

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

LORENZO ZEHNPENNIG ZANETTI

**LITOPETROTECTÔNICA DAS ROCHAS GRANULÍTIICAS E NÃO GRANULÍTIICAS DE
PARTE DA PORÇÃO NORTE DO TERRENO LUÍS ALVES, REGIÃO ENTRE PIÊN (PR) E
SÃO BENTO DO SUL (SC)**

CURITIBA

2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

LORENZO ZEHNPFENNIG ZANETTI

**LITOPETROTECTÔNICA DAS ROCHAS GRANULÍTIICAS E NÃO GRANULÍTIICAS DE
PARTE DA PORÇÃO NORTE DO TERRENO LUÍS ALVES, REGIÃO ENTRE PIÊN (PR) E
SÃO BENTO DO SUL (SC)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial à obtenção do grau de Bacherel em Geologia. Orientador: Prof. Dr. Ossama Mohamed Milad Harara. Coorientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury.

CURITIBA

2017

*Aquilo que os humanos de fato querem
não é o conhecimento, mas a certeza.*

Bertrand Russel

Agradecimentos

Ao professor Ossama, orientador deste trabalho, pela prontidão em ajudar, mesmo quando a saúde e o tempo não permitiam.

Ao professor Leonardo Fadel Cury pela coorientação e auxílio na obtenção dos programas necessários para execução deste trabalho. Ao professor Carlos Eduardo de Mesquita Barros pela ajuda na descrição petrológica e relação metamórfica entre os litotipos.

Aos meus pais, Maria Aparecida Zehnpfennig Zanetti e Norberto Zanetti pela preocupação, interesse e muitas vezes sacrifício em ajudar, por mais que varias vezes não fosse possível.

Ao meu falecido avô Udo Zehnpfennig que me deu o mais importante conselho: “Nunca pare de estudar, não importa o que aconteça na sua vida, essa é a coisa mais importante que você pode fazer”.

A minha amada avó Edir Helena Zehnpfennig que com seu exemplo me ensinou a nunca desistir e perder o ânimo por mais obstáculos e dificuldades que a vida lhe impusesse.

A minha companheira Nicole Favoreto de Souza Bueno pela ajuda com as dúvidas geológicas e computacionais, orientação nos momentos de indecisão, incentivo nos momentos de desânimo e apoio quando o cansaço era maior que a vontade de terminar.

A todos os professores, mestres, orientadores, familiares e amigos que em toda a minha vida me incentivaram e me instigaram a seguir amando a educação e o conhecimento.

Resumo

O Terreno Luís Alves (TLA) é uma unidade geotectônica neoarquena/paleoproterozoica que faz parte dos terrenos Precambrianos dos estados do Paraná e Santa Catarina. Este trabalho tem como objetivo realizar um estudo litopetrotectônico das rochas do TLA na região entre Piên (PR) e São Bento do Sul (SC), baseado em análises petrográficas, litogeoquímicas e sua integração com dados estruturais e geocronológicos já existentes. Nesta região são identificadas seis unidades do TLA: gnaisses biotíticos e anfibolíticos, gnaisses granulíticos félsicos, gnaisses granulíticos félsicos com granada, gnaisses granulíticos máficos, gnaisses granulíticos máficos ricos em biotita e gnaisses granulíticos máficos ricos em granada. Na maioria das unidades são caracterizadas relações texturais que indicam o consumo, parcial ou total da biotita e do anfibólio para formação de ortopiroxênio e clinopiroxênio, e desestabilização do plagioclásio e piroxênio para formação de granada. Além dessas relações mineralógicas de metamorfismo de fácies granulito, relações texturais indicam retrometamorfismo, próximo ao contato com a Zona de Cisalhamento Piên, caracterizadas pela substituição e hidratação do piroxênio para a formação de anfibólios fibrosos e recristalização de quartzo e biotita. Para valores de SiO₂ entre 45-75% é possível estabelecer correlações entre os gnaisses, para MgO, MnO, CaO, TiO₂, Na₂O, Fe₂O₃^(t), Sc, Sr, Ta, Y e ETR que sugerem cogeneticidade entre os protólitos gnáissicos, constituindo uma possível suíte ígnea expandida. Em termos de ambiência geotectônica pode-se sugerir, com base em ETR, que os protólitos dos gnaisses seriam formados em ambientes de arcos continentais e/ou oceânicos (de ilha) Paleoproterozoicos a Arqueano, que foram deformados e metamorfizados na fácies granulito ao redor de 2,06 Ga, conforme apontam datações de U-Pb em cristais de zircão esféricos, com estabilização tectônica e resfriamento em torno de 1,80 Ga, conforme datações de K-Ar em biotita e anfibólio e Sm-Nd em rocha total, granada e plagioclásio. No Neoproterozoico, a margem norte do TLA se envolveu em um cenário geotectônico de subducção e colisão continental responsável pela reativação tectono-metamórfica desta margem. Esta reativação é marcada pelo paralelismo estrutural do bandamento gnáissico com a foliação das rochas das Suíte Máfica Ultramáfica de Piên e do Cinturão Granítico de Piên-Mandirituba, por retrometamorfismo fácies anfibolito e xisto verde e rejuvenescimento isotópico de idades K-Ar em biotita e anfibólio para idades neoproterozoicas nos gnaisses anfibolíticos e biotíticos.

Palavras chaves: Terreno Luís Alves, Granulitos, TTG, Paleoproterozoico.

Abstract

The Luís Alves Terrain (LAT) is a neoproterozoic/paleoproterozoic geotectonic unit which is part of the Pre-Cambrian terrains of the Paraná and Santa Catarina states. This work seeks to realize a lithopetrographic study on LAT in the region between Piên (PR) and São Bento do Sul (SC). In this region six gneissic units were identified: biotitic and amphibolitic gneisses, felsic granulitic gneisses, felsic granulitic gneisses with garnet, mafic granulitic gneisses, biotite-rich granulitic gneisses and garnet-rich mafic granulitic gneisses. These units are characterized by metamorphic reactions that indicate consumption of biotite and amphibole for formation of orthopyroxene and clinopyroxene and possible destabilization of the plagioclase and pyroxene to garnet formation. Beyond these mineralogical and textural relations typical of granulite metamorphic facies, also can be observed retrograde metamorphic reactions characterized by the replacement and hydration of pyroxene to form fibrous amphiboles and quartz and biotite recrystallization and. For SiO₂ contents between 45-75% it is possible to establish negative and positive correlations between the mafic, intermediate and felsic granulitic gneisses in MgO, MnO, CaO, TiO₂, Na₂O, Fe₂O₃^(t), Sc, Sr, Ta, Y and REE, suggesting cogenetic mafic and felsic protoliths prior high grade metamorphism. In terms of geotectonic scenario, based in REE contents, it's possible to suggest that the felsic and mafic granulitic gneisses and biotitic and amphibolitic gneisses would be formed in Paleoproterozoic to Archean continental and/or island arc, deformed and metamorphosed in granulitic facies at 2.06 Ga, according to U-Pb dating in rounded zircon crystals, with tectonic stabilization and cooling at 1.80 Ga, according to K-Ar ages in biotite and amphibole and Sm-Nd isochronous age in whole rock, garnet and plagioclase. In the Neoproterozoic, the LAT northern margin was involved in a geotectonic scenario of subduction and continental collision that involved Piên-Mandirituba Granite Belt (PMGB) and Piên Mafic-Ultramafic Suite (PMUS). The collision event was responsible for the tectonic and metamorphic reactivation of this margin, marked by the structural parallelism of the gneissic banding with the foliations in the PMUS e PMGB, by retrograde metamorphism in amphibolite to green schist facies evidenced by neoproterozoic K-Ar ages of biotite and amphibole in the biotitic and amphibolitic gneisses.

Key words: Luís Alves Terrain, TTGs Granulites, Paleoproterozoic

Sumário

1. Introdução	13
1.1. <i>Localização da área</i>	13
1.2. <i>Materiais e métodos</i>	14
2. Geologia Regional	16
3. Petrologia e metamorfismo.....	23
3.1. <i>Gnaisses Biotíticos e Anfibolíticos (PPlagba)</i>	24
3.2. <i>Gnaisses Granulíticos Félsicos com ou sem Anfibólio e Traços de Biotita (PPlaggf)</i>	30
3.3. <i>Gnaisses Granulíticos Félsicos com Granada e com ou sem Anfibólio (PPlagfg)</i>	34
3.4. <i>Gnaisses Granulíticos Máficos a Intermediários com ou sem Anfibólio e Traços de Biotita (PPlaggm)</i>	37
3.5. <i>Gnaisses Granulíticos Máficos Ricos em Granada com Anfibólio e Traços de Biotita (PPlaggm)</i>	41
3.6. <i>Gnaisses Granulíticos Máficos a Intermediários e Raramente Félsicos Ricos em Biotita (PPlagymb)</i>	45
4. Litogeoquímica	48
5. Geologia Estrutural.....	65
6. Geocronologia	66
7. Discussão e Conclusões.....	69
Referências bibliográficas.....	72
ANEXO I.....	77
ANEXO II.....	78

Lista de figuras

Figura 01: Figura de localização geográfica da área mapeada e estudada (Adaptado de IBGE, 2015).....	13
Figura 02: Mapa dos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná, Santa Catarina e São Paulo com a localização da área de estudo (destacada em roxo) e unidades circundantes.....	17
Figura 03: Bandamento gnáissico com a intercalação de bandas máficas, com orientação de biotita e anfibólio, e bandas quartzo-feldspáticas, presente na amostra OM-171-A (NP).....	27
Figura 04: Textura granoblástica com a presença de biotita, anfibólio, quartzo, microclínio, andesina, zircão elipsoidal (destacado no círculo vermelho) e epidoto na amostra OM-369 (NX)...	27
Figura 05: Agregados de simplectitos com núcleos de minerais opacos contornados por biotita, anfibólio, epidoto e quartzo em uma matriz quartzo-feldspática, amostra OM-165-B (NP).....	28
Figura 06: Cristal de microclínio perfitico com contatos interdigitados, associado a cristais de quartzo, andesina, biotita e hornblenda cloritizada, demonstrado na amostra OM-165-B (NX).....	29
Figura 07: Cristais de quartzo e biotita intersticiais a cristais de hornblenda e andesina, além de subgrãos e novos grãos de quartzo, presentes na amostra OM-422 (NX).....	29
Figura 08: Agregado máfico de biotita e anfibólio associado à titanita navicular, epidoto magmático prismático e apatita na amostra OM-369 (NP).....	30
Figura 09: Textura granoblástica deformada caracterizada por cristal de quartzo estirado, com formação de subgrãos, associado a cristais de andesina, amostra OM-388 (NX).....	31
Figura 10: Cristais de ferrossilita uralizados nas bordas e ao longo dos planos de clivagem e orientados paralelamente na amostra OM-44 (NP).....	32
Figura 11: Agregados de clorita e quartzo com pequenos núcleos de piroxênio preservados presentes na amostra OM-327 (NX).....	32
Figura 12: Cristal de biotita associado à ferrossilita, com bordas de reação, quartzo, andesina e minerais opacos na amostra OM-388 (NP).....	33
Figura 13: Cristal de andesina, com geminação polissintética mal desenvolvida, associada a cristais de microclínio intersticiais com geminação em grade bem desenvolvida na amostra OM-239 (NX).....	35
Figura 14: Cristal de ferrossilita moderadamente uralizado nas bordas na amostra OM-239 (NX).....	35
Figura 15: Cristal de granada levemente cloritizado nas bordas dos cristais presente na amostra OM-239 (NX).....	36
Figura 16: Cristais de ortopiroxênio com contatos anédricos, com contatos curvos a retos, evidenciando textura granoblástica associada à biotita avermelhada, quartzo, plagioclásio e apatita na amostra OM-298 (NP).....	38
Figura 17: Cristais de diopsídio substituídos por tremolita, mineral opaco e clorita, amostra OM-140-B (NP).....	38
Figura 18: Veio de epidoto preenchendo fratura na amostra OM-140-B (NP).....	39

