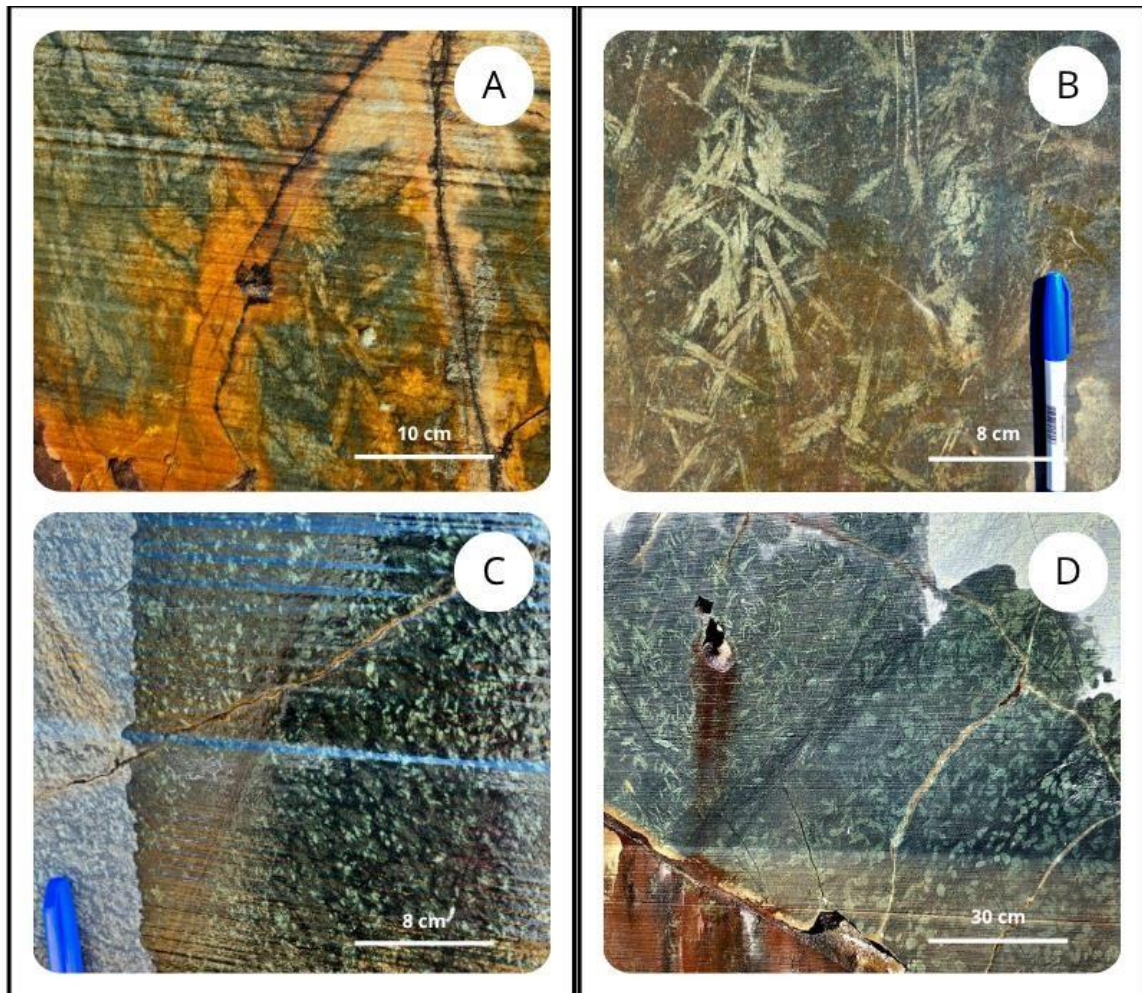
Em análise inicial realizada diretamente no afloramento, observou-se uma rocha maciça, de coloração verde-escura, com zonas específicas possuindo cristais de granulação grossa inseridos em matriz predominantemente fina (textura afanítica), característica que sugere uma composição essencialmente máfica a ultramáfica (Figura 13). Ainda em campo, foi possível identificar a presença de uma textura spinifex típica, caracterizada por cristais alongados e esqueléticos de olivina e/ou piroxênios (Figura 13 – B) (Figura 13 – D), com orientação variando entre paralela e radial, apresentando, por vezes, hábito acicular. Esses cristais se formam a partir do rápido crescimento mineral em um magma submetido a condições de sub-resfriamento, originando morfologias abertas e incompletas. A associação entre essa textura esquelética e a matriz de granulometria muito fina, de aspecto inequigranular, reforça a interpretação de um ambiente de cristalização extremamente rápido.

Adicionalmente, ao longo de cortes naturais observados no afloramento, identificou-se uma clara variação textural vertical nos cristais de olivina e piroxênio, dispostos em uma gradação bem definida (Figura 13 – D). Essa variação representa um caso clássico de zonação interna em fluxos de lava komatiítica. Na base da sequência aflorante, observa-se uma textura cumulática de granulação grossa (Figura 13 – A), composta por cristais arredondados e relativamente grandes de olivina, densamente empacotados. Esta fácies inferior corresponde à zona de acumulação gravitacional de olivina (cúmulos), comum nas porções basais de fluxos de komatiito, em que os cristais previamente formados se depositam por decantação, devido à sua densidade superior à do líquido magmático.

Na zona intermediária do fluxo, os cristais de olivina tornam-se progressivamente mais esqueléticos, alongados e alinhados, formando uma textura spinifex (Figura 13 – B) bem desenvolvida. Essa fácies resulta da cristalização rápida e direcionada de olivina, em resposta ao resfriamento abrupto e à extração de calor no interior da lava, logo acima da zona cumulática.

Por fim, na parte superior da sequência, a textura da rocha torna-se progressivamente mais fina e menos organizada, com cristais pequenos e dispersos (Figura 13 – C), evidenciando um regime de resfriamento ainda mais intenso, típico da crosta superior de fluxos de lava já diferenciados e parcialmente cristalizados.

Figura 13: Imagens de afloramento em campo. A) Cristais arredondados e subarredondados organizados densamente, apresentando textura cumulática de granulação grossa. B) Cristais esqueléticos, alinhados e alongados de olivina e/ou piroxênio, caracterizando textura spinifex. C) Cristais menores com espaçamento maior e organização mais difusa. D) Afloramento em situ, demonstrando diferença textural de minerais, com zonas bem marcadas.



Fonte: Autoria própria.

4.1.2 Análise microscópica

Com o intuito de complementar as observações em afloramento, foram preparadas três lâminas delgadas de amostras selecionadas, onde uma destas foi selecionada para análise petrográfica em microscópio óptico. As lâminas revelaram uma rocha sem estruturas visíveis, textura inequigranular com matriz extremamente fina (Figura 14 - A) (Figura 14 - B) (Figura 14 - C) (Figura 14 - D), compatível com o observado macroscopicamente. Do ponto de vista mineralógico, a matriz é predominantemente constituída por serpentina (Figura 14 - C), mineral resultante da alteração hidrotermal da olivina. Em luz plano polarizada (LPP), a serpentina apresenta-se incolor, com relevo baixo; em luz polarizada cruzada (LP), exhibe cores de

interferência cinza de primeira ordem. Também é abundante a presença de clorita (Figura 14 - A) (Figura 14 - B) (Figura 14 - D), que em LPP apresenta pleocroísmo moderado a forte, variando entre tons de verde-claro, verde-acinzentado e amarelado-esverdeado. Em LP, a clorita mostra cores de interferência de primeira ordem. A ocorrência conjunta de serpentina e clorita indica a atuação de processos de metamorfismo de baixo grau e alteração hidrotermal por fluidos percolantes, característicos de contextos pós-magmáticos.

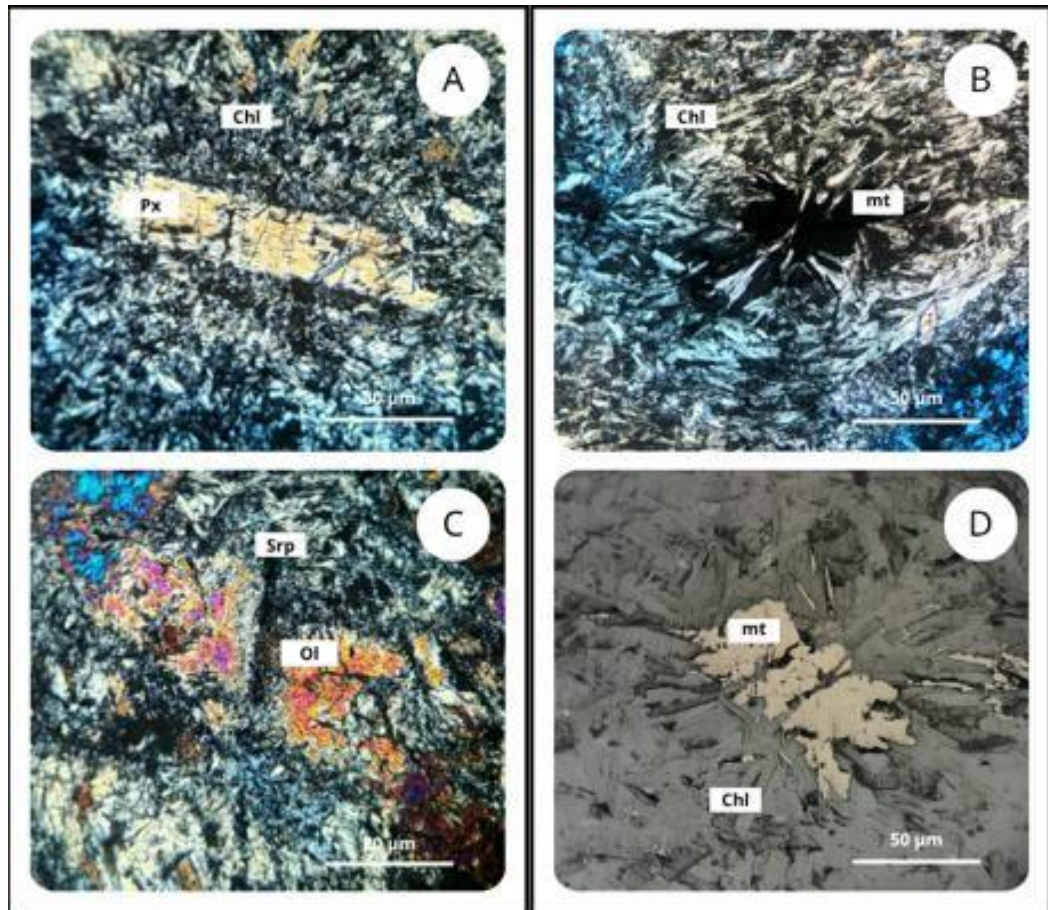
Além da matriz alterada, foram identificados grãos relictos de olivina (Figura 14 - C), preservados parcialmente no interior da rocha. Esses cristais encontram-se intensamente fraturados e alterados em LPP, mas ainda apresentam, em LP, cores de interferência de segunda a terceira ordem compatíveis com olivina fresca. Adicionalmente, foram observados grãos relictos de ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Os ortopiroxênios (Figura 14 - A) ocorrem sob forma prismática, incolor, com relevo alto e clivagem visível em LPP, extinção reta e cores de interferência variando do amarelo ao laranja de primeira ordem em LP, caracterizando assim a enstatita, que é um ortopiroxênio rico em magnésio ($(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$), sendo um dos primeiros minerais a se cristalizar em rochas magmáticas proveientes de magmas anidros. Tal interpretação corrobora com os resultados geoquímicos obtidos e apresentados posteriormente.

Já os clinopiroxênios se apresentam prismáticos, incolores e com relevo alto em LPP, enquanto em LP exibem extinção variando de 45° a 48° , cores de interferência de segunda ordem e, em alguns casos, maclas de contato visíveis, corroborando com a interpretação destes como diopsídios ou augitas, considerando também a química e assembleia mineral presentes, ricas em Mg.

Minerais opacos (Figura 14 - B) (Figura 14 - D) encontram-se distribuídos por toda a rocha, muitas vezes associados a cristais máficos e a processos de substituição mineralógica. Entre os opacos identificados, destaca-se a magnetita, que aparece em grãos anédricos, menores e de tonalidade cinza-claro em luz refletida, frequentemente orientados num mesmo sentido quando observados, sendo o único mineral da assembleia a apresentar tal característica. Já a cromita, por sua vez, apresenta cristais ligeiramente maiores, subédricos, também com coloração cinza-claro metálica. Ambos os minerais são comumente associados a litotipos ultramáficos, ocorrendo como fases acessórias em associação com olivina e piroxênios, reforçando a interpretação de um protólito máfico-ultramáfico submetido a cristalização fracionada e posterior alteração hidrotermal.

