

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA
BACHARELADO EM GEOLOGIA**

GUILHERME PAZINATO DIAS

**PETROGÊNESE DE ULTRAMAFITOS DO COMPLEXO PASSO FEIO, NOROESTE
DE CAÇAPAVA DO SUL, RS.**

**Caçapava do Sul
2021**

GUILHERME PAZINATO DIAS

**PETROGÊNESE DE ULTRAMAFITOS DO COMPLEXO PASSO FEIO, NOROESTE
DE CAÇAPAVA DO SUL, RS.**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Bacharelado em
Geologia da Universidade Federal do Pampa,
como requisito parcial para obtenção do
Título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr^a Cristiane Heredia Gomes

Caçapava do Sul

2021

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

D956p Dias, Guilherme Pazinato
Petrogênese de ultramafitos do Complexo Passo Feio,
noroeste de Caçapava do Sul, RS. / Guilherme Pazinato Dias.
72 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2021.
"Orientação: Cristiane Heredia Gomes".

1. Petrogênese. 2. Mapeamento Geológico. 3. Petrografia. 4.
Geoquímica. 5. Metamorfismo. I. Título.

GUILHERME PAZINATO DIAS

PETROGÊNESE DE ULTRAMAFITOS DO COMPLEXO PASSO FEIO, NOROESTE DE CAÇAPAVA DO SUL, RS

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 01 de outubro de 2021.

Banca examinadora:

Prof.^a Dr.^a. Cristiane Heredia Gomes
Orientadora
UNIPAMPA

Prof.^a Dr.^a. Delia Del Pilar Montecinos de Almeida
UNIPAMPA

Prof. Dr. Vinicius Matté
UNIPAMPA

Assinado eletronicamente por **VINICIUS MATTE, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 07/10/2021, às 15:53, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **CRISTIANE HEREDIA GOMES, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 07/10/2021, às 16:19, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **DELIA DEL PILAR MONTECINOS DE ALMEIDA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 08/10/2021, às 13:37, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0634140** e o código CRC **367D2008**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

AGRADECIMENTO

Expresso minha gratidão a Universidade Federal do Pampa – Caçapava do Sul pela possibilidade de estudar em uma instituição pública de ensino superior de qualidade em uma região do interior do estado do Rio Grande do Sul, que atua certamente como impulso necessário para o desenvolvimento da população regional.

Dedico meus agradecimentos a minha família, meus pais, João Tobias Leal Dias e Sirélia Soares Pazinato, que sempre se desdobraram para me incentivar a descobrir e alcançar meus objetivos, servindo de base em todos os aspectos de minha vida, bem como meu avô Helio Pazinato e minhas avós, Cirlei Soares e Nair Cassol, por tudo que me possibilitaram viver e aprender. Ao meu irmão Gustavo pelo apoio incondicional, assim como também a minha companheira Gabrieli Konze, por todos os distintos momentos e percepções que me proporcionaste.

Meu sincero agradecimento ao irmão que a geologia me deu, Arthur Viçozzi, pelo apoio constante, assim como os demais colegas, e ao pessoal de grupo de pesquisa pelas mais diversas experiências vividas.

Obrigado a minha orientadora Cristiane Heredia Gomes, pelos ensinamentos e conversas, pelas orientações geológicas em campo ou laboratório, além da confiança em mim depositada nestes anos de iniciação científica, que com toda certeza marcaram os melhores momentos desta trajetória.

De forma direta ou indireta agradeço a todos aqueles que participaram ou se fazem responsáveis por momentos de aprendizado obtidos no ambiente da Universidade. Agradeço especificamente aos docentes do Curso de Geologia pela dedicação e persistência ao trato do conhecimento científico, agregando partes de cada disciplina em minha formação, influenciando minha percepção sobre a Geologia. Por último, mas não menos importante agradeço o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio contínuo a realização de projetos de pesquisa como bolsista nos últimos 2 anos.

“Viva o presente, desfrute
do caminho que percorre”

RESUMO

Os ultramafitos do Complexo Passo Feio (CPF), são constituídos de serpentinitos, associados a esteatitos, clorititos e minerais carbonatos. Estes ocupam uma área de 3,5 hectares situada na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, localizada a nordeste de Caçapava do Sul. Estes ultramafitos apresentam características singulares as demais do CPF, corroborando sua origem precedente a formação do CPF. As análises petrográficas definem as relações mineralógicas e indicam as separações de fases minerais de antigorita (atg1 e atg2), magnetita (mag1 e mag2), carbonato (cb1 e cb2), talco, clorita e brucita, em decorrência de eventos metamórficos e processos metassomáticos. Os serpentinitos e esteatitos possuem baixos valores de Al_2O_3 e os clorititos apresentam comportamento contrastante de Al_2O_3 associado ao Fe_2O_3 . A identificação do protólito sugere uma origem harzburgítica-dunítica sob processos de serpentinização e carbonatação, observadas pelo enriquecimento do sistema $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. As análises geoquímicas configuram afinidades de basaltos toleíticos, com basaltos intraplaca do tipo N-MORB.

Palavras-Chave: Minerais Carbonatos, Clorititos, Esteatitos, Serpentinitos.

ABSTRACT

The ultramafics of Passo Feio Complex (PFC), are composed of serpentinites, associated with steatites, chlorites and carbonate minerals. They occupy an area of 3.5 hectares located in the central-southern portion of Rio Grande do Sul, northeast of Caçapava do Sul. These rocks present unique characteristics to the others in the PFC, corroborating their origin prior to the formation of the PFC. The petrographic analyses define mineralogical relations and indicate the separation of mineral phases of antigorite (atg1 and atg2), magnetite (mag1 and mag2), carbonate (cb1 and cb2), talc, chlorite and brucite, as a result of metamorphic events and metasomatic processes. Geochemical analyses configure basalts affinities to andesitic basalts of the tholeiitic series, with intraplate basalts and subordinate calcium-alkaline basalts. The serpentinites and steatites have low Al_2O_3 values and the chloritites show contrasting behavior of Al_2O_3 associated with Fe_2O_3 . The protolith identification occurs by classification diagrams and suggests a harzburgitic-dunitic protolith under serpentinitization and carbonation processes observed by the enrichment of the MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ system. Geochemical analyzes configure affinities of tholeiitic basalts, with intraplate basalts of the N-MORB type.

Key-Words: Carbonate minerals, Chloritite, Esteatite, Serpentinite.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ilustração esquemática do processo de serpentinização em um ambiente de subducção.	15
Figura 2: Mapa de situação e localização da área de estudo.	18
Figura 3: Mapa cratônico do Gondwana meridional, demonstrando a relação entre o CDF e os Cinturões Africanos.	27
Figura 4: Mapa geotectônico do Rio Grande do Sul.	28
Figura 5: Mapa Geológico do Terreno São Gabriel.	31
Figura 6: Mapa Geológico do Complexo Passo Feio.	32
Figura 7: Mapa de pontos e amostras da área de estudo.	39
Figura 8: A) Serpentinito com intercalação de esteatitos e carbonatos.	40
Figura 9: A) Detalhe de serpentinitos com foliação penetrativa.	41
Figura 10: A) Crenulação milimétrica da matriz serpentínica e carbonatos.	41
Figura 11: Mapa geológico estrutural da área de estudo.	43
Figura 12: Fotomicrografia de serpentinitos do CPF.	45
Figura 13: Fotomicrografia de serpentinito do CPF.	46
Figura 14: Fotomicrografia de carbonatos associados a serpentinitos e esteatitos do CPF.	47
Figura 15: Fotografia de esteatitos do CPF.	48
Figura 16: Fotomicrografia de clorititos do CPF.	49
Figura 17: Diagramas de Harker com Cr_2O_3 (%) como índice de diferenciação para elementos maiores (%).	53
Figura 18: Diagramas de Harker com Cr_2O_3 (%) como índice de diferenciação para elementos traço (ppm).	54
Figura 19: A) Diagrama de classificação para rochas vulcânicas baseado na razão $Zr/Ti - Nb/Y$	55
Figura 20: Diagrama ternário de elementos maiores no sistema $Al_2O_3-CaO-MgO$ para classificação do protólito.	56
Figura 21: Diagrama ternário para o sistema $MgO-SiO_2-LOI$ de classificação mineral para rochas metamórficas derivadas de harzburgito.	56
Figura 22: Diagrama de classificação para cumulátos ofiolíticos derivados de rochas do manto ou gabros estratiformes com base em $Ni - Cr_2O_3$	57

Figura 23: Diagramas de distribuição elementar para amostras de serpentinito, esteatito e cloritito do CPF.	58
Figura 24: Diagramas de distribuição elementar para amostras de serpentinito, esteatito e cloritito do CPF	59
Figura 25: Diagramas de discriminação para basaltos.	59
Figura 26: Diagrama Zr/4-2Nb-T para classificação de ambientes geotectônicos	60
Figura 27: Diagrama de estabilidade para harzburgitos, demonstrando as fases de equilíbrio para o sistema MSH.	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resultados das análises geoquímicas de serpentinitos,esteatitos e clorititos.	51
--	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
2. OBJETIVOS	16
Objetivos Gerais.....	16
Objetivos Específicos	17
3. JUSTIFICATIVA	17
4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	18
5. ESTADO DA ARTE	19
5.1 Ofiolitos.....	19
5.2 Rochas ultramáficas	20
5.2.1 Serpentinóis.....	22
5.2.2 Esteatitos.....	23
5.2.3. Rochas ultramáficas com carbonatos.....	24
5.2.4 Clorititos.....	25
6 CONTEXTO GEOLÓGICO	26
6.1. Escudo Sul-Rio-Grandense	26
6.1.1. Terreno São Gabriel	29
6.1.2. Complexo Passo Feio.....	32
7. MATERIAIS E MÉTODOS	34
7.1. Etapa Pré-Campo	35
7.1.1. Revisão Bibliográfica	35
7.2. Etapa de Campo.....	35
7.2.1. Mapeamento Geológico-Estrutural	35
7.3. Etapa Pós Campo.....	36
7.3.1. Petrografia	36
7.3.2. Geoquímica de Rocha Total	36
8. RESULTADOS	38
8.1 Mapeamento geológico e petrografia macroscópica	38
8.2 Petrografia microscópica	44
8.2.1 Serpentinóis.....	44
8.2.2 Esteatitos.....	47
8.2.3 Clorititos.....	48
8.3 Geoquímica de rocha total	49
9. DISCUSSÕES	60
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
REFERÊNCIAS	67

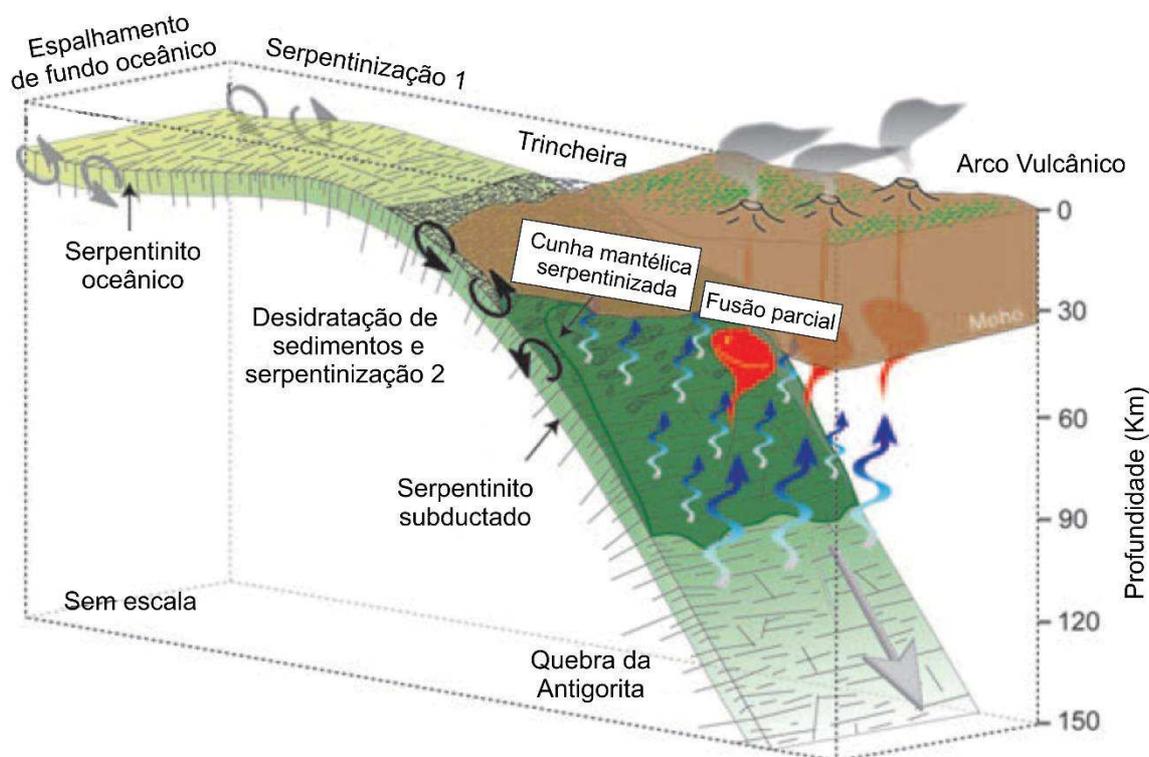
1. INTRODUÇÃO

Ultramafitos¹ são rochas compostas basicamente por silicatos de magnésio e raro feldspato normativo (<10%). Geralmente, passam por recristalização contínua devido a convecção em grande escala no manto, bem como, o resultado de processos tectônicos na litosfera (Figura 1). O principal controle da composição química de rochas metamórficas advém da composição do protólito pré-metamórfico. Comumente ocorrem variações na composição química original, ação controlada principalmente pela movimentação de fluidos e condições térmicas do metamorfismo. O ingresso e expulsão de água determinam as reações de hidratação e desidratação destas rochas, que podem ser transformadas em termos de elementos particulares com afinidades móveis em meio fluido, conseqüentemente governadas pela difusão de íons em estado sólido. Esses processos são controlados pela composição da fase fluida, temperatura e o raio de metamorfismo nas rochas adjacentes. Neste caso, as mudanças químicas são governadas pelo grau de fusão em resposta as variações das reações metamórficas e assembleias minerais, que decorrem em função das condições de pressão e temperatura do metamorfismo (ROLLINSON, 1993).

As rochas ultramáficas originam-se no manto e são localmente incorporadas a cinturões metamórficos durante processos colisionais de obdução. A maioria é encontrada na crosta terrestre, exposta em afloramentos superficiais, designados como “peridotitos do tipo alpino”. Fragmentos de rochas ultramáficas mantélicas passam por fortes modificações mineralógicas e estruturais durante sua colocação na crosta continental. Além da subsequente deformação crustal e metamorfismo, raramente preservam parte dos minerais e da sua estrutura original, concebendo baixos índices de conservação em terrenos metamórficos. Assim, equilibram-se quase completamente às condições de pressão e temperatura das rochas supracrustais circundantes (BUCHER e GRAPES, 2011). Tipicamente, são transformadas em serpentinitos durante sua colocação, passando por diversos estágios de recristalização em concordância com o grau metamórfico regional (SPEAR, 1993).

¹ São as rochas metamórficas ultramáficas que representam o maior volume de rochas do planeta (BUCHER e GRAPES, 2011).

Figura 1: Ilustração esquemática do processo de serpentinização em um ambiente de subducção.



Fonte: adaptado de Deschamps *et al.*, (2013).

De acordo com O'hanley (1996), os serpentinitos são majoritariamente compostos por polimorfos de serpentina², lizardita, crisotilo e antigorita associados a minerais acessórios de magnetita, brucita e silicatos de Mg e Ca-Al. As serpentinas caracterizam-se por sua elevada ductilidade, causada pela intensa penetração e reação com a água marinha, que permite o transporte tectônico da crosta oceânica serpentinizada para margens continentais ou arco de ilhas, resultando, também, na colocação de ofiolitos (COLEMAN, 1977).

A serpentinização consiste na transformação metamórfica da mineralogia original da rocha em uma série de minerais hidratados a partir da introdução de OH⁻. No geral, esse processo ocorre desde as cadeias meso-oceânicas (Figura 1) e ao longo de falhas transformantes, afetando inteiramente as rochas. As temperaturas do processo de serpentinização podem variar. Por exemplo, a lizardita se forma em temperaturas de aproximadamente 100°C, enquanto que a antigorita se desenvolve em temperaturas entre 500 e 600°C (ZHANG *et al.*, 2019).

² As serpentinas são formadas através da alteração química de peridotitos, dunitos, piroxênitos, gabros, margas e dolomitos ricos em sílica (COLEMAN, 1977).

Na região centro-sul do Rio Grande do Sul, ocorre o Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), onde identificam-se processos genéticos de rochas arqueanas a neoproterozoicas, associados a abertura e fechamento de antigos oceanos. Na parte leste do ESRG se localiza o Cinturão Dom Feliciano (CDF), que é constituído por vários cinturões metamórficos de origens diversificadas, e dentre estes, encontra-se mais a oeste o Terreno São Gabriel (TSG).

O TSG é composto de dois arcos juvenis neoproterozoicos, uma bacia colisional tardia e remanescentes de complexos ofiolíticos. Esta unidade é delimitada a sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI) e a leste pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul (ZCCS) (CHEMALE JR, 2000; HARTMANN *et al.*, 2000; SAALMANN *et al.*, 2011; PHILIPP; PIMENTE; CHEMALE JR, 2016).

A área de estudo encontra-se na porção leste do TSG, contida na porção noroeste do Complexo Passo Feio (CPF), que consiste de uma sequência de metapelitos, rochas calcissilicáticas, mármore e quartzitos intercalados a anfibolitos, rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas, xistos magnesianos e rochas maficas-ultramáficas metamorfizadas (RIBEIRO *et al.*, 1996; BITENCOURT, 1983). Esses litotipos evidenciam dois eventos metamórficos regionais, M1 e M2, ambos concomitantes a dois eventos deformacionais, respectivamente D1 e D2. O evento deformacional D3 é posterior e relacionado a geração de uma estrutura antiformal, associada a intrusão do Complexo Granítico Caçapava do Sul (CGCS) (BITENCOURT, 1983; NARDI e BITENCOURT, 1989).

Os ultramafitos do CPF apresentam relações composicionais que se distinguem das demais e possuem ocorrência mensuralmente restrita. Por meios estruturais, petrográficos e geoquímicos procurou-se analisar detalhadamente estas rochas com o intuito de reconhecer seus termos petrogenéticos, obtendo um melhor entendimento de sua singularidade em relação as demais rochas do CPF.

2. OBJETIVOS

Objetivos Gerais

Este estudo tem como objetivo geral a caracterização estrutural, petrográfica e geoquímica dos ultramafitos da porção noroeste do CPF, bem como, colaborar com

novos dados científicos acerca da origem e evolução das rochas ultramáficas do Complexo Passo Feio.

Objetivos Específicos

Os objetivos específicos propostos pelo estudo são:

- ✓ Realizar o mapeamento geológico estrutural da área de estudo;
- ✓ Caracterizar petrograficamente as rochas ultramáficas aflorantes;
- ✓ Caracterizar geoquimicamente os ultramafitos;
- ✓ Promover a discussão dos dados petrogenéticos, com seus possíveis ambientes geotectônicos de formação;
- ✓ Realizar a divulgação dos dados em revistas especializadas e eventos científicos.

3. JUSTIFICATIVA

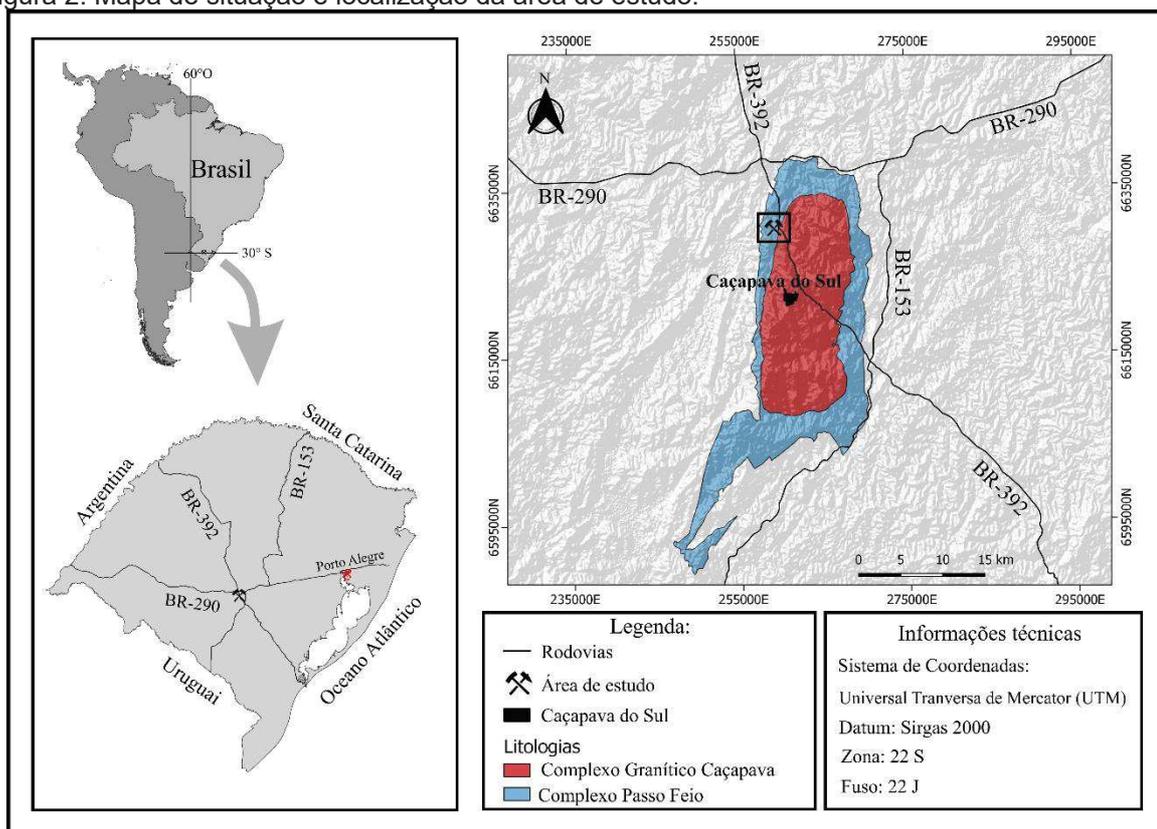
A localização da área de estudo a 9 km da UNIPAMPA, Caçapava do Sul, favorece o desenvolvimento do estudo, conjuntamente ao apoio financeiro vinculado ao projeto de pesquisa intitulado “A Nanogeoquímica no reconhecimento de Indicadores Prospectivos de Depósitos Minerais na região Centro-Sul do Rio Grande do Sul”, fomentado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Frente a diversa variabilidade litológica encontrada no CPF, que foi amplamente descrita por vários autores ao longo dos anos (e.g. RIBEIRO *et al.*, 1966; MACEDO *et al.*, 1978; BITENCOURT, 1983; BITENCOURT e HARTMANN, 1984; HARTMANN; TINDLE; BITENCOURT, 1990; HARTMANN e REMUS, 2000; LOPES *et al.*, 2015), a origem e evolução destas rochas singulares e restritas, somadas a associação dos fatores geológico-estruturais presentes, responsáveis pela obliteração dos processos metamórficos originais ainda é amplamente debatida na comunidade acadêmica. Neste sentido o estudo justifica-se pela contribuição à escassez de dados conjuntamente a comparação e discussão petrogenética dos ultramafitos do CPF, afim de fornecer novos dados científicos (estruturais, petrográficos e geoquímicos) para contribuir nas investigações petrogenéticas na região.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é representada por um corpo alongado no sentido NE-SW, dimensionado em aproximadamente 3,5 hectares. Localizado na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, em uma mineração desativada localmente conhecida como “mina de talco”, cuja coordenada central UTM, *datum* SIRGAS 2000, é: 259349 E / 6630230 N. A área de estudo situa-se a 9 km a noroeste da cidade de Caçapava do Sul (Figura 2). Partindo da cidade, através da rodovia BR-392 sentido São Sepé, percorre-se 8,1 km, entrando a oeste em uma estrada secundária que dá acesso à área de estudo. Por outro lado, partindo-se de Porto Alegre, percorre-se 240 km através da BR-290 até o entroncamento com a BR-392, seguindo a mesma por 9 km sentido sul, prosseguindo a oeste na estrada secundária de acesso a área de estudo.