Figura 19: Biotita avermelhada sendo consumida para a formação de ferrossilita, amostra OM-298 (NP).....	40
Figura 20: Biotita avermelhada associada com ferrossilita alterada nas bordas e nas clivagens para anfibólio fibroso OM-298-B (NP).....	40
Figura 21: Cristais de plagioclásio circundando cristais de ferrossilita, amostra OM-298 (NX).....	41
Figura 22: Cristais de granada com inclusão de hornblenda, cloritizado nas bordas e rodeados por cristais sericitizados de plagioclásio na amostra OM-173 (NX).....	43
Figura 23: Cristais de ferrossilita englobando cristais de hornblenda de cor amarelada, indicando consumo de hornblenda para formação da ferrossilita, amostra OM-174-A (NP).....	43
Figura 24: Cristais de biotita avermelhada associados à hornblenda e ferrossilita, mostrando consumo da biotita e da hornblenda para formação de ferrossilita na amostra OM-174-B (NP).....	44
Figura 25: Cristais de zircão acicular associado à biotita e anfibólio na amostra OM-70 (NX).....	45
Figura 26: Cristais de ferrossilita englobando cristais de biotita e hornblenda na amostra OM-70 (NP).....	46
Figura 27: Biotita, hornblenda e minerais opacos englobados por cristais de ferrossilita associados a andesina e quartzo na amostra OM-70 (NP).....	47
Figura 28: Cristais de hornblenda associado a cristais de plagioclásio e ortopiroxênio substituído por tremolita-actinolita fibrosa na amostra OM-283 (NP).....	48
Figura 29: Legenda dos símbolos das amostras analisadas em cada unidade conforme indicação nos diagramas geoquímicos. PPlaggm: azul escuro; PPlaggf: vermelho; PPlaggba: preto; PPlaggmg: verde; PPlaggmb: azul claro.....	49
Figura 30: Legenda dos símbolos das amostras analisadas em cada unidade conforme indicação nos diagramas geoquímicos. gd: granodiorito; mz: monzonitos; to: tonalitos/trondhjemitos; go: dioritos/ gabros/noritos; dq: dioritos/ noritos.....	50
Figura 31: Diagramas de variação tipo Harker para o MgO, MnO, CaO, Fe ₂ O _{3t} , Na ₂ O e Al ₂ O ₃ , representados em sua concentração por porcentagem.....	52
Figura 32: Diagramas de variação tipo Harker para o K ₂ O, P ₂ O ₅ , TiO ₂ e K ₂ O+Na ₂ O representados em sua concentração por porcentagem.....	53
Figura 33: Diagramas de variação tipo Harker para o Zn e o Zr representados em sua concentração em partes de milhão.....	55
Figura 34: Diagramas de variação tipo Harker para o Ba, Cr, Cs, Cu, Ga e Hf representados em sua concentração em partes de milhão.....	56
Figura 35: Diagramas de variação tipo Harker para o Nb, Ni, Pb, Rb, Sc e Sr representados em sua concentração em partes de milhão.....	57
Figura 36: Diagramas de variação tipo Harker para o Ta, Th, U, V, W e Y representados em sua concentração em partes de milhão.....	58

Figura 37: Diagramas de variação de ETR normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) para os gnaisses biotíticos e anfibolíticos (preto), gnaisses granulíticos félsicos (vermelho), gnaisses granulíticos máficos ricos em granada (verde) e gnaisses granulíticos máficos (azul)+ gnaisses granulíticos máficos ricos em biotita (azul claro).....	59
Figura 38: Diagrama ternário de classificação baseado no tipo de plagioclásio através do cálculo pela norma CIPW. Ab: Albita; An: Anortita; Or: Ortoclásio.....	60
Figura 39: Diagrama de discriminação tectônica de granitos por ETR baseado em Pearce et al. (1984). syn-COLG: Granitóides sin-colisionais; WPG: Granitóides intra-placa; VAG: Granitóides de arco vulcânico; ORG: Granitóides de cadeia oceânica.....	61
Figura 40: Diagrama de discriminação composicional baseado no teor de $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ no eixo das ordenadas e $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$	62
Figura 41: Diagrama ternário baseado no teor de Na_2O+K_2O (A), MgO (M) e Fe_2O_3 (F).....	62
Figura 42: Diagrama classificatório de séries magmáticas com base no teor de SiO_2 e K_2O proposto por Peccerillo & Taylor (1976).....	63
Figura 43: a) Diagrama da frequência dos pólos da foliação Sn para a maior parte da área de estudo. b) Diagrama dos polos da foliação Sn para a maior parte da área de estudo. c) Diagrama dos polos da foliação Sn, próximas a ZCP, no norte da área estudada (Fonte: Harara, 2001).....	66
Figura 44: a) Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos máficos (amostra OM-298). b) Morfologia dos zircões elipsoidais. c) Morfologia dos zircões esféricos (Fonte: Harara 2001).....	67
Figura 45: a) Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos félsicos (amostra OM-388). b) Morfologia dos zircões elipsoidais. c) Morfologia dos zircões esféricos (Fonte: Harara 2001).....	68

Lista de quadros e tabelas

Tabela 01: Síntese da mineralogia, textura e estrutura de cada amostra analisada petrologicamente, organizadas conforme sua respectiva unidade.....	25
Tabela 02: Resumo das análises geocronológicas realizadas por Harara (2001) na área de estudo:.....	67

Lista de símbolos e abreviações

Abreviações de unidades e estruturas			
CGPM	Complexo Granulítico Piên Mandirituba		
SGSM	Suíte Granítica Serra do Mar		
SMUP	Suite Máfica Ultramáfica de Piên		
TA	Terreno Atuba		
TLA	Terreno Luis Alves		
TP	Terreno Paranaguá		
ZCMP	Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara		
ZCPT	Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas		
ZCP	Zona de Cisalhamento Piên		
PPlaggba	Gnaisses biotíticos e anfibolíticos		
PPlagfg	Gnaisses granulíticos félsicos ricos em granada		
PPlaggf	Gnaisses Granulíticos Félsicos com ou sem anfibólio e traços de biotita		
PPlagmg	Gnaisses granulíticos máficos ricos em granada com anfibólio e traços de biotita		
PPlaggm	Gnaisses granulíticos máficos à intermediários com ou sem anfibólio		
PPlagmb	Gnaisses granulíticos máficos à intermediários e raramente félsicos ricos em biotita e anfibólio		
Siglas			
NP	Nicóis Paralelos	NX	Nicóis Cruzados
LILE	<i>Large Ion Lithophile Elements</i>	ETR	Elementos Terras Raras
ETRL	Elementos Terras Raras Leves	ETRP	Elementos Terras Raras Pesados
SIG	Sistema de Informações Geográficas	ICP-MS	<i>Inductively coupled plasma mass spectrometry</i>

Abreviações de minerais

Ads	Andesina	Aln	Allanita
Ap	Apatita	Bt	Biotita
Chl	Clorita	Cpx	Clinopiroxênio
Di	Diopsídio	Ep	Epidoto
Fs	Ferrossilita	Grt	Granada
Hbl	Hornblenda	Ilm	Ilmenita
Kfs	K-Feldspato	Lab	Labradorita
Mc	Microclínio	Op	Minerais Opacos
Opx	Ortopiroxênio	Pl	Plagioclásio
Qtz	Quartzo	Rt	Rutilo
Ttn	Titanita	Tr Act	Tremolita-Actinolita
Zrt	Zircão		

1. Introdução

Este trabalho busca descrever do ponto de vista litopetrotectônico o significado das rochas do Terreno Luis Alves, na região de Piên (PR) e São Bento do Sul (SC). Tendo em vista a abordagem mais regional e de pouco detalhe em vários trabalhos nesta unidade, esta pesquisa busca apresentar um maior detalhamento de suas rochas formadoras e sua possível ambiência geotectônica.

Os objetivos desse trabalho de pesquisa compreendem o levantamento e a interpretação de análises petrológicas e litogeoquímicas, além da construção e integração de um mapa geológico-estrutural na escala 1:50.000, em SIG, das rochas granulíticas e não granulíticas de parte da porção norte do Terreno Luis Alves (TLA), na região entre Piên (PR) e São Bento do Sul (SC).

1.1. Localização da área

A área de estudo está situada na divisa dos estados do Paraná e Santa Catarina (Figura 01), na região do município de Piên (PR), mas abrange também parte dos municípios de Agudos do Sul (PR) e Campo Alegre (SC) e a principal rodovia de acesso à área é a PR-281.

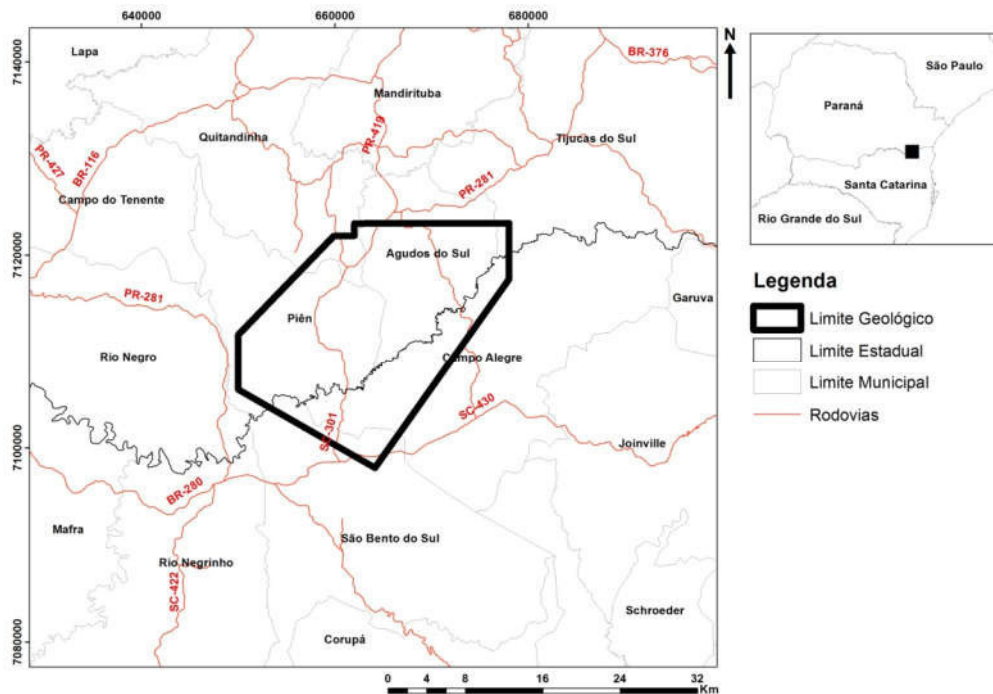


Figura 01: Figura de localização geográfica da área mapeada e estudada (Adaptado de IBGE, 2015).