Figura 14: Minerais em lâmina. A) Matriz de granulação fina com coloração cinza de primeira ordem, textura placoide e fibrosa com grão subédrico de piroxênio ao centro, com coloração amarela de segunda ordem e bordas alteradas. B) Matriz fina composta essencialmente por cloritas placoides e ao centro, grão opaco de magnetita anédrica. C) Grão de olivina ao centro, com de segunda ordem alterando em fraturas e bordas para serpentina, esta com textura fibrosa e em mesh e cores de primeira ordem. D) Matriz composta por cloritas placoides em cor cinza e ao centro, grão anédrico de magnetita cinza amarelada em na luz refletida. Px – Piroxênio, Chl – Clorita, mt – Magnetita, Srp – Serpentina, Ol – Olivina.



4.2 GEOQUIMICA DE ROCHA TOTAL

4.2.1 Elementos maiores e menores

As rochas metaultramáficas da região do Alto Varginha, objeto do estudo, possuem teores de SiO_2 próximos a 55% em peso nas três amostras analisadas. Embora a quantificação direta do SiO_2 não tenha sido realizada nas análises por ICP-OES, sua concentração foi estimada com base na soma dos outros elementos maiores (Quadro 6), assumindo-se que o valor restante, que completa 100% em peso, corresponde à quantidade de SiO_2 presente na amostra. Os demais elementos, menores e traços (Quadro 7) (Quadro 8) não entram neste cálculo primário. Esse teor elevado de SiO_2 , incomum para rochas metaultramáficas, pode ser explicado pela atuação de processos metamórficos e, sobretudo, hidrotermais posteriores à formação do protólito. A circulação de fluidos hidrotermais, facilitada por fraturas e zonas de cisalhamento, favorece a

introdução e/ou redistribuição de sílica no sistema, principalmente a partir de rochas encaixantes ricas em quartzo, como metapelitos, quartzitos e gnaisses tonalíticos, amplamente presentes nas faixas supracrustais adjacentes. Esse enriquecimento pode ocorrer por silicificação, processo no qual a sílica é adicionada ao protólito durante a interação fluido-rocha, resultando no aumento do teor final de SiO₂.

No contexto do Quadrilátero Ferrífero e do Cráton São Francisco, tais modificações são recorrentes, pois os eventos tectono-metamórficos múltiplos e os pulsos hidrotermais propiciam repetidos episódios de percolação de fluidos mineralizadores. A afinidade geoquímica entre a sílica mobilizada e a mineralogia presente nas rochas metaultramáficas — especialmente minerais secundários como talco, quartzo e carbonatos — também contribui para a retenção desse elemento. Assim, o valor estimado de aproximadamente 55% em peso de SiO₂, diferente do catalogado na literatura de 45%, não representa apenas a composição magmática original, mas incorpora a assinatura de eventos geológicos posteriores, que modificaram de maneira significativa a química global da rocha.

De maneira geral, os teores de MgO encontram-se em torno de 30%, enquanto o FeO apresenta valores próximos a 7%. Os elementos CaO, Al₂O₃, TiO₂, MnO, Na₂O e Cr₂O₃, por outro lado, apresentam concentrações inferiores a 5%, mas dentro dos limites de quantificação do método analítico utilizado. As concentrações de K₂O e P₂O₅ são inferiores a 0,01%, conforme apresentado no Quadro 6.

Quadro 6: Composição química (% em peso) de elementos maiores e menores das amostras analisadas.

	Amostra 1	Amostra 2	Amostra 3
TiO ₂	0,1	0,11	0,09
Al ₂ O ₃	4,3	4,98	3,81
FeO	7,05	7,15	7,02
MnO	0,16	0,14	0,13
MgO	31,36	29,58	31,45
CaO	2,61	3,13	2,19
Na ₂ O	0,12	0,18	0,06
K ₂ O	< 0,01	< 0,01	< 0,01
P ₂ O ₅	< 0,01	0,01	< 0,01
Cr ₂ O ₃	0,29	0,31	0,28

Fonte: Autoria própria.

4.2.2 Elementos traço

Os elementos-traço que ocorrem em maiores concentrações nas três amostras analisadas são Cromo (Cr), Níquel (Ni), Zinco (Zn), Vanádio (V) e Cobalto (Co). Esses elementos são frequentemente associados a rochas máficas e ultramáficas, podendo indicar afinidade geoquímica com litotipos ricos em minerais ferromagnesianos e/ou fases sulfetadas.

O Cromo (Cr) apresenta-se como o elemento mais concentrado entre todos, com valores de 1982,20 ppm na Amostra 1, 2123,18 ppm na Amostra 2 e 1912,43 ppm na Amostra 3. Esses teores elevados são característicos de rochas ultramáficas, como komatiítos e peridotitos, refletindo a presença de minerais como cromita ou de intercrescimentos com olivina. A Amostra 2 contém a maior concentração de Cr, sugerindo maior enriquecimento em fases compatíveis ou menor grau de alteração.

O Níquel (Ni) também ocorre em altas concentrações: 1537,41 ppm na Amostra 1, 1352,02 ppm na Amostra 2 e 1567,61 ppm na Amostra 3. Esses valores reforçam a hipótese de um protólito ultramáfico, dado que o Ni é altamente compatível com olivina e pode ser mobilizado por processos de serpentinização. A maior concentração em Ni é registrada na Amostra 3, enquanto a Amostra 2 mostra leve empobrecimento, o que pode estar relacionado a variações mineralógicas ou à alteração hidrotermal diferencial.

O Zinco (Zn) apresenta concentrações relativamente elevadas, com 56,74 ppm na Amostra 1, 52,92 ppm na Amostra 2 e 57,44 ppm na Amostra 3. Esses valores, ainda que menores que os de Cr e Ni, indicam uma possível associação com minerais acessórios ou com fases sulfetadas.

O Vanádio (V) mostra valores de 67,73 ppm, 79 ppm e 61,92 ppm nas amostras 1, 2 e 3, respectivamente. Esse elemento é compatível com magnetita, espinélio e piroxenios. Sua distribuição sugere leve variação mineralógica entre as amostras. A maior concentração na Amostra 2 pode indicar maior preservação de minerais primários máficos.

O Cobalto (Co), embora em menor escala que os anteriores, também apresenta concentrações significativas: 85,42 ppm na Amostra 1, 86,53 ppm na Amostra 2 e 78,66 ppm na Amostra 3. Como o Co geralmente se comporta de forma semelhante ao Ni, esses valores sustentam a ideia de origem ultramáfica e a possível presença de fases sulfetadas ou minerais máficos ricos em Co.

Esses dados, em conjunto com demais análises, indicam que as amostras derivam de litologias fortemente máficas a ultramáficas, com alta concentração de elementos compatíveis com olivina, piroxenios e sulfetos. A distribuição relativamente uniforme, mas com pequenas

variações, sugere influência de processos cumulativos ou hidrotermais locais, além de possíveis diferenças no grau de alteração ou metamorfismo.

Quadro 7: Composição química (ppm) de elementos traços das rochas metaultramáfica analisadas.

	Amostra 1	Amostra 2	Amostra 3
Ni	1537,41	1352,02	1567,61
Sc	13,63	16,04	11,59
Ba	1,14	<1,09	<1,09
Be	< 0,273	< 0,273	< 0,273
Co	85,42	86,53	78,66
Cu	< 2,45	< 2,45	< 2,45
As	< 15,2	< 15,2	< 15,2
Bi	< 9,80	< 9,80	< 9,80
Cd	< 0,982	< 0,982	< 0,982
Li	< 4,18	< 4,18	< 4,18
Mo	< 2,44	< 2,44	< 2,44
Sr	3,61	3,66	4,8
Th	< 8,88	< 8,88	< 8,88
V	67,73	79	61,92
Zr	< 0,807	< 0,807	< 0,807
Y	2,25	2,67	2,02
Zn	56,74	52,92	57,44
Be	< 0,273	< 0,273	< 0,273
Sb	< 15,00	< 15,00	< 15,00
Pb	< 14,16	< 14,16	< 14,16
S	< 16,42	< 16,42	< 16,42
Cr	1982,2	2123,18	1912,43

Fonte: Autoria própria.

Quadro 8: Composição química (ppm), com valores já normalizados em relação ao condrito, de elementos traços das rochas metaultramáficas analisadas.

	Amostra 1	Amostra 2	Amostra 3
La	0,3798	0,464	0,3774
Ce	0,4173	0,5473	0,4155
Pr	0,4941	0,5825	0,481
Nd	0,5491	0,5983	0,5325
Sm	0,7403	0,8069	0,7113
Eu	0,846	0,9115	0,8276
Gd	1,0121	1,0824	1,0013

Tb	1,2207	1,3	1,1793
Dy	1,4406	1,5383	1,3798
Ho	1,5617	1,6898	1,4583
Er	1,6711	1,8245	1,5803
Tm	1,8596	2,0674	1,6854
Yb	1,7274	1,9996	1,5835
Lu	1,8372	2,1339	1,6614
Y	1,7215	1,9069	1,6308

Fonte: Autoria própria.

Entre os parâmetros empregados na caracterização geoquímica de suítes de rochas komatiíticas, Viljoen e Viljoen (1969) e Arndt e Nisbet (1982) destacam a razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, que, segundo esses autores, deve situar-se no intervalo restrito de 0,8 a 1,0. Contudo, as rochas metaultramáficas da região do Alto Varginha apresentam valores médios próximos de 0,6, abaixo do limite inferior estabelecido. Essa discrepância pode ser atribuída a variações composicionais decorrentes de processos pós-magmáticos, tais como alteração intempérica, metamorfismo de baixo grau e eventos hidrotermais, os quais são recorrentes na história geológica tanto do Quadrilátero Ferrífero quanto do Cráton São Francisco (Ladeira, 1980; Baltazar & Zucchetti, 2007; Rosière et al., 2013).

É relevante observar que os padrões de referência propostos por Viljoen e Viljoen (1969) e Arndt e Nisbet (1982) foram definidos a partir de áreas cujas unidades komatiíticas não sofreram, de maneira expressiva, modificações decorrentes de processos metamórficos e hidrotermais intensos. Nessas áreas, as composições químicas refletem de forma mais fiel o protólito ígneo original. Em contraste, no Quadrilátero Ferrífero, os complexos metaultramáficos estão frequentemente associados a sequências metavulcano-sedimentares de alto grau de deformação e metamorfismo, como as do Supergrupo Rio das Velhas, e podem estar intrudidos por corpos máficos e félsicos de diferentes idades, o que favorece eventos hidrotermais subsequentes (Machado et al., 1992; Lobato et al., 2001).

Assim, a aplicação direta de parâmetros geoquímicos obtidos em terrenos arqueanos pouco alterados para o contexto do Quadrilátero Ferrífero serve apenas como base comparativa, mas não como padrão absoluto. A integração de dados petrográficos, estruturais e geoquímicos, aliada à correlação com unidades geológicas regionais correlatas ou proximamente associadas às rochas metaultramáficas estudadas, é essencial para a interpretação adequada de desvios composicionais observados.

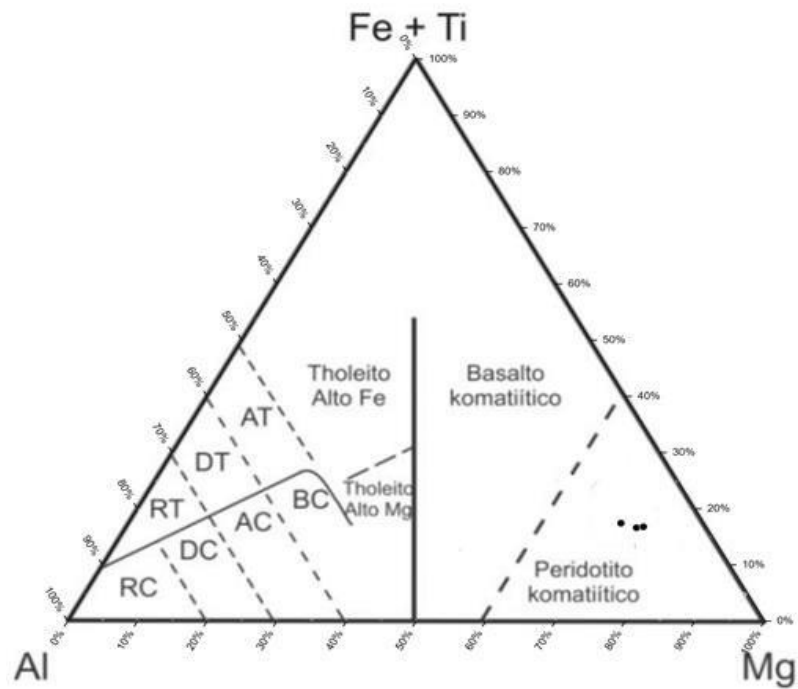
Outro parâmetro relevante na investigação da gênese das rochas ultramáficas é a razão Al_2O_3/TiO_2 , conforme descrito por Nesbitt *et al.* (1979) e Beswick (1982). De acordo com essas referências, é possível classificar as rochas de composições komatiíticas em suítes que são deficientes ou não deficientes em alumínio, o que contribui para a caracterização da fonte mantélica. As rochas metaultramáficas da região do Alto Varginha apresentam razões Al_2O_3/TiO_2 que variam de 42% a 45%, dependendo da amostra. De forma geral, as amostras analisadas se situam próximas ao campo da suíte komatiítica com deficiência em alumínio, portanto, em similaridade com o tipo ADK.