Figura 2: Mapa de situação e localização da área de estudo.



Fonte: *Shapefiles* extraídos de IBGE (2020) e *Earth Explorer* (2020).

5. ESTADO DA ARTE

Atribui-se ao estado da arte conceitos e definições que integram o leitor perante as associações genéticas dos ultramafitos, bem como introduzir os litotipos representados, em termos de serpentinitos, esteatitos, rochas ultramáficas com carbonatos e clorititos

5.1 Ofiolitos

Originário do grego *ophios* = serpente e *lithos* = rocha, teve-se a primeira definição do termo ofiolito através de Alexandre Brongniart no século XIX, quando retratou os serpentinitos de *melanges*. Uma temática importante para compreender a evolução dos conceitos sobre ofiolitos é a trindade de Steinmann, que se refere a síntese de Steinmann (1927). Steinmann (1927) trata de ocorrências de peridotito serpentinizado, gabro e diabásio associados a rochas sedimentares de fundo oceânico, interpretadas como produto da diferenciação magmática, concomitante a evolução das geossinclinais. Benson (1926), por outro lado, correlacionava as ocorrências de serpentinitos em cadeias de montanhas, como intrusões de rochas sedimentares de um sistema geossinclinal, sem associação temporal ou genética de rochas relacionadas a associação ofiolítica (QUEIROGA, 2010; QUEIROGA *et al.*, 2012).

A denominação do termo peridotito do tipo Alpino é introduzida por Benson (1926), para identificar corpos ultramáficos resultantes de diferenciações *in situ*. Em 1972 na Conferência de Penrose, nos Estados Unidos (ANÔNIMOS, 1972), foram formulados os modelos de ofiolitos a partir do reconhecimento de enxames de diques em lençol e peridotitos com texturas de deformação de altas temperaturas, gerados nos centros de expansão do assoalho oceânico e em dorsais meso-oceânicas. Os modelos baseiam-se em uma estratigrafia da base para o topo composta por peridotitos tectonizados, peridotitos cumuláticos, piroxenitos sobrepostos por gabros em camadas, enxames de diques, sequência vulcânica e cobertura sedimentar. Contudo, não foram abordados quais seriam os mecanismos que posicionariam os ofiolitos no continente, somados ao fato, de que os complexos ofiolíticos raramente apresentam uma sequência completa. Diferentes autores consideram a estratigrafia original da Conferência de Penrose bastante restritiva e sem representatividade em

termos de heterogeneidade composicional, sendo estes conceitos estudados e modificados ao longo do tempo (QUEIROGA *et al.*, 2012).

Dilek e Furnes (2011; 2014), sugerem que os ofiolitos são fragmentos de antigas litosferas oceânicas formadas em margens de placas construtivas ou divergentes transformantes. Através de falhas de cavalgamento, estas lascas são colocadas na crosta continental, como pacotes rochosos em cinturões orogênicos, com temperaturas relativamente quentes, porém em estado sólido. Podem incluir uma suíte constituída da base para o topo por peridotitos e rochas ultramáficas e félsicas de crosta, bem como rochas vulcânicas correlacionadas petrológica e geocronologicamente.

Em sua maioria, os ofiolitos situam-se nas faixas móveis e representam remanescentes de fechamento de oceanos (ex: Oceano Adamastor e Charrua; HARTMANN *et al.*, 2018). Segundo Dilek e Furnes (2014), os ofiolitos demonstram variações significativas na sua estrutura interna, composições geoquímicas remanescentes e mecanismos de posicionamento na crosta. Uma nova classificação para ofiolitos é proposta por Dilek e Furnes (2014), em dois principais grupos: relacionados a zona de subducção e não associados a zona de subducção. Os ofiolitos não associados a zona de subducção são de margem continental, dorsal meso-oceânica e pluma. Contudo, os ofiolitos relacionados a zona de subducção formam-se em zonas de suprasubducção (ambientes de antearco e retroarco) e ambiente de arco vulcânico.

Os ofiolitos registrados no Brasil são representados por corpos máficos ultramáficos pequenos e alongados, desmembrados e tectonicamente intercalados a sucessões metavulcanossedimentares e metassedimentares, contidos em faixas orogênicas neoproterozoicas. Comumente demonstram metamorfismo de fácies xisto-verde a anfíbolito, raramente em graus maiores (HARTMANN *et al.*, 2021).

5.2 Rochas ultramáficas

O manto terrestre consiste majoritariamente de rochas ultramáficas (também denominadas ultramafitos), com exceções de pequenas porções em estado sólido. As rochas ultramáficas formam-se por cristalização fracionada de magmas básicos e são compostas por silicatos de magnésio, com carência de minerais félsicos. Estas rochas passam por contínuos processos de recristalização, devido aos processos tectônicos

na litosfera, bem como, em razão da convecção em grande escala no manto sublitosférico (SPEAR, 1993).

Em sua maioria, estas rochas são encontradas na crosta terrestre, localmente, em afloramentos superficiais, tectonicamente obductados do manto durante a orogênese. Os fragmentos mantélicos são denominados de peridotitos do tipo Alpino, que se formam no manto superior e na crosta oceânica com a interação com a água do mar ou em subducção, sendo alterados parcial ou completamente para serpentinitos. Os ultramafitos decorrem de dois tipos de fragmentos mantélicos da crosta: os fragmentos de crosta oceânica inferior, constituídos por sequências ofiolíticas lherzolíticas e os fragmentos do manto subcontinental, que apresentam composição harzburgítica ou dunítica. Os ultramafitos fragmentados do manto evidenciam grandes modificações mineralógicas e estruturais durante seu processo de colocação, deformação e metamorfismo. Neste sentido, admite-se duas situações distintas: os fragmentos mantélicos podem reter partes dos minerais e da estrutura original da rocha ou, então, equilibram-se as condições de P-T que os circundam, raramente demonstrando minerais e/ou estruturas originais, como núcleos de Cr em espinélios e magnetitas (BUCHER e GRAPES, 2011).

As rochas ultramáficas variam em termos de olivina, piroxênio e espinélio. De acordo com sua mineralogia, classificam-se em peridotitos, piroxenitos e hornblenditos, com diversos membros entre suas paragêneses. A classificação utilizada pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS), é baseada na proporção modal de olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio, denominando como: dunito: rochas compostas por olivina em sua quase totalidade; lherzolito: rochas de granulação grossa, com olivina (>40%), ortopiroxênio e clinopiroxênio; harzburgito: rocha de textura grossa composta essencialmente de olivina (>40%) e ortopiroxênio; wehrlito: rocha de granulação grossa, formada por olivina (>40%) e clinopiroxênio; e websterito: rocha constituída por ortopiroxênio e clinopiroxênio (GILL, 2014).

As composições dos volumes de rochas ultramáficas são relativamente restritas e podem ser representadas pelo sistema químico SiO_2 - MgO. A relação entre Mg e Fe destas rochas é bastante alta, evidenciando que o FeO não desempenha um papel relevante no metamorfismo. A serpentinização dos ultramafitos adiciona H_2O a forsterita, formando a serpentina e a brucita, além de Mg e Si dissolvidos, onde esta reação pode ainda formar a antofilita, o talco, a clorita e a magnetita (O'HANLEY, 1996). Em alguns casos, o CO_2 é significativo. Portanto, em geral, o metamorfismo de

rochas ultramáficas pode ser descrito pelo sistema $\text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$. Contudo, nesse sistema o FeO tem importância, pois pode permitir a presença de um silicato de Fe e Mg adicional. Já o Al_2O_3 é comum e, geralmente, estabiliza uma fase adicional ou aumenta o campo de estabilidade de anfibólios em relação a um sistema simples (SPEAR, 1993).

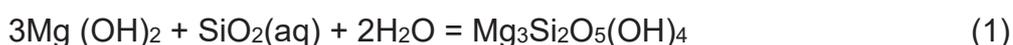
5.2.1 Serpentinitos

Os serpentinitos são rochas constituídas basicamente por minerais do grupo das serpentinas ($(\text{Mg,Fe})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), como lizardita, crisotilo e antigorita, associados a minerais acessórios, como brucita, magnetita e silicatos de Mg e Ca – Al. As serpentinas possuem uma estrutura trioctaédrica com arranjo 1:1, com substituições de Si por Al e Fe^{3+} na camada tetraédrica e de Mg por Fe^{2+3+} , Cr, Al, Mn e Ni na camada octaédrica. Seus polimorfos podem ser distinguidos por difratometria de raios-X e outras técnicas analíticas. Frequentemente, as texturas formadas pela serpentinização da olivina é a textura *mesh* e *hourglass* podendo desenvolver de acordo com a serpentinização, a textura em fita e a em banda. De acordo com as variações no grau de serpentinização, a entrada e saída de íons e a variação na hidratação do sistema, ocorrem as reações de recristalização de lizardita para antigorita ou crisotilo + antigorita, da lizardita para crisotilo + brucita para lizardita e do crisotilo + antigorita para lizardita (O'HANLEY, 1996).

Na serpentinização, a densidade da rocha é alterada aumentando seu volume. Isso facilita a entrada de serpentinitos em estruturas regionais, tornando-os em uma rocha fraturada e cisalhada (O'HANLEY, 1996).

Neste sentido, a mineralogia dos peridotitos determina os produtos metamórficos de baixa temperatura (FROST e FROST, 2014).

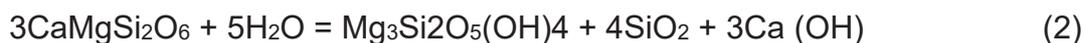
Quando a rocha original for constituída de mais de 58% de olivina em volume, seus primeiros produtos hidratados seriam a serpentina e a brucita. Contudo, para um protólito peridotítico com menos de 58% de olivina, a rocha hidratada será composta basicamente de serpentina e talco (FROST e FROST, 2014). A serpentinização pode ocorrer através de uma fonte como a brucita, por meio da reação com fluidos aquosos e gerar a serpentina como mostra a reação 1 (FROST e BEARD, 2007):



brucita

serpentina

As fontes de sílica podem estar relacionadas a alteração de ortopiroxênio de um peridotito, a alteração de plagioclásio (Ca) ou pela hidratação de diopsídio e formação de serpentina, representada pela reação 2 (FROST e BEARD, 2007):



diopsídio

serpentina

A serpentinização envolve a formação de magnetita, ponderando que a maior parte do Fe nas olivinas seja ferro ferroso. Assim as magnetitas formam-se por uma oxidação significativa, apesar das características de redução do serpentinito (FROST e BEARD, 2007; FROST e FROST, 2014).

5.2.2 Esteatitos

Os esteatitos são rochas ultramáficas compostas por talco (($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$), magnesita e/ou dolomita, que são provenientes de rochas ultramáficas livres de carbonatos por interação de fase fluida rica em $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (BUCHER e GRAPES, 2011). De acordo com Frost e Frost (2014), em decorrência das distintas composições químicas das demais rochas expostas no continente, os fragmentos mantélicos podem sofrer metassomatismo. Isto ocorre devido a movimentação elementar entre as rochas ultramáficas e as rochas encaixantes. Assim, considera-se para a fácies xisto-verde uma faixa de metassomatismo, composta internamente de 90% de serpentina e talco, possivelmente proveniente de um leve metassomatismo de SiO_2 ou a partir de um protólito abundante em piroxênios. Já a faixa externa é composta de talco e magnesita, pertinente ao metassomatismo de CO_2 . Contudo, na parte mais externa ocorre a formação de esteatitos.

A presença de talco, em concordância a um metamorfismo de baixa temperatura em peridotito, pode ocorrer em rochas peridotíticas metamorfizadas até a fácies anfíbolito. Os fluidos que por ventura infiltram nessas rochas consistem de salmouras com elevadas proporções de íons e metais, com potencial catiônico em desequilíbrio com a fase sólida encaixante. Por intermédio das relações entre fluidos e rochas, temos a reação 3 (BUCHER e GRAPES, 2011):

ophicarbonatos

talco

magnesita

Certas condições são consideradas para a ocorrência das reações. Nas águas em consideráveis temperaturas, o CO₂ aumenta em termos de solubilidade em H₂O, até temperaturas acima de 280°C, onde a solubilidade é completa para H₂O e CO₂ (FROST e FROST, 2014).

Quando os peridotitos metamorfizados estão alocados em sequências metassedimentares, podem demonstrar indícios de infiltração de CO₂ do protólito. Por exemplo, em um serpentinito portador de carbonato marinho, o CO₂ resulta da reação de carbonatos primários.

Em pressões mais elevadas, rochas livres de carbonatos associadas a fluidos de H₂O formam magnesita a partir da forsterita. Contudo, se o fluido conter CO₂ e houver um acréscimo na pressão, a forsterita desestabiliza, resultando em enstatita seguida de talco e antigorita (FROST e FROST, 2014).

5.2.4 Clorititos

Os clorititos ou *blackwalls* consistem de bandas de alteração escuras constituídas por cloritas (Mg.Fe₃(Si,Al)₄O₁₀). Os clorititos são decorrentes do zoneamento de assembleias de contato entre rochas de composições contrastantes, frequentemente félsicas e ultramáficas (FROST, 1975). Esses resultam de diferenças no potencial químico e transferência de massa de seus componentes, por meio dos contatos.

A geração de um cloritito pode estar associada a migração dos fluidos entre os contatos com rochas ultramáficas, bem como em rochas metassedimentares relacionadas a falhamentos. Para contatos entre um dunito e um quartzito, desenvolve-se um processo de bimetassomatismo, conferido pela difusão de sílica na direção dos corpos ultramáficos e de magnésio em direção ao quartzito. Além disso, a formação pode ocorrer por meio do metassomatismo de infiltração e transferência de fluxo de fluido de massa (THOMPSON, 1959).

As zonações minerais comuns em clorititos se desenvolvem de acordo com a variação do grau metamórfico e do tipo de rocha encaixante. Para casos condicionais de clorititos sob fácies xisto-verde inferior, a clorita possivelmente será o único

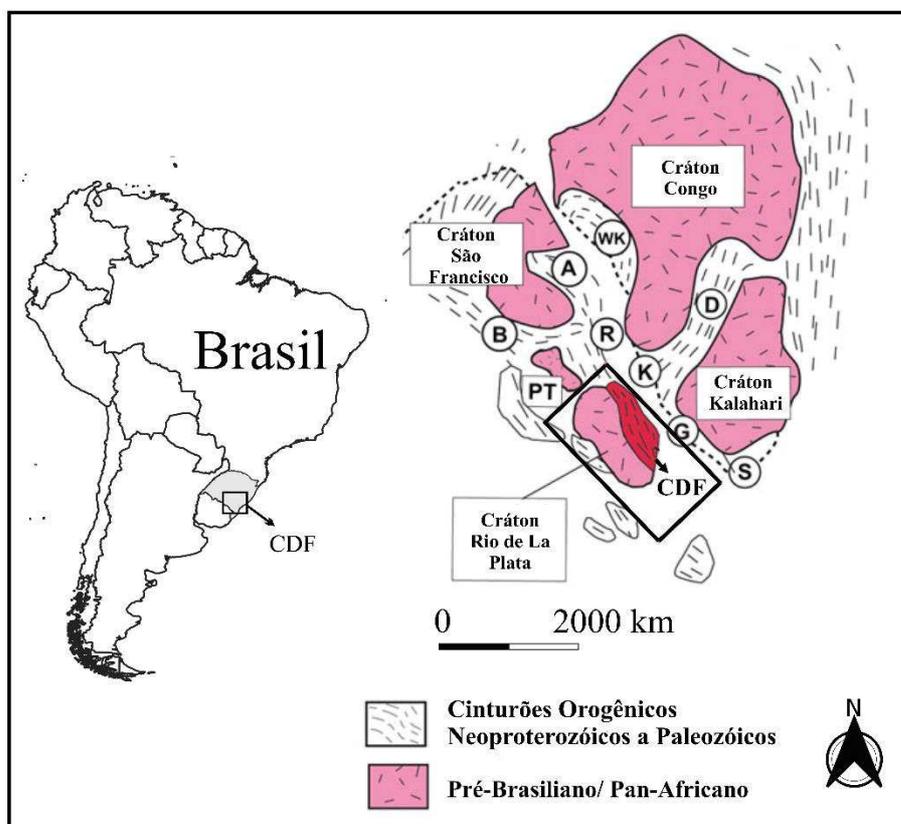
constituente. Em contrapartida, as zonas com abundância de muscovita são provenientes de contatos próximos a rochas quatzo-feldspáticas (KOONS, 1981).

6 CONTEXTO GEOLÓGICO

6.1. Escudo Sul-Rio-Grandense

As exposições do segmento sul da Província Mantiqueira no estado do Rio Grande do Sul são compreendidas pelo Escudo Sul-rio-grandense (ESRG). O ESRG é composto por unidades tectono-estratigráficas associadas a rochas metamórficas e graníticas, pré-cambrianas, representadas por fragmentos do Terreno Nico Perez (TNP) (OYHANTÇABAL; SIEGESMUND; WEMMER, 2011; RAPELA *et al.*, 2011) e rochas do Cinturão Dom Feliciano (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR, 2016; PHILIPP; PIMENTEL; BASEI, 2018). O Cinturão Dom Feliciano (CDF) preserva evidências dos processos de rifteamento, drifte e amalgação dentre 900 e 500 Ma, resultantes da colisão dos cratóns do Congo, Kalahari e Rio de La Plata (Figura 3) (HARTMANN *et al.*, 2000; BASEI *et al.*, 2008; SAALMANN *et al.*, 2011; BASEI *et al.*, 2018; HUECK *et al.*, 2018).

Figura 3: Mapa cratônico do Gondwana meridional, demonstrando a relação entre o CDF e os Cinturões Africanos. Legenda: A) Araçuaí. B) Brasília. D) Damara. DF) Dom Feliciano. G) Gariep. K) Kaoko. R) Ribeira. S) Saldania. WK) Congo Oeste.



Fonte: adaptado de Philipp; Pimentel; Chemale Jr (2016).

O CDF apresenta dimensões de 1200 por 200 km de largura, com tendências deformacionais de direção nordeste, constituindo um segmento crustal fortemente deformado, migmatizado e com fragmentos remanescentes de uma crosta continental mais antiga. Estes fragmentos são configurados como septos do embasamento expostos em Santa Catarina (HARTMANN *et al.*, 2000), no Rio Grande do Sul (PHILIPP; MACHADO, 2005) e no Uruguai (OYHANTÇABAL; SIEGESMUND; WEMMER, 2011; SAALMANN; REMUS; HARTMANN, 2006; SAALMANN *et al.*, 2011; PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE Jr, 2016; HARTMANN *et al.*, 2000; CHEMALE Jr. *et al.*, 2012). O ESRG está localizado na faixa central do CDF e é dividido no Rio Grande do Sul em 4 unidades geotectônicas (Figura 4) (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR, 2016), respectivamente de oeste para leste, representadas pelos Terrenos Nico Pérez (TNP), São Gabriel (TSG), Tijucas (TJ) e Pelotas (BP) (Koester *et al.*, 2021).

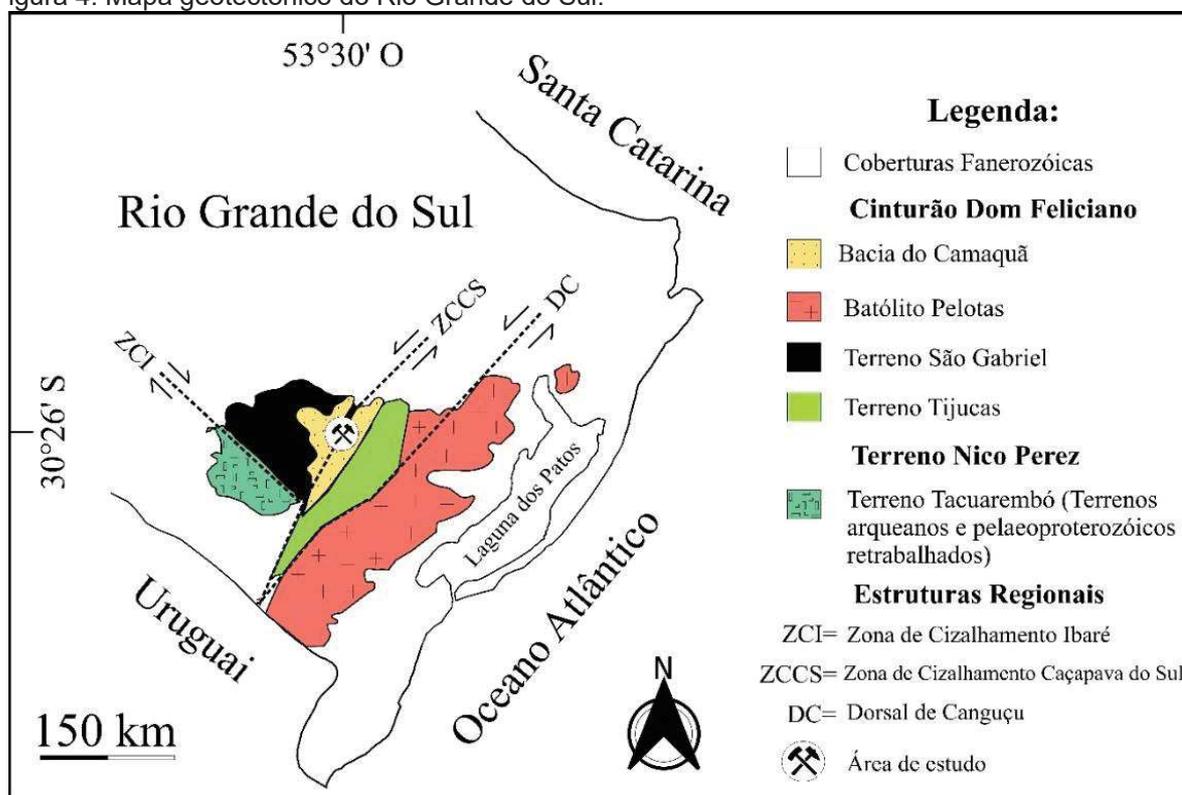
O Terreno Nico Perez, localizado na porção sudoeste do ESRG, e separado do Terreno São Gabriel pela Zona de Cisalhamento de Ibaré (ZCI) compreende o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, intrudido por granitos neoproterozoicos,

bem como parte das coberturas vulcanossedimentares ediacarianas da Bacia do Camaquã (PHILIPP; PIMENTEL; BASEI, 2018).