1.2. Materiais e métodos

Para execução do presente trabalho primeiramente buscou-se a realização de uma pesquisa bibliográfica de trabalhos publicados sobre o Terreno Luis Alves e as unidades tectônicas adjacentes e a elaboração de um banco de dados em SIG com os dados obtidos na pesquisa bibliográfica, como mapas hidrográficos, geológicos, estruturais, geotectônicos e dados vetoriais de infraestrutura. Posteriormente, buscou-se uma ampliação do banco de dados em SIG através da utilização e inserção de imagens de relevo sombreado para verificação e interpretação de possíveis estruturas geológicas, como falhas, dobras e lineamentos.

A construção do banco de dados em SIG, utilizando o *ArcMap 10.2.2*, possibilitou a confecção do Mapa Geológico do Terreno Luís Alves na região de Piên (PR) e São Bento do Sul (SC) na escala 1:50.000 (Anexo I). Para a construção desse mapa geológico foram utilizados os dados geológicos levantados por Harara (2001), que foram simplificados de maneira a destacar apenas os litotipos, contatos e estruturas do Terreno Luis Alves, unidade foco desse trabalho. A base cartográfica utilizada para construção do mapa geológico foi disponibilizada pelo Paranacidade (2006), a qual foi simplificada e adaptada para se adequar melhor à escala de trabalho.

Da mesma forma que os dados geológicos utilizados para confecção do mapa geológico, as lâminas petrográficas descritas para análise petrológica dos litotipos desta parte da porção norte do Terreno Luis Alves foram confeccionadas por Harara (2001). Buscou-se descrever todas as amostras que possuem lâminas confeccionadas e que foram analisadas geoquimicamente por Harara (2001). Além das amostras que possuem análises geoquímicas, foram descritas outras amostras de maneira que fosse possível descrever petrologicamente todos os litotipos trabalhados. Dessa forma foram descritas petrograficamente ao todo 27 amostras, onde foram descritos e identificados os minerais essenciais e acessórios, além das texturas e estruturas, que serviram de base para descrever o grau metamórfico dessas rochas. A elaboração das fotomicrografias utilizadas no trabalho foram obtidas com o software *Dino Captur 2.0* e a extensão para microscópios *Dino-Lite*.

Dentre as amostras coletadas e analisadas geoquimicamente, porém não apresentadas e interpretadas por Harara (2001), 19 estão localizadas na área de estudo e foram apresentadas (Anexo II), analisadas e interpretadas neste trabalho. As amostras analisadas foram agrupadas em litotipos identificados com base nos dados petrográficos e interpretados através de apresentação de diagramas de variação tipo Harker, diagramas de multielementares (*spidergrams*) para elementos traço e terras raras, além da utilização de diagramas discriminantes geotectônicos ou de sugestão de ambiência geotectônica. A construção dos referidos diagramas foi com o auxílio da extensão *GCD kit* 4.1 do *software R* 3.2.1.

As 19 análises litoquímicas foram realizadas no laboratório *Actlabs* onde foram analisados pelo método ICP-MS os óxidos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), os elementos traço (Ba, Rb, Sr, Cs, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu).

Para a determinação do tipo de piroxênio foi utilizada proposta de Morimoto (1990), onde foram abandonados os nomes de subdivisões dos intervalos intermediários da solução sólida dos ortopiroxênios. Portanto o mineral hiperstênio, identificado por Harara (2001), por exemplo, foi substituído pela denominação enstatita ou ferrossilita, dependendo de suas características óticas distintivas.

Existem diversas sugestões e definições para rochas metamórficas baseadas em sua mineralogia, composição, estrutura, fácies metamórficas e gênese. O termo granulito, segundo Coutinho et al. (2007), foi usado de maneiras distintas em diferentes países. Para homogeneizar o termo os autores definiram granulito como sendo uma rocha de alto grau metamórfico onde silicatos ferromagnesianos são predominantemente desidratados. Por questões de simplificação e adequação da nomenclatura, será usada essa definição para o trabalho.

Diversos minerais, principalmente constituintes de uma solução sólida, ou até mesmo pertencentes a um mesmo grupo de minerais são difíceis de serem diferenciados apenas pela análise com o microscópio óptico de luz transmitida. Por mais que já existam técnicas amplamente utilizadas, como a microsonda eletrônica, que possibilitam uma definição mais acurada dos minerais, indicando sua

composição química e a diferenciação de seus semelhantes óticos, nenhuma dessas análises foi realizada nesse trabalho. Portanto, a nomenclatura hornblenda foi utilizada na sua definição *sensu lato*, isto é, para todos os anfibólios cálcicos com teor considerável de alumínio em sua composição. Já para a distinção de plagioclásios foi utilizada a técnica de determinação do teor de anortita pelo seu ângulo de extinção. Enquanto que para os minerais do grupo das granadas, não foi realizada a distinção a partir da análise petrográfica, preferindo-se adotar o nome do grupo para os mesmos.

A análise estrutural e geocronológica realizada neste trabalho foi sintetizada do trabalho de Harara (2001) com o objetivo de discutir e correlacionar os dados e interpretações apresentadas. A abreviação de minerais segue modelo proposto por Witney & Evans (2010).

2. Geologia Regional

Na configuração atual dos terrenos pré-cambrianos do Paraná e Santa Catarina são identificados os registros magmáticos, metamórficos e sedimentares de diversos eventos ocorridos durante o Neoproterozoico, entre 630 e 540 Ma. A geometria atual das unidades geológicas desta região é resultado de acreções laterais e verticais de terrenos neoproterozoicos por meio de processos de subducção, delaminação, colisão e infralaminação, ao redor e dentro dos terrenos neoarqueanos/paleoproterozoicos de Luis Alves (TLA) e Atuba (TA).

O Terreno Luis Alves (TLA) e o Terreno Atuba (TA) são os componentes do embasamento neoarqueano/paleoproterozoico expostos entre o Terreno Apiaí-Ribeira Sul ao norte, o Terreno Paranaguá (TP) a leste e o Cinturão Dom Feliciano ao sul (Figura 02). O TLA está localizado ao sul do Cinturão Granítico Piên-Mandirituba (CGPM), cujo contato é definido pela Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas, ao longo da qual também ocorre a Suíte Máfica-Ultramáfica de Piên (SMUP). Ao oeste, o contato do TLA com o Terreno Paranaguá é marcado pelas zonas de cisalhamento Garuva, Alexandra e Serra Negra. Ao sul, o contato do TLA com o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina é marcado pela Zona de Cisalhamento Ribeirão da Prata. A Suíte Granítica Serra do Mar (SGSM) e as bacias

vulcanossedimentares de Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá estão instaladas nas porções central e norte do TLA (Harara 2001).

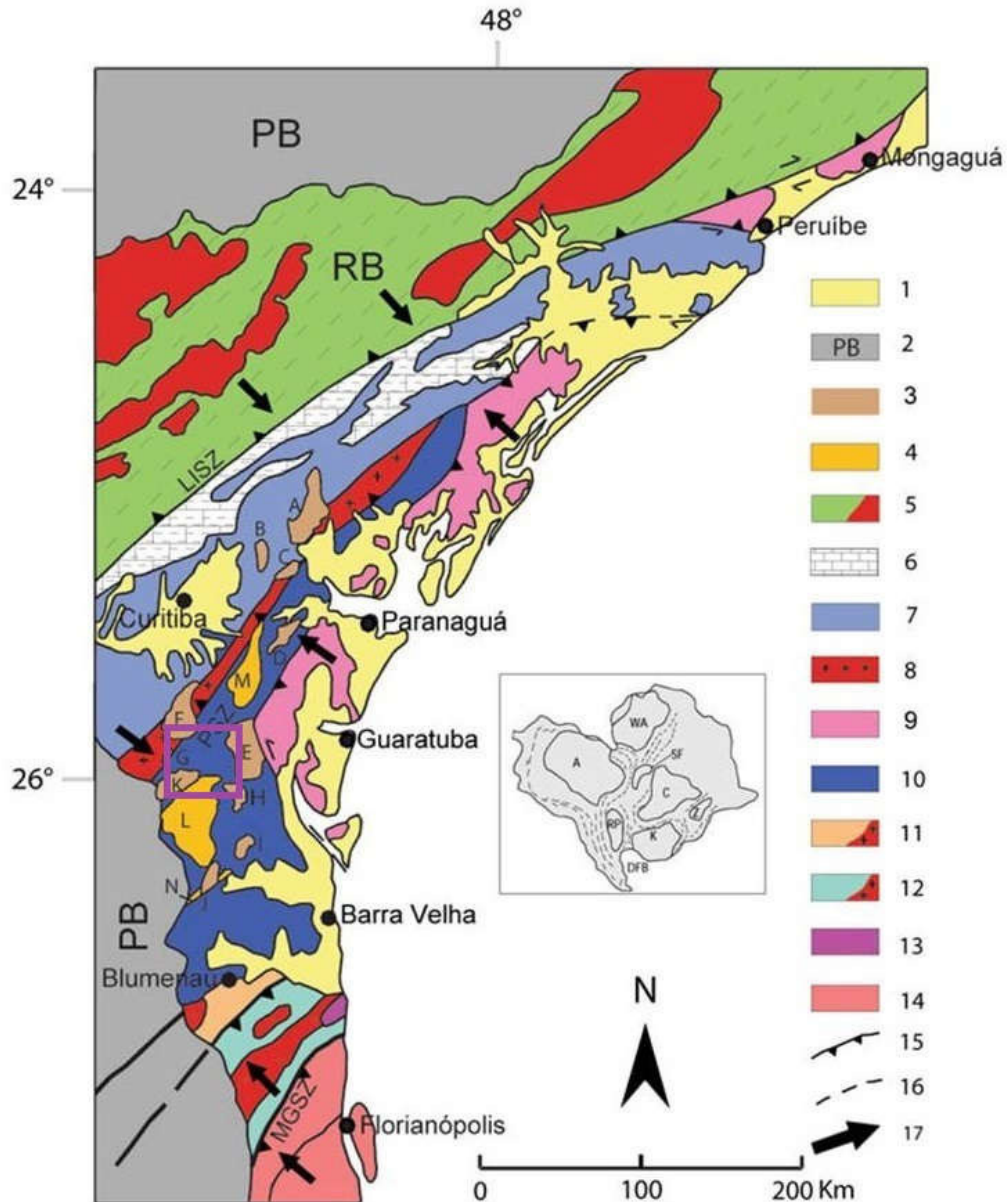


Figura 02: Mapa dos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná, Santa Catarina e São Paulo com a localização da área de estudo (destacada em roxo) e unidades circundantes. 1- Cobertura sedimentar Cenozoica; 2- Bacia do Paraná; 3- Suíte Granítica da Serra do Mar; 4- Bacias de Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá; 5- Terreno Apiaí-Ribeira sul com as seqüências metassedimentares Perau, Água Clara, Votuverava, Itaiacoca e os cinturões graníticos Três Córregos e Cunhaporanga; 6- Sequências metassedimentares Capiçu e Setuva; 7- Terreno Atuba; 8- Cinturão Granítico Piên-Mandirituba; 9- Terreno-Paranaguá; 10- Terreno Luis Alves; 11- Bacia de Itajaí; 12- Grupo Brusque; 13- Complexo Camboriú; 14- Batólito de Florianópolis; 15- Zonas de Cisalhamento; 16- Contato inferido; 17- Sentido do Transporte Tectônico (Adaptado de Basei et al. 2011).