No diagrama proposto por Jensen (1976) (Figura 15), que correlaciona os óxidos MgO, CaO e Al_2O_3 , e no diagrama de Viljoen & Viljoen (1969) (Figura 16), que correlaciona Al, Fe+Ti e Mg, é possível observar que as rochas metaultramáficas desta pesquisa se situam de forma consistente no campo correspondente ao Peridotito/Komatiítico.

As amostras analisadas apresentam concentrações de Ni variando entre 1352 e 1537 ppm (Quadro 7), e uma concentração máxima de 0,31% em peso de Cr_2O_3 (aproximadamente 2100 ppm), além de quantidades de TiO_2 inferiores a 0,25% em peso (Quadro 6). A Figura 5 apresenta os diagramas Ni (ppm) versus Cr (ppm), Cr (ppm) versus TiO_2 (% em peso) e Ni (ppm) versus TiO_2 (% em peso), conforme Hallberg (1985), para as rochas metaultramáficas estudadas nesta pesquisa.

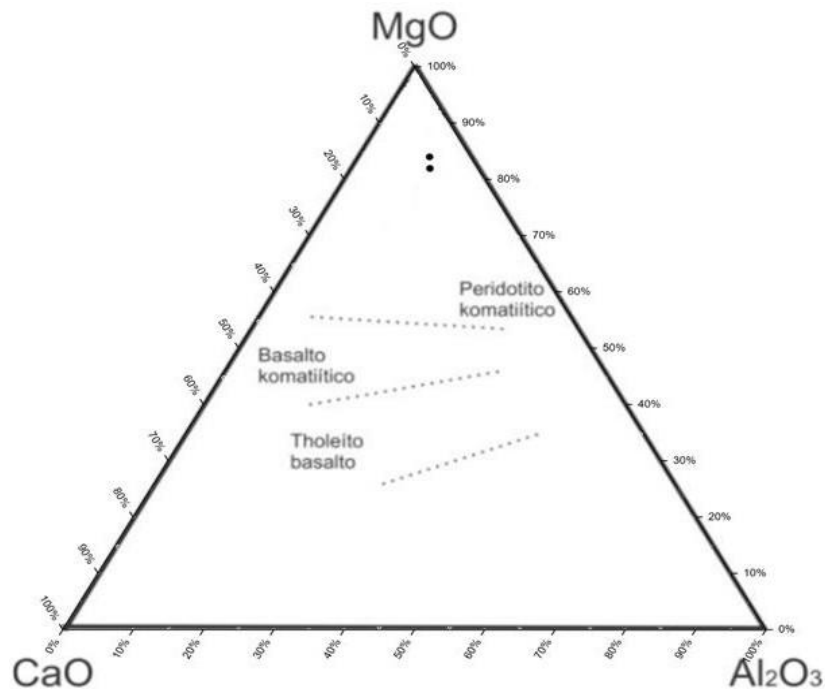
A partir do gráfico Ni (ppm) versus Cr (ppm) (Figura 17 - A), observa-se que a maioria das amostras analisadas se posiciona no campo de sobreposição entre Komatiito (K) e Komatiito cumulático (CK). No diagrama Cr (ppm) versus TiO_2 (% em peso) (Figura 17 - B) e no gráfico Ni (ppm) versus TiO_2 (% em peso) (Figura 17 - C), verifica-se que as amostras se situam consistentemente no campo dos Komatiitos cumuláticos (CK) em ambos os diagramas.

Figura 15: Diagrama ternário Al – (Fe + Ti) – Mg utilizado como base para a classificação de litotipos máficos e ultramáficos do Alto varginha. Todas as amostras plotadas classificam-se como Komatiitos.



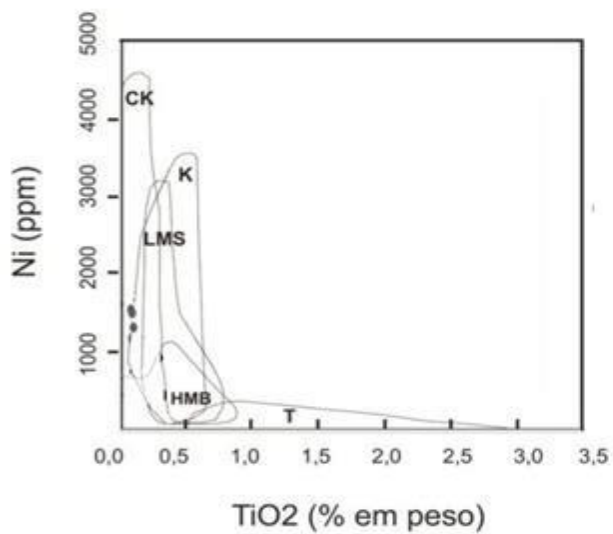
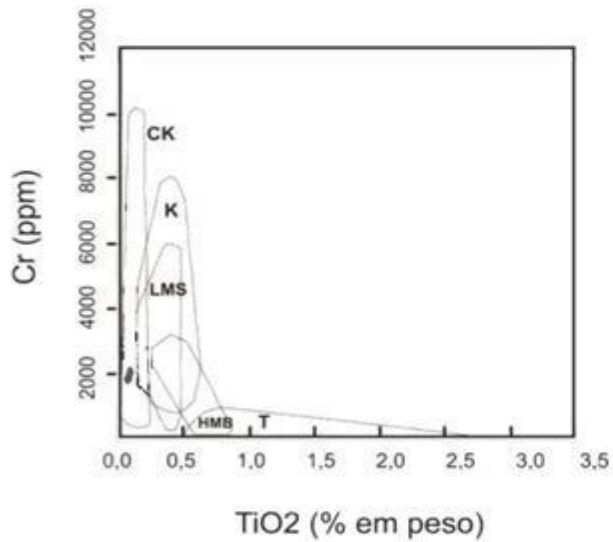
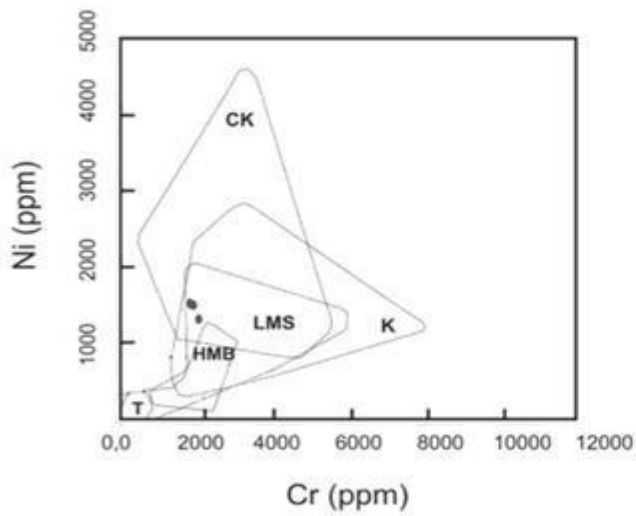
Fonte: Adaptado de Jensen (1976).

Figura 16: Diagrama ternário Mg – CaO – Al₂O₃, utilizado como base para a classificação de litotipos máficos e ultramáficos do Alto varginha. Todas as amostras plotadas classificam-se como Komatiitos.



Fonte: Adaptado de Viljoen & Viljoen (1969).

Figura 17: Diagramas de classificação geoquímica dos metaultramafitos do Alto Varginha. A: Diagrama Ni (ppm) x Cr (ppm). B: Cr (ppm) x TiO₂ (% em peso). C: Diagrama Ni (ppm) x TiO₂ (% em peso).



CK: Komatiito cumulático

K: Komatiito

LMS: Sills acamadados de alto magnésio

HMB: Basalto com alto magnésio

T: Tholeiito

Fonte: Adaptado de Hallberg (1985).

4.2.3 Elementos Terras Raras

Elementos terras raras (ETR) são exímios marcadores de fontes e processos magmáticos. A larga utilização destes elementos nos estudos petrogenéticos se deve ao fato de, após processos de fusão parcial e cristalização fracionada, remanescerem com assinatura geoquímica similar ou idêntica à sua fonte geradora. Além disso, são elementos que permanecem com suas características químicas imutáveis ou ligeiramente intactas após processos metamórficos posteriores (Henderson 1984).

O Quadro 8 apresenta os valores dos elementos terras raras obtidos para as rochas metaultramáficas da região do Alto Varginha. Já a Tabela 1 ilustra os valores desses elementos conforme obtidos na literatura para o Komatiito Barberton, os quais foram utilizados para comparação com as amostras analisadas neste estudo. Neste subitem, o condrito de Evensen *et al.* (1978) foi utilizado como padrão de normalização para os elementos terras raras.

Tabela 1: Composição química de elementos terras-raras (em ppm) do Komatiito Barberton..

Komatiito - Barberton <i>Greenstone belt</i> (Lahaye <i>et al.</i> 1995)	
La	1,61
Ce	5,06
Pr	0,76
Nd	3,87
Sm	1,19
Eu	0,39
Gd	1,45
Tb	0,25
Dy	1,51
Ho	0,33
Er	0,93
Tm	0,13
Yb	0,86
Lu	0,13

Fonte: Laheyne *et al.* 1995

De maneira geral, as amostras apresentam um padrão de distribuição subhorizontal, com

um leve aumento nas concentrações dos elementos terras raras pesadas (ETRP), conforme ilustrado nas Figuras 6, 7 e 8. Os valores médios (ppm), não normalizados em relação ao condrito, para os diferentes elementos terras raras são os seguintes: La cerca de 0,4, Ce aproximadamente 0,45, Pr em torno de 0,53, Nd em 0,56, Sm em 0,78, Eu em 0,85, Gd em 1,01, Tb em 1,2, Dy em 1,4, Ho em 1,5, Er em 1,65, Tm em 1,8, Yb em 1,8 e Lu em 1,9.

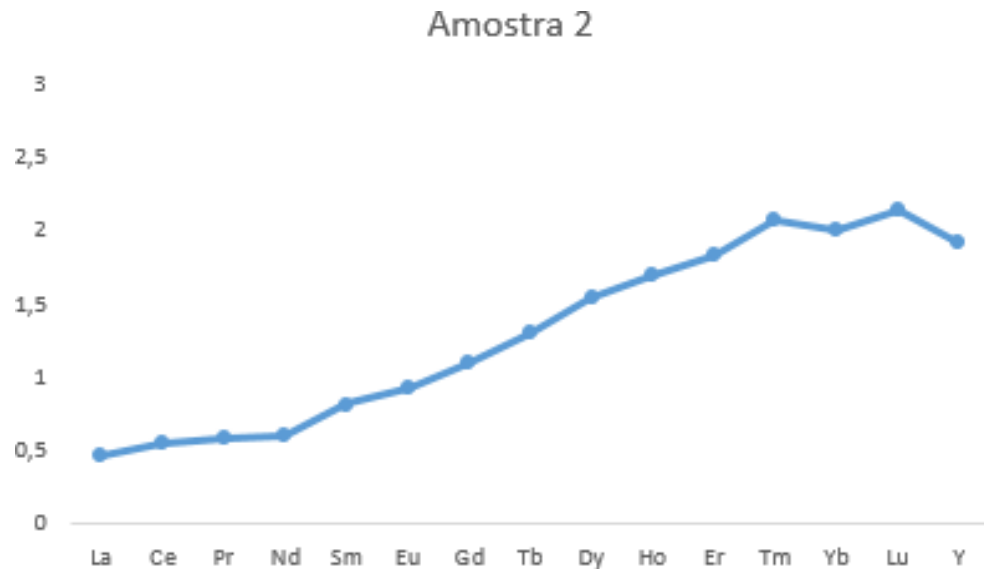
Dessa forma, é possível observar que, embora haja um evidente enriquecimento em ETRP quando comparado aos elementos terras raras leves (ETRL), ao se comparar com os valores referenciais da literatura para o Komatiito Barberton (Lahaye *et al.*, 1995), utilizado como base comparativa neste estudo, os valores obtidos para a região do Alto Varginha são consideravelmente mais baixos, tanto para os ETRL quanto para os ETRP.