O Terreno Tijucas apresenta forma alongada com extensão de 170 por 30 km NE-SW e contato com o Terreno São Gabriel a oeste, ao longo da Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul. O TJ consiste de acreções compostas pelos ortognaisses paleoproterozoicos dos Complexos Encantadas e Vigia, os metagranitos estaterianos do Seival, o anfibolito Tupi Silveira (calimiano) e as rochas metassedimentares e metavulcânicas do Complexo Porongos (PHILIPP; PIMENTEL; BASEI, 2018).

Já o Terreno Pelotas é composto por suítes graníticas neoproterozoicas e paleozoicas geradas durante a Orogenia Dom Feliciano, formando um complexo plutônico que inclui granitoides, gabros, dioritos e riolitos. Com dimensões de 400 por 120 km NE-SW, esses granitoides apresentam-se fortemente relacionados a zonas de cisalhamento de alto ângulo (PHILIPP e MACHADO, 2005; PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE Jr, 2016).

Figura 4: Mapa geotectônico do Rio Grande do Sul.



Fonte: Adaptado de Oyhançabal; Siegesmund; Wemmer (2011); Philipp; Pimentel; Chemale Jr (2016); Philipp; Pimentel; Basei (2018).

6.1.1. Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel (TSG) foi diversamente estudado e definido a partir de distintas descrições detalhadas sugeridas através de estudos de Jost; Hartmann (1984), Leite *et al.* (1998), Remus *et al.* (1999), Saalman *et al.* (2005), Saalman; Remus; Hartmann (2006); Hartmann *et al.* (2011), Lena *et al.* (2014), Arena; Hartmann; Lana (2016), Gubert; Philipp; Basei (2016) e Vedana; Philipp; Basei (2017).

O TSG ocupa uma área de 110 por 60 km (Figura 5). É recoberto há norte e oeste pelas unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná, enquanto ao sul limita-se pela Zona de Cisalhamento de Ibaré (ZCI) e a leste pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul (ZCCS) (BABINSKI *et al.*, 1996; CHEMALE Jr, 2000; SAALMANN *et al.*, 2011; PHILIPP; PIMENTEL; BASEI, 2018).

O TSG consiste em dois arcos juvenis neoproterozoicos, um toniano e outro criogeniano, além de uma bacia colisional tardia e remanescentes de complexos ofiolíticos. As assinaturas juvenis para as rochas metavulcanossedimentares e gnáissicas do TSG são uma característica singular em contraste com a maioria dos outros Cinturões Brasileiros, caracterizados pela remobilização de uma crosta continental mais antiga (BABINSKI *et al.*, 1996; SAALMANN *et al.*, 2011).

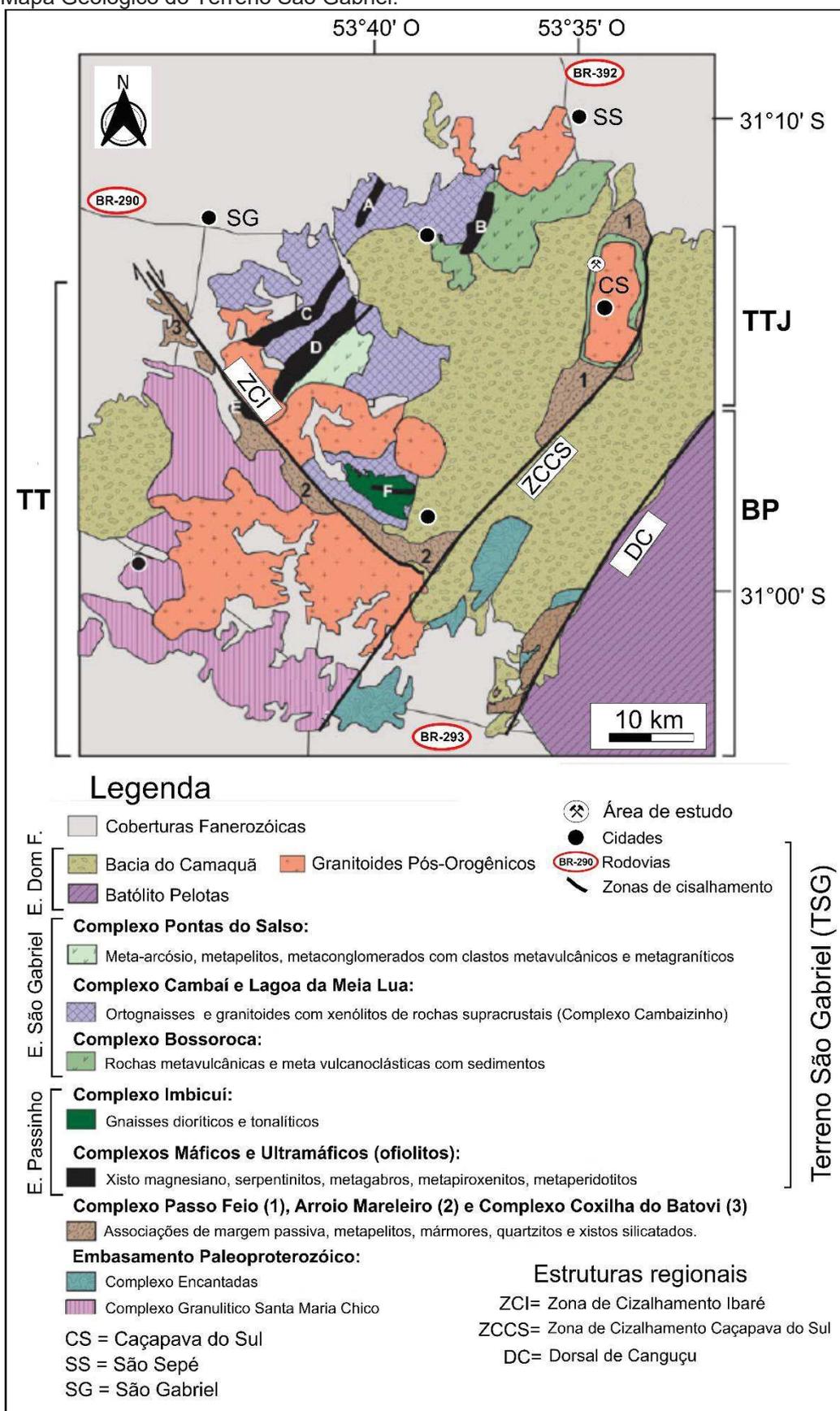
A evolução do TSG teve início com a abertura do Oceano Charrua desenvolvido a leste do Cráton Rio de La Plata (CRLP) e a oeste do TNP, em torno de 930 a 900 Ma. Conseqüentemente, com o fechamento do oceano ocorre a geração do arco de ilhas intra-oceânico do Passinho (890-860 Ma). O Arco São Gabriel foi formado entre 770 e 720 Ma, sendo subseqüentemente adicionado à margem do Terreno Nico Pérez, por volta de 710-700 Ma. Por fim, os granitoides tardios decorrem de 700-680 Ma, marcando o estágio pós-colisional (PHILIPP; PIMENTEL; BASEI, 2018). O TSG é descrito como uma unidade geológica composta de rochas intra-oceânicas, rochas de arco magmático, ofiolitos e granitos pós-tectônicos (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE Jr, 2016, PHILIPP; PIMENTEL; BASEI, 2018).

Neste contexto, as associações referentes ao TSG são compreendidas pelo: Prisma Acrescionário Palmas, que é composto por fragmentos tectônicos associados a complexos ofiolíticos, constituídos por xisto magnesianos, anfíbolitos, serpentinitos, metaperidotitos, metagabros, metapiroxenitos e meta-anortositos (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE Jr, 2016).

As associações de arco de ilhas (Arco Passinho) são compreendidas por paragneisses do Complexo Cambaizinho, ortogneisses do Complexo Passinho (890-860 Ma), rochas metavulcanossedimentares do Complexo Bossoroca (780-760 Ma) e as rochas equivalentes ao Arco São Gabriel, representadas pelos metagranitoides do Complexo Cambaí (740-700 Ma). Os granitoides definem a Suíte Lua Lagoa da Meia (700-680 Ma) e o Complexo Pontas do Salso, que corresponde a uma bacia orogênica tardia relacionada a um arco, cuja idade é inferior a 680 Ma (VEDANA; PHILIPP; BASEI, 2017). Essas associações de arco fazem contato com as rochas metassedimentares de margem passiva do Complexo Marmeleiro e Passo Feio, localmente recobertas pela Bacia do Camaquã e suas intrusões de granitoides, representando os estágios pós orogênicos do evento Dom Feliciano (CHEMALE Jr; HARTMANN; SILVA, 1995).

No TSG definem-se quatro principais fases deformacionais, conhecidas como: D1, D2, D3 e D4. O primeiro evento deformacional (D1) incluiu o desenvolvimento da foliação primária, paralela à estratificação associada à formação de veios de quartzo. Esses veios de quartzo foram posteriormente deformados como dobras isoclinais pela fase D2, conjuntamente acompanhadas pelo metamorfismo de fácies anfibolito superior. O mineral L2 e a lineação de alongamento estão orientados paralelamente aos eixos de dobra F2, localmente preservados em alguns lugares. As estruturas D1 e D2 são sobreimpressas pela deformação D3 e suas idades são associadas aos primeiros sinais de atividade de subducção na área, em torno de 880 Ma, bem como o início do evento São Gabriel e D3 datados entre 750-730 Ma. As dobras F3 ocorrem apertadas com planos axiais de dobras subverticais a acentuadas, mergulhando para noroeste, redobrando as dobras isoclinais F2. O último evento deformacional (D4) ocorreu durante o retro-metamorfismo, caracterizado por um *thrust* de direção sudeste (SAALMANN *et al.*, 2011).

Figura 5: Mapa Geológico do Terreno São Gabriel.

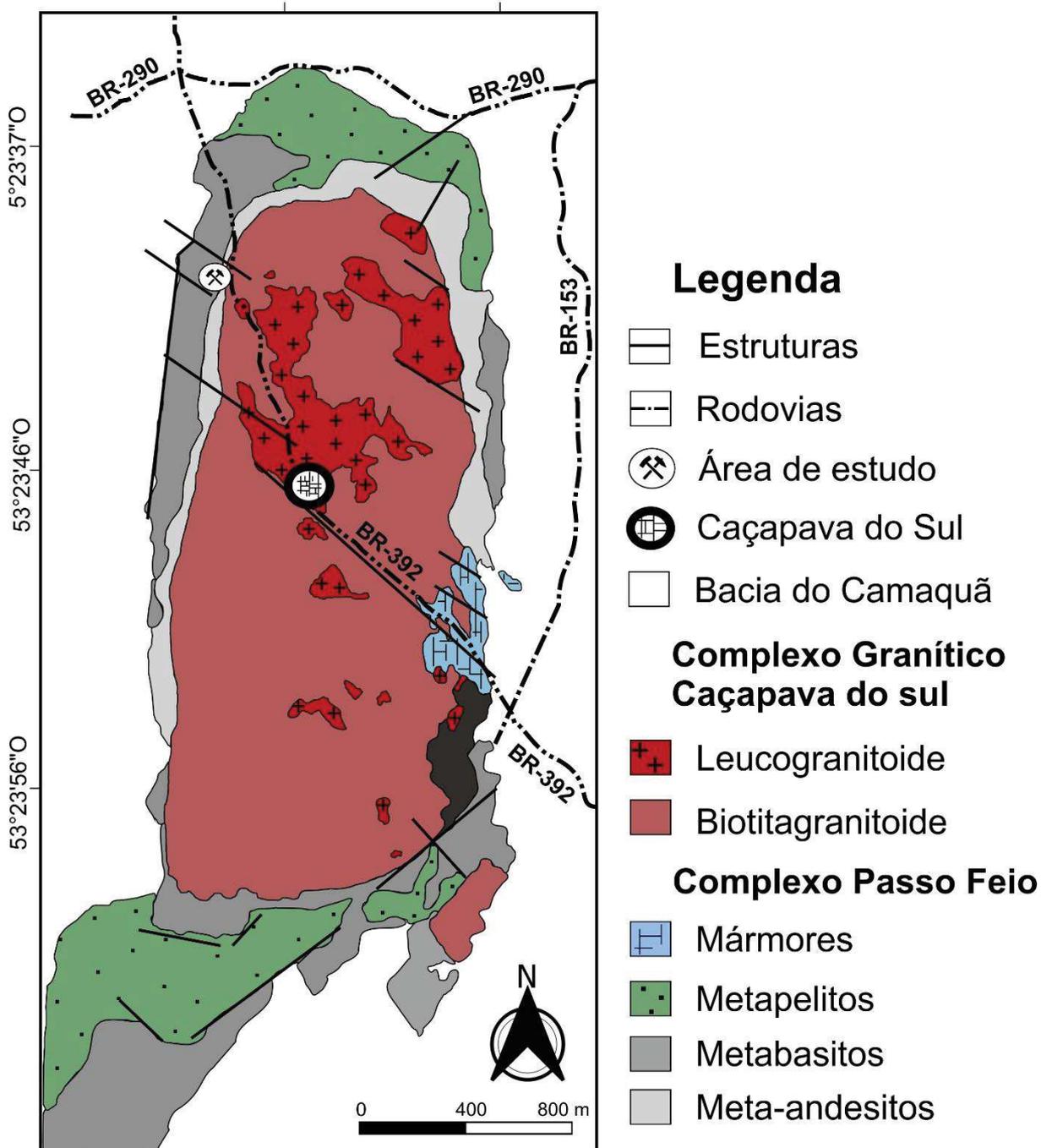


Fonte: Adaptado de Philipp; Pimentel; Chemale Jr (2016).

6.1.2. Complexo Passo Feio

O Complexo Passo Feio (CPF) (Figura 6) encontra-se exposto ao longo da borda leste do Terreno São Gabriel. Esse complexo consiste em uma sequência metavulcanossedimentar neoproterozoica supracrustal que foi intrudida pelo Complexo Granítico Caçapava do Sul, em torno de 560 Ma (REMUS *et al.*, 2000).

Figura 6: Mapa Geológico do Complexo Passo Feio.
30°42'32"S 30°42'38"S



Fonte: Adaptado e modificado de UFRGS (1998) e Lopes *et al.*, (2015).

O CPF foi primeiramente descrito por Carvalho (1932), posteriormente foi estudado por Leinz; Barbosa; Teixeira (1941), Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Macedo *et al.*, (1978), e mapeado por alunos da Unisinos (1979) e UFRGS (1998). A denominação das rochas sempre foi o elo de discussão, sendo inicialmente conhecidas como “rochas da cabeceira do Vacacaí”. Mais tarde, foram denominadas de “Formação Vacacaí” e “Formação Passo Feio” (GÕNI; GOZO; ISSLER, 1962; REMUS *et al.*, 2000). Após os estudos de detalhe de Bitencourt (1983) foi adotada a denominação de Complexo Metamórfico Passo Feio. Neste trabalho será utilizada a denominação de Complexo Passo Feio, como sugerida por Lopes *et al.* (2015).

O CPF consiste de sequências de metapelitos, rochas metavulcanoclásticas, metavulcânicas, mármore, rochas calciossilicáticas, quartzo-feldspáticas, quartzitos, anfíbolitos, xistos magnesianos, basaltos almofadados, metagabros e rochas máficas-ultramáficas metamorfizadas (BITENCOURT, 1983; BITENCOURT e HARTMANN, 1984; BICALHO *et al.*, 2019). A porção norte e oeste do complexo é composta por metapelitos, anfíbolitos, xistos básicos e magnesianos e meta-arenitos intercalados com rochas máficas a ultramáficas metamorfizadas. A sul do Complexo Granítico Caçapava do Sul encontram-se granada-estaurolita xistos, ardósias, filitos e clorita-epidoto xistos. Já no extremo sul do CPF ocorrem os meta-basaltos da Formação Arroio Mudador, provenientes de ambiente subaquoso evidenciado pela presença de *pillow lavas*, com paragênese incluindo prehnita e pumpelleíta (BICALHO *et al.*, 2019).

As rochas ortoderivadas do CPF indicam origem vulcanogênica e afinidades geoquímicas toleíticas e alcalinas de ambiente distensivo em rifte continental (HARTMANN *et al.*, 2000).

As idades para os metapelitos do CPF são pouco conhecidas, porém Lopes *et al.* (2015), sugerem idades para zircões detriticos de metapelitos, tanto da parte norte quanto da parte sul do CPF, variando entre 3637 a 803 Ma (a partir de análises U-Pb e Lu-Hf, por LA-MC-ICPMS e SHIRIMP). Isso indica distintas fontes continentais de sedimentação. O padrão de idade do arqueano ao paleoproterozoico implica que o material detritico foi derivado de crátons adjacentes, bem como uma contribuição de fontes neoproterozoicas (LOPES *et al.*, 2015).

Bitencourt (1983), sugere dois eventos metamórficos nas rochas do CPF, M1 e M2. O primeiro (M1) ocorreu por volta de 700 Ma e o segundo (M2) em 562 ± 8 Ma, contemporâneo a intrusão do Complexo Granítico Caçapava do Sul (BITENCOURT, 1983; REMUS *et al.*, 2000). O grau de metamorfismo varia de fácies xisto-verde a

anfíbolito, já que as assembleias metamórficas das zonas de clorita e estauroлита estão preservadas. Neste sentido, M1 atinge a fácies anfíbolito, representada pela zona da estauroлита e M2 é retrogradante, caracterizando a fácies xisto-verde pelo crescimento de clorita. Ao mesmo tempo, três eventos deformacionais são descritos, D1 e D2 que foram concomitantes aos eventos metamórficos e D3, que foi responsável pelo soerguimento e geração de uma estrutura antiforme, cujo núcleo é ocupado pelo Complexo Granítico Caçapava do Sul (BITENCOURT, 1983).

O Complexo Granítico Caçapava do Sul é uma intrusão granítica de proporções batolíticas, que apresenta formato elíptico com eixo de maior alongação norte-sul e dimensões aproximadas de 25 por 10 km (NARDI e BITENCOURT, 1989). Este corpo intrusivo se encontra encaixado em contato nítido e concordante com as rochas do Complexo Passo Feio.

Neste contexto, alguns autores consideram o CPF como parte de uma sequência de margem passiva, mas o significado geotectônico da bacia original em relação à evolução tectônica do TSG ainda é discutido (LOPES *et al.*, 2015; PHILIPP; PIMENTEL; BASEI, 2018). Bicalho *et al.* (2019), definem que as rochas metamáficas do Complexo Passo Feio foram originadas em um arco de ilhas de oceano restrito, formado no interior do arco Bossoroca. Souza (2020) demonstrou a partir das idades de zircões (2500 e 570 Ma) que os orto-anfíbolitos do CPF são classificados como basaltos toleíticos de arco vulcânico, sendo isotopicamente relacionados as rochas serpentinizadas e carbonatadas. A bacia do CPF teria se formado em 800 Ma, inicialmente como uma margem passiva, com evolução para um arco e uma bacia intra-arco, com fechamento associado aos eventos pós-colisionais, em torno de 562 ± 8 Ma. Souza (2020) propõe ainda, a partir de dados geocronológicos, que o limite do Terreno São Gabriel estaria posicionado a oeste do CPF, restringindo a extensão do TSG e ampliando os domínios do Terreno Tijucas.

7. MATERIAIS E MÉTODOS

Este estudo está diretamente vinculado ao projeto de pesquisa intitulado “A Nanogeoquímica no reconhecimento de Indicadores Prospectivos de Depósitos Minerais na região Centro-Sul do Rio Grande do Sul”, fomentado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e Fundação de

Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS), sob a coordenação da Prof. Dra Cristiane Heredia Gomes.

Neste estudo são propostas três etapas: (1) pré-campo, (2) campo e (3) pós-campo:

7.1. Etapa Pré-Campo

7.1.1. Revisão Bibliográfica

A etapa pré-campo consistiu nos levantamentos bibliográficos acerca de trabalhos anteriores na região, realizada ao longo de todo o estudo, em função de objetivar a fundamentação teórica vinculada ao seu desenvolvimento. Aliado ao estudo bibliográfico utilizou-se de cartas topográficas, imagens de satélite do *software Google Earth Pro* e mapas geológicos confeccionados a partir de vetores fornecidos pelo IBGE (2020) e CPRM, (2013) no Datum SIRGAS 2000, somados as imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission – Nasa*) (Earth Explorer, 2020). Portanto, por meio desses bancos de dados, foi possível a geração dos mapas apresentados nesse trabalho.

7.2. Etapa de Campo

7.2.1. Mapeamento Geológico-Estrutural

O mapeamento geológico-estrutural da área foi realizado ao longo de 3 dias de trabalho de campo. Teve como objetivos, realizar o reconhecimento da área de estudo, a coleta de 32 amostras para análise petrográfica e 15 amostras para geoquímica de rocha total. Foi realizada, também, a caracterização litológica e estrutural *in situ*, compreendendo a integração de 38 pontos de campo no mapa geológico-estrutural da área.

A aquisição dos dados iniciou com o reconhecimento litológico da área, seguida pela obtenção dos dados estruturais, que se basearam na notação *dip direction*, que indica o mergulho das estruturas (*dip*) em relação a sua direção (*strike*) (Nadalin *et al.*, 2014). O tratamento dos dados geológicos desenvolveu-se através da projeção no

software QGIS Girona 3.0. O tratamento dos dados estruturais baseou-se em redes de projeções estereográficas, com o intuito de representar as projeções esféricas em superfície plana. Todos os materiais utilizados em campo, assim como os recursos para a realização dos mesmos foram providenciados pela Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA), campus Caçapava do Sul.

7.3. Etapa Pós Campo

7.3.1. Petrografia

A petrografia consistiu em descrições convencionais, em escala macro e microscópica. As análises macroscópicas foram obtidas com o auxílio de lupa de mesa binocular Quimis, modelo Q724S-2, com aumento de 2X e 4X. As análises microscópicas foram desenvolvidas no microscópio binocular ECLIPSE 50i POL da marca Nikon (5X, 10X, 20, 40x), pertencente ao Laboratório de Mineralogia Óptica da UNIPAMPA-Caçapava do Sul. As descrições petrográficas foram realizadas a partir de 32 lâminas delgadas, de forma sistemática, abordando aspectos como mineralogia, texturas, estruturas, bem como possíveis reações de paragênese. As feições representativas nas lâminas delgadas foram fotografadas por câmera acoplada ao microscópio óptico com auxílio do *software Micro Capture versão 6.9.9*.