O Terreno Atuba (TA), que ocorre ao norte do TLA e está separado deste último pelo Cinturão Granítico Piên-Mandirituba (CGPM), é constituído predominantemente por gnaisses biotíticos e anfibolíticos e migmatitos, com a ocorrência restrita de núcleos de ortognaisses granulíticos e granitóides cálcio-alcalinos e alcalinos deformados (Siga Jr. et al. 1995, Basei et al. 1999 e Kaulfuss 2001). O TA é recoberto parcialmente pelos filitos e mármore da Formação Capiru do Terreno Apiaí e o seu contato tectônico com o CGPM é definido pela Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara. As idades U-Pb em cristais de zircão dos gnaisses biotíticos e anfibolíticos, dos gnaisses granulíticos e dos granitóides deformados cálcio-alcalinos, concentram-se ao redor de 2,1 Ga (Siga Jr. et al. 1995, Basei et al. 1999 e Kaulfuss 2001), indicando que o período do metamorfismo regional de fácies anfibolito a granulito, com migmatização e granitogênese associadas, ocorreu durante o Paleoproterozoico. As idades K-Ar em anfibólio, entre 650 e 620 Ma, e em biotita, entre 608 e 598 Ma, indicam o retrabalhamento tectônico-termal das rochas do terreno durante o Neoproterozoico, em condições metamórficas de até fácies anfibolito (Siga Jr. et al. 1995 e Kaulfuss 2001). As idades K-Ar são similares às idades K-Ar da parte retrabalhada da porção norte do TLA e às idades K-Ar do CGPM, sugerem períodos sincrônicos de eventos tectono-metamórficos e deformadores Neoproterozoicos nestas unidades geológicas.

A Suíte Máfica-Ultramáfica de Piên (SMUP) é constituída por dois corpos principais, alojados a sul do CGPM e norte do TLA, ao longo da Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas, que pela escala de trabalho não foi representada no mapa geotectônico (Figura 02). Os contatos tectônicos com o CGPM e com o TLA são definidos principalmente por falhas de cavalgamento e falhas transcorrentes. Os litotipos encontram-se fortemente deformados e dobrados, tanto nas bordas como nas porções internas, com foliações e lineações paralelas às do CGPM e do TLA (Harara 2001). As rochas predominantes na SMUP são peridotitos (dunitos e harzburgitos) serpentinizados com intercalações de camadas e níveis centimétricos a milimétricos de olivina-piroxenitos, ortopiroxenitos e websteritos, além de intrusões de raros gabros bandados e isótopos. Os dados geocronológicos U-Pb obtidos em cristais de zircão dos gabros da SMUP, indicam idades de 631 ± 17 Ma para a formação destas rochas e, portanto, da SMUP (Harara 2001).

O Cinturão Granítico Piên-Mandirituba (CGPM) é constituído por três suítes graníticas deformadas cálcio-alcálicas de alto K, predominantemente metaluminosas a fracamente peraluminosas. Estas suítes são compostas de quartzo monzodioritos, granodioritos e monzogranitos deformados com e sem epidoto magmático (Harara 2001). As assinaturas litogeoquímicas das três suítes graníticas do CGPM indicam as suas compatibilidades com rochas graníticas tipo I de arcos magmáticos continentais (Harara 2001). As idades U-Pb em cristais de zircão e titanita indicam que as rochas graníticas das três suítes do CGPM se formaram entre 620 e 605 Ma. As idades K-Ar em biotita, entre 605 e 595 Ma, sugerem período sincrónico de deformação, resfriamento e estabilização tectónica para as suítes do CGPM (Harara 2001). Os dados isotópicos (Nd e Sr) e litogeoquímicos do CGPM mostram claras diferenças entre as três suítes graníticas e sugerem como fontes rochas máficas, como anfíbolitos, gabros, dioritos, gnaisses máficos, com maior e menor contaminação por rochas infracrustais paleoproterozoicas (Harara 2001).

O Terreno Paranaguá (TP), que ocorre a leste do TLA, é constituído por gnaisses e migmatitos paleoproterozoicos do Complexo São Francisco do Sul, xistos e filitos da Formação Rio das Cobras e por três suítes graníticas neoproterozoicas denominadas de Morro Inglês, Canavieiras-Estrela e Rio do Poço (Cury 2009). O seu contato tectónico com o TLA ao oeste é marcado pelas zonas de cisalhamento Garuva, Alexandra e Serra Negra (Cury 2009). Os dados litogeoquímicos indicam que as rochas graníticas (granodioritos e monzogranitos) das suítes Morro Inglês e Canavieiras-Estrela apresentam assinaturas litogeoquímicas compatíveis com granitos da tipologia I formados em arcos magmáticos continentais, já os monzogranitos e sienogranitos da suíte granítica Rio do Poço apresentam assinaturas litogeoquímicas compatíveis com granitos da tipologia A (Cury 2009). A concentração das idades U-Pb em zircões entre 600-580 Ma representa o principal período para a formação das três suítes graníticas do TP.

A Suíte Granítica Serra do Mar (SGSM) é composta por vários corpos graníticos alcalinos-peralcalinos constituídos por monzogranitos, sienogranitos, álcali-feldspato granitos, sienitos, monzonitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos. Os corpos da SGSM encontram-se alojados nas porções central e setentrional do TLA e meridional do TA e ao longo do contato do CGPM com o TLA

e o TA. O Granito Rio Negro, um dos corpos graníticos da CGPM, ocupa grande parte da porção nordeste da área do estudo e não está no foco deste trabalho. Os dados petrográficos e litogeoquímicos disponíveis sobre as rochas graníticas destes corpos revelam a tipologia granítica A e PA (Siga Jr. et al. 1999, Vlach et al. 2011, Kaul 1997, Harara 2001 e Harara et al. 2015). As idades U-Pb em cristais de zircão entre 595 e 580 Ma indicam o período da formação dos corpos graníticos da SGSM e as idades K-Ar em biotita, entre 570 e 580 Ma, indicam o período do resfriamento e da finalização da atividade magmática da SGSM (Siga Jr. 1995, Kaul 1997 e Harara 2001).

As rochas vulcânicas das Bacias vulcano-sedimentares de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá juntamente com SGSM representam expressivas e importantes atividades magmáticas pós CGPM. Estas bacias são constituídas por rochas sedimentares e expressivas rochas vulcânicas predominantemente félsicas (riolitos e subordinadamente traquitos) e raramente máficas (basaltos). As datações U-Pb em zircões indicam a formação dos riolitos destas bacias entre 600 e 595 Ma. (Siga Jr. 1995, Citroni 1998 e Cordani et al. 2000). As rochas vulcânicas das Bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá são correlatas em idades, tipologia magmática e ambiência tectônica às rochas graníticas da SGSM podendo até serem designadas de Suíte Plutônica-Vulcânica da Serra do Mar. Parte da margem norte da Bacia de Campo Alegre aflora na porção sudeste da área do estudo (Anexo I).

O Domínio ou Terreno Luis Alves (TLA) é denominado de Complexo Granulítico de Santa Catarina por Hartmann et al. (1979), Cráton Luis Alves por Kaul (1980) ou Microplaca Luis Alves por Basei et al. (1992). Este terreno é constituído, predominantemente, por ortognaisses granulíticos máficos, intermediários e félsicos, gnaisses biotíticos e anfibolíticos, granitóides deformados, lentes de rochas máficas (anfíbolitos), ultramáficas e quartzitos (Hartmann et al. 1979, Kaul 1980, Siga Jr. 1995, Basei et al. 1998 e Harara 2001). Do ponto de vista estrutural, a unidade exhibe um padrão complexo caracterizado por um bandamento gnáissico/foliação regional, cuja direção varia entre N30E e N40W e mergulhos entre 60° e 70° para NE e SW, que sugerem um dobramento com plano axial NW/SE e eixos posicionados entre S30-50E/40-60 e N20-60W/40-80.

Estudos geotermobarométricos feitos por Hartmann (1988) em gnaisses granulíticos da porção meridional do TLA apontaram o metamorfismo granulítico com valores de pressão que variam entre 5 e 6 kbar e temperaturas em torno de 800°C. Estes valores de pressão e temperatura são semelhantes aos obtidos na porção norte da unidade por Girardi (1974). As idades U-Pb em cristais de zircão esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos félsicos e máficos sugerem três períodos para o metamorfismo granulítico nas porções meridionais, centrais e setentrionais do TLA, um mais raro com idades de 2,7 Ga, outro período ocasional entre 2,4 e 2,3 Ga e outro mais frequente, de 2,2 Ga, 2,1 Ga e 2,06 Ga (Siga Jr. 1995, Basei et al. 1998, Basei et al. 1999, Hartmann et al. 2000 e Harara 2001). O Comportamento das idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total também mostra raras idades entre 2,7 e 2,5 Ga em gnaisses granulíticos da porção meridional e central e frequentes idades entre 2,2 e 2,0 Ga, principalmente em gnaisses granulíticos da porção norte (Harara 2001). Estas idades são indicativas dos principais períodos do metamorfismo granulítico deste terreno.

Harara (2001) descreveu na área de estudo quatro subunidades para o TLA denominadas de Gnaisses Granulíticos Félsicos, Gnaisses Granulíticos Máficos a Intermediários, Gnaisses Granulíticos Máficos e Anfibolíticos ricos em granada e Gnaisses Biotíticos e Anfibolíticos.