Figura 18: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente a 1ª amostra.



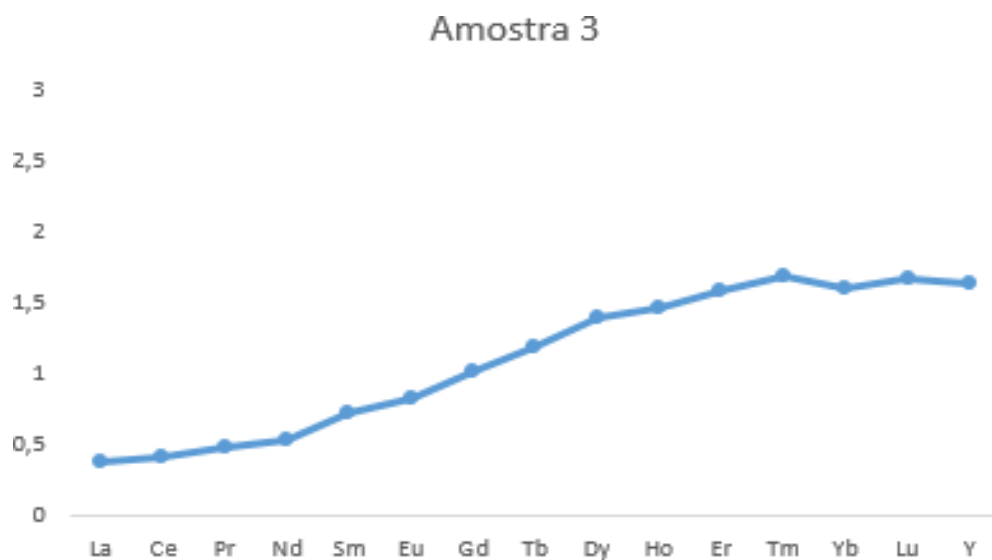
Fonte: Autoria própria.

Figura 19: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente a 2ª amostra.



Fonte: Autoria própria.

Figura 20: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente a 3ª amostra.



Fonte: Autoria própria.

Visto as análises supracitadas, a geoquímica de rochas da região do Alto Varginha revelou que embora classificadas como Komatiitos cumuláticos com base em elementos

maiores, menores e traços, seu padrão de Elementos Terras Raras (ETR) exhibe notável semelhança com o de basaltos N-MORB.

Os basaltos N-MORB, formados em limites divergentes a partir da fusão parcial do manto superior empobrecido, apresentam características geoquímicas bem definidas: composição máfica, composta por plagioclásio, piroxênio e olivina, baixo teor de elementos incompatíveis e um padrão de ETR plano ou ligeiramente empobrecido em Terras Raras Leves (Figura 19, Quadro 9). Esse padrão é resultado de fusões parciais anteriores da mesma fonte, que removem preferencialmente os ETR leves e enriquecem os ETR pesados. Essas características também são observadas nos padrões de Terras Raras dos Komatiitos analisados nesta pesquisa (Figuras 16, 17 e 18). No entanto, os Komatiitos são rochas ultramáficas com alto teor de MgO, cuja formação exige condições de fusão parcial do manto significativamente mais extremas, semelhantes às encontradas no Arqueano.

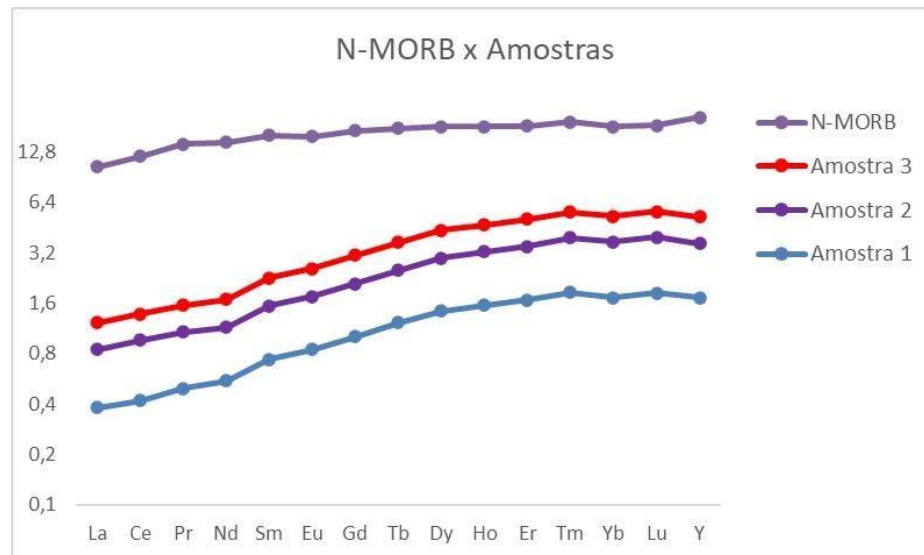
Logo, a similaridade nos padrões de ETR entre os komatiitos de Alto Varginha e os basaltos N-MORB pode levantar a hipótese de uma fonte mantélica comum ou de processos geológicos que alteraram suas assinaturas geoquímicas, tal qual contínuo metamorfismo ou alteração.

Quadro 9: Composição química de elementos terras-raras (em ppm) de N-MORB.

	N-MORB
La	3,39
Ce	10,2
Pr	1,74
Nd	9,22
Sm	3,19
Eu	1,15
Gd	4,29
Tb	0,81
Dy	5,27
Ho	1,14
Er	3,31
Tm	0,49
Yb	3,2
Lu	0,49
Y	32,2

Fonte: Sun & McDonough (1989).

Figura 21: Diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978) para as rochas metaultramáficas do Alto Varginha referente as amostras analisadas e para o padrão de ETR em N-MORB.



Fonte: Autoria própria.

4.2.4 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A caracterização mineralógica dos metakomatiitos da região do Alto Varginha foi aprofundada por meio de análises pontuais realizadas em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), cujas imagens de alta resolução e contrastes de elétrons retroespalhados permitiram a distinção de fases minerais com base em suas morfologias, densidades eletrônicas relativas e distribuição textural. Os dados obtidos permitiram a identificação de minerais principais e acessórios em diferentes porções das amostras, confirmando e detalhando a assembleia mineral previamente inferida por microscopia óptica. A integração dessas informações confirma o caráter ultramáfico cumulático das rochas e reforça a interpretação de que os protólitos correspondem a fluxos komatiíticos diferenciados (Arndt e Nisbet, 1982). Neste projeto, a lamina analisada foi dividida em quatro campos, estes também subdivididos, distintos, logo, a divisão de informações foi feita com base nestes mesmos.

A cromita (FeCr_2O_4) foi identificada com clareza nos espectros 5 e 6, presentes no campo quatro, além de visualmente em lâmina, com composição dominada por ferro (entre 83,48% e 87,32%) e cromo (10,64% a 14,38%), além de pequenas proporções de titânio, vanádio e manganês (Tabela 2). O silício aparece apenas em traços, e não há presença de cálcio

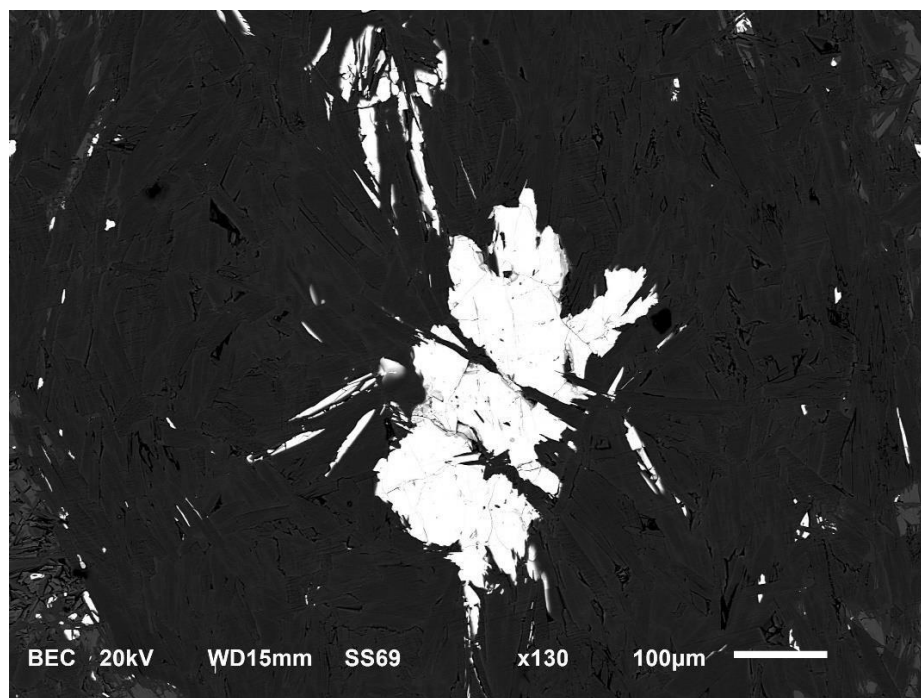
ou alumínio, o que confirma tratar-se de uma cromita rica em Cr^2O_3 , compatível com espinélios formados nos primeiros estágios da cristalização de magmas ultramáficos (Irvine, 1967). As imagens de MEV mostram esses minerais como grãos opacos de morfologia subédrica a anédrica, com contornos parcialmente irregulares. Essa disposição, aliada à composição química, confirma sua natureza cumulática e sua formação em ambiente de diferenciação gravitacional, típico de komatiitos do tipo Munro (Parman *et al.*, 1997; Grove *et al.*, 1997; Stone *et al.*, 1997).

Tabela 2: Composição elementar dos espectros identificados como cromita (campo 4) (MEV).

Spectrum	O	Si	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Mineral
5		0,4	0,13	0,66	0,18	10,64	0,67	87,32	Cromita
6				0,91	0,26	14,38	0,97	83,48	Cromita

Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Figura 22: Cromita em BSE (MEV). O mineral visado apresenta-se em cor clara com alto contraste e relevo.



Fonte: Imagem obtida por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

A mineralogia silicatada é amplamente dominada por piroxênios $((\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al},\text{Cr})(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6)$, que se distribuem em uma faixa composicional extensa, refletida nos diferentes espectros analisados (Tabela 3) (Tabela 4) (Tabela 5) (Tabela 6). Embora parte dos espectros, como 46, 47 e 48, apresente altos teores de cálcio (até 25,43%)

e magnésio (em torno de 17%) (Tabela 3), condizentes com clinopiroxênios cálcicos como o diopsídio, há também espectros com composições que evidenciam uma transição para piroxênios intermediários ou magnésio-ferrosos, com diminuição acentuada do Ca e aumento do Fe (ex: espectro 54) (Tabela 3), sem concentração significativa de elementos alcalinos ou alumínio. Essa diversidade sugere que a assembleia piroxênica resulta da cristalização de um magma ultramáfico com múltiplos estágios de fracionamento e posterior reequilíbrio sob metamorfismo. Nas imagens de MEV, essas fases aparecem com texturas granoblásticas e subédricas, exibindo zonamentos discretos e intercrescimentos com cromita, magnetita e minerais de alteração. A variação composicional entre os espectros indica que nem todos os piroxênios mantiveram sua química magmática original, tendo alguns sofrido diferenciação composicional sob temperaturas metamórficas, o que pode ter contribuído para a migração de ferro e cálcio e a formação de novos minerais, como os anfibólios magnésicos identificados em demais espectros.

Em consonância com as interpretações, os dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) subsidiaram a plotagem, utilizando o software GCDkit, no diagrama de classificação de piroxênios proposto por Morimoto (1988). Tal procedimento resultou na classificação dos clinopiroxênios analisados como Diopsídios, Augitas e Pigeonitas, reforçando a interpretação inicial de clinopirenios com maiores teores de Ca e Mg (Figura 23) (Figura 24).