7.3.2. Geoquímica de Rocha Total

Dentre as amostras coletadas, foram selecionadas e encaminhadas 15 amostras mais representativas para a análise geoquímica de rocha total. As amostras escolhidas foram coletadas com os menores índices de intemperismo, abrangendo todos seus termos diferenciados. Essas amostras foram inicialmente desagregadas com auxílio de um cadinho de porcelana e posteriormente processadas em moinho de bolas, marca Marconi MA 500, do Laboratório de Tratamento de Minérios da UNIPAMPA - Caçapava do Sul.

As amostras pulverizadas foram encaminhadas para o Laboratório Geosol, em Belo Horizonte-MG, para a análise dos elementos maiores por ICP (*Inductively Coupled Plasma*) e elementos menores e traço por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*).

Os limites detectáveis pelo Laboratório Geosol são descritos em ordem crescente de precisão, sendo eles: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , MnO , Cr_2O_3 , TiO_2 e $LOI = 0,01\%$ (100 ppm); Ni = 444 ppm; Co = 70 ppm; Zn = 30 ppm; Ba, Sr e Zr = 8ppm; Cu = 5ppm; La e V = 2 ppm; Mo = 1ppm; W = 0,7 ppm; Ga e Y = 0,6 ppm; Th = 0,5 ppm; Sn = 0,3 ppm; Rb e Ce = 0,2 ppm; Ta e Dy = 0,1 ppm; Sm, Yb, Nd, Cs e Er = 0,05 ppm; Lu, Tm, Tb, Pr, Hf, Gd, Eu, Ho, Nb, Ti e U = 0,01 ppm. Os dados para MgO possuem limite de detecção máxima de 30%.

A Espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS), consiste em uma técnica comumente utilizada nas geociências, devido a sua precisa detecção multielementar de alta sensibilidade. Essa técnica analítica opera a partir de um plasma de argônio ionizado acoplado indutivamente para separar e excitar os átomos. A temperatura desse plasma pode variar de 6000 a 10000K, gerando energia suficiente para a atomização dos distintos compostos (ROLLINSON, 1983). O ICP-MS é constituído de um sistema de introdução da amostra, uma fonte de plasma acoplada indutivamente, lentes iônicas, um espectrômetro de massa e um detector. Tal processo começa com o bombardeamento no nebulizador, transformando a amostra em gotas de aerossol. Na câmara de nebulização, as maiores gotas de aerossol são removidas, limitando-se a quantidade de aerossol no plasma. A partícula gerada por sua vez é vaporizada e convertida em átomos pelo processo de atomização.

O plasma de argônio encontra-se dentro de uma “rocha” de quartzo, que é recoberta por cobre e submetida a uma corrente elétrica de alta frequência. Os átomos liberados pelo processo de atomização são ionizados a partir da retirada de um elétron e detectados pelo espectrômetro de massa. Esses átomos são extraídos do plasma através de um par de cones. Os cátions retidos no plasma de argônio são, então, removidos por um sistema de vácuo acoplado a um par de cones para a câmara final. Durante essa trajetória, os átomos passam por um feixe de elétrons focado pelas lentes iônicas.

Na câmara final encontram-se o espectrômetro de massa e o detector. No espectrômetro de massa, os íons são separados de acordo com a razão entre a massa e a carga por um quadrupolo que combina os campos elétricos de corrente alternada e contínua. A detecção é feita a partir da criação de um espectro de massa que fornece informações precisas e qualitativas da amostra. Os picos de detecção são diretamente proporcionais à concentração do elemento na amostra. A partir da comparação dos

picos com os dados de calibração, obtém-se, então, as informações quantitativas dos elementos na amostra (BARSHICK; DUCKWORTH; SMITH, 2000).

Para o tratamento dos dados geoquímicos foram utilizadas planilhas do *Microsoft Excel 2016* e o *software GCDkit 6.0* (JANOUSĚK; FARROW; ERBAN, 2006).

8. RESULTADOS

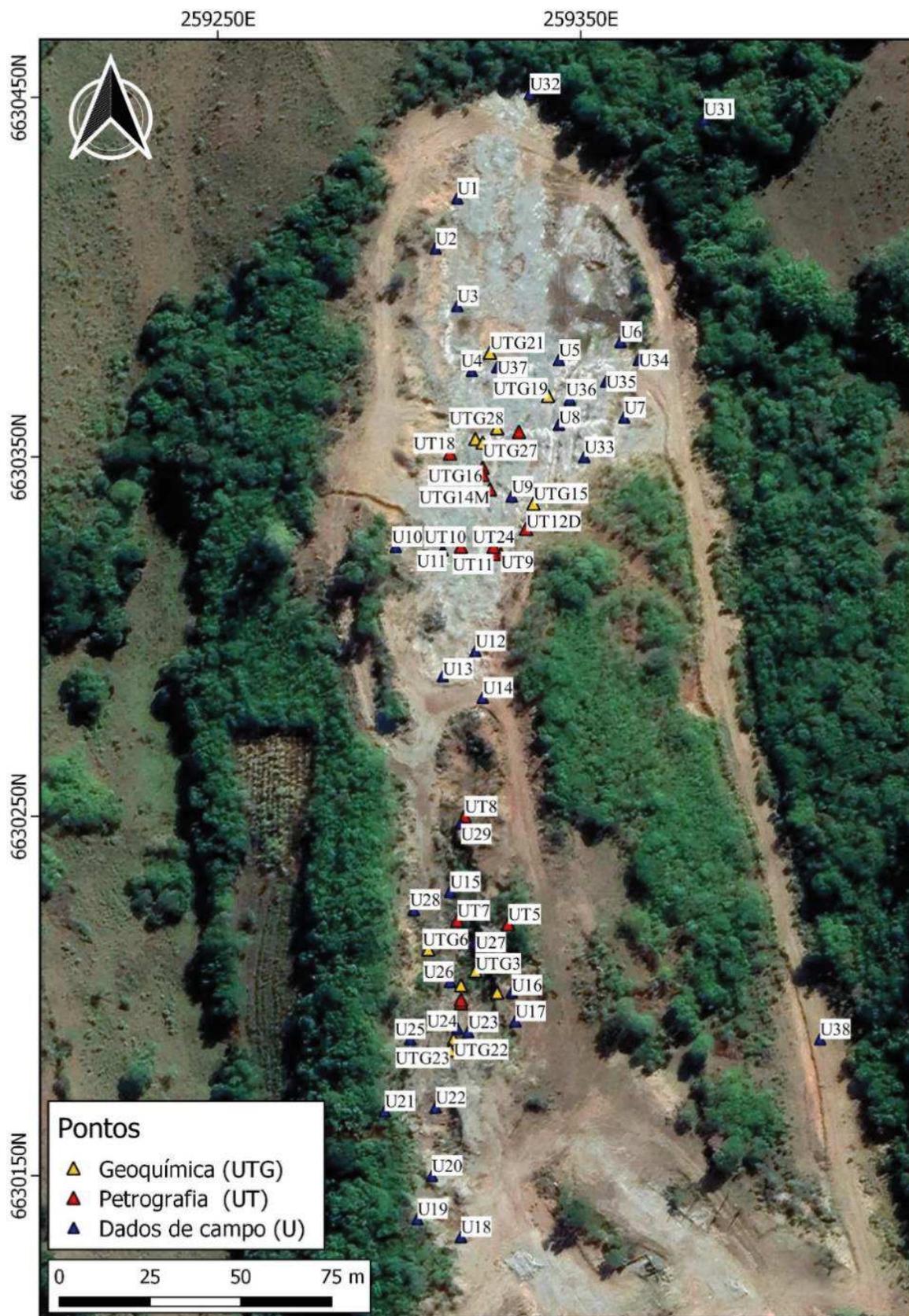
8.1 Mapeamento geológico e petrografia macroscópica

Foram integrados 70 pontos ao longo da área de estudo, sendo utilizadas as nomenclaturas UT para amostras petrográficas, UTG para as análises geoquímicas e U para os dados de campo (Figura 7), com pontos coexistem em mais de uma metodologia.

As rochas ultramáficas da área de estudo ocorrem na forma de corpos métricos alongados de direção NE-SW, aflorantes em regiões de base de coxilha ou depressões. Esses corpos estão dispostos em afloramentos verticais e lajeados, a maioria na área de uma pedreira. A verticalidade das paredes demonstra os contatos, que são ora gradacionais ora difusos. Os ultramafitos ocorrem como serpentinitos intercalados a esteatitos e minerais carbonatos, com lentes de clorititos concordantes com as estruturas deformacionais (Figura 8).

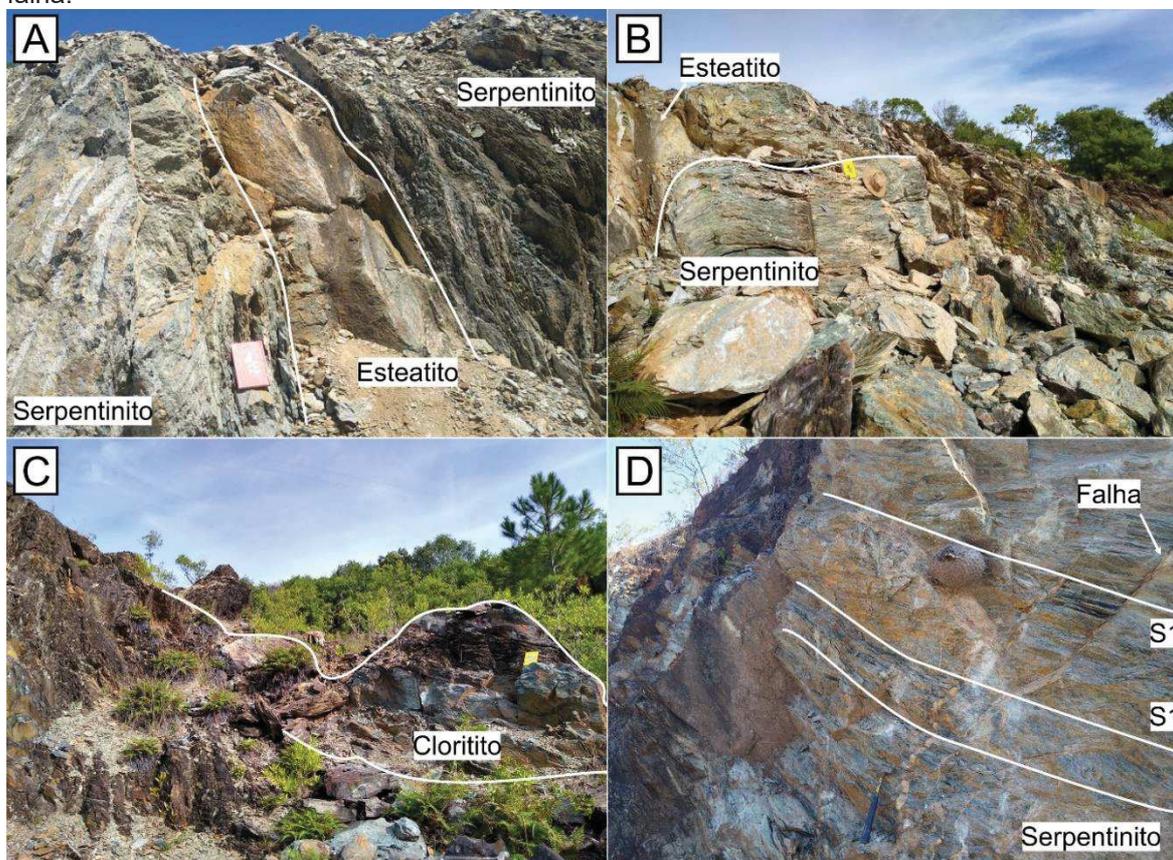
As relações de campo não esclareceram o significado estrutural da área como um todo, devido à forte obliteração decorrente dos processos deformacionais. A foliação principal varia amplamente de mergulho (25° a 86°), chegando à verticalidade, com direção principal tendente N-S. Além disso, são observadas variações em decorrência do grau de deformação, de estruturas dúcteis como dobras e *augens*, e rúpteis como falhas conjugadas.

Figura 7: Mapa de pontos e amostras da área de estudo.



Fonte: autor.

Figura 8: A) Serpentinito com intercalação de esteatito. B) Serpentinito polideformado com foliação vertical, e rara horizontal. C) Lentes métricas de cloritito concordante com a foliação. D) detalhe da foliação metamórfica (S1) predominante nos serpentinitos, deslocada por plano de falha.



Fonte: autor

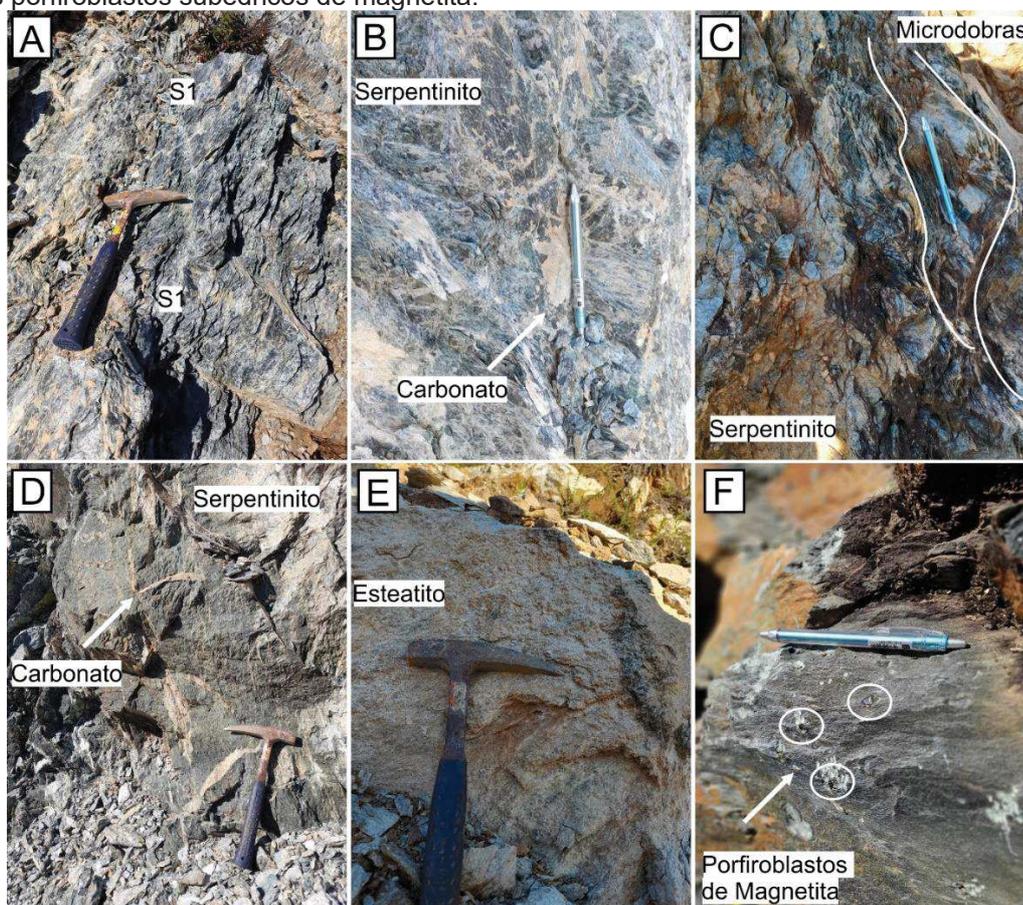
Os serpentinitos apresentam variações em sua coloração. Normalmente apresentam coloração esverdeada, mas quando alterados possuem coloração verde escura. Localmente, as porções com maior intensidade de serpentinização apresentam uma coloração esbranquiçada. A mineralogia dos serpentinitos é composta, basicamente, por antigorita, talco (normalmente associado aos planos de foliação) e porfiroblastos de magnetita (de até 1,5 cm). Apresentam textura fina, lepidoblástica. A foliação principal é marcada pelo alinhamento das serpentinas, sendo a xistosidade S1 concordante com a foliação dos serpentinitos, marcando a crenulação (S₂) (Figura 9A, B e C; Figura 10F). As estruturas dúcteis de cisalhamento estão registradas na foliação principal, demonstradas por dobras abertas e reclinadas, carbonatos boudinados, crenulações e fraturas conjugadas (Figura 10A, B, C e E).

Os esteatitos apresentam cores claras, sendo observadas porções amareladas e amarronadas em zonas de elevada alteração. São constituídos de talco e carbonato (Figura 9E) dispostos, principalmente, como *augens* centimétricos, raramente

métricos, evidenciando uma possível geração de talco contemporânea a uma primeira carbonatação (Cb1).

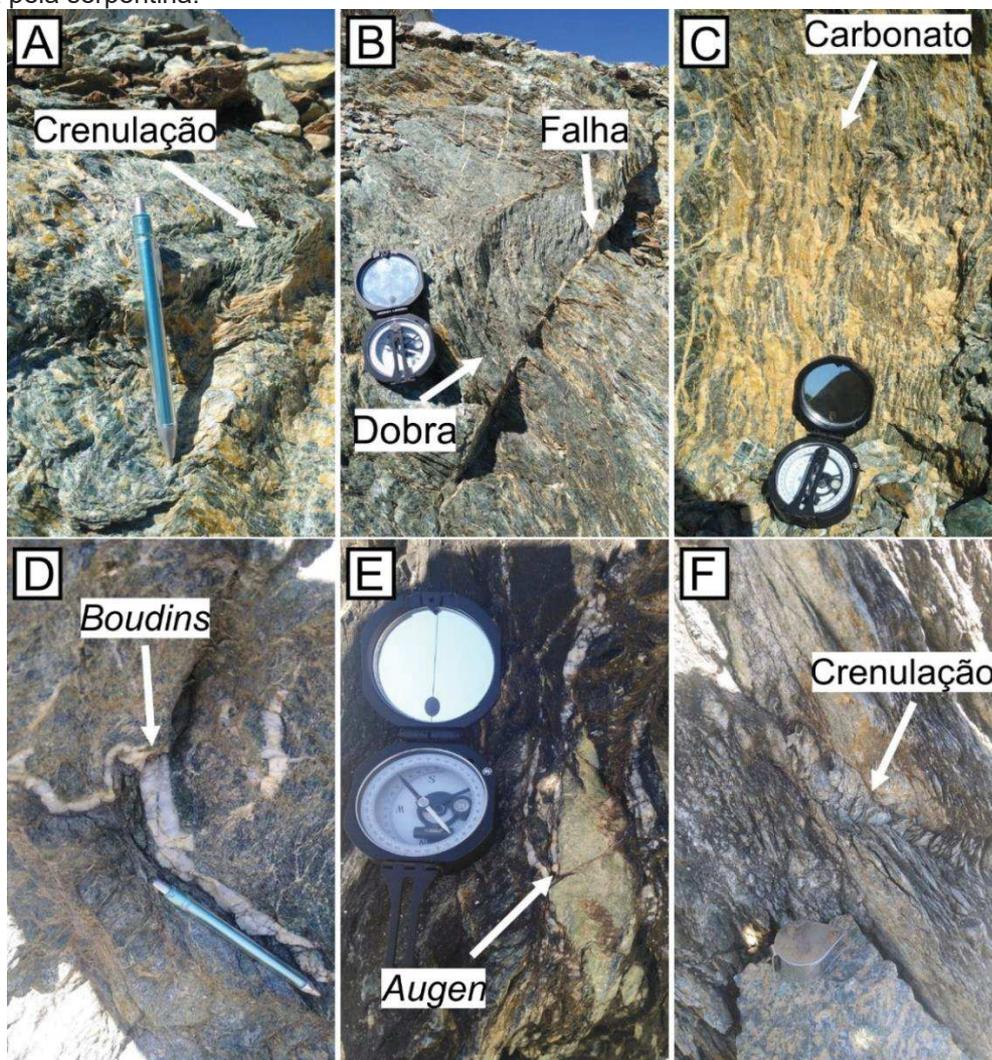
Os carbonatos apresentam coloração clara e, por vezes, ocre, sendo compostos principalmente por magnesita. Esses carbonatos ocorrem como lentes centimétricas com presença de deformações em veios paralelos e ortogonais à foliação, ou como *augens* penetrantes na foliação (Figura 9B e C; Figura 10D e E). A foliação, ocasionalmente, é vertical e encontra-se cortada por veios carbonáticos. Os carbonatos são separados em duas fases, a primeira (Cb1) é representada pelos veios carbonáticos sintectônicos à deformação da matriz serpentínica, presentes tanto nos carbonatos quanto nos serpentinitos. Já a segunda fase de carbonatação (Cb2) é ortogonal ou paralela à foliação, intercalada à foliação e as fraturas nos serpentinitos (Figura 9D).

Figura 9: A) Detalhe de serpentinito com foliação penetrativa. B) interpenetração de carbonato no serpentinito. C) Dobramentos verticais marcados pela matriz serpentínica e veios de carbonato. D) Carbonato intercalado centimetricamente a serpentinito em duas direções com ângulo de 90°. E) Esteatito moderadamente alterado com foliação incipiente. F) Lente de cloritito com detalhe para os porfiroblastos subédricos de magnetita.



Fonte: autor.

Figura 10: A) Crenulação milimétrica da matriz serpentinitica e carbonato. B) Falha rúptil associada a dobramento. C) Detalhe da carbonatação paralela à foliação, com coloração ocre. D) Carbonato em forma de *boudins* dobrados. E) *Augen* carbonático penetrativo na foliação. F) Crenulação fortemente marcada pela serpentina.



Fonte: autor.

Os clorititos são compostos de clorita e porfiroblastos de espinélio com magnetismo significativo. Os clorititos afloram sob forma de lentes centimétricas a métricas, com coloração verde acinzentada e moderado grau de alteração (Figura 8C; Figura 9F). Em sua maioria, os clorititos apresentam estrutura maciça, com foliação incipiente menos frequente.

A partir da integração das relações petrográficas e geológicas de campo, foi desenvolvido um mapa geológico-estrutural esquemático. Esse mapa mostra a disposição dos serpentinitos, esteatitos, carbonatos e lentes de clorititos, bem como retrata as foliações e falhas mais representativas (Figura 11).

Figura 11: Mapa geológico-estrutural da área de estudo.



Fonte: autor.