Os Gnaisses Granulíticos Félsicos apresentam lentes de gnaisses granulíticos máficos a intermediários e gnaisses granulíticos félsicos com granada. São rochas de cor cinza esverdeado, com granulação média a grossa, bandamento fino a grosso e textura granoblástica e granoblástica deformada. Os principais minerais constituintes dessa unidade são o plagioclásio (oligoclásio a andesina), quartzo, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, biotita, K-feldspato e granada, os principais acessórios são rutilo, apatita e zircão. A presença da associação ortopiroxênio com traços de hornblenda e biotita sugere protólitos tonalíticos contendo plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo, com ou sem K-feldspato, submetidos a metamorfismo de alto grau e formando ortopiroxênio por consumo de biotita e hornblenda. Próximo e ao longo da ZCP a unidade apresenta estruturas miloníticas caracterizadas pelo forte estiramento de quartzo e plagioclásio e presença de epidoto (Harara 2001).

Para os gnaisses granulíticos máficos a intermediários Harara (2001) descreve as rochas da unidade como de cor cinza escuro-esverdeado, com bandamento gnáissico fino a grosso, caracterizado pela alternância de níveis félsicos constituídos por plagioclásio (andesina-labradorita)+quartzo±FK e níveis máficos constituídos por ortopiroxênio±clinopiroxênio±anfíbólio±biotita. As relações texturais entre os minerais sugerem consumo parcial de biotita e hornblenda para formação de ortopiroxênio e clinopiroxênio respectivamente. Os principais minerais acessórios são rutilo, magnetita, apatita e zircão. Harara (2001) destaca ainda que próximo a ZCP os gnaisses granulíticos se tornam gnaisses anfibolíticos miloníticos com textura produzida pela substituição parcial dos piroxênios por anfibólios aciculares (tremolita, actinolita, cumingtonita) orientados paralelamente à foliação.

Para os gnaisses granulíticos máficos e anfibolíticos ricos em granada Harara (2001) os descreve como de cor cinza escura, granulação fina a grossa, constituídos por plagioclásio (andesina a labradorita), granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e raramente biotita. Os minerais acessórios são apatita, magnetita e zircão. Os porfiroblastos de granada, frequentes nesta unidade, apresentam inclusões de piroxênios, hornblenda e plagioclásio, relações texturais que sugerem que sua formação ocorre pela substituição de piroxênios. A granada, frequente na unidade, apresenta inclusões de piroxênios, hornblenda e plagioclásio e relações texturais sugerem que sua formação se dá pela substituição de piroxênios. O autor sugere ainda que transformações metamórficas neoproterozoicas concentradas ao longo da ZCP são responsáveis pela formação de texturas porfironematoblásticas e pela substituição parcial ou total de piroxênios e granada por anfibólios fibrosos, constituindo assim os gnaisses máficos anfibolíticos ricos em granada.

Harara (2001) sugere que os gnaisses biotíticos e anfibolíticos afloram ao longo da ZCPT e são intercalados com litotipos granulíticos. Os litotipos não granulíticos são de cor cinza esverdeado, de granulação média a grossa, bandamento fino a grosso, com alternância de níveis félsicos de plagioclásio (oligoclásio a andesina), quartzo, com ou sem K-feldspato, e níveis máficos formados por anfíbólio, biotita e epidoto magmático e/ou metamórfico. Os principais minerais acessórios são apatita, zircão, magnetita, titanita e allanita. Estes dois últimos tipos de minerais acessórios não ocorrem nos litotipos granulíticos máficos,

intermediários ou félsicos do TLA. As datações U-Pb em zircão destas rochas indicam idades paleoproterozoicas, enquanto as datações K-Ar em biotita e anfibólio indicam idades neoproterozoicas sugestivas da reativação tectono-metamórfica destas rochas nesta parte do TLA.

3. Petrologia e metamorfismo

Na área de estudo são identificadas sete unidades geológicas nesta porção do Terreno Luis Alves. Dentre todas as unidades, apenas uma não se trata de uma unidade gnáissica, sendo ela composta por serpentinitos, olivina-ortopiroxenitos e olivina websteritos serpentinizados. Essa não é objeto de estudo desta monografia, enquanto todas as demais seis unidades gnáissicas serão descritas.

Os seis litotipos gnáissicos do TLA são designados de gnaisses biotíticos e anfibolíticos (PPlaggba), gnaisses granulíticos félsicos com granada e com ou sem anfibólio (PPlagfg); gnaisses granulíticos félsicos com ou sem anfibólio e traços de biotita (PPlagf); gnaisses granulíticos máficos ricos em granada com anfibólio e traços de biotita (PPlagmg); gnaisses granulíticos máficos à intermediários com ou sem anfibólio (PPlagm); gnaisses granulíticos máficos à intermediários e raramente félsicos ricos em biotita e anfibólio (PPlagmb).

Para a identificação de cada unidade foram descritas 27 lâminas petrográficas ao todo, cujo conteúdo mineralógico, estrutural e textural resumido pode ser encontrado na Tabela 01. Os locais de ocorrência das unidades desta porção do TLA na área estudada são observados no mapa geológico no Anexo I, da mesma forma que a posição geográfica e geológica das amostras descritas.

Além de serem diferentes composicionalmente, os litotipos do TLA também foram metamorfizados em variados graus metamórficos. Alguns litotipos, como os Gnaisses Anfibolíticos e Biotíticos, não alcançaram um metamorfismo de fácies granulito, marcado geralmente pelo aparecimento do piroxênio em reações de consumo da biotita e anfibólio. A maior parte dos litotipos alcançou a fácies granulito, com a presença frequente de ortopiroxênio e clinopiroxênio, com alguns litotipos ainda com granada, indicando um grau ainda maior de granulitização, principalmente devido ao aumento de pressão.

Apesar dos litotipos serem marcados por reações metamórficas que indiquem um metamorfismo progressivo na unidade, também são observadas relações mineralógicas e texturais indicativas de um retrometamorfismo, caracterizado principalmente pela hidratação dos piroxênios e aparecimento de minerais fibrosos do grupo do anfibólio (tremolita e actinolita).

3.1. *Gnaisses Biotíticos e Anfibolíticos (PPlagba)*

A principal característica dessa unidade é ausência de qualquer tipo de piroxênio, seja ele clinopiroxênio ou ortopiroxênio, nas amostras analisadas, indicando ausência de metamorfismo em alto grau na unidade. Macroscopicamente, segundo Harara (2001), essas rochas são verde acinzentado, granulação média a grossa, com bandamento gnáissico fino a grosso caracterizado pela alternância de níveis félsicos com níveis máficos. Com relação à mineralogia, os principais constituintes dessa unidade são quartzo, hornblenda, biotita, andesina e microclínio. Como minerais acessórios ocorrem epidoto metamórfico e magmático, titanita, zircão, allanita e apatita, além de minerais opacos

Estruturalmente, a rocha apresenta bandamento caracterizado pela intercalação de bandas ricas em minerais máficos, hornblenda+biotita, com bandas ricas em minerais félsicos, quartzo+andesina±microclínio (Figura 03). Por vezes, a biotita e a hornblenda nas bandas máficas encontram-se estiradas e orientadas definindo esse bandamento, permitindo classificar a textura como lepidoblástica e nematoblástica, deformada ou não. Já nas bandas félsicas e por vezes nas bandas máficas, a textura predominante nas rochas é a granoblástica (Figura 04).

A biotita ocorre como cristais euédricos lamelares a subédricos, comumente orientados definindo o bandamento, com pleocroísmo intenso variando entre tons de castanho, por vezes também ocorre de maneira intersticial a outros minerais. A hornblenda ocorre como cristais anédricos, com pleocroísmo moderado entre tons de verde, com alteração ausente a intensa para clorita. Ambos os minerais máficos são comumente encontrados em agregados simplectíticos (Figura 05).

Tabela 01: Síntese da mineralogia, textura e estrutura de cada amostra analisada petrologicamente, organizadas conforme sua respectiva unidade.

Unidade	Amostra	Ads (%)	Aln (%)	Ap (%)	Bt (%)	Chl (%)	Di (%)	Ep (%)	Fs (%)	Grt (%)	Hbl (%)	Lab (%)	Mc (%)	Op (%)	Qtz (%)	Rt (%)	Ttn (%)	Tr-act(%)	Zrn (%)	Textura	Estrutura
PPlagba	OM-165	30	-	Tr	15	-	-	5	-	-	25	-	10	Tr	15	-	-	-	Tr	Granolepidoblástica deformada	Bandada
	OM-165-B	20	-	Tr	20	-	-	Tr	-	-	Tr	-	30	Tr	30	-	Tr	-	Tr	Granolepidoblástica	Isotrópica
	OM-165-C	35	-	Tr	25	-	-	5	-	-	-	-	30	Tr	5	-	Tr	-	Tr	Granolepidoblástica	Bandada
	OM-171-A	-	-	-	5	-	-	-	-	-	50	-	-	-	45	-	-	-	Tr	Granonematoblástica	Bandada
	OM-185	50	Tr	5	-	-	-	Tr	-	-	45	-	-	Tr	-	-	Tr	-	Tr	Granonematoblástica	Bandada
	OM-369	30	-	Tr	15	-	-	Tr	-	-	25	-	15	Tr	15	-	-	-	Tr	Granolepidoblástica	Bandada
	OM-422	25	-	Tr	15	-	-	-	-	-	25	-	5	-	30	-	-	-	-	Granolepidoblástica	Bandada
PPlagbf	OM-44	20	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	5	Tr	70	-	-	-	-	Granoblástica deformada	Isotrópica
	OM-327	40	-	-	-	Tr	-	Tr	5	-	-	-	-	-	55	-	-	-	-	Granoblástica	Isotrópica
	OM-388	45	-	Tr	-	-	-	-	15	-	-	-	10	Tr	30	-	-	-	Tr	Granoblástica deformada	Isotrópica
	OM-399	20	-	Tr	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	70	-	-	-	Tr	Granoblástica	Isotrópica
PPlagmg	OM-173	20	-	Tr	-	-	-	-	20	40	20	-	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	Granoblástica e Porfiroblástica	Bandada
	OM-174-A	-	-	-	-	-	-	-	25	5	40	20	-	-	10	-	-	-	-	Granoblástica	Bandada