Tabela 3: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 1.1)(MEV)

Spectrum	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Cr	Fe	Ni	In	Yb	Mineral
46			17,3		54,79	25,34		0,54	2,03				Cpx
47			17,27		55,17	25,43			2,13				Cpx
48			17,41		54,6	24,97		0,44	2,09			0,48	Cpx
54			26,5	0,39	57,91	11,17		0,23	3,8				Cpx

Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Tabela 4: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 1.2)(MEV)

Spectrum	O	Mg	Al	Si	Ca	V	Cr	Fe	Ni	Mineral
57		23,62		59,55	13,64		0,27	2,71	0,21	Cpx
58		23,36		59,69	13,73		0,24	2,97		Cpx
59		17,36		54,64	25,45		0,43	2,12		Cpx
60		18,04		54,21	24,64		0,46	2,64		Cpx
64		23,69		59,71	13,23	0,2	0,24	2,93		Cpx

Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Tabela 5: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 2.1)(MEV)

Spectrum	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	V	Cr	Fe	Yb	Mineral
16		1,47	20,73	7,09	52,56	12,06	0,38		0,79	4,91		Cpx
17		1,6	21,14	6,3	52,69	12,77	0,4	0,25	0,82	4,04		Cpx
18			27,98	4,12	52,12	9,24	0,17		0,42	5,95		Cpx
19		1,45	21,33	6,66	52,64	11,75	0,36		0,87	4,94		Cpx
20		1,4	20,76	6,75	53,12	12,17	0,4		0,73	4,67		Cpx
21			18,09		55,42	23,24			0,49	2,34	0,43	Cpx
22			18,04		54,38	24,51			0,64	1,93	0,5	Cpx

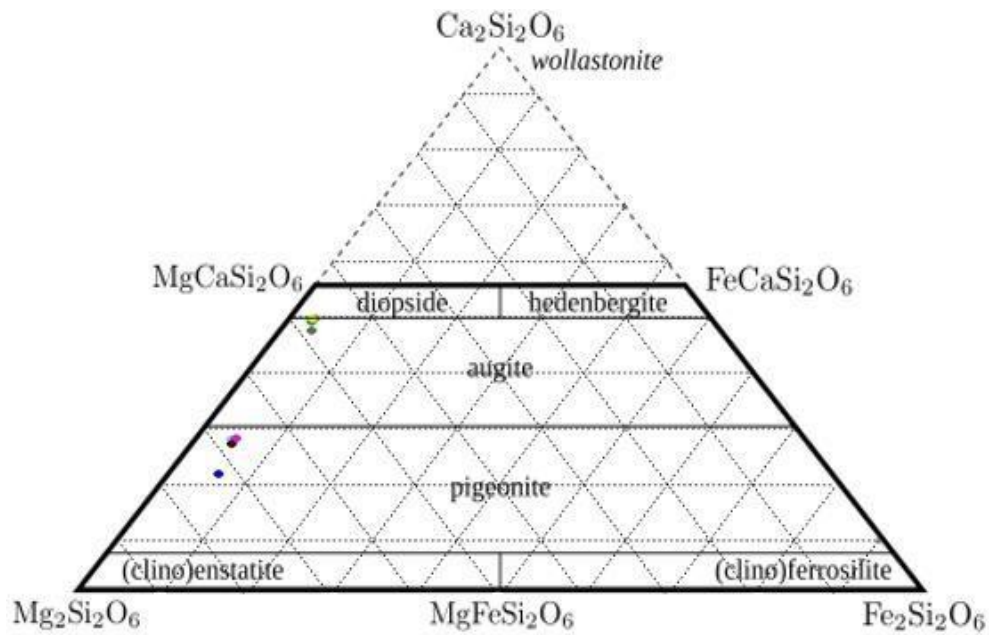
Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha

Tabela 6: Composição de espectros representativos de clinopiroxênios (campo 2.2)(MEV)

Spectrum	O	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	Ni	Mineral
24		17,55		54,89	24,93	0,55		2,09		Cpx
25		17,33		54,86	25,4	0,5		1,91		Cpx
26		23,96		59,73	13,12			3,2		Cpx
27		23,87		59,76	13,44	0,28		2,65		Cpx
33		23,86		59,88	13,7	0,22		2,34		Cpx

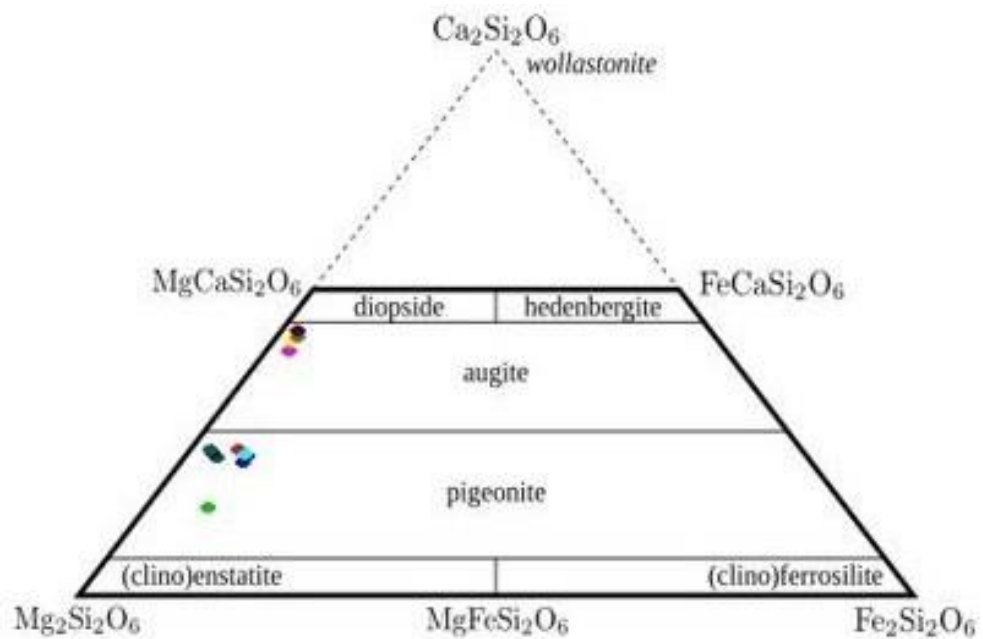
Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Figura 23: Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênios do campo 1 da lâmina



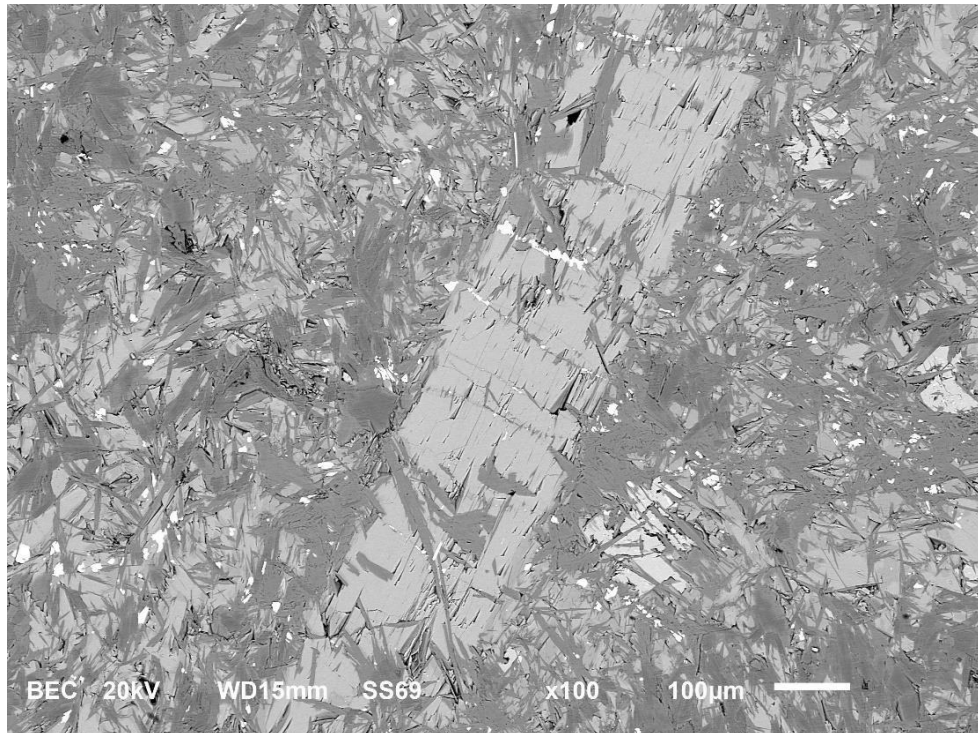
Fonte: Autoria própria. Alterado de Morimoto (1988).

Figura 24: Diagrama ternário de classificação de clinopiroxênios do campo 2 da lâmina.



Fonte: Autoria própria. Alterado de Morimoto (1988).

Figura 25: Clinopiroxênio em BSE (campo 2)(MEV). O mineral visado apresenta-se em cor cinza médio em escala, com médio contraste e alto relevo.



Fonte: Imagem obtida por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

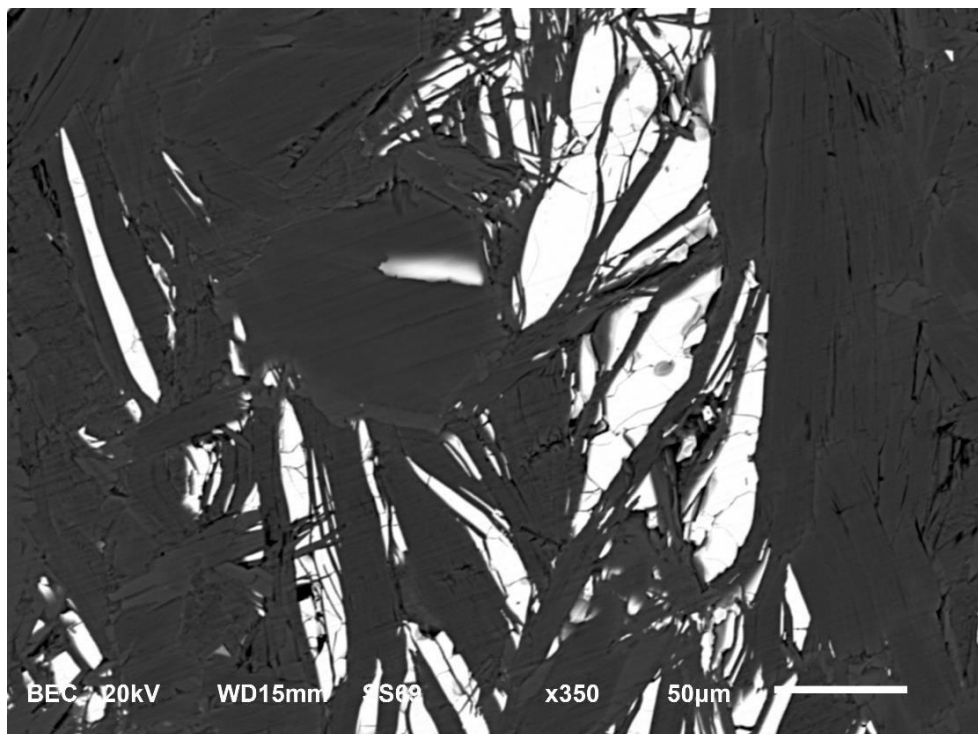
A presença de magnetita (Fe_3O_4) também foi registrada explicitamente em alguns espectros e em lâmina no campo 3. A composição desses pontos é dominada por ferro, com teores superiores a 95%, ausência ou pouca sílica e proporções mínimas ou inexistentes de demais elementos (Tabela 7), confirmando tratar-se de magnetita (Fe_3O_4). Morfologicamente, a magnetita se apresenta como grãos opacos, tanto isolados como substituindo parcialmente fases máficas. Sua presença pode ser atribuída à oxidação de olivina e piroxênios durante eventos de alteração pós-emplacamento, em especial durante o metamorfismo (Evans, 2004). A formação de magnetita em associação com serpentinização também é comum em rochas ultramáficas submetidas a hidratação (Evans, 2004), e sua ocorrência nas amostras reforça a evidência de que houve circulação de fluidos após a cristalização primária.

Tabela 7: Espectros identificados como magnetita (campo 3) (MEV).

Spectrum	O	Mg	Al	Si	V	Cr	Fe	Ni	W	Mineral
12					0,17	0,36	99,14		0,33	Magnetita
13						0,47	99,53			Magnetita
14				0,35		0,5	99,15			Magnetita
15					0,16	0,5	99,34			Magnetita

Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Figura 26: Magnetita (campo3)(MEV). Os minerais visados apresentam-se em cor branca, com alto contraste e alto relevo.