8.2 Petrografia microscópica

8.2.1 Serpentinitos

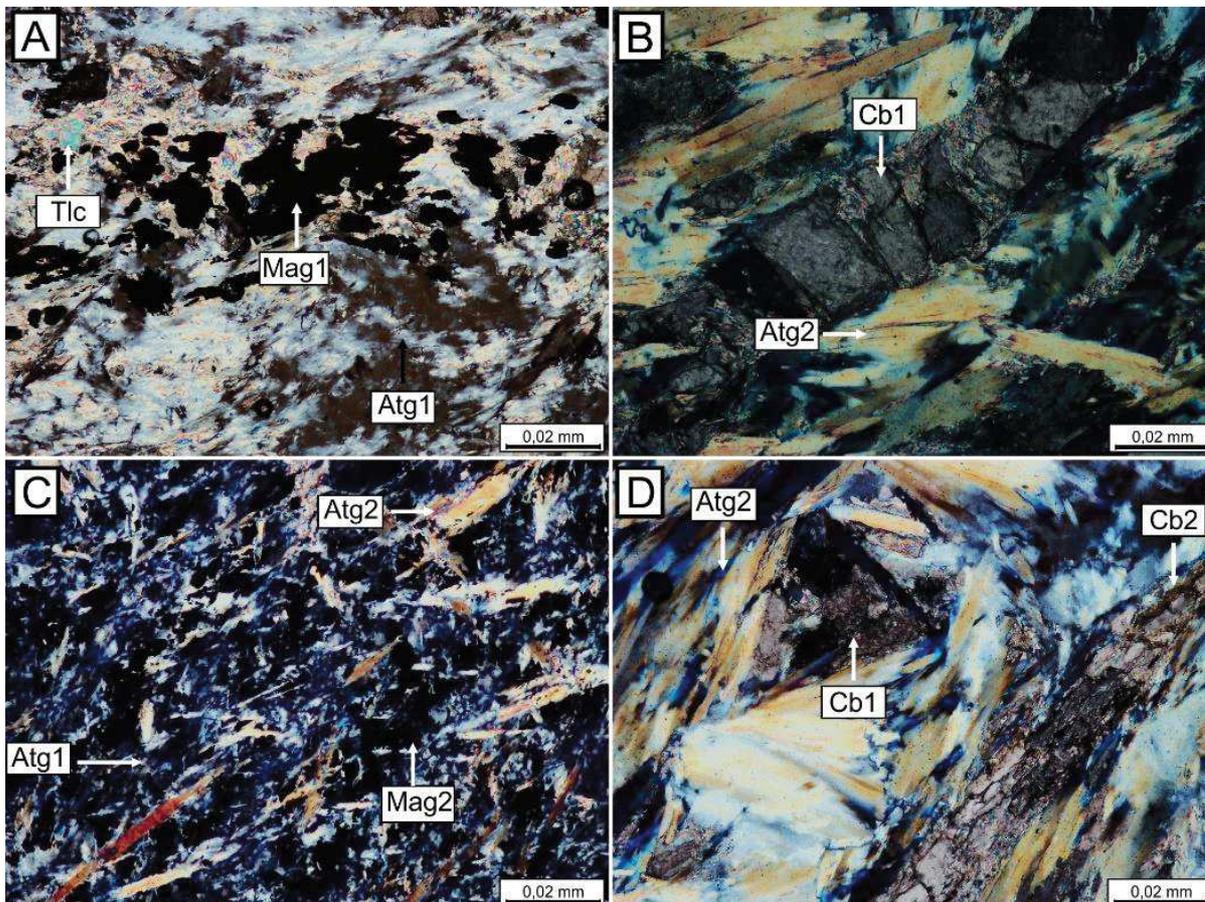
Os serpentinitos, de uma maneira geral, são constituídos em ordem decrescente de proporções mineralógicas por: serpentina, espinélio (magnetita e cromita), magnesita e talco (Figura 12).

As serpentinas são representadas por duas gerações de antigorita (Atg1 e Atg2), que foram diferenciadas mediante sua textura e cor de interferência. A Atg1 é incolor, com tamanho de granulação entre 0,02 e 0,06 mm, relevo baixo e hábito fibro-lamelar. Sua forma é transicional entre hipidiomórfica e xenomórfica, apresentando extinção paralela e cor de interferência acinzentada de 1° ordem. Apresenta textura fina como uma massa microcristalina, textura tipo *mesh*, textura fibrosa e lepidoblástica (Figura 12A e C). A segunda geração de antigorita (Atg2) é hipidiomórfica, com granulação entre 0,2 e 1,5 mm, sendo observada em mosaicos. Apresenta cor de interferência amarela de 2° ordem e textura de interpenetração, caracterizada pelas lamelas de antigorita com arranjo irregular, que formam ângulos de 30° (Figura 12 B e D).

Os espinélios apresentam duas gerações de magnetita (Mag1 e Mag2), respectivamente relacionadas a Atg1 e Atg2. Foram observados como porfiroblastos deformados, ocupando veios, com estruturas *augens* e com forte reação em bordas de recristalização. A primeira geração de magnetita (Mag1) é observada na matriz dos serpentinitos com granulometria entre 0,01 e 0,04 mm. A Mag1 tem brilho opaco, hábito octaédrico, é granular e, às vezes, tem forma esquelética, sendo hipidio-xenomórfica (Figura 13A). A Mag2 tem granulação entre 0,5 e 2,1mm e, normalmente, está associada a fraturamentos. As magnetitas estão associadas a minerais de cromita, que demonstram granulação semelhante as magnetitas. Contudo, a cromita tem relevo elevado, apresenta faturamento mais acentuado e em luz refletida evidencia tons de vermelho característicos na borda dos grãos (Figura 13B).

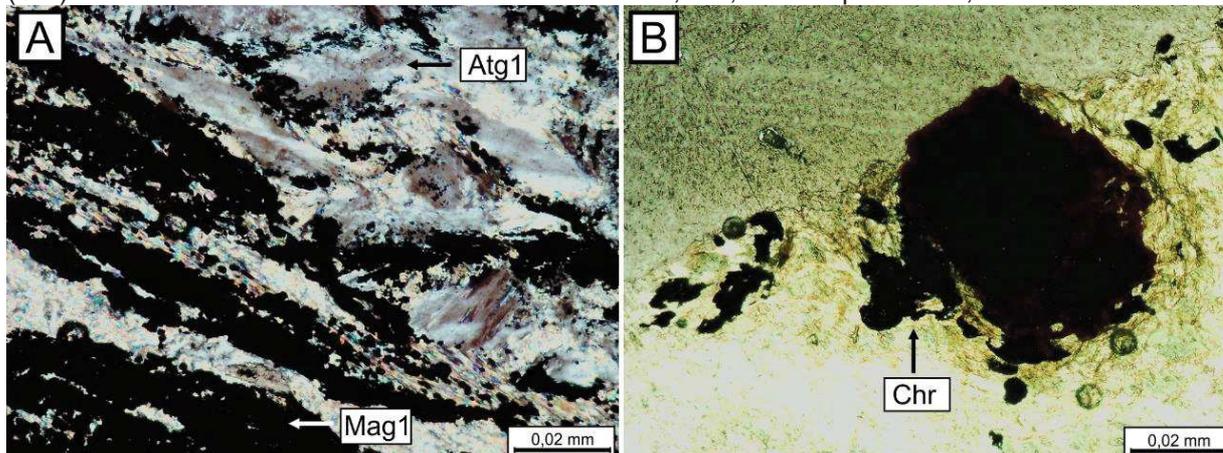
De forma disseminada é possível identificar esporadicamente pirita com granulação de 0,5 mm, disposta em seções cúbicas irregulares. A pirita, sob luz refletida, demonstra coloração dourada característica. Raros cristais de hematita são observados. Esses possuem granulação microcristalina, relevo alto e coloração vermelho sangue.

Figura 12: Fotomicrografias de serpentinitos do CPF. A) Serpentinito com geração primeira geração de antigorita (Atg1) com textura fibrosa e lepidoblástica, associada a primeira geração de magnetita; LP. B) Segunda geração de antigorita (Atg2), em mosaico, intercaladas a carbonatos primários (Cb1); LP. C) Serpentinito evidenciando duas gerações de antigorita (Atg1 e Atg2), com textura *mesh* e lepidoblástica; LP. D) Arranjo irregular da segunda geração de antigorita (Atg2), com presença de carbonato de duas gerações (Cb1 e Cb2); LP. LP= luz polarizada.



Fonte: autor

Figura 13: Fotomicrografias de serpentinitos do CPF. A) Primeira geração de magnetita (Mag1) observada na matriz dos serpentinitos junto com antigorita da primeira geração (Atg1), LP. B) Cromita (Chr) com faturamento e tons avermelhados nas bordas, LR., LP= luz polarizada, LR= luz refletida.



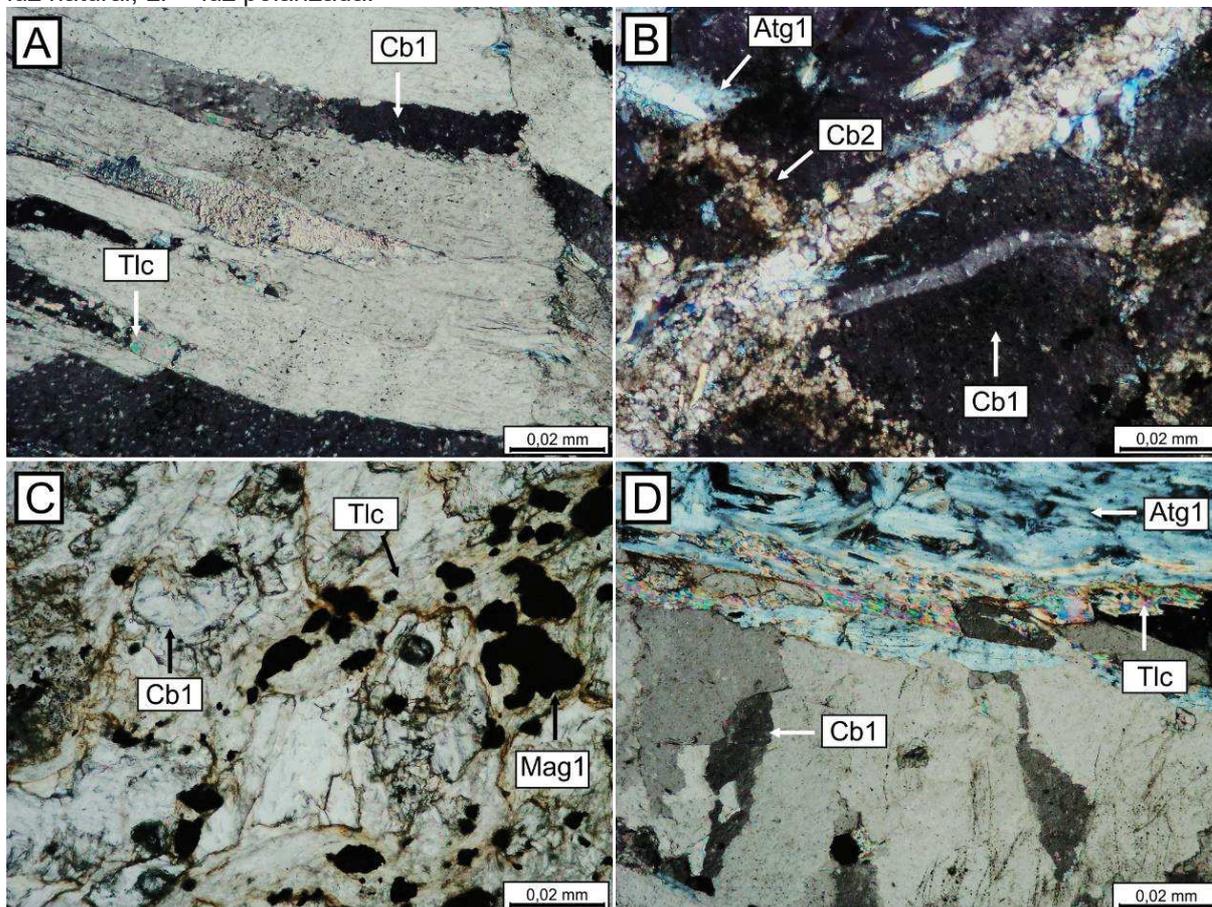
Fonte: autor.

Os minerais carbonatos, em sua grande maioria, são representados por minerais de magnesita (carbonato rico em Mg). Os carbonatos foram divididos em duas gerações: Cb1 e Cb2. O Cb1 foi observado como constituinte de veios junto da Atg1 e na matriz junto a magnetita. O Cb2 foi observado como constituinte de veios, cortando a foliação dos serpentinitos em duas direções principais que se cruzam a aproximadamente 90° (Figura 14B). Foi observado, também, na matriz acompanhado do Cb1 em dobramentos contemporâneos a foliação principal da rocha.

O carbonato primário possui granulação entre 0,3 e 1,4 mm, com relevo alto, hábito granular e, por vezes, é romboédrico. Sua forma varia de idiomórfica a xenomórfica em decorrência da deformação e recristalização (Figura 14A e C). O carbonato apresenta cor de interferência acinzentada, com raros planos de clivagem em duas direções, que formam ângulos de aproximadamente 115°.

O carbonato de segunda geração (Cb2) é incolor e forma massas microcristalinas de granulação entre 0,02 e 0,08 mm. Tem relevo moderado, cor de interferência acastanhada, textura microgranular e, por vezes, textura granoblástica interlobada com porções ameboidais, com recristalização associada a borda dos grãos. Alguns carbonatos progressivos com menos frequência possuem certas delimitações e foram observados associados a antigorita, justificando a utilização do termo ophicarbonato (Figura 14D).

Figura 14: Fotomicrografias de carbonatos magnesianos associados a serpentinitos e esteatitos do CPF. A) Carbonato da primeira geração (Cb1) associado a talco (Tlc); LP. B) Carbonato da segunda geração (Cb2) que fazem ângulos de 90° e cortam serpentinitos; LP. C) Carbonato da primeira geração em veios, com matriz microcristalina de talco (Tlc) e porfiroblastos de magnetita (Mag1); LN. D) Ophicarbonato com antigorita da primeira geração (Atg1) e talco (Tlc), marcando a xistosidade; LP. LN= luz natural, LP= luz polarizada.



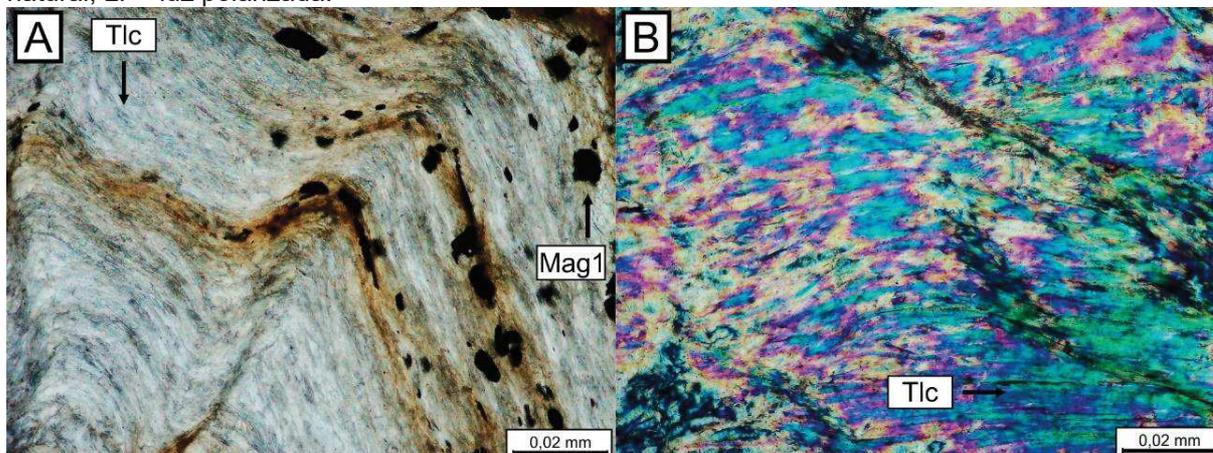
Fonte: autor

8.2.2 Esteatitos

Os esteatitos são constituídos por talco monominerálico, relacionado a carbonatos e magnetitas (Figura 15A). O talco é incolor e ocorre como constituinte da matriz microcristalina fibro-lamelar e fibrosa, com granulação média de 0,05 mm e com raros cristais de 0,4 mm. Sua forma é hipídio-xenomórfica, com relevo baixo e textura lepidoblástica. A extinção é paralela quando associada aos planos de clivagem e as cores de interferência são de 2° e 3° ordem (Figura 15B).

A magnetita (Mag1) é encontrada nos esteatitos com granulometria entre 0,1 e 0,5 mm, com hábito octaédrico e granular, e por vezes, com forma cúbica e idiohipidiomórfica (Figura 15A).

Figura 15: Fotomicrografias de esteatitos do CPF. A) Esteatito com predomínio de talco (Tlc) em matriz microcristalina junto a magnetita da primeira geração (Mag1), evidenciando o fluxo deformacional; LN. B) Talco (Tlc) com suas cores de interferência de 2° e 3° ordem e textura lepidoblástica; LP. LN= luz natural, LP= luz polarizada.



Fonte: autor

8.2.3 Clorititos

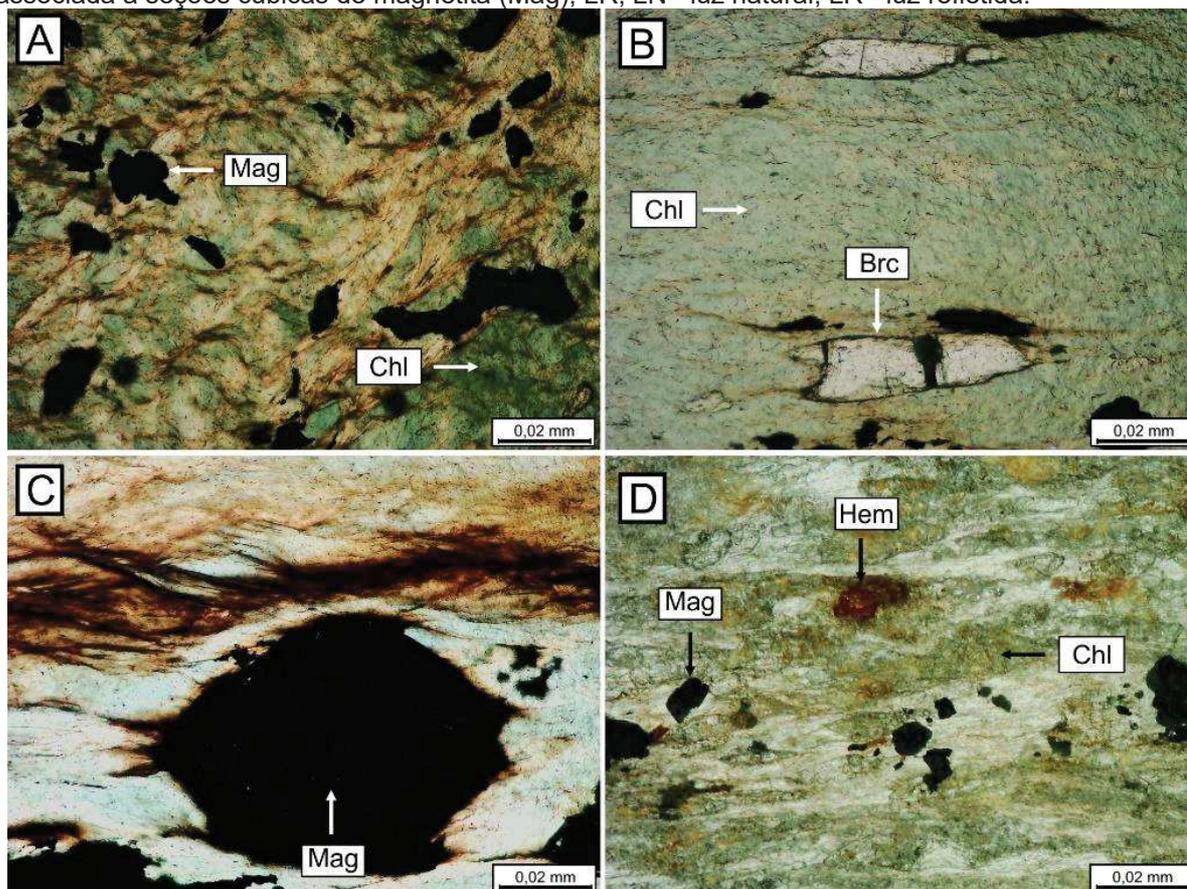
Os clorititos são constituídos de clorita (90%), magnetita (8-10%) e brucita (1-3%). A clorita é incolor, possui pleocroísmo em tons de verde e sua granulação varia de 0,1 a 2,1 mm. Seu relevo é baixo, o hábito é lamelar e, por vezes, é fibro-lamelar. A sua forma varia de idiomórfica a xenomórfica, com xistosidade contínua, textura lepidoblástica e crenulações incipientes (Figura 16). A clorita apresenta extinção subparalela, com cores de interferência azul Berlim e marrom couro, demonstrando birrefringência de 0,009. Foram observadas na forma de lentes milimétricas com granulometria diminuta. Esse tipo de clorita, particularmente, apresenta certa palidez e cores de interferência de 1ª ordem.

A magnetita observada nos clorititos possui granulação entre 0,1 e 6 mm, relevo alto, hábito octaédrico e, por vezes, esqueletal com raras seções cúbicas. Sua forma varia de idiomórfica a xenomórfica, ocorrendo como agregados ou porfiroblastos rotacionados que acompanham a direção da foliação (Figura 16A, C e D). A magnetita é equidimensional, mas em contato com os planos de foliação apresenta feições alongadas. As feições de dissolução nas bordas dos grãos são frequentes e, possivelmente, indicam uma reação envolvendo óxidos de ferro devido a coloração avermelhada observada.

A brucita ocorre junto a clorita e a magnetita, sendo incolor e com granulação entre 0,01 e 0,6 mm. Seu relevo é moderado, o hábito é granular e, às vezes, se apresenta como prismas alongados. Possui forma hipidio-xenomórfica e extinção

ondulante. Apresenta cor de interferência de 1ª ordem (amarelo) e birrefringência de 0,010. Apresenta-se fraturada e orientada segundo a direção da xistosidade. Raros são aqueles cristais de brucita que estão associados a veios milimétricos (Figura 16D).

Figura 16: Fotomicrografias de clorititos do CPF. A) Clorita (Chl) lamelar marcando a xistosidade contínua dos clorititos; LN. B) Brucita (Brc) com hábito prismático alongado concordante a xistosidade; LN. C) Porfiroblastos rotacionados de magnetita (Mag), LN. D) Hematita (Hem) vermelha sangue associada a seções cúbicas de magnetita (Mag); LR, LN= luz natural, LR= luz refletida.



Fonte: autor

8.3 Geoquímica de rocha total

Das 15 amostras de ultramafitos selecionadas do CPF seis amostras são de serpentinito, três esteatito e seis de cloritito (Tabela 1).

Os serpentinitos apresentam teores de SiO_2 entre 29,35 e 39,39 %, os teores de MgO variam entre 24,56 e >30 % e os de Al_2O_3 variam de 0,54 a 1,26 %. Somente a amostra UTG29 apresenta concentração de 16,5 % em termos de Al_2O_3 . Os valores de Fe_2O_3 tem variação entre 4,44 e 15,11 % enquanto que os de CaO entre 0,04 e 1,18 % O TiO_2 apresenta variação de 0,01 a 1,4 %. Os valores de Cr_2O_3 obtidos variam de 0,08 a 0,38 % e os valores de MnO entre 0,07 e 0,17 %. O P_2O_5 apresenta variação

entre <0,01 e 0,08 %. O Na₂O não foi detectado nas amostras analisadas, sendo seus valores correspondentes a quantidades <0,01 %. O K₂O apresenta variação entre <0,01 e 0,03 % e os valores de *LOI* variam entre 15,77 a 20,01%.