Unidade	Amostra	Ads (%)	Aln (%)	Ap (%)	Bt (%)	Chl (%)	Di (%)	Ep (%)	Fs (%)	Grt (%)	Hbl (%)	Lab (%)	Mc (%)	Op (%)	Qtz (%)	Rt (%)	Ttn (%)	Tr-act(%)	Zrn (%)	Textura	Estrutura
PPlaggmg	OM-174-B	-	-	-	Tr	-	-	-	25	20	40	10	-	-	5	-	-	-	Tr	Granoblástica	Bandada
	OM-355	35	-	-	10	-	-	-	30	-	5	-	5	-	15	-	-	-	-	Granoblástica	Bandada
	OM-379-B	-	-	Tr	Tr	-	-	-	10	10	25	35	-	-	20	-	-	Tr	-	Granonematoblástica	Bandada
	OM-385	-	-	-	-	-	-	-	20	20	25	25	-	Tr	10	-	-	Tr	-	Granonematoblástica	Bandada
PPlaggm	OM-140-B	30	-	Tr	-	Tr	40	-	-	-	-	-	5	15	10	-	-	Tr	Tr	Granoblástica deformada	Bandada
	OM-298	50	-	-	Tr	-	-	-	20	-	-	-	-	5	25	-	-	-	Tr	Granoblástica	Isotrópica
	OM-298-B	-	-	Tr	5	-	15	-	25	-	-	45	-	5	5	Tr	-	-	Tr	Granoblástica	Bandada
	OM-338	-	-	Tr	5	-	-	-	25	-	-	45	10	-	15	Tr	-	-	Tr	Granoblástica	Bandada
PPlaggmb	OM-70	20	-	Tr	20	-	-	-	15	-	25	-	5	-	15	Tr	-	-	Tr	Granolepidoblástica deformada	Bandada
	OM-242	25	-	Tr	15	Tr	-	-	5	-	25	-	-	Tr	30	-	-	-	Tr	Granolepidoblástica	Bandada
	OM-283	25	-	-	15	-	-	-	5	-	25	-	10	Tr	20	Tr	-	-	Tr	Granolepidoblástica	Bandada
PPlaggfg	OM-156-A	10	-	Tr	-	Tr	-	-	20	5	-	-	15	-	50	-	-	-	-	Granoblástica	Isotrópica
	OM-236	10	-	-	-	-	-	-	10	5	-	-	10	-	65	-	-	-	-	Granoblástica	Isotrópica
	OM-239	5	-	-	-	Tr	-	-	5	10	-	-	5	Tr	75	-	-	-	-	Granoblástica deformada	Isotrópica

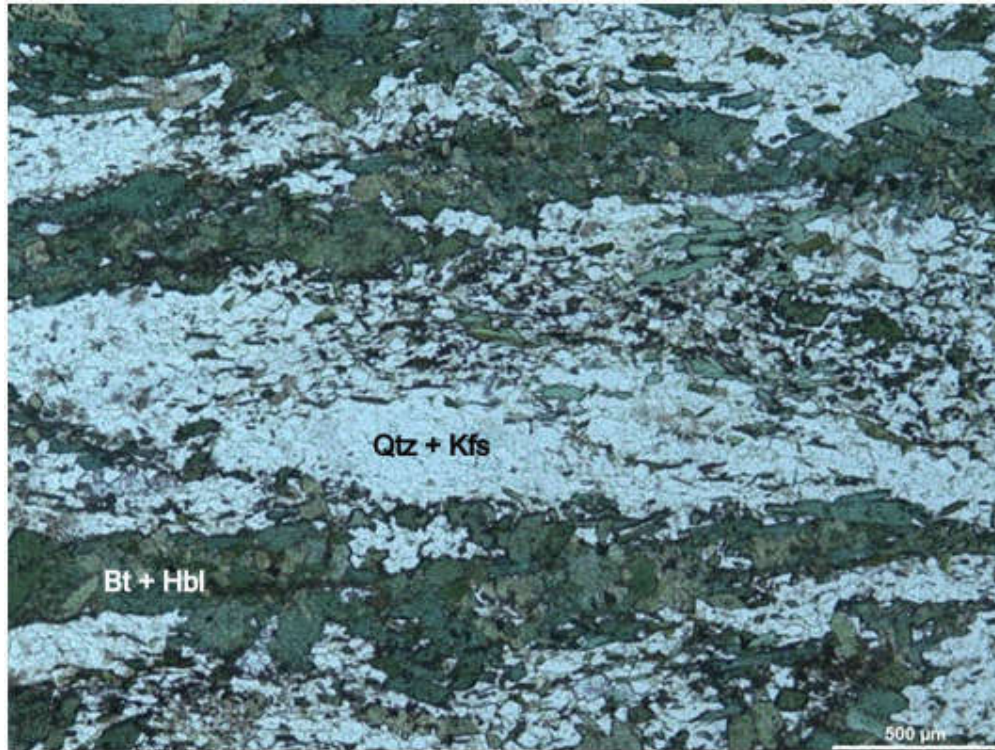


Figura 03: Bandamento gnáissico com a intercalação de bandas máficas, com orientação de biotita e anfibólio, e bandas quartzo-feldspáticas, amostra OM-171-A (NP).

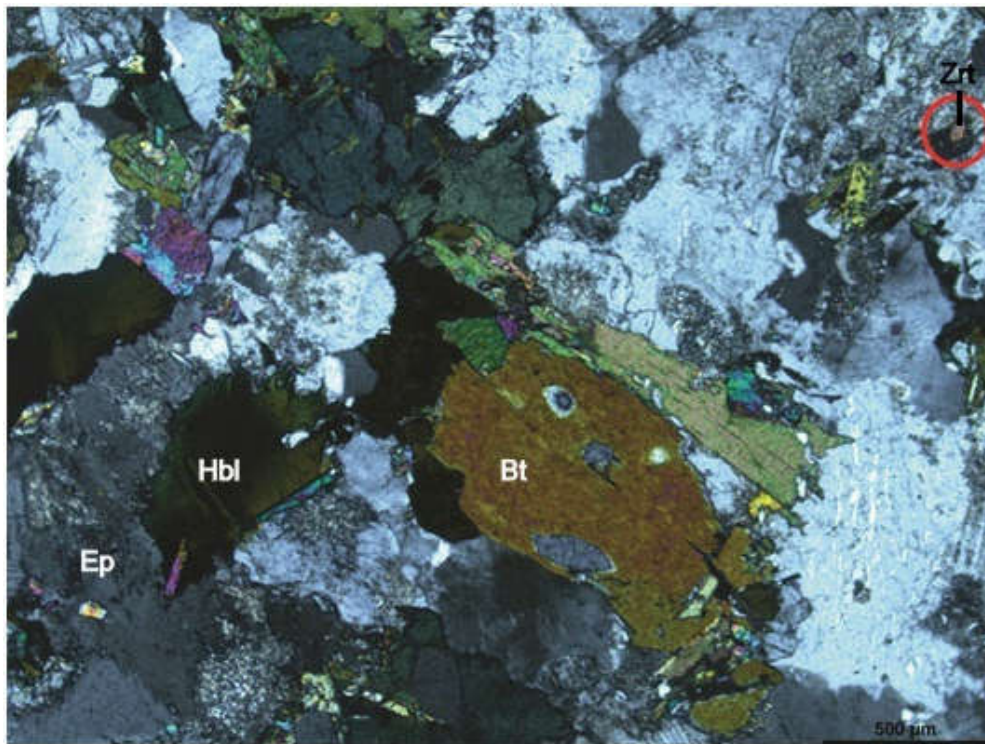


Figura 04: Textura granoblástica com a presença de biotita, anfibólio, quartzo, microclínio, andesina, zircão elipsoidal (destacado no círculo vermelho) e epidoto, amostra OM-369 (NX).

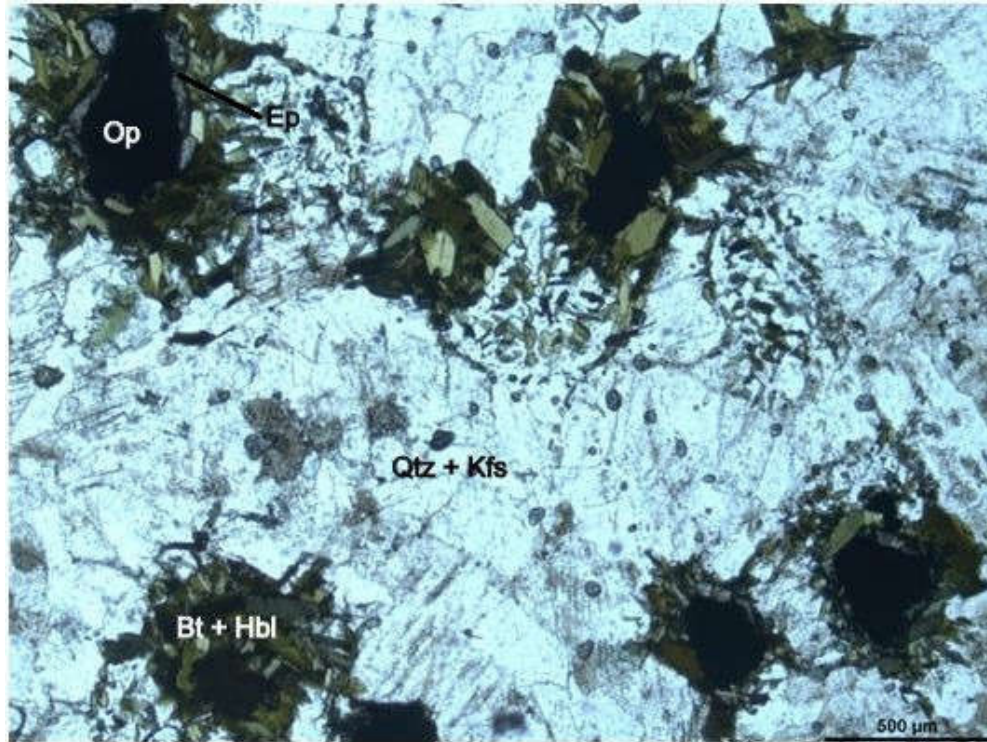


Figura 05: Agregados de simplectitos com núcleos de minerais opacos contornados por biotita, anfíbólio, epidoto e quartzo em matriz quartzo-feldspática, amostra OM-165-B (NP).

A andesina (An_{38-46}) é anédrica, apresenta sericitização leve à moderada, por vezes ausente, e está pouco deformada. Os cristais de microclínio são anédricos, por vezes sem geminação, com sericitização leve à moderada e possuem pertitas (Figura 06). Já os cristais de quartzo são intersticiais (Figura 07) aos outros minerais ou dispostos em agregados, são anédricos e pode apresentam contatos retilíneos formando junção tríplice e por vezes formam subgrãos e novos grãos.

Os minerais acessórios desta unidade estão predominantemente associados aos minerais máficos e uma das principais características dessa unidade é a presença de titanita (Figura 08) e allanita. A titanita é pouco comum na unidade e está presente em cristais euédricos naviculares. O epidoto ocorre comumente em agregados simplectíticos, podendo ser anédrico a euédrico tabular, inclusive com geminação, sendo possível caracterizá-los como magmáticos. Os minerais opacos também ocorrem nos simplectitos (Figura 05), mas também ocorrem como euédricos cúbicos. O zircão ocorre comumente como cristais elipsoidais a arredondados. A allanita, pouco comum, é encontrada em pequenos cristais anédricos e arredondados associados principalmente à biotita.