Fonte: Imagem obtida por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

A assembleia mineral formada por clinopiroxênios cálcicos, cromita e magnetita numa fase máfica primária fazem jus a ideia de que as rochas analisadas correspondem a derrames komatiíticos espessos, acumulados em condições de diferenciação magmática ativa e posteriormente submetidos a metamorfismo. A cristalização cumulática de cromita e clinopiroxênio em associação com olivina é típica das camadas inferiores de fluxos ultramáficos (Gill *et al.* 2010).

Além das fases máficas primárias, foram observadas fases metamórficas de substituição. Entre estas mesmas identificadas nos dados de MEV, destaca-se a ocorrência de anfibólio, serpentina e clorita. Essas fases ocorrem como produtos de alteração das fases máficas primárias

e compõem uma parte significativa da assembleia mineral observada nas amostras da região do Alto Varginha.

O anfibólio $((Ca,Na,K)_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH,F,Cl)_2)$ foi identificado em alguns espectros e apresenta composição rica em silício (valores superiores a 50%), magnésio (variando entre 15% e 20%) e ferro (em torno de 6% a 9%). A presença de cálcio é variável, geralmente em torno de 10% a 12%, e os teores de alumínio e sódio são baixos ou ausentes (Tabela 8). Essa composição é típica de anfibólios cálcicos, como a hornblenda magnésiana, e a ausência de álcalis exclui a possibilidade de fases alcalinas. As imagens MEV mostram essas fases com morfologia fibrosa ou lamelar, preenchendo fraturas e bordas de piroxênios, o que indica substituição metamórfica pós-emplacamento (Leake *et al.* 1997). Sua presença pode ser interpretada como uma alteração proveniente dos clinopiroxênios.

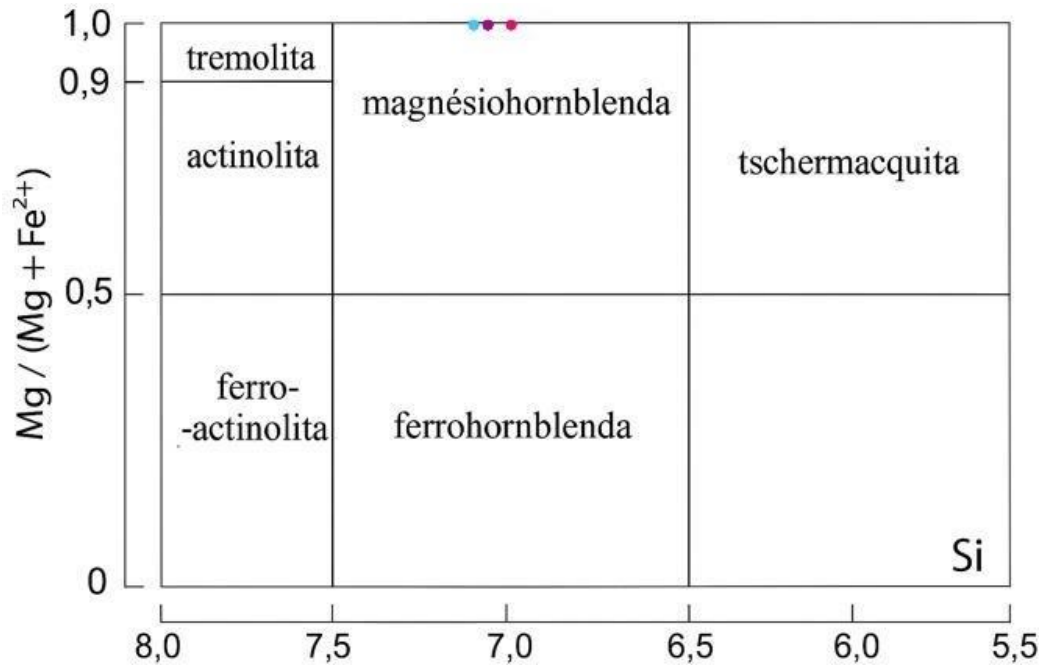
Para uma interpretação mais precisa, os dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foram plotados no diagrama proposto por Leake *et al.* (1997) (Figura 24), o qual permite a distinção de anfibólios cálcicos com base na substituição isomórfica entre Mg e Fe^{2+} , bem como no teor de sílica. Os três pontos representados no gráfico correspondem aos espectros 49, 50 e 51 (Tabela 8), cuja posição indica a classificação dos minerais como magnésiohornblenda (Figura 24). Essas magnésiohornblendas são interpretados como produtos do metamorfismo de minerais remanescentes de rochas máfico-ultramáficas sob condições, neste caso, compatíveis com a fácies xisto verde devido sua assembleia mineralógica e estruturas relictas presentes. Tal mineralogia é coerente com ambientes geológicos de idade Arqueana a Proterozoica, como terrenos metamórficos associados a *Greenstone belts* (Gill *et al.* 2010), a exemplo as porções internas do Cráton do São Francisco.

Tabela 8: Espectros identificados como anfibolios (campo 2) (MEV).

Spectrum	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Cr	Fe	Ni	In	Yb	Mineral
49		1,51	20,46	6,96	52,26	12,15	0,39	0,76	5,09			0,42	Anfibólio
50		1,53	22,58	6,41	51,72	11,52	0,48	0,76	5				Anfibólio
51		1,5	20,51	7,2	52,38	12,19	0,42	0,8	4,99				Anfibólio

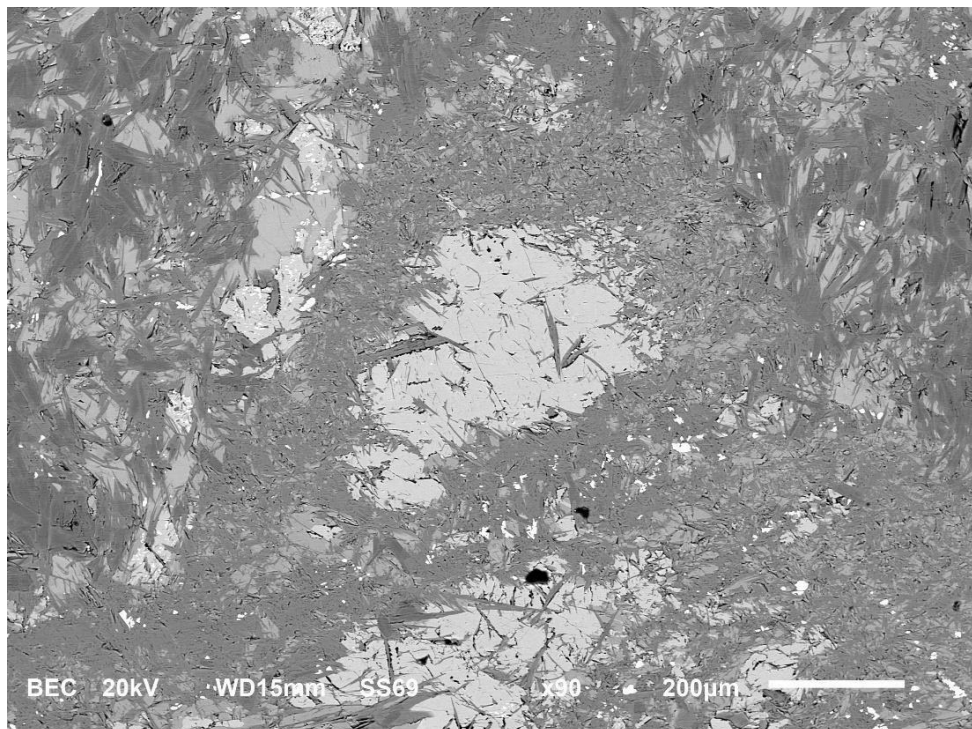
Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Figura 27: Diagrama binário para classificação de anfibólios do Alto Varginha.



Fonte: Autoria própria. Alterado de Leake *et al.* (1997).

Figura 28: Anfibólio em BSE (campo2)(MEV). Os minerais visados apresentam-se na parte esquerda superior em cor cinza médio em escala, com médio contraste e médio relevo.



Fonte: Imagem obtida por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

A serpentina $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ identificada nas amostras das Tabelas 9–12, apresenta composição dominada por Mg, com teores significativos de Si e variações de Fe. Elementos-traço, como Ni e Cr, ocorrem em baixas concentrações. A normalização estequiométrica para Si=2 e o cálculo da ocupação octaédrica (Mg+Fe+Ni) foram empregados para inferir a variedade de serpentina, seguindo os princípios e discussões de Deer, Howie e Zussman (1992). Segundo esses autores, embora a fórmula ideal seja amplamente utilizada, as diferenças estruturais entre lizardita $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ e antigorita $(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$, que seriam ambas possíveis nesta assembleia mineral, implicam variações composicionais e ajustes na ocupação octaédrica, devendo estes ser interpretados em conjunto com dados texturais e cristalográficos.

Os resultados indicam que a maioria dos espectros apresenta somas octaédricas consistentemente menores que 2,8 apfu (átomos por fórmula unitária) além da alta porcentagem de Fe (+8%) com relação ao esperado. De acordo com a interpretação químico-estrutural baseada em Deer (1992), tais valores sugerem tendência para antigorita ou composições intermediárias com caráter antigorítico. Em termos práticos, isso significa que os sítios octaédricos estão parcialmente subocupados em relação a lizardita, (ocupação trioctaédrica próxima ou maior que de 3 apfu de acordo com Deer (1992)).

Adicionalmente, observa-se enriquecimento em sílica e alumínio nas amostras, compatível com a atuação de fluidos hidrotermais tardios. A circulação de fluidos silicosos e aluminíferos, possivelmente provenientes de formações encaixantes ou de fases alteradas próximas, promoveu incorporação adicional de Si e Al na assembleia mineral. Esse processo desloca quimicamente as serpentinas da composição “pura” derivada da alteração de olivina e piroxênios, reduzindo a soma absoluta de Mg + Fe nos octaedros e favorecendo composições mais aluminosas e silicosas, neste caso, da antigorita, o que é um cenário compatível com as variações composicionais descritas por Whittaker e Wicks (1970).

Microscopicamente, as texturas observadas (fibrosa, mesh e preenchimento de fraturas em pseudomorfos de olivina) reforçam uma história de serpentinização pós-emplacamento e de alteração por fluidos. As classificações apresentadas representam interpretações químico-estruturais coerentes com Deer, Howie e Zussman (1992) e com a bibliografia mineralógica especializada.

Já a clorita $((\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH})_6)$ apresenta, nas amostras analisadas, teores elevados de ferro (superiores a 20%), magnésio (entre 10% e 18%) e silício

variando entre 20% e 30%. Os teores de alumínio são expressivos, com valores acima de 10%, o que permite sua distinção em relação à serpentina e a outras fases metamórficas presentes, conforme evidenciado nas Tabelas 9, 10, 11, 12 e 13. O enriquecimento em alumínio observado pode ser atribuído a processos hidrotermais tardios, posteriores ao metamorfismo regional, responsáveis pela introdução desse elemento a partir de unidades litológicas adjacentes ricas em alumínio, como metapelitos e gnaisses tonalíticos polideformados. Essas rochas, amplamente distribuídas na porção norte e nas faixas supracrustais da região, fornecem uma fonte potencial de alumínio mobilizado durante a circulação de fluidos hidrotermais.

O contexto estrutural e litológico do Quadrilátero Ferrífero e do Cráton São Francisco, marcado por múltiplos eventos tectono-metamórficos e pulsos hidrotermais, favorece a percolação de fluidos mineralizadores e a interação entre unidades com diferentes composições químicas. Nesse cenário, a clorita atua como um importante hospedeiro para a incorporação do alumínio mobilizado, registrando no seu arcabouço cristalino a assinatura geoquímica desses processos pós-magmáticos. Assim, o teor elevado de alumínio não apenas reflete as condições metamórficas, mas também evidencia a contribuição geoquímica das formações adjacentes e a atuação de eventos hidrotermais tardios na modificação da mineralogia primária.

As análises químicas obtidas por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), permitiram a classificação dessas cloritas como clinocloritas, variedade comum do grupo das cloritas, caracterizada pela predominância de Mg e Fe em sua estrutura e comum ocorrência com serpentinas e talcos. Essa classificação é compatível com condições metamórficas de baixo grau, nas quais a clinoclorita se forma como produto de alteração retrógrada. Ressalta-se que dois espectros (30, 52) foram excluídos da base interpretativa devido à ocorrência de resultados anômalos, atribuídos a imprecisões instrumentais durante a análise no MEV. Esses erros possivelmente decorreram de interferência topográfica na superfície da amostra ou da sobreposição de fases minerais de granulometria muito fina.