Os esteatitos apresentam teores de SiO₂ entre 38,23 e 57,32 % e de MgO tem entre 28,91 e >30 %. Os valores de Al₂O₃ medidos variam de 0,43 a 1,21 % enquanto que os de teores de Fe₂O₃ variam entre 3,85 e 7,62 % e os de CaO entre 0,03 e 3,39 %. O TiO₂ varia entre <0,01 e 0,02 % e os teores de Cr₂O₃ entre 0,22 e 0,38 %. Os teores de MnO variam entre 0,01 e 0,09 % e os de K₂O apresentam variação entre <0,01 e 0,03 %. Os valores de *LOI* variam de 4,96 a 20,26%. O P₂O₅ e o Na₂O não foram detectados nas amostras analisadas, sendo seus valores correspondentes a quantidades <0,01%.

Os clorititos evidenciam a presença de SiO₂ entre 28,86 e 43,37 %, valores de MgO com entre 25,5 e >30 % e de Al₂O₃ entre 13,52 e 20,06 %. Os teores de Fe₂O₃ tem variação entre 6,89 e 16,53 %, os de CaO entre 0,09 e 0,26 %, os de TiO₂ entre 0,11 e 1,73 %. Os de Cr₂O₃ entre 0,04 e 0,24 %, os de MnO entre 0,05 e 0,27 %, os de P₂O₅ entre <0,01 e 0,12 %, os de Na₂O entre <0,01 e 0,01% e os de K₂O entre 0,02 e 0,03 %. Os valores de *LOI* variam entre 10,42 e 11,18 %.

Vale destacar que os valores de *LOI* (*loss on ignition*) variam entre 4,96 e 20,26 %, muito provavelmente devido ao processo de serpentinização e carbonatação que afetaram as rochas estudadas. Isso gerou um incremento em termos de H₂O e CO₂.

Tabela 1: Resultados das análises geoquímicas de serpentinitos,esteatitos e clorititos.

Rochas Amostras / elementos	SERPENTINITOS						ESTEATITOS			CLORITITOS					
	UTG14	UTG16	UTG19	UTG27	UTG28	UTG29	UTG4	UTG15	UTG21	UTG3	UTG6	UTG17	UTG22	UTG23	UTG26
SiO ₂ (%)	39,39	37,17	37,47	33,48	36,07	29,35	57,32	38,23	39,53	28,86	30,41	43,37	30,91	32,61	32,15
Al ₂ O ₃	1,26	0,63	0,65	0,54	0,85	16,5	1,21	0,43	0,98	15,59	18,08	4,11	20,06	13,52	14,06
Fe ₂ O ₃	5,91	4,44	5,62	10,28	5,24	15,11	5,4	3,85	7,62	13,68	13,69	6,89	16,53	11,97	11,37
MnO	0,07	0,1	0,08	0,09	0,1	0,17	0,01	0,09	0,06	0,17	0,13	0,05	0,27	0,14	0,15
MgO	>30	>30	>30	>30	>30	24,56	>30	28,91	>30	>30	25,5	23,62	>30	27,38	29,2
CaO	0,98	0,04	2,5	0,17	1,18	0,13	0,03	3,39	0,18	0,16	0,26	0,09	0,21	0,15	0,14
Na ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,03	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	1,4	0,02	<0,01	0,01	1,62	1,19	0,11	1,73	1,07	1,17
Cr ₂ O ₃	0,36	0,19	0,29	0,38	0,23	0,08	0,22	0,24	0,38	0,04	0,1	0,24	0,04	0,09	0,07
P ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	<0,01	<0,01	<0,01	0,09	0,05	<0,01	0,12	0,08	0,08
LOI	15,77	18,94	18	17,18	20,01	10,21	4,96	20,26	14,75	10,59	10,42	11,18	10,36	10,95	10,77
Sr (ppm)	13	<10	25	<10	13	<10	<10	35	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	46	34	40	34	32	117	37	43	22	109	136	72	162	105	148
Zr	<10	<10	26	<10	<10	98	<10	<10	<10	124	103	12	166	77	83
V	<5	<5	<5	<5	<5	206	<5	<5	18	176	177	7	245	126	141
Ce	1,2	0,7	1,2	0,2	0,2	16,9	1,7	1	0,5	19,9	50,6	0,4	30,4	2	17,9
Co	105,2	86,3	82,1	130	98	92,6	71,1	86,3	134,2	87,1	77	81	90,8	85,8	81,2
Cs	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	0,07	0,09	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,1	<0,05	<0,05	<0,05
Cu	35	19	5	84	69	64	21	10	93	17	122	49	16	68	98
Dy	0,16	0,13	0,18	0,08	0,11	3,95	0,33	0,23	0,14	8,41	7,27	0,38	10,3	1,51	5,79
Er	0,1	0,07	0,12	0,05	0,08	2,4	0,22	0,12	0,08	5,36	4,78	0,29	6,57	0,85	3,45
Eu	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,79	<0,05	<0,05	<0,05	0,85	1,18	<0,05	2,63	0,23	0,85
Ga	1,8	0,6	0,7	0,6	0,6	17,7	2,1	0,6	1,3	16	18,3	3,8	20,3	10,2	13,9
Gd	0,08	0,09	0,13	<0,05	<0,05	4,1	0,27	0,09	<0,05	7,4	7,33	0,21	9,01	1,34	4,82
Hf	<0,05	<0,05	0,43	0,38	0,39	2,86	0,1	<0,05	<0,05	3,64	3,11	0,2	4,76	2,14	2,5
Ho	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,81	0,07	<0,05	<0,05	1,73	1,5	0,08	2,11	0,28	1,16
La	2,5	4,7	6,8	1,4	2	8,8	8,5	2,8	2,2	12,6	38,4	2	16,3	2,7	7,6
Lu	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,32	<0,05	<0,05	<0,05	0,64	0,61	<0,05	0,8	0,1	0,39
Mo	2	<2	<2	3	3	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	2	<2
Nb	0,41	<0,05	0,97	0,66	1,54	3,71	0,87	0,21	<0,05	5,57	6,26	<0,05	8,02	1,49	2,88
Nd	<0,1	1	0,2	<0,1	<0,1	12,5	1,8	<0,1	<0,1	18	31,9	<0,1	23	2	13,1
Ni	2172	2025	1741	2876	1959	648	1432	1730	3030	444	587	1435	465	706	689
Pr	<0,05	0,33	0,13	<0,05	<0,05	2,53	0,66	<0,05	<0,05	3,41	7,79	<0,05	4,73	0,27	2,7
Rb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,8	0,4	0,4	0,4	1	0,3	0,5	0,2	0,3
Sm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	3,3	0,1	<0,1	<0,1	5,3	7	<0,1	6,5	0,8	3,6
Sn	<0,3	<0,3	1,5	0,5	0,5	0,6	<0,3	<0,3	<0,3	2,3	0,7	0,4	1,4	0,5	0,6
Ta	0,21	0,12	0,14	0,45	3,47	0,27	0,1	0,2	0,11	0,49	0,47	0,15	0,59	0,27	0,31
Tb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,62	<0,05	<0,05	<0,05	1,21	1,06	<0,05	1,49	0,23	0,78
Th	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	1,7	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	3,1	<0,1	1	<0,1	<0,1
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	4,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tm	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,31	<0,05	<0,05	<0,05	0,7	0,63	<0,05	0,9	0,11	0,44
U	0,06	<0,05	0,07	0,06	0,1	0,11	0,07	0,05	<0,05	0,17	0,82	0,06	0,17	0,06	0,12
W	<0,1	2,6	2	7,6	13,8	<0,1	11,5	2,7	<0,1	3,5	1,8	1,8	0,7	<0,1	<0,1
Y	0,98	0,78	1,22	0,56	0,72	19,67	1,91	1,27	0,81	45,24	41,01	2,24	56,36	6,92	28,58
Yb	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	2,2	0,2	0,1	<0,1	4,9	4,6	0,3	6,3	0,7	3,1

Fonte: autor.

A fim de caracterizar as amostras estudadas em termos de elementos maiores selecionados utilizou-se o Cr_2O_3 (%) como índice de diferenciação. Para investigar a tendência evolutiva das rochas desse estudo, foram usados diagramas binários do tipo Harker (Figura 17).

As amostras de serpentinito e esteatito mostraram tendência positiva entre SiO_2 , MgO , FeO_t , CaO com o Cr_2O_3 . Os clorititos apresentaram tendência positiva apenas para a SiO_2 em relação ao Cr_2O_3 .

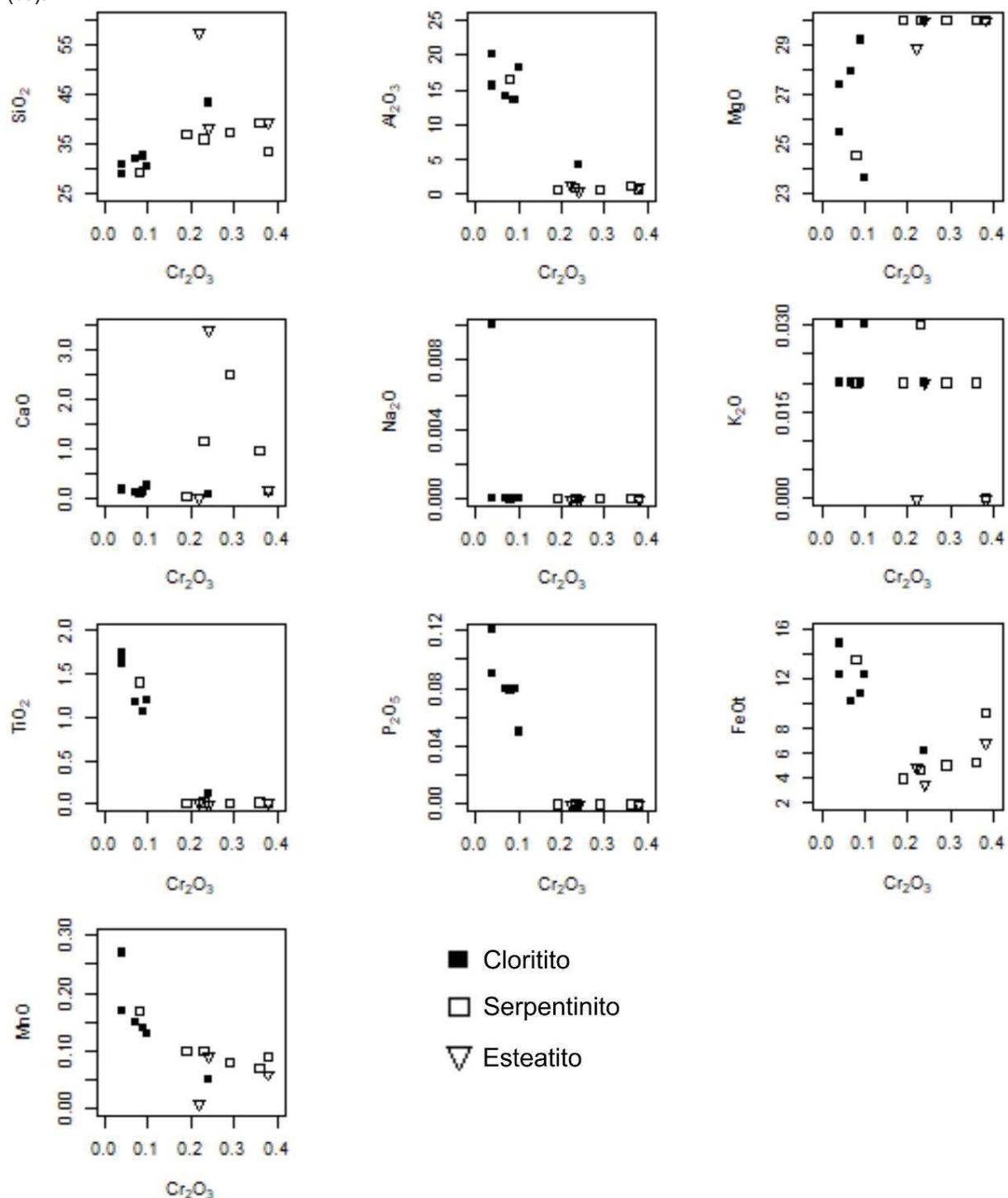
Correlações negativas também foram observadas em todas as amostras estudadas entre Al_2O_3 , e MnO com o Cr_2O_3 . Contudo as amostras de cloritito unicamente apresentam tendência negativa para MgO , TiO_2 e P_2O_5 .

Os diagramas de Harker para elementos traço tem o Cr_2O_3 como índice de diferenciação (Figura 18). Observam-se correlações positivas entre o Ni e o Cr_2O_3 para os três litotipos. Os serpentinitos apresentaram correlações positivas com o Cr_2O_3 para Sr e Cu, além de uma correlação levemente positiva para o Rb. Para as amostras dos esteatitos observam-se correlações positivas para Ni e Co com o Cr_2O_3 . Em geral, as amostras apresentaram correlações negativas de Nb, Zr, Rb, Y, La, Zr com o Cr_2O_3 .

O protólito dos ultramafitos estudados foi classificado como basalto, de acordo com a razão $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$ (WINCHESTER e FLOYD, 1977) (Figura 19A). Os serpentinitos, esteatitos e clorititos são toleíticos com valores de K_2O entre <0,01 e 0,03, de acordo com a classificação de Miyashiro (1974) (Figura 19B). Apenas uma amostra de esteatito (UTG4) se mostrou com afinidade cálcio-alcálica.

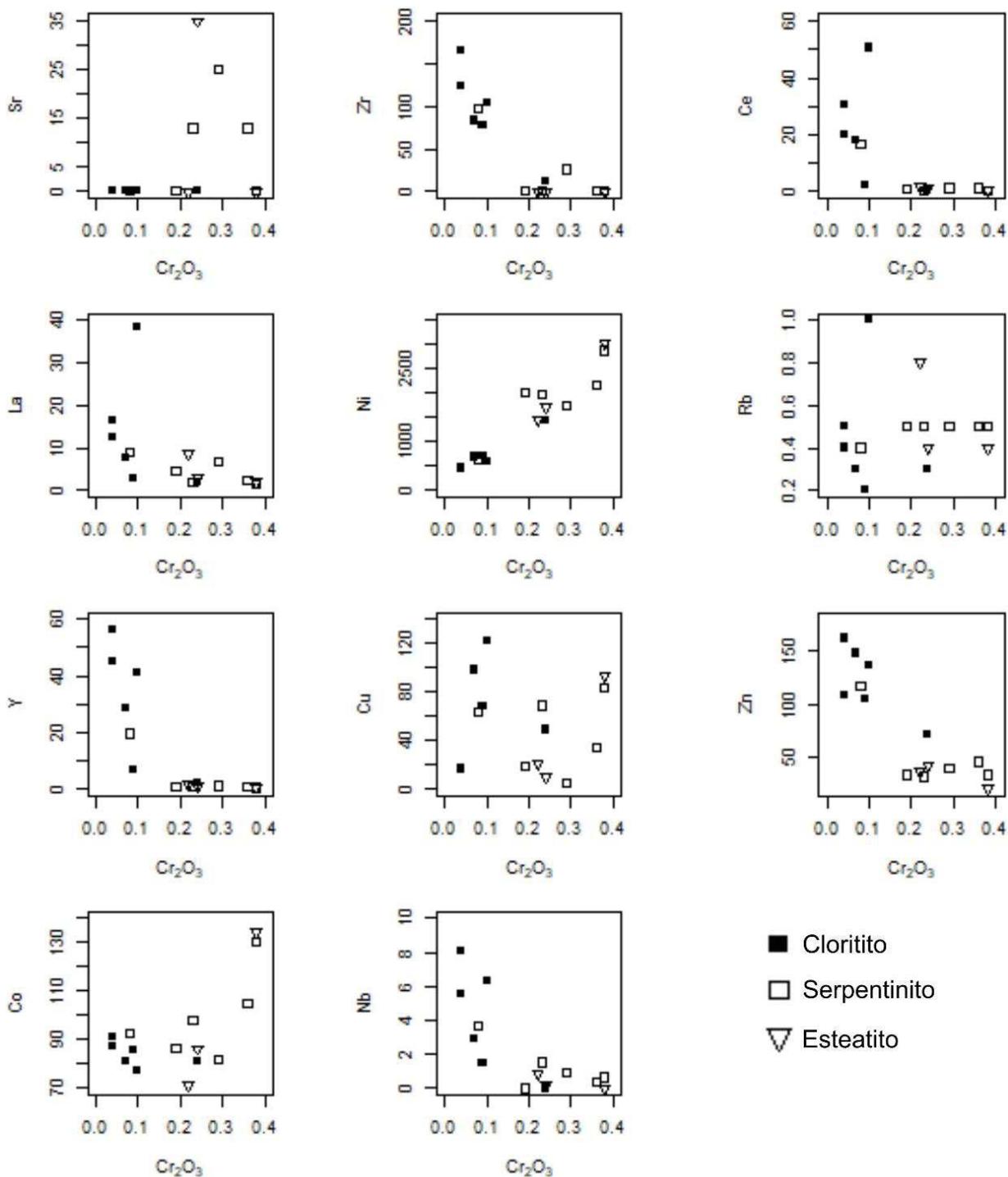
Na Figura 20, de modo geral, se observa que o serpentinito e o esteatito apresentam um protólito dunito-harzburgítico eo cloritito um protólito espinélio-harzburgito, refletindo concentrações significativas de espinélio e altos teores de Al_2O_3 nessas amostras.

Figura 17: Diagramas de Harker com Cr_2O_3 (%) como índice de diferenciação para elementos maiores (%).



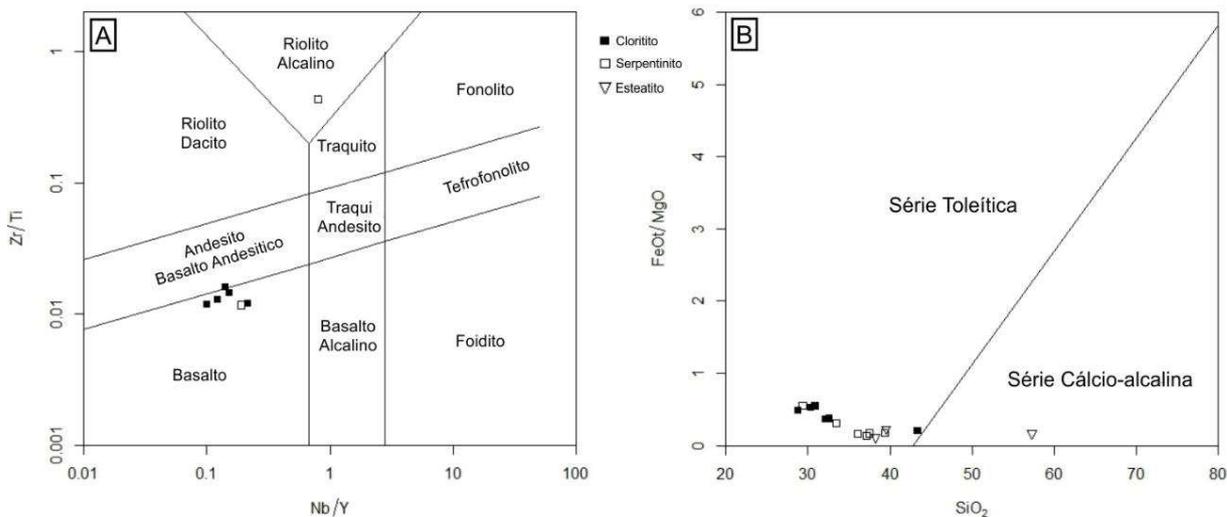
Fonte: autor.

Figura 18: Diagramas de Harker com Cr_2O_3 (%) como índice de diferenciação para elementos traço (ppm).



Fonte: autor.

Figura 19: A) Diagrama de classificação para rochas vulcânicas baseado na razão Zr/Ti – Nb/Y. B) diagrama binário de classificação por afinidade geoquímica de basaltos, considerando teores de FeOt/MgO-SiO₂.

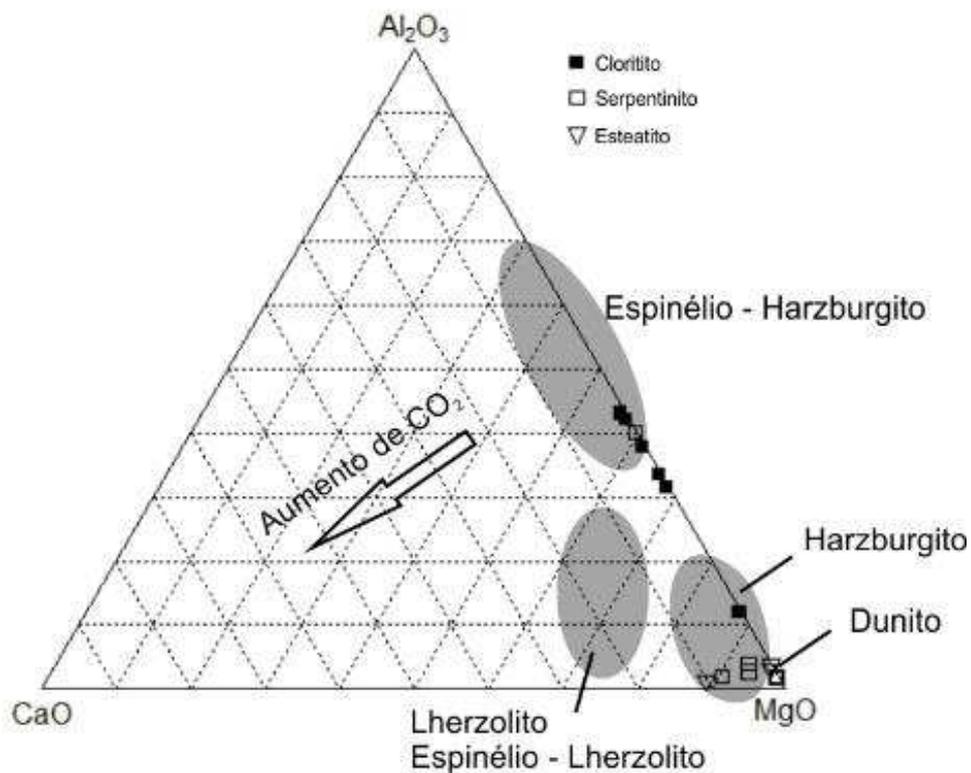


Fonte: A) Winchester e Floyd (1977); B) Miyashiro (1974).

Em decorrência da composição harzburgítica das amostras optou-se pela classificação dessas amostras em termos de minerais (Figura 21). Assim, as amostras estudadas tendem ao campo de rochas mantélicas entre os campos do talco e da antigorita, de acordo com as classificações de Li *et al.*, (2004).