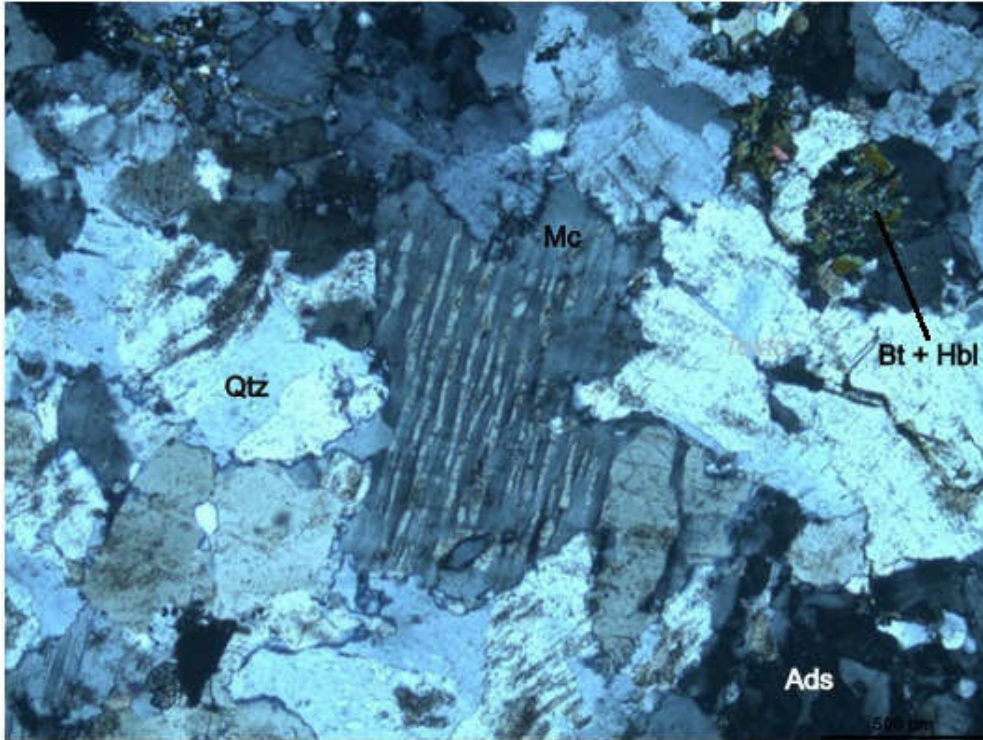


Figura 06: Cristal de microclínio perfítico com contatos interdigitados, associado a cristais de quartzo, andesina, biotita e hornblenda cloritizada, demonstrado na amostra OM-165-B (NX).

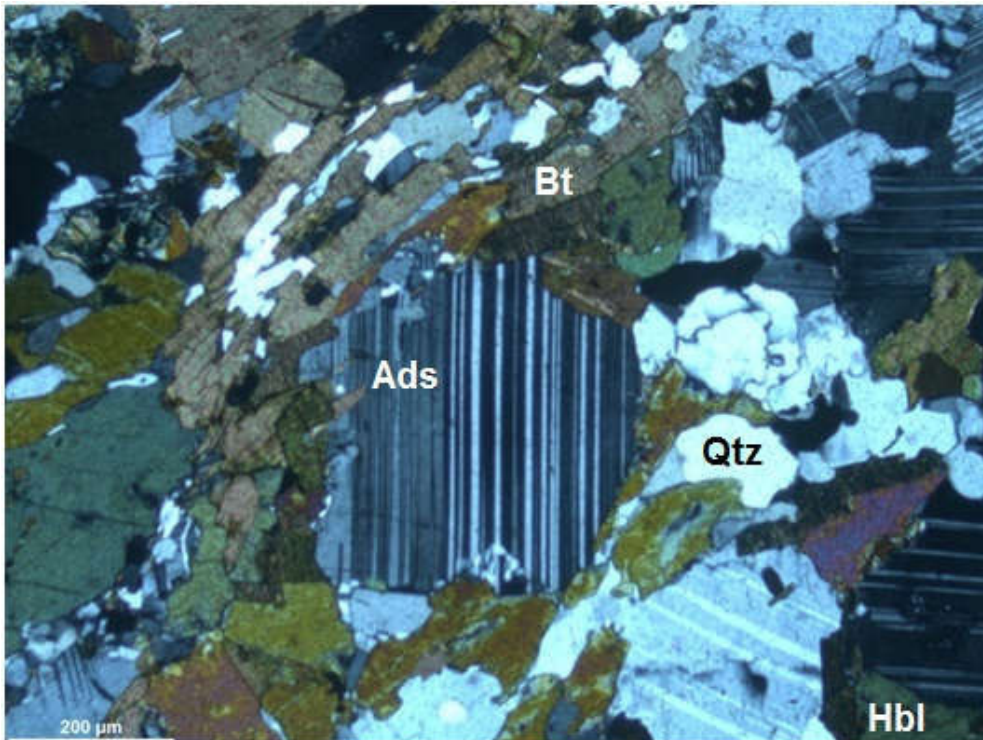


Figura 07: Cristais de quartzo e biotita intersticiais a cristais de hornblenda e andesina, além de subgrãos e novos grãos de quartzo, presentes na amostra OM-422 (NX).

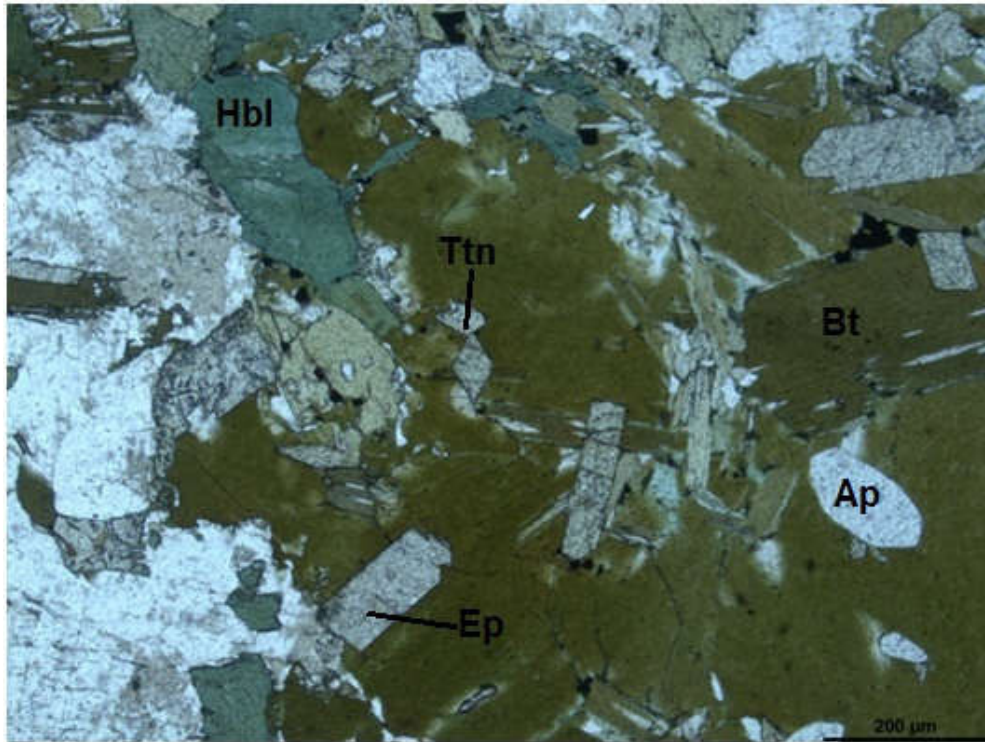


Figura 08: Agregado máfico de biotita e anfibólio associado à titanita navicular, epidoto magmático prismático e apatita na amostra OM-369 (NP).

3.2. *Gnaisses Granulíticos Félsicos com ou sem Anfibólio e traços de Biotita (PPlaggf)*

Macroscopicamente as rochas dessa unidade são de cor cinza esverdeado, granulação média a grossa, com bandamento gnáissico fino a grosso, mas também com a presença de tipos isotrópicos (Harara 2001). Os principais constituintes dessas rochas são a andesina+quartzo+ferrossilita±microclínio. Como minerais acessórios são encontrados zircão, apatita e rutilo, além de clorita e epidoto, preenchendo fraturas e como produto de alteração de plagioclásio, respectivamente.

Nas lâminas petrográficas analisadas não são identificados quaisquer tipos de bandamento nas amostras, sendo as mesmas maciças em microescala. Já com relação à textura foi encontrada apenas a granoblástica, que por vezes se apresenta deformada (Figura 09) com estiramento e orientação, não muito frequente, de cristais de quartzo, andesina e ferrossilita.

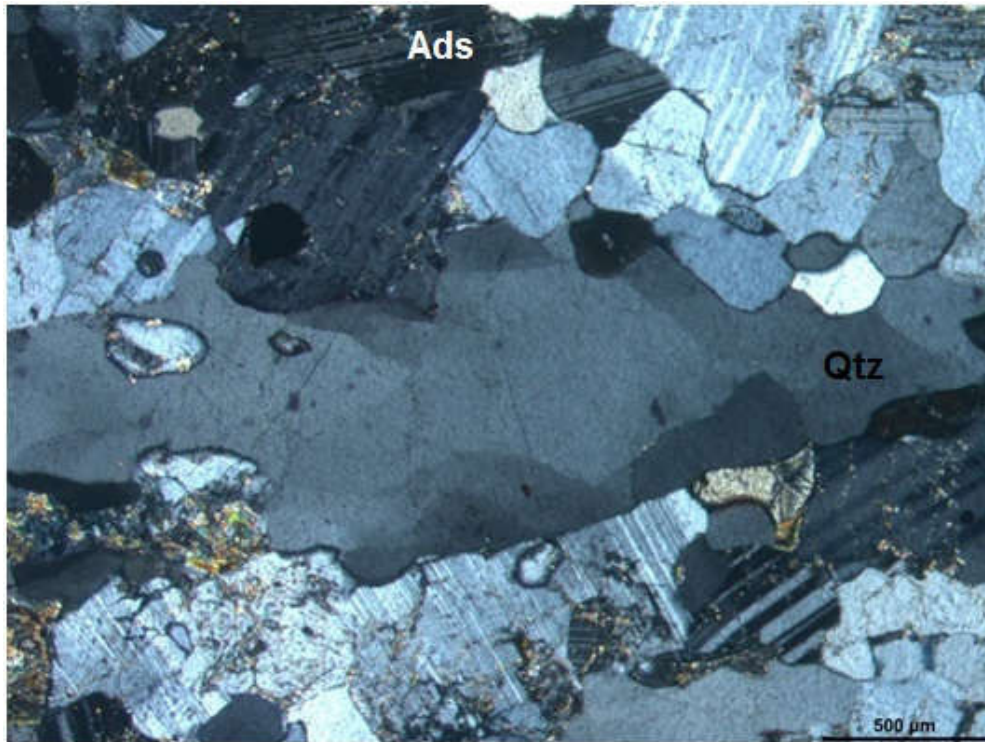


Figura 09: Textura granoblástica deformada caracterizada por cristal de quartzo estirado, com formação de subgrãos, associado a cristais de andesina, amostra OM-388 (NX).

Apesar de ser um importante indicativo metamórfico e litológico, a ferrossilita ocorre como poucos cristais isolados, anédricos, incolores a levemente rosados, com uralitização, alteração de piroxênio para anfibólio, baixa a moderada nas bordas e clivagens (Figura 10). É verificada também, próxima às zonas de cisalhamento e ao contato do TLA com a SMUP, a presença de agregados de clorita e quartzo provenientes da hidratação intensa de piroxênios, com pequenos núcleos preservados (Figura 11).