Microscopicamente, a clorita ocorre preenchendo poros intergranulares ou como fase de borda de minerais máficos, apresentando textura lamelar característica. Sua presença é interpretada como resultado da alteração retrógrada de anfibólios ou de pseudomorfos de olivina, indicando estágios mais avançados de hidratação metamórfica. A ocorrência sistemática dessa fase mineral está associada ao resfriamento progressivo e à transição para condições de baixo grau metamórfico, representando o estágio final da evolução das condições P-T (Frey e Robinson, 1999).

Tabela 9: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 1.1)(MEV)

Spectrum	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Cr	Fe	Ni	In	Yb	Mineral
52			37,43	11,87	41,27			0,74	8,69				Antigorita
55			35,16	2	51,25	4,59		0,28	6,72				Antigorita

Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Tabela 10: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 1.2)(MEV)

Spectrum	O	Mg	Al	Si	Ca	V	Cr	Fe	Ni	Mineral
56		35,09	22,55	34,99			1,18	5,94	0,25	Clinoclorita
61		39,1	3,32	48,17	0,44		0,41	8,57		Antigorita
62		34,69	22,19	35,01			1,28	6,56	0,26	Clinoclorita
63		35,93	22,11	35,51			1,13	5,03	0,29	Clinoclorita

Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Tabela 11: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 2.2)(MEV)

Spectrum	O	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	Ni	Mineral
28		38,68	2,97	48,31	1,42	0,21	0,16	8,01	0,22	Antigorita
29		39,83	3,42	47,56		0,28		8,68	0,23	Antigorita
31		38,94	2,99	48,12	0,67	0,45	0,2	8,63		Antigorita
32		39,58	3,53	47,63		0,22	0,23	8,81		Antigorita
34		39,61	3,09	47,94		0,18	0,23	8,67	0,27	Antigorita

Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Tabela 12: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 2.3)(MEV)

Spectrum	O	Mg	Al	Si	Cr	Mn	Fe	Ni	Mineral
35		35,35	22,53	35,36	1,12		5,65		Clinoclorita
36		35,51	22,41	34,7	1,15		5,87	0,35	Clinoclorita
37		34,91	21,93	35,53	1,13		6,49		Clinoclorita
38		35,23	22,62	34,99	1,17		5,98		Clinoclorita
39		34,3	21,47	35,19	1,13		7,57	0,34	Clinoclorita
40		40,2	2,48	48,78		0,26	8,27		Antigorita
41		40,14	1,77	49,45			8,37	0,27	Antigorita
42		39,99	2,82	48,09	0,26	0,25	8,58		Antigorita
43		35,55	22,64	35,09	1,19		5,28	0,26	Clinoclorita
44		34,83	22,5	34,82	1,23		6,35	0,27	Clinoclorita

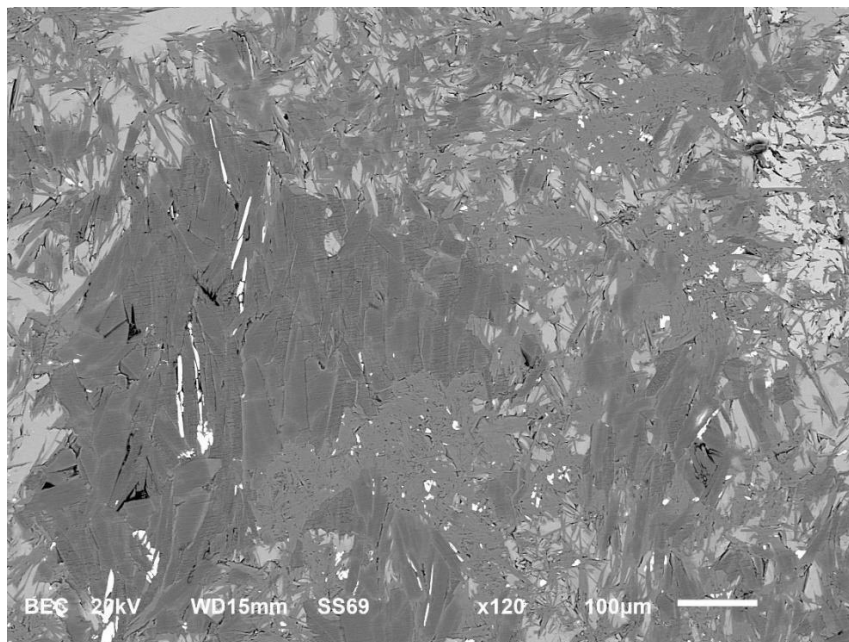
Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Tabela 13: Composição de espectros representativos de cloritas e serpentinas (campo 3)(MEV).

Spectrum	O	Mg	Al	Si	V	Cr	Fe	Ni	W	Mineral
7		35,22	22,6	35,21		1,22	5,42	0,32		Clinoclorita
8		34,94	22,25	35,01		1,19	6,3	0,32		Clinoclorita
9		34,74	22,44	34,58		1,24	6,73	0,28		Clinoclorita
10		34,5	22,59	34,6		1,22	6,8	0,29		Clinoclorita
11		35,12	22,13	35,03		1,19	6,28	0,25		Clinoclorita

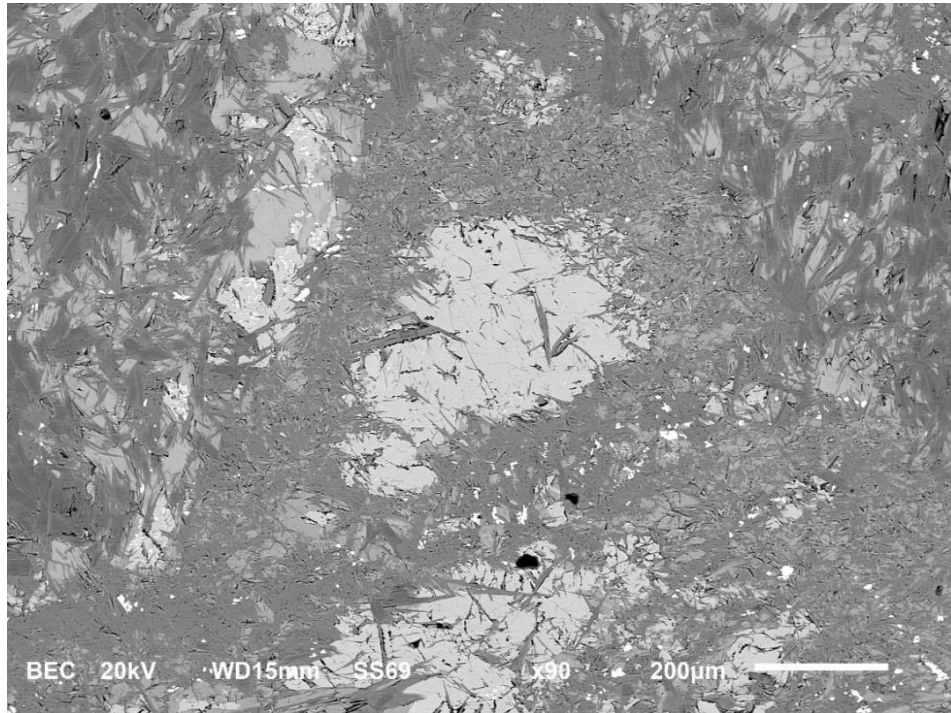
Fonte: Dados obtidos por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Alto Varginha.

Figura 29: Clorita em BSE (campo2)(MEV). Os minerais visados apresentam-se na cor cinza escuro em escala, em placas, com médio contraste e baixo relevo.



Fonte: Imagem obtida por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Figura 30: Serpentina em BSE (campo2)(MEV). Os minerais visados apresentam-se na em cores cinza médio e escuro em escala, com textura fibrosa, como produto de alteração bordejando grãos maiores, com alto contraste e baixo relevo.



Fonte: Imagem obtida por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Em suma, a preservação parcial de texturas spinifex, evidenciada por microscopia óptica e corroborada pela morfologia alongada de pseudomorfos em imagens de MEV, indica que as porções superiores dos fluxos vulcânicos experimentaram resfriamento rápido, enquanto suas bases concentraram cristais cumulados por segregação gravitacional. Essa combinação de evidências texturais e mineralógicas reforça o modelo clássico dos komatiítos do tipo Munro ou Barberton (Parman *et al.*, 1997; Grove *et al.*, 1997; Stone *et al.*, 1997), rochas formadas a partir de magmas ultramáficos com alto grau de fusão parcial (tipicamente superiores a 30%).

Nesse contexto, a presença concomitante de anfibólio, serpentina e clinocloro (Mg-Al clorita), confirmada por identificação espectral e por suas feições morfológicas, corrobora a interpretação de que os metakomatiítos do Alto Varginha foram submetidos a um complexo histórico de metamorfismo. Este histórico inclui evidências de hidratação, recristalização e substituição progressiva das fases máficas primárias, processos comuns em *Greenstone belts* arqueanos. Tais dados complementam a compreensão da trajetória geotectônica dessas unidades, desde sua cristalização em ambientes de alta temperatura até sua subsequente

modificação estrutural e mineralógica durante eventos tectonometamórficos. Assim, as feições observadas fornecem um arcabouço interpretativo para a história de metamorfismo e deformação da unidade, refletindo as condições de reequilíbrio impostas a estas rochas ultramáficas ao longo do tempo geológico.

5. CONCLUSÕES

A caracterização geoquímica e mineralógica das rochas metaultramáficas da região do Alto Varginha, no domínio meridional do Quadrilátero Ferrífero, permitiu a identificação de litotipos cuja composição e organização interna são compatíveis com fluxos komatiíticos diferenciados, com forte expressão cumulática. As amostras analisadas, provenientes de afloramentos bem preservados, apresentaram teores elevados de MgO, variando de 29,58% a 31,45%, o que, por si só, já é indicativo de um magma parental ultramáfico, com potencial origem a partir de fusão parcial de elevado grau (>30%) de uma fonte mantélica empobrecida. Os teores de FeO, também expressivos, alcançando valores superiores a 11%, associam-se à presença de magnetita e refletem uma assembleia mineral dominada por fases máficas primárias e secundárias. TiO₂, K₂O e P₂O₅, por sua vez, apresentaram valores muito baixos (<0,25%, <0,02% e <0,01%, respectivamente), condizentes com magmas toleíticos empobrecidos em elementos incompatíveis, em concordância ao proposto por Kerrich & Wyman (1996). A elevada concentração de Cr (acima de 1900 ppm) e Ni (acima de 1300 ppm) reforça a gênese em um ambiente mantélico profundo e pouco diferenciado, com compatibilidade geoquímica próxima à dos komatiitos do tipo Barberton.

A razão Al₂O₃/TiO₂, variando entre 42 e 45 nas amostras analisadas, permite classificá-las como komatiitos empobrecidos em alumínio (Al-Depleted Komatiites – ADK), conforme os critérios estabelecidos por Nesbitt *et al.* (1979), Sun & Nesbitt (1978) e sistematizados por Arndt *et al.* (1997). Esse tipo de komatiito é típico de terrenos arqueanos e está diretamente relacionado a fontes mantélicas empobrecidas, frequentemente geradas por plumas mantélicas ascendentes, com altas temperaturas de fusão (>1600 °C), em zonas profundas do manto superior. A presença de rochas com tais características em Alto Varginha corrobora a existência de eventos vulcânicos ultramáficos intensos no Arqueano tardio da região. A razão CaO/Al₂O₃, por outro lado, apresentou valores médios em torno de 0,6, ligeiramente abaixo do intervalo típico para ADK (0,8 a 1,0), o que pode ser atribuído a reequilíbrios mineralógicos induzidos por metamorfismo ou alterações hidrotermais subsequentes, como atestado pela mineralogia secundária observada.

A distribuição dos elementos terras raras (ETR), quando normalizada pelo condrito de Evensen *et al.* (1978), revelou um padrão suavemente inclinado, com baixíssimos teores de elementos leves (ETRL), como La, Ce e Pr, e leve enriquecimento relativo dos elementos pesados (ETRP), como Gd, Dy, Er, Yb e Lu. Esse padrão é típico de magmas derivados de

fontes empobrecidas e indica que, durante a geração do magma, houve baixa retenção de fases residuais como granada ou clinopiroxênio, o que sugere que a fusão ocorreu acima da zona de estabilidade da granada, provavelmente em pressões inferiores a 3 GPa. A ausência de anomalias significativas de Eu e Ce, bem como a linearidade do padrão, indica que o magma parental não foi significativamente fracionado por plagioclásio, tampouco sofreu contaminação crustal relevante. A comparação dos padrões de ETR com o traçado típico de N-MORB evidencia similaridades, ainda que os valores absolutos dos ETR sejam consideravelmente menores, o que é coerente com a natureza primitiva e empobrecida dos metakomatiítos.