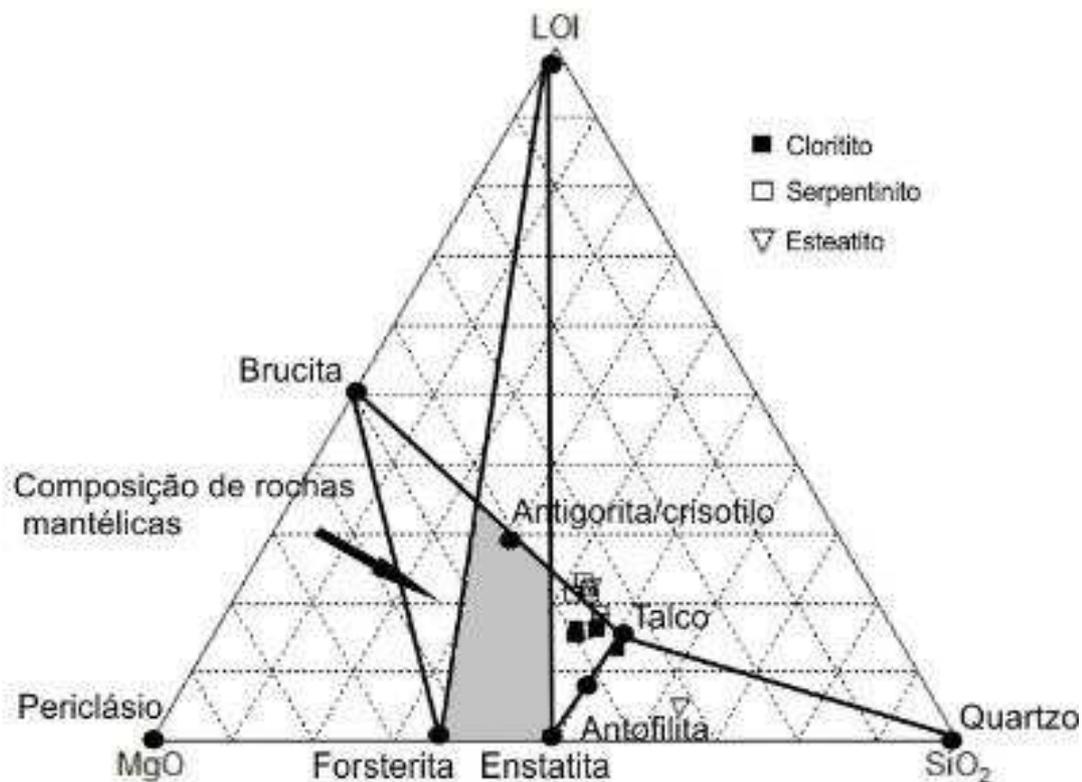
Na Figura 22, se observa que o serpentinito e o esteatito são derivados de rochas ultramáficas associadas ao manto e cumulatos ofiolíticos. A maioria das amostras do cloritito ocupam a posição dos cumulatos derivados de gabros estratiformes.

Figura 20: Diagrama ternário de elementos maiores no sistema Al_2O_3 -CaO-MgO para classificação do protólito.



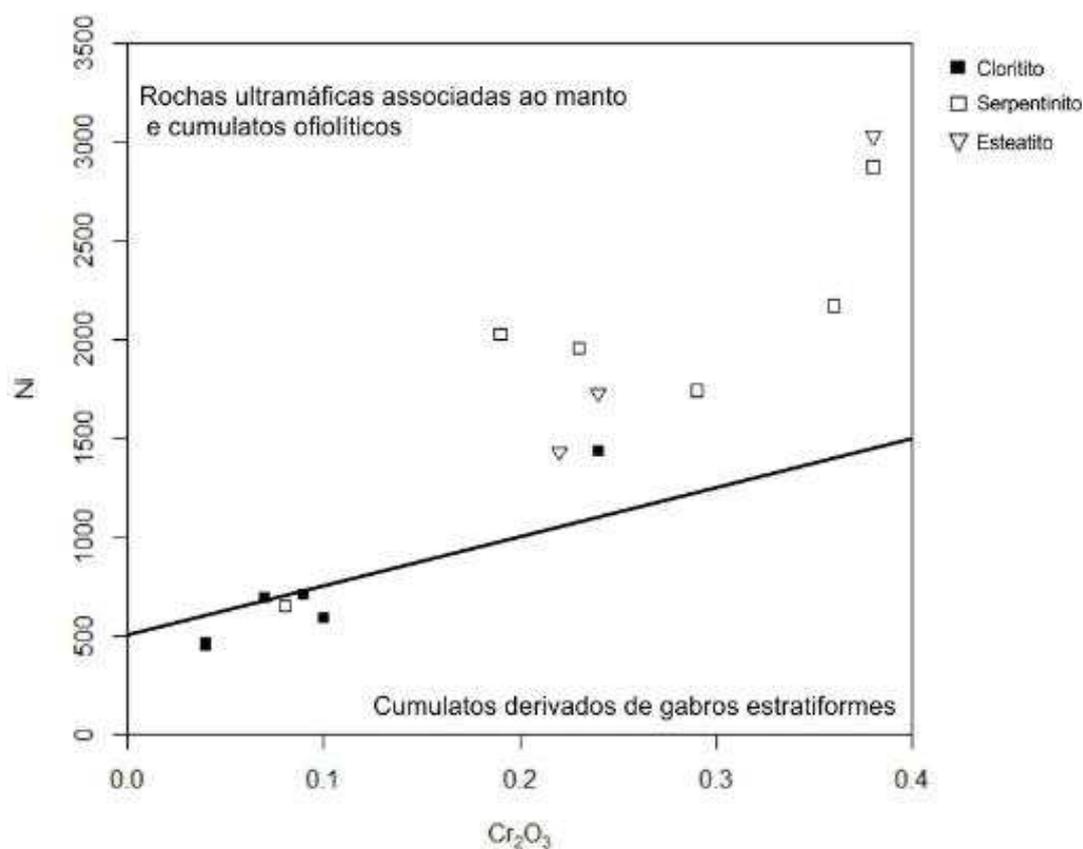
Fonte: adaptado de Li *et al.* (2004).

Figura 21: Diagrama ternário para o sistema MgO - SiO_2 -LOI de classificação mineral para rochas metamórficas derivadas de harzburgito.



Fonte: adaptado de Li *et al.*, (2004); adaptado de Bucher e Grapes (2011).

Figura 22: Diagrama de classificação para cumulatos ofiolíticos derivados de rochas do manto ou gabros estratiformes com base em Ni – Cr₂O₃.

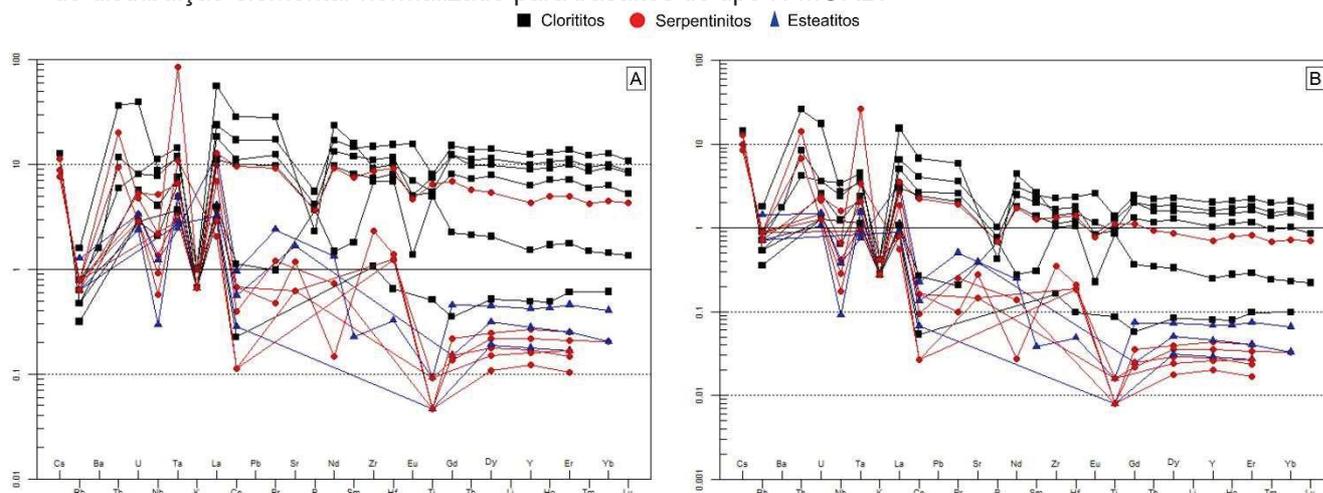


Fonte: Floyd *et al.*, (2020).

Em termos de padrões de elementos traços incompatíveis normalizados ao manto primordial (Figura 23A), as amostras estudadas são enriquecidas em Cs, Ta, Th e La, enquanto que Rb, U, Nb, K, Ce e Ti mostram relativo empobrecimento. Observa-se na maioria das amostras contraste entre Nb e Ta, com enriquecimento de Ta.

A Figura 23B, mostra que as amostras são, também, enriquecidas em Th, Ta e La e empobrecidas em Rb, K, Ce e Ti quando normalizadas a basaltos tipo N-MORB (SUN E MCDONOUGH, 1989). Concentrações de Sr são evidenciadas para as amostras de serpentinitos e esteatitos, não ocorrendo nos clorititos.

Figura 23: Diagramas de distribuição elementar para as amostras de serpentinito, esteatito e cloritito do CPF: A) *Spidergram* de distribuição elementar normalizado para o manto primordial; B) *Spidergram* de distribuição elementar normalizado para basaltos do tipo N-MORB.



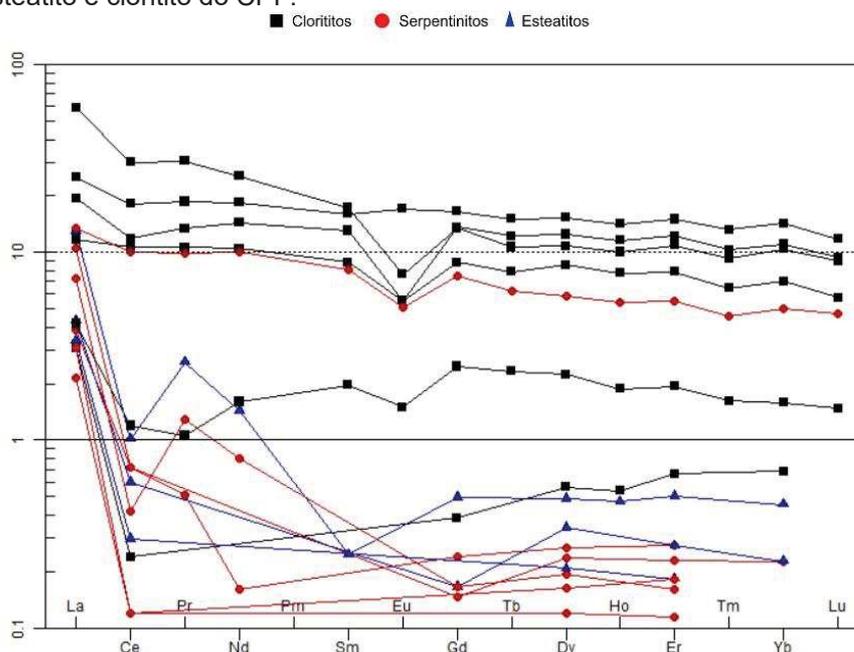
Fonte: A) Adaptado de McDonough e Sun, 1995; B) Adaptado de Sun e McDonough, 1989.

O padrão de elementos terras raras (ETR) (Figura 24), normalizado ao condrito (MCDONOUGH E SUN, 1995) mostra o enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) relativo aos elementos terras raras pesados (ETRP). Chama a atenção a natureza paralela dos padrões que evidencia o maior enriquecimento em ETRL e ETRP dos clorititos e uma amostra de serpentinito (UTG29) do que o esteatito e as outras amostras do serpentinito, além de apresentarem pequena anomalia de Eu. As amostras de serpeninitos e esteatitos acompanhadas de duas amostras de clorititos (UTG17 e UTG23) apresentam anomalia negativa de Ce.

Na tentativa de melhor entender as rochas estudadas verificou-se se havia algum comportamento em relação a um possível ambiente tectônico. Assim, no diagrama $Zr-Ti/100-Y^*3$ (Figura 25A) a maioria das amostras ocuparam o campo do MORB. Apenas duas amostras de cloritito (UTG23 e UTG17) ocuparam o campo de basaltos intraplaca e basaltos cálcio-alcalino, respectivamente. Além de uma amostra de serpentinito (UTG29) que ocupou o campo de basaltos intraplaca.

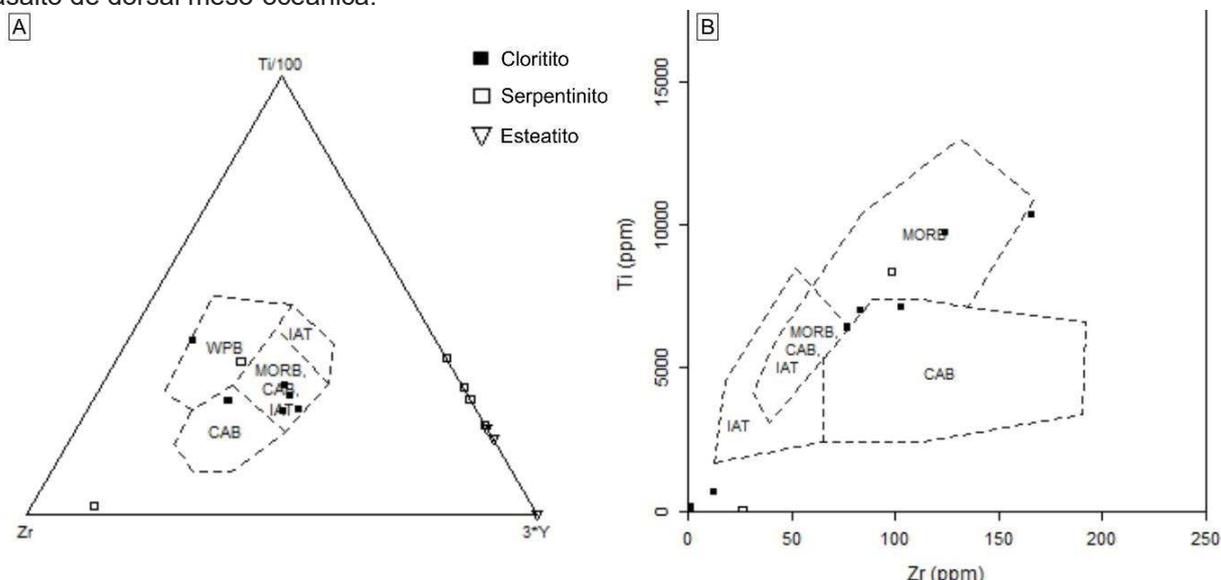
A Figura 25B mostra, também, uma classificação de ambiente tectônico a partir de Ti-Zr. Nessa figura é possível observar que a maioria das amostras estudadas ocuparam o campo correspondente a basaltos tipo MORB. São exceção duas amostras de cloritito (UTG6 e UTG23) que respectivamente representam o campo dos basaltos cálcio-alcalinos e basaltos intraplaca, e as demais amostras de serpentinito que apresentam teores menores que 50 ppm de Zr e 100 ppm de Ti.

Figura 24: Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizado para o condrito para amostras de serpentinito, esteatito e cloritito do CPF.



Fonte: Adaptado de McDonough e Sun (1995).

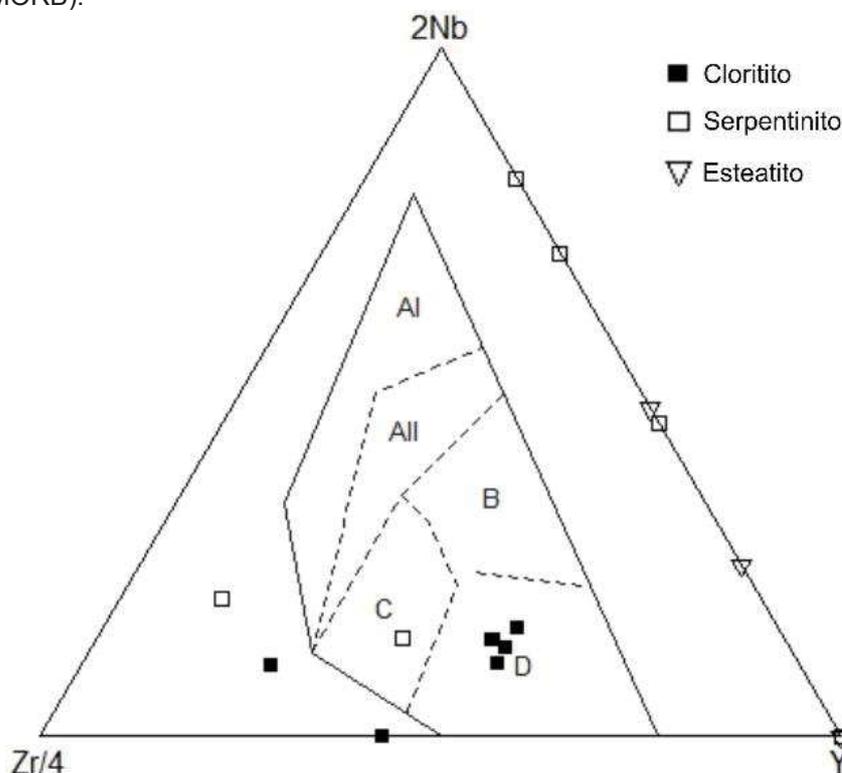
Figura 25: Diagramas de discriminação para basaltos: A) diagrama ternário para discriminação de basaltos a partir de Ti-Zr-Y; B) Diagrama binário de discriminação de basaltos a partir de Ti-Zr. Legenda: IAT: Arco de ilha toleítico; CAB: basalto cálcio-alcálico; WPB: Basalto intraplaca; MORB: basalto de dorsal meso-oceânica.



Fonte: Pearce e Can (1973).

A partir das classificações de ambientes tectônicos (Figura 25), utilizou-se o diagrama $Zr/4-2Nb-T$ (MESCHÉDE, 1986) para melhor classificar as rochas estudadas em termos de tipos de MORB. Nesse sentido, a maioria das amostras de cloritito ocuparam o campo relacionado a basaltos tipo N-MORB (Figura 26), que são empobrecidos em elementos incompatíveis de dorsais meso-oceânicas.

Figura 26: Diagrama Zr/4-2Nb-T para classificação de ambientes geotectônicos. Legenda: (AI): basaltos alcalinos de intraplaca; (AII): basaltos toleíticos de intraplaca; (B): basaltos enriquecidos em elementos incompatíveis de dorsais meso-ocênicas (E-MORB); (C): basaltos toleíticos de intraplaca e arco vulcânico (VAB); (D): basaltos empobrecidos em elementos incompatíveis de dorsais meso-ocênicas (N-MORB).



Fonte: Meschede, 1986.

9. DISCUSSÕES

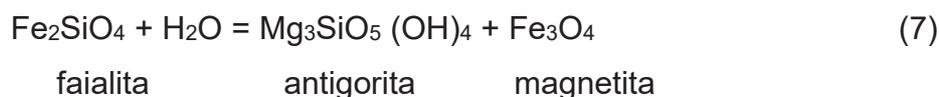
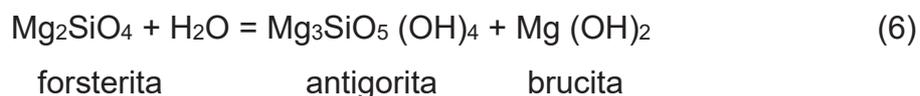
O serpentinito, o esteatito e o cloritito apresentados nesse estudo derivam de processos metamórficos, deformacionais e magmáticos em diferentes estágios de temperatura e pressão associados. Essas rochas representam cada um dos processos metassomáticos que afetaram o CPF, como serpentinitização, esteatitização e cloritização. O grau de alteração incipiente e intenso dessas rochas é controlado pela localização topográfica e/ou por falhas e fraturas.

Como em vários ambientes modernos, no CPF a serpentinitização ocorreu após a exposição e hidratação dessas rochas durante os eventos de subducção (SOUZA, 2020; SAALMANN *et al.*, 2011; LEITE *et al.*, 1998). Durante o primeiro evento de subducção (770 a 730 Ma) ocorreu a formação das rochas carbonatadas (GOULART *et al.*, 2013) e o segundo evento (760 a 700 Ma) tem associação com a fácies anfibolito descrita por Bitencourt (1983). A ativação de zonas de cisalhamento

locais, em 562 ± 8 Ma (REMUS *et al.*, 2000), propiciaram o alojamento do Complexo Granítico Caçapava do Sul.

Estes eventos estão registrados nas amostras analisadas nesse estudo. Petrograficamente, foi possível observar características como *augens* e reações de borda na magnetita, textura tipo *mesh* e de interpenetração na antigorita além de gerações distintas de magnetita, antigorita e magnesita que podem ser associadas aos eventos M1 e M2 de Bitencourt (1983).

Geralmente, a antigorita é formada a partir de um protólito com quantidades significativas de olivina, podendo transitar em termos de Mg e Fe (entre o campo da forsterita e da faialita). Nesse caso, Bucher e Grapes, (2011) sugerem duas reações (6 e 7) que consideram a adição de H₂O no sistema olivina-serpentina:



A formação de cromita associada a magnetita é compatível ao sugerido por Bucher e Grapes, (2011), onde a interação com fluidos ricos em CO₂ e H₂O (Figura 27), transformam a assembleia antigorita-brucita em antigorita-magnesita. Além disso, esses autores sugerem que a formação desses minerais, possivelmente, tem relação a partir de um protólito rico em faialita com composições magnesianas provenientes das rochas hospedeiras ou a partir de um protólito harzburgito-dunítico com 40% de forsterita e piroxênio rico em Fe. Souza (2020), sugere que durante o fechamento do CPF, na subducção, houve geração de fluidos que possibilitaram o primeiro evento de serpentinização das rochas do CPF. Assim, caso o incremento de CO₂ tenha sido favorecido, justifica o desenvolvimento de ophicarbonatos, que representam porções progressivas e restritas do processo de carbonatação (SCAMBELLURI *et al.*, 2016). A transformação de ophicarbonato em esteatito é demonstrada na reação 5.

As fontes de CO₂ e CaO em serpentinitos são advindas de processos de esteatitização com provável redução de SiO₂. Isto é evidenciado nos dados geoquímicos que apontam uma média de SiO₂ no serpentinito de 35,48 % e de

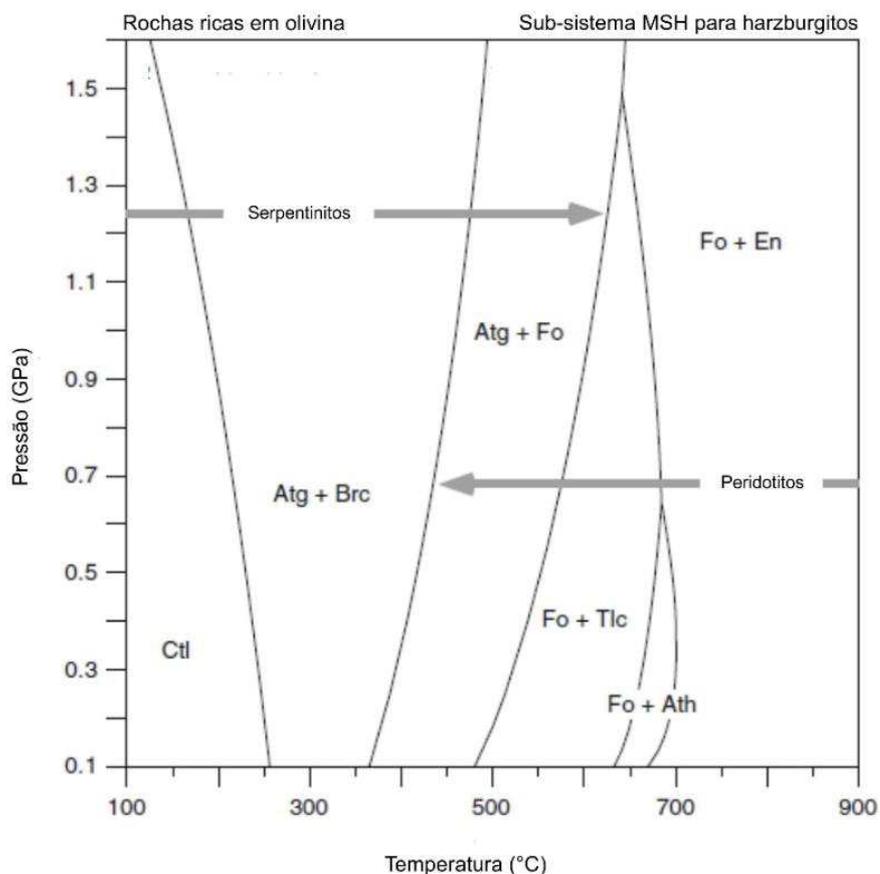
45,02% nos esteatitos, corroborando com o processo demonstrado na reação 4 (BUCHER e GRAPHES, 2011).

O desenvolvimento de talco e magnesita indica uma temperatura de formação mais baixa (~400 °C) e associada a uma origem metassomática, cuja temperatura possibilitou o desenvolvimento de antigorita e/ou brucita, sugerindo uma associação ao evento metamórfico de fácies xisto-verde (M2) (Bitencourt, 1983).

Neste sentido, o cloritito é o resultado da interação combinada de bimetassomatismo, caracterizado pela difusão de Si na direção das rochas ultramáficas e de Mg no sentido das rochas metassedimentares (THOMPSON, 1959). Outra hipótese seria um metassomatismo de infiltração com transferência de massa por fluido em fluxo, favorecido pelos contatos tectônicos recorrentes em falhas (FROST, 1975; THOMPSON, 1959). Assim, o clorito que contém brucita e magnetita sugere sua formação através de processos metassomáticos combinados com a encaixante, sendo representativo do evento M2.

Essas informações são, também, corroboradas pelos dados geoquímicos das amostras, onde os valores de Al_2O_3 (14,24%) e Fe_2O_3 (12,35%) do cloritito são mais elevados do que no serpentinito (Al_2O_3 – 3,40%; Fe_2O_3 – 7,77%) e no esteatito (Al_2O_3 – 0,87%; Fe_2O_3 – 5,62%). Isto sugere um processo metassomático que envolveu trocas químicas mistas associadas a MgO e SiO_2 (Tabela 1). Somado a isso, agregase o comportamento das amostras em termos de elementos maiores relativos ao MgO, principalmente aquelas advindas do cloritito (Figura 17).

Figura 27: Diagrama de estabilidade para harzburgitos, demonstrando as fases de equilíbrio para o sistema MSH. Legenda: Atg: antigorita; Brc: brucita; Fo: forsterita; Em: enstatita e Tlc: talco.



Fonte: Bucher e Grapes (2011).

Foram observadas similaridades nos resultados geoquímicos com alguns estudos na região, como de Bitencourt e Hartmann (1984), Bicalho *et al.* (2019) e Souza (2020), que também classificam essas rochas como basaltos a basaltos andesíticos com afinidade toleítica e, subordinadamente, com afinidade transicional entre basaltos, basaltos intraplaca a basaltos cálcio-alcalinos.

O enriquecimento em elementos como Cs, Ta, Th e La, e empobrecimento em Rb, U, Nb, K, Ce e Ti demonstram características residuais (DESCHAMPS, 2013), além de se assemelharem aos padrões de peridotitos abissais (DESCHAMPS, 2013). Os valores de Th possuem padrões enriquecidos, que geralmente são estáveis sob condições de metamorfismo pelo menos até a fácies xisto-verde (PEARCE *et al.*, 1984).

Os conteúdos de Sr obtidos para serpentinitos e esteatitos com concentrações associadas a carbonatos ou serpentinitos portadores de carbonatos, possivelmente podem ter sido gerados por infiltração de fluidos durante a serpentinização (ALBERS

et al. 2020). As curvas de abundância dos ETR apresentaram padrões morfológicos de tendências planas, podendo ser interpretados como o resultado do fracionamento dos ETR mais incompatíveis associados a percolação de pequenas frações de fusão ricas em voláteis através de canais porosos (VAN DER WAL e BODINIER, 1996; PROENZA *et al.*, 1999; MELCHER *et al.*, 2002). Em processos em que há serpentinização, os fluidos envolvidos são empobrecidos em ETR. Dessa forma, o enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP pode não ser só um fator de adição de água marinha (LI e LEE, 2006).

Estudos experimentais a partir de interações de água marinha e peridotitos demonstram que fluidos hidrotermais e serpentinitos provenientes de harzburgito tem tendência em enriquecimento de ETRL (ALLEN e SEYFRIED, 2005). Por outro lado, a alteração superficial e o intemperismo podem, também, remobilizar os ETR (HUMPHRIS, 1984; LUDDEN e THOMPSON, 1979). Contudo, a mudança no padrão dos ETR é moderada durante a hidratação, o que reflete a assinatura geoquímica do protólito. Anomalias negativas de Ce, como no serpentinito e esteatito, indicam que essas rochas foram alteradas em ambientes submarinos e contaminados por água do mar (FRYER, 1977). Ambientes marinhos são empobrecidos em Ce devido a sua oxidação para Ce^{+4} e ao seu fracionamento durante a formação de nódulos de Mn e sedimentos metalíferos (PIPER, 1974; LUDDEN & THOMPSON, 1979). Niu (2004) sugere que correlações positivas entre Nb -La e Th-Ce somado a um enriquecimento em ETRL indicam que a variabilidade dos ETRL é devido à alteração hidrotermal, que afeta os elementos de alto potencial iônico.

Anomalias negativas de Eu para as amostras de cloritito indicam que esses padrões são mais relacionados à alteração do que com os processos petrogenéticos primários (HAWKESWORTH & O'NIONS, 1977; SUN & NESBITT, 1978). Esses processos envolveriam a separação ou presença de plagioclásio como resíduo de fusões associados a fluidos ricos em MgO (GREEN & RINGWOOD, 1967).

Os padrões de ETR obtidos possuem, também, maior afinidade a zonas de suprasubducção e podem ser provenientes de metassomatismo secundário durante a subducção ou interação metamórfica com a crosta continental (GONZÁLEZ-MANCERA *et al.*, 2009; DILEK E FURNES, 2014).

O padrão dos ETR obtidos para o serpentinito corroboram com uma mobilidade moderada para elementos incompatíveis durante a serpentinização, mas também com comportamentos similares a peridotitos abissais e ofiolíticos esgotados (BODINIER e

GODARD, 2003; NIU, 2004). Em contra partida, padrões associados a peridotitos alpinos (basaltos do tipo MORB) podem apresentar valores de ETR mais elevados. Tais assinaturas geoquímicas em peridotitos mantélicos são comumente relacionadas a rochas ofiolíticas (GONZÁLEZ-MANCERA *et al.*, 2009). Somado a isso, os padrões de ETR, normalizados ao condrito das amostras estudadas possuem formas planares e não em “U” côncavas para cima, se diferenciando desses nesse sentido.

O ambiente tectônico sugerido nesse estudo corrobora com os estudos de Bitencourt e Hartmann (1984), Bicalho *et al.* (2019) e Souza (2020), sendo característico de basaltos tipo MORB, N-MORB e basaltos de arco vulcânico.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas estudadas foram classificadas pelos dados petrográficos e geoquímicos como serpentinitos, esteatitos e clorititos. Essas rochas representam os diferentes estágios de alteração metassomática que afetaram a região dos ultramafitos do CPF.

Os serpentinitos são derivados de processos de serpentinização de peridotitos na litosfera oceânica, cuja hidratação ocorreu durante o primeiro evento de subducção, conjuntamente a formação das rochas carbonatadas. Neste sentido, através do incremento de CO₂ desenvolveram-se os ophicarbonatos, que se transformaram para esteatitos como resultado metassomático e representativo do sequestro de dióxido de carbono na crosta continental. Teores significativos de Sr para serpentinito e esteatito corroboram com a carbonatação dessas rochas, provavelmente a partir da infiltração de fluidos durante a serpentinização.

O processo de esteatitização é representado pelo incremento nos teores de CaO, com redução de SiO₂ nos serpentinitos (35,48%) em relação aos esteatitos (45,02%).

Os clorititos resultam de processos metassomáticos representados pela difusão de SiO₂ nas rochas ultramáficas e MgO nas metassedimentares, caracterizados pela formação de brucita e magnetita, representativos do evento M2 que afetou o CPF. As relações entre Al₂O₃ (14,24%) e Fe₂O₃ (12,35%) nos clorititos representam o processo metassomático, quando comparadas ao serpentinito (Al₂O₃- 3,40%; Fe₂O₃ - 7,77%) e

ao esteatito (Al_2O_3 – 0,87%; Fe_2O_3 – 5,62%), sendo consideradas as trocas químicas entre MgO e SiO_2 decorrentes da cloritização.

Os dados de campo combinados aos dados petrográficos e geoquímicos sugerem um protólito de composição harzburgítica-dunítica alterado por processos de serpentinização e carbonatação, que acarretou no enriquecimento do sistema MgO- SiO_2 - H_2O - CO_2 .

As amostras estudadas têm afinidades para basaltos e basaltos intraplaca do tipo N-MORB.

REFERÊNCIAS

- ALBERS, E. *et al.* Variant across-forearc compositions of slab-fluids recorded by serpentinites: Implications on the mobilization of FMEs from an active subduction zone (Mariana forearc). **Lithos**, v. 364, p. 105525, 2020.
- ALLEN, D. E.; SEYFRIED JR, W. E. REE controls in ultramafic hosted MOR hydrothermal systems: an experimental study at elevated temperature and pressure. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 69, n. 3, p. 675-683, 2005.
- ANONYMOUS. Penrose field conference on ophiolites. **Geotimes**, v. 17, n. 12, p. 24-25, 1972.
- ARENA, K. R.; HARTMANN, L. A.; LANA, C. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. **Precambrian Research**, v. 285, p. 299-314, 2016.
- BABINSKI, M. *et al.* Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. **Geology**, v. 24, n. 5, p. 439-442, 1996.
- BARSHICK, C.; DUCKWORTH, D.; SMITH, D. **Inorganic mass spectrometry: fundamentals and applications**. CRC Press, 2000.
- BASEI, M. A. S. *et al.* The tectonic history of the southern Adamastor Ocean based on a correlation of the Kaoko and Dom Feliciano belts. In: **Geology of Southwest Gondwana**. Springer, Cham, p. 63-85, 2018.
- BASEI, M. A. S. *et al.* West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 239-256, 2008.
- BICALHO, V. *et al.* Geochemistry, metamorphic evolution and tectonic significance of metabasites from Caçapava do Sul, southern Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 49, 2019.
- BITENCOURT, M. F.; HARTMANN, L. A. Geoquímica das rochas anfíbolíticas da região de Caçapava do Sul, Parte I: Caracterização geológica e petrográfica, elementos maiores e menores. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. p. 4253-4265, 1984.
- BITENCOURT, M. F. Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS: Geologia e relações com o corpo granítico. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, 1983, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 37-48, 1983.
- BENSON, W. N. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks: Memoirs of the National Academy of Sciences. **Volume XIX, First Memoir**, 1926.
- BODINIER, J. L.; GODARD, M. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. **Treatise on geochemistry**, v. 2, p. 568, 2003.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media, 2011.
- CARVALHO, P. F. **Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul**. Diretoria de estatística da produção (Secção de publicidade), 1932.
- CHEMALE JR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. **Geologia do Rio Grande do Sul**, p. 13-52, 2000.
- CHEMALE JR, F. *et al.* Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. **Gondwana Research**, v. 22, n. 1, p. 184-199, 2012.

CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, v. 10, p. 151-166, 1995.

COLEMAN, R. G. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? New York: **Springer**, p. 229, 1977.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Escala 1:750.000. 2013.

DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. **Bulletin**, v. 123, n. 3-4, p. 387-411, 2011.

DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolites and their origins. **Elements**, v. 10, n. 2, p. 93-100, 2014.

DESCHAMPS, F. *et al.* Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. **Lithos**, v. 178, p. 96-127, 2013.

EARTH EXPLORER. **Dados SRTM**. Disponível em <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acessado em: 05/02/2020

FLOYD, P. A. *et al.* Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 173, n. 1, p. 183-202, 2000.

FROST, B. R.; BEARD, J. S. On silica activity and serpentinization. **Journal of petrology**, v. 48, n. 7, p. 1351-1368, 2007.

FROST, B. R.; FROST, C. D. **Essentials of igneous and metamorphic petrology**. Cambridge University Press, 2014.

FROST, R. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. **Journal of Petrology**, v. 16, n. 2, p. 272-313, 1975.

FRYER, B. J. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 41, n. 3, p. 361-367, 1977.

GILL, R. **Rochas e processos ígneos: um guia prático**. Bookman Editora, 2014.

GOÑI, J. C.; GOSO, H.; ISSLER, R. S. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense. **Avulso da Escola de Geologia da UFRGS**, v. 3, p. 1-105, 1962.

GONZÁLEZ-MANCERA, G. *et al.* Petrology and geochemistry of Tehuiztingo serpentinites (Acatlán Complex, SW Mexico). **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, v. 61, n. 3, p. 419-435, 2009.

GOULART, R. V. *et al.* Composição isotópica de Sr, C e O e geoquímica de ETR das rochas carbonáticas do Bloco São Gabriel, Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, v. 40, n. 1, p. 75-97, 2013.

GREEN, D. H.; RINGWOOD, A. E. The genesis of basaltic magmas. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 15, n. 2, p. 103-190, 1967.

GUBERT, M. L.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S. The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: UPb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic São Gabriel Arc. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 70, p. 1-17, 2016.

HARTMANN, L. A. *et al.* Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 47, n. 5, p. 829-844, 2000.

- HARTMANN, L. A. *et al.* Proto-Adamastor ocean crust (920 Ma) described in Brasiliano Orogen from coetaneous zircon and tourmaline. **Geoscience Frontiers**, v. 10, n. 4, p. 1623-1633, 2018.
- HARTMANN, L. A. *et al.* Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. **Gondwana Research**, v. 19, n. 1, p. 84-99, 2011.
- HARTMANN, L.A. *et al.* Evolução de ofiolitos do escudo Sul-Rio-Grandense: roteiro de campo. **Contribuições à geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 93-109, 2021.
- HARTMANN, L. A.; REMUS, M. V. D. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. **Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS**, p. 53-78, 2000.
- HARTMANN, L. A.; TINDLE, A.; BITTENCOURT, M. F. O metamorfismo de fácies anfibolito no complexo metamórfico Passo Feio, RS, com base em química dos minerais. **Pesquisas em Geociências**, v. 17, n. 1-2, p. 62-71, 1990.
- HAWKESWORTH, C. J.; O'NIONS, R. K. The Petrogenesis of some Archaean Volcanic Rocks from Southern Africa. **Journal of Petrology**, v. 18, n. 3, p. 487-520, 1977.
- HUECK, M. *et al.* The dom feliciano belt in southern Brazil and Uruguay. In: **Geology of Southwest Gondwana**. Springer, Cham, p. 267-302, 2018.
- HUMPHRIS, S. E. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: **Developments in Geochemistry**. Elsevier, p. 317-342, 1984
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Base de dados vetorial**: [Internet]. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>. Acesso em 10 de novembro. 2020.
- JANOŮŠEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n. 6, p. 1255-1259, 2006.
- JOST, H.; HARTMANN L. A. Província Mantiqueira – Setor Meridional. In: Almeida F.F. & Hasui Y. (coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**, São Paulo, 1984.
- KOESTER, E. *et al.* A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd. **Contribuições à geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, 2021. p. 13-27, 2021.
- KOONS, P. O. A study of natural and experimental metasomatic assemblages in an ultramafic-quartzofeldspathic metasomatic system from the Haast Schist, South Island, New Zealand. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 78, n. 2, p. 189-195, 1981.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.; TEIXEIRA, E. Mapa Geológico Caçapava-Lavras 1:200.000. Porto Alegre: Secretaria. Agricultura. Ind. Com. Dep. Prod. Min. **Boletim** n. 90, 1941.
- LEITE, J. A. D. *et al.* SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. **International Geology Review**, v. 40, n. 8, p. 688-705, 1998.
- LENA, L. O. F. *et al.* The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and $\delta^{18}O$ data from detrital zircons. **Precambrian Research**, v. 247, p. 126-138, 2014.
- LI, X. P.; RAHN, M.; BUCHER, K. Serpentinities of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. **Journal of metamorphic Geology**, v. 22, n. 3, p. 159-177, 2004.

- LI, Z. X. A.; LEE, C. T. A. Geochemical investigation of serpentized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: implications for the recycling rate of water by subduction. **Chemical Geology**, v. 235, n. 1-2, p. 161-185, 2006.
- LOPES, C. G. *et al.* Provenance of the Passo Feio Complex, Dom Feliciano Belt: implications for the age of supracrustal rocks of the São Gabriel Arc, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 9-17, 2015.
- LUDDEN, J. N.; THOMPSON, G. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 43, n. 1, p. 85-92, 1979.
- MACEDO, P. M.; BECKEL, J.; SANTOS E. L.; CHABAN, N.; GONZALES FILHO, F. Ocorrência de "pillow-lavas" no Arroio Mudador município de Caçapava do Sul - RS. In: **Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia**, Sociedade Brasileira Geologia, Recife, v. 3, p. 1269-1278, 1978.
- MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. S. The composition of the Earth. **Chemical geology**, v. 120, n. 3-4, p. 223-253, 1995.
- MELCHER, F. *et al.* Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. **Lithos**, v. 65, n. 1-2, p. 69-112, 2002.
- MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb□ 1bZr□ 1bY diagram. **Chemical geology**, v. 56, n. 3-4, p. 207-218, 1986.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. **American journal of science**, v. 274, n. 4, p. 321-355, 1974.
- NADALIN, R. J. **Tópicos especiais em cartografia geológica**. Universidade Federal do Paraná, 2014.
- NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 2, p. 153-169, 1989.
- NIU, Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 12, p. 2423-2458, 2004.
- O'HANLEY, D. S. Serpentinites: Record of Tectonic na Petrological History. New York: **Oxford University Press**, v. 34, n. 8, p. 277, 1996.
- OYHANTÇABAL, P.; SIEGESMUND, S.; WEMMER, K. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. **International Journal of Earth Sciences**, v. 100, n. 2, p. 201-220, 2011.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. **Earth and planetary science letters**, v. 19, n. 2, p. 290-300, 1973.
- PEARCE, J. A.; LIPPARD, S. J.; ROBERTS, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 16, n. 1, p. 77-94, 1984.
- PIPER, D. Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. **Chemical geology**, v. 14, n. 4, p. 285-304, 1974.
- PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; BASEI, M. A. S. The tectonic evolution of the São Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean. In: **Geology of Southwest Gondwana**. Springer, Cham, p. 243-265, 2018.

- PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 83-104, 2016.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 19, n. 4, p. 461-478, 2005.
- PROENZA, J. *et al.* Al-and Cr-rich chromitites from the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba); consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. **Economic Geology**, v. 94, n. 4, p. 547-566, 1999.
- QUEIROGA, G. N. **Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 180, 2010.
- QUEIROGA, G. N. *et al.* Síntese sobre ofiolitos: evolução dos conceitos. **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 65, p. 47-58, 2012.
- RAPELA, C. W. *et al.* The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. **Gondwana research**, v. 20, n. 4, p. 673-690, 2011.
- REMUS, M. V. D. *et al.* The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 3, p. 191-216, 2000.
- REMUS, M. V. D. *et al.* Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n. 4, p. 349-366, 1999.
- RIBEIRO, M. *et al.* Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim do DNPM**, v. 127, p. 19-231, 1966.
- RIBEIRO, M. **Geologia da fôlha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul-Brasil**. República Federativa do Brasil, Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1970.
- ROLLINSON, H. R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Editora **Longman Scientific and Technical Press**, UK, p. 352, 1993.
- SAALMANN, K. *et al.* Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v. 100, n. 2, p. 355-378, 2011.
- SAALMANN, K. *et al.* Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. **Precambrian Research**, v. 136, n. 2, p. 159-175, 2005.
- SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de La Plata cratonic margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 21, n. 3, p. 204-227, 2006.
- SCAMBELLURI, M. *et al.* Carbonation of subduction-zone serpentinite (high-pressure ophiocarbonate; Ligurian Western Alps) and implications for the deep carbon cycling. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 441, p. 155-166, 2016.
- SOUZA, T. L. **Gênese dos serpentinitos e esteatitos do Complexo Passo Feio (RS-Brasil): evidências mineralógicas, geoquímicas e isotópicas**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2020.

SUN, S.; McDonough, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry M (eds) **Magmatism in Ocean Basins**. Geological Society of London Special Publications 42, p 313-345, 1989.

SPEAR, F. S. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths, **Mineralogical Society of America**. Washington, D.C, p. 799, 1993.

STEINMANN, G. Die ophioliti schen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Compte Rendu, XIV Congrès Géologique International, Madrid, Graficas Reunidas*, v. 2, p. 637- 667 1927.

SUN, S.; NESBITT, Robert W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 65, n. 3, p. 301-325, 1978.

THOMPSON, J. B. Local equilibrium in metasomatic processes. **Researches in geochemistry**, 1959.

UFRGS. **Mapeamento Geológico 1:25000: Projeto Caçapava do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998.

UNISINOS. **Mapeamento Geológico da parte das fohas Ibaré e Três Cerros-RS**. São Leopoldo: Universidade do Vale do Sinos, 1979.

VAN DER WAL, D.; BODINIER, J. L. Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 122, n. 4, p. 387-405, 1996.

VEDANA, L. A.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S. Petrology of the Pontas do Salso Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: tectonic implications for a Neoproterozoic São Gabriel orogeny. **International Journal of Geology** v. 1328709, 2017.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical geology**, v. 20, p. 325-343, 1977.

ZHANG, L.; SUN, W.; CHEN, R. Evolution of serpentinite from seafloor hydration to subduction zone metamorphism: Petrology and geochemistry of serpentinite from the ultrahigh pressure North Qaidam orogen in northern Tibet. **Lithos**, v. 346, p. 105158, 2019.