Petrograficamente, as rochas analisadas apresentaram estruturas típicas de fluxos ultramáficos diferenciados. As feições observadas em campo, como a ocorrência de zonas de olivina granocristalina na base e texturas spinifex no topo, foram confirmadas em lâmina delgada e por imagens em microscopia eletrônica. A textura spinifex foi diagnosticada pela presença de cristais esqueléticos, alongados e orientados de olivina e piroxênio, em matriz fina com intercrescimentos, indicativa de rápida cristalização em fluxo extrusivo. As zonas basais, por sua vez, revelaram cristais mais equidimensionais, com evidências de empacotamento gravitacional e organização cumulática, reforçando a natureza estratificada dos fluxos. Essa bipartição interna é característica dos komatiítos extrusivos, como descrito por Pyke *et al.* (1973) e Arndt *et al.* (1994), e atesta a preservação das estruturas primárias, mesmo em meio a uma assembleia mineral secundária complexa.

As análises mineralógicas por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com espectrometria de energia dispersiva (EDS) possibilitaram a identificação de fases primárias relictuais e minerais de alteração. A cromita, identificada por sua composição rica em Cr e Fe e pela textura subédrica em imagens em modo BSE, é um dos minerais indicadores da natureza cumulática dessas rochas. Os clinopiroxênios, cuja composição foi determinada com base em diagramas ternários (Enstatita–Ferrosilita–Wollastonita), revelaram proporções típicas de augita e diopsídio magnésiano. A clorita, presente em ampla quantidade, foi classificada como clinoclorita com base nos teores médios de Mg e Fe obtidos nos espectros, com substituição parcial de Al e baixa participação de Na e K, típica de condições metamórficas de baixo grau. As serpentinas foram observadas substituindo olivinas, frequentemente em textura mesh, indicando alteração hidrotermal pós-magmática. A magnetita, presente como mineral opaco, ocorre em grãos anédricos de relevo elevado e alto contraste eletrônico, o que corrobora os altos teores de FeO totais obtidos nas análises geoquímicas. Importante destacar que, entre os espectros coletados no MEV, dois foram descartados da análise estatística por apresentarem

inconsistências na razão entre os principais óxidos detectados, atribuídas a problemas de precisão instrumental ou leitura em bordas de grão. Esta decisão metodológica, fundamentada em critérios de confiabilidade analítica, garantiu a integridade da interpretação mineralógica, mantendo apenas espectros representativos e reproduzíveis.

A convergência entre os dados geoquímicos, texturais e mineralógicos obtidos neste estudo permite afirmar com segurança que as rochas do Alto da Varginha representam komatiitos diferenciados, com assinatura geoquímica característica de magmas arqueanos derivados de uma fonte mantélica empobrecida. A presença de minerais primários preservados, aliada à organização interna dos fluxos e à composição química das rochas, reforça a interpretação de que esses corpos correspondem a produtos extrusivos de um magmatismo de natureza mantélica profunda, associados provavelmente a processos de ascensão de plumas ultramáficas no Arqueano. A posterior atuação de eventos metamórficos e de alteração hidrotermal foi responsável pela substituição parcial das fases primárias por minerais como clinoclorita, serpentina e magnetita, mas não obliterou completamente as assinaturas geoquímicas originais.

Dessa forma, as rochas estudadas representam um registro excepcional da atividade magmática ultramáfica arqueana na região do Quadrilátero Ferrífero, contribuindo significativamente para a compreensão da evolução geodinâmica, térmica e composicional do embasamento do sul do Cráton São Francisco. Seu estudo detalhado reforça o papel dos komatiitos como marcadores geoquímicos e geotectônicos da Terra primitiva e como importantes indicadores das condições do manto terrestre durante a construção das primeiras porções da crosta continental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARNDT, N. T. Archean Komatiites. *Developments in Precambrian Geology*, v. 11, p. 11–44, 1994. DOI: 10.1016/S0166-2635(08)70219-6.

ARNDT, N. T.; NALDRETT, A. J.; PYKE, D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*, v. 18, p. 319–369, 1997.

ARNDT, Nicholas T.; NISBET, Euan G. *Processes on the Archaean Earth*. London: Allen & Unwin, 1982.

BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M. Geologia do Quadrilátero Ferrífero: síntese do conhecimento. In: PINTO, C. P.; MARTINS-NETO, M. A. (org.). *Belo Horizonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM*, 2007. p. 23-46.

BARBERÁ, R.; FARRÉ, R.; LAGARDA, M. J. Copper: Properties and Determination. In: CABALLERO, B. (ed.). *Encyclopedia of Food Sciences and Nutrition*. San Diego: Academic Press, 2003. p. 1634–1639. e-book.

BICKLE, M. J.; NISBET, E. G.; MARTIN, A. Archean Greenstone Belts Are Not Oceanic-Crust. *Journal of Geology*, v. 102, p. 121–138, 1994.

BROWN, G. M. The layered ultramafic rocks of Rhum, Inner Hebrides. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B*, v. 240, p. 1–53, 1956.

CAMPBELL, I. H.; GRIFFITHS, R. W.; HILL, R. Melting in an Archaean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, v. 339, p. 697–699, 1989. DOI: 10.1038/339697a0.

CAZES, J. (ed.). *Analytical Instrumentation Handbook*. 3. ed. New York: Marcel Dekker, 2005.

CENTRAL ANALÍTICA – INSTITUTO DE QUÍMICA – USP. Espectrometria de emissão óptica com plasma–ICP-OES. Disponível em:

https://ca2.iq.usp.br/paginas_viewf0d7.html?idPagina=13. Acesso em: 28 jan. 2025.

DANN, J. C. Vesicular komatiites, 3.5-Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: Inflation of submarine lavas and origin of spinifex zones. *Bulletin of Volcanology*, v. 63, p. 462–481, 2001. DOI: 10.1007/s004450100164.

DAWSON, J. B. Geochemistry and origin of the kimberlite. In: WILLIE, P. J. (ed.). *Ultramafic and Related Rocks*. New York: Wiley, 1967. p. 269–278.

DE WIT, M. J. On Archaean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Research*, v. 91, p. 181–226, 1998.

DE WIT, M. J.; ASHWAL, L. D. Greenstone belts: what are they? *South African Journal of Geology*, v. 98, p. 1–13, 1995. DOI: 10.2113/gssajg.98.1.1.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. *An introduction to the rock-forming minerals*. 3. ed. London: Mineralogical Society, 2013.

DONALDSON, C. H. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering. In: ARNDT, N. T.; NISBET, E. G. (eds.). *Komatiites*. London: Allen and Unwin, 1982. p. 213–244.

DUNCAN, R. A.; RICHARDS, M. A. Hotspots, mantle plumes, flood basalts and true polar wander. *Reviews of Geophysics*, v. 29, p. 31–50, 1991.

EALES, H. V.; CAWTHORN, R. G. The Bushveld Complex. In: CAWTHORN, R. G. (ed.). *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier, 1996. p. 181–229.

EVANS, Bernard W. The serpentinite multisystem revisited: chrysotile is metastable. *International Geology Review*, v. 46, p. 479–506, 2004. Disponível em: https://repository.geologyscience.ru/bitstream/handle/123456789/39192/Evan_04.pdf?sequence=1. Acesso em: 6 jul. 2025.

FREY, M.; ROBINSON, D. *Low-Grade Metamorphism*. Oxford: Blackwell Science, 1999. 312 p.

GILL, R. *Igneous rocks and process: a practical guide*. London: Wiley-Blackwell, 2010. p. 131–160.

GREEN, D. H. Petrogenesis of Archaean Ultramafic magmas and implications for Archaean Tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, v. 4, p. 469–489, 1981. DOI: 10.1016/S0166-2635(08)70024-0.

GREEN, D. H.; RINGWOOD, A. E. The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 15, p. 103–190, 1967. DOI: 10.1007/BF00372052.

GROVE, T. L.; GERLACH, D. C.; SANDO, T. W. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 80, p. 162–180, 1982.

HERZBERG, C. Generation of plume magmas through time: An experimental perspective. *Chemical Geology*, v. 126, p. 1–16, 1995. DOI: 10.1016/0009-2541(95)00099-4.

HILL, R. E. T. et al. The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos*, v. 34, p. 159–188, 1995. DOI: 10.1016/0024-4937(95)90019-5.

HOFMANN, A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 297–314, 1988. DOI: 10.1016/0012-821X(88)90132-X.

HOLM, P. M. et al. The picritic Tertiary lavas of West Greenland: contributions from Icelandic and other sources. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 115, p. 227–244, 1993.

IRVINE, T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part II. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 4, n. 1, p. 71–103, 1967. DOI: <https://doi.org/10.1139/e67-006>. Disponível em: <https://cdnsiencepub.com/doi/10.1139/e67-004>. Acesso em: 2 jul. 2025.

KERRICH, R.; WYMAN, D. A. Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, p. 465–487, 1997.

LADEIRA, E. A. O Quadrilátero Ferrífero: geotectônica e evolução crustal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Anais [...]*. Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 2709-2738.

LE MAITRE, R. W. et al. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 254 p.

LEAKE, Bernard E. et al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. *The Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 219–246, 1997.

LOBATO, L. M.; BALTAZAR, O. F.; REIS, L. B. O contexto geológico dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero: síntese e revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 2, p. 1-22, 2001.

MACHADO, N. et al. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 55, p. 71-93, 1992.

MALPAS, J. Magma generation in the upper mantle, field evidence from ophiolite suites, and application to the generation of oceanic lithosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, v. 288, p. 527–546, 1978.

MCCALLUM, I. S. The Stillwater Complex. In: CAWTHORN, R. G. (ed.). *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier, 1996. p. 441–483.

MORIMOTO, Nobuyuki et al. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, v. 73, p. 1123–1133, 1989. Disponível em: <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article/73/9-10/1123/105966>. Acesso em: 6 jul. 2025.

MOUTTE, J. Plasma Emission Spectrometry, 2003. Disponível em: <http://www.emse.fr/USERS/HTLM/moutte/enplasma/prepar.htm#top>. Acesso em: 28 jan. 2025.

NISBET, E. G. et al. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos*, v. 30, p. 291–307, 1993.

PARMAN, S. W. W. et al. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton greenstone belt, South Africa. *Earth and Planetary Science*

Letters, v. 150, p. 303–323, 1997. DOI: 10.1016/S0012-821X(97)00104-0.

PUCHTEL, I. S. et al. Insights into early Earth from Barberton komatiites: Evidence from lithophile isotope and trace element systematics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 108, p. 63–90, 2013. DOI: 10.1016/j.gca.2013.01.016.

RAEDEKE, L. D.; MCCALLUM, I. S. Investigations of the Stillwater Complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the Ultramafic Series. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 395–420, 1984.

ROSIÈRE, C. A.; CARMO, I. O.; RIOS, F. J. Mineralogia, petrografia e microestruturas das rochas portadoras de itabirito e sua influência na lavra e beneficiamento. *Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 4, p. 643-662, 2013.

SMITH, D. R.; NORDBERG, M. General Chemistry, Sampling, Analytical Methods, and Speciation. In: NORDBERG, G. F.; FOWLER, B. A.; NORDBERG, M. (ed.). *Handbook on the Toxicology of Metals*. 4. ed. London: Academic Press, 2015. p. 15–44.

STONE, W. E. et al. Evidence for hydrous high-MgO melts in the Precambrian. *Geology*, v. 25, p. 143–146, 1997. DOI: 10.1130/0091-7613(1997)025<0143:EFHHMM>2.3.CO;2.

THAYER, T. P. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In: WILLIE, J. P. (ed.). *Ultramafic and Related Rocks*. New York: Wiley, 1967. p. 381–392.

VILJOEN, M. J.; VILJOEN, R. P. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. *Geological Society of South Africa Special Publication*, Johannesburg, v. 2, p. 87-112, 1969.

VILJOEN, M. J.; VILJOEN, R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. *Special Publication of the Geological Society of South Africa*, v. 2, p. 221–244, 1969.

WICKS, F. J.; WHITTAKER, E. J. W. Serpentine textures and serpentinization. *The Canadian Mineralogist*, v. 15, p. 459–488, 1977.

WYLLIE, P. J. Ultramafic Rocks and the Upper Mantle. *Mineralogical Society of America, Special Paper*, n. 3, p. 3–32, 1970.