Os cristais de biotita (Figura 12) das rochas da unidade são anédricos e intensamente avermelhados, ocorrendo associados a cristais de piroxênio, quando presentes. Os cristais de anfibólio, por sua vez, também são anédricos, com pleocroísmo moderado entre tons de verde e são encontrados frequentemente cloritizados.

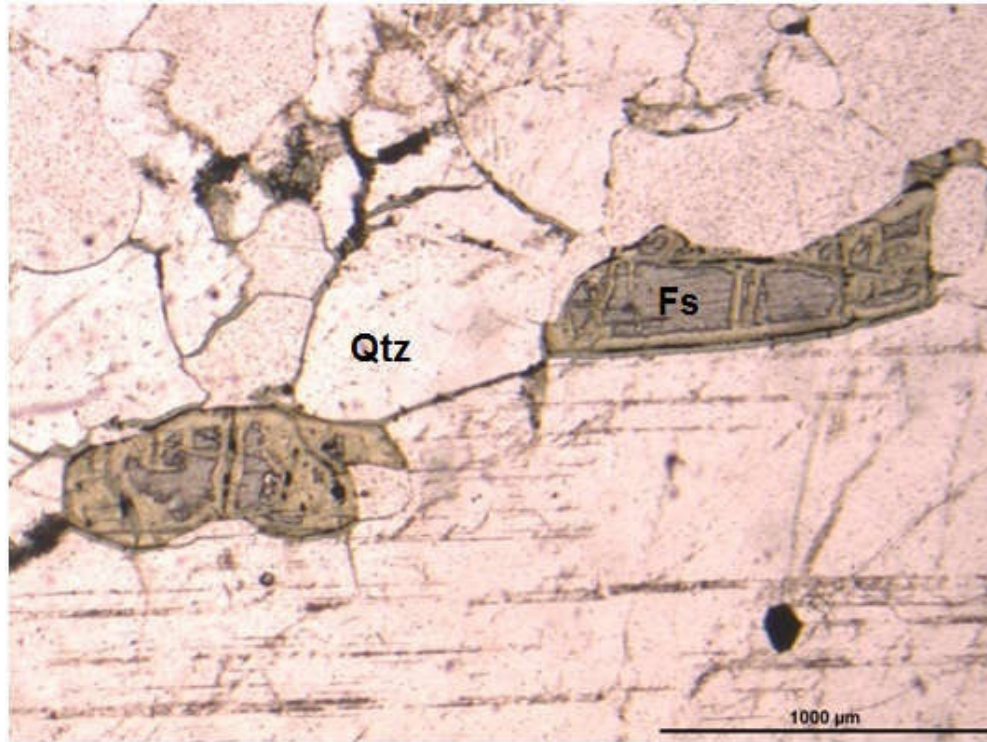


Figura 10: Cristais de ferrossilita uralitizados nas bordas e ao longo dos planos de clivagem e orientados paralelamente na amostra OM-44 (NP).

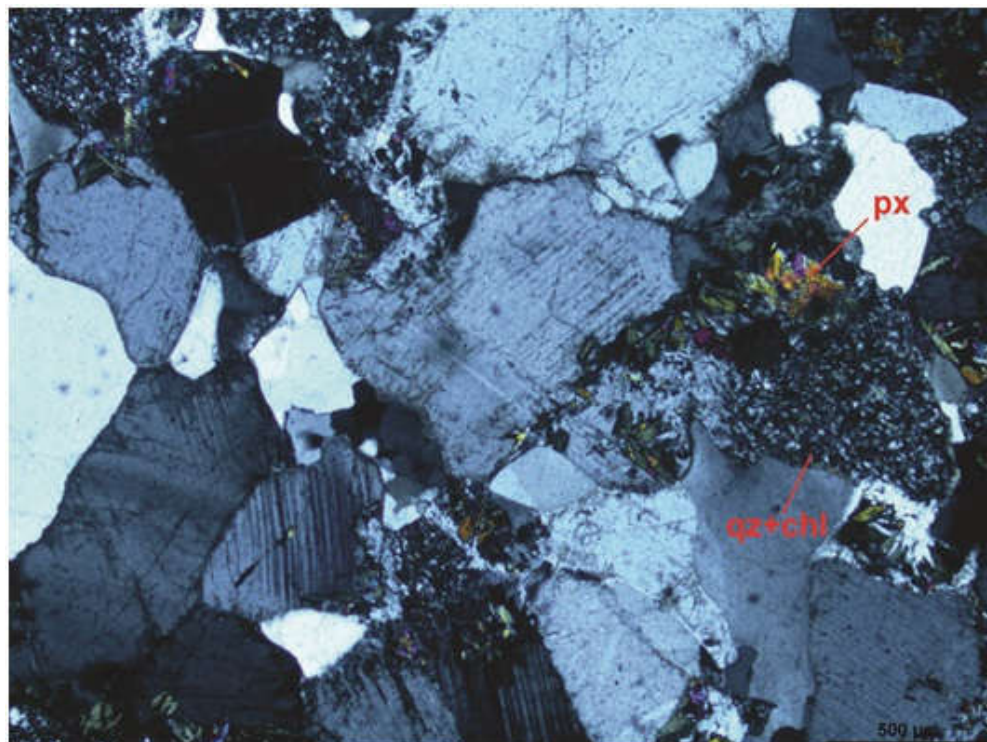


Figura 11: Agregados de clorita e quartzo com pequenos núcleos de piroxênio preservados, amostra OM-327 (NX).

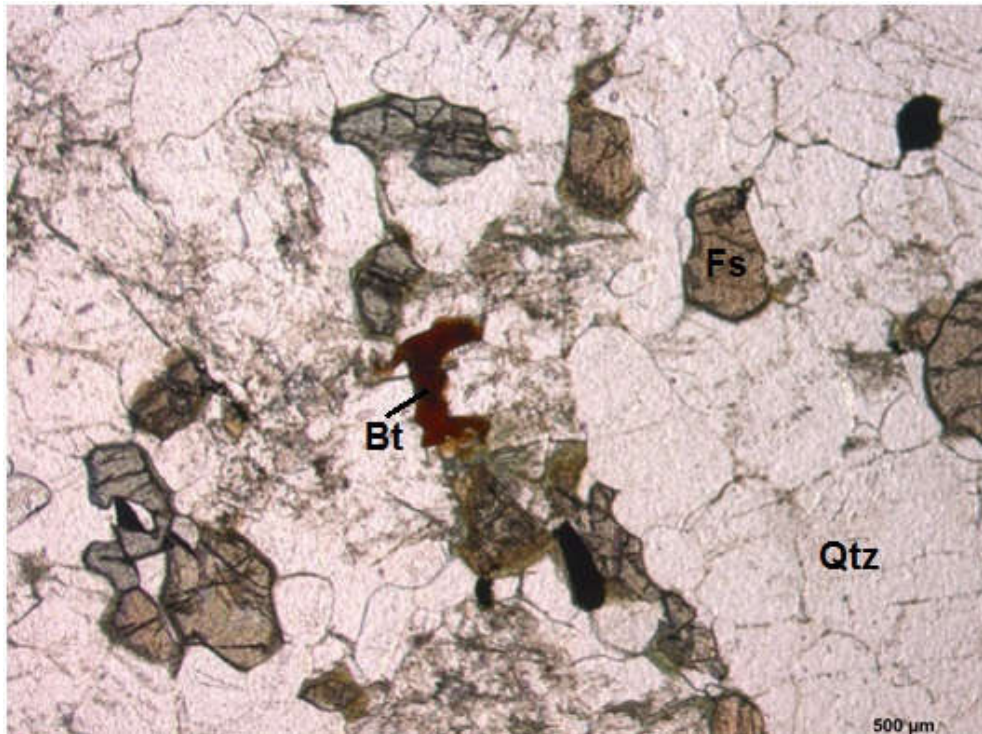


Figura 12: Cristal de biotita associado à ferrossilita, com bordas de alteração, quartzo, andesina e minerais opacos na amostra OM-388 (NP).

O quartzo e a andesina (An_{32-36}), principais minerais constituintes dessas rochas, são minerais anédricos que se encontram comumente deformados, mas que no geral apresentam contatos retilíneos típicos do processo de redução da área limite de grão. Como feições de deformação no quartzo podem ser encontrados novos grãos (Figura 11), subgrãos (Figura 09) e extinção ondulante moderada a intensa. Já o microclínio, quando ocorre, está disposto intersticialmente aos demais minerais, é anédrico, apresenta geminação em grade pouco desenvolvida a ausente e está pouco sericitizado.

Devido a pouca quantidade de minerais máficos e associação dos minerais acessórios com os mesmos, os minerais acessórios não são muito comuns, mas a apatita e o zircão, que são predominantemente esféricos a elipsoidais, são encontrados em algumas amostras. A menor quantidade dos minerais acessórios nessa unidade é provavelmente devido a pouca quantidade de minerais máficos, já que os minerais acessórios, principalmente o zircão e o rutilo, estão mais associados a esses minerais.

3.3. Gnaisses Granulíticos Félsicos com Granada e com ou sem Anfibólio (PPlaggfg)

A principal diferença litológica e metamórfica desta unidade com a unidade PPlaggf é a presença, ainda que em pequenas quantidades de cristais de granada, como o próprio nome da unidade sugere. Apesar de ser um mineral pouco representativo na porcentagem modal das amostras, a presença de granada associada a ortopiroxênio é um importante indicativo metamórfico, por isso a separação dessa unidade.

As rochas dessa unidade possuem textura granoblástica, que é encontrada pontualmente deformada. Já como estrutura, assim como na unidade de Gnaisses Granulíticos Félsicos, não foram observados foliações ou bandamentos e como minerais orientados foram observados apenas alguns cristais de quartzo estirados e orientados pontualmente na unidade. A assembleia mineral constituinte da unidade é composta por quartzo+granada+ferrossilita+microclínio, com clorita, como mineral de alteração hidrotermal, e minerais opacos, apatita e zircão como minerais acessórios.

Além da presença de granada, outra característica marcante é a menor quantidade modal de cristais de plagioclásio na unidade, cujo plagioclásio foi caracterizado como andesina (An_{31-38}). Os cristais de andesina que ocorrem nessas rochas não estão sericitizados, são anédricos, apresentam maclas mal formadas e são comumente intersticiais aos outros minerais, principalmente ao quartzo (Figura 13).

Os cristais de microclínio são anédricos e intersticiais aos outros minerais, principalmente aos cristais de quartzo, além de não estarem sericitizados e apresentarem geminação em grade bem formada. Os cristais de quartzo são anédricos, com contatos curvos e interdigitados, com pouca deformação intracristalina, mas com a ocorrência de cristais estirados e orientados. Os cristais de anfibólio, pouco comuns na unidade, são encontrados apenas como pequenos cristais anédricos e cloritizados. Os cristais de ferrossilita, da mesma forma, também são encontrados anédricos, levemente rosados e moderadamente a intensamente uralitizados nas bordas e nas clivagens (Figura 14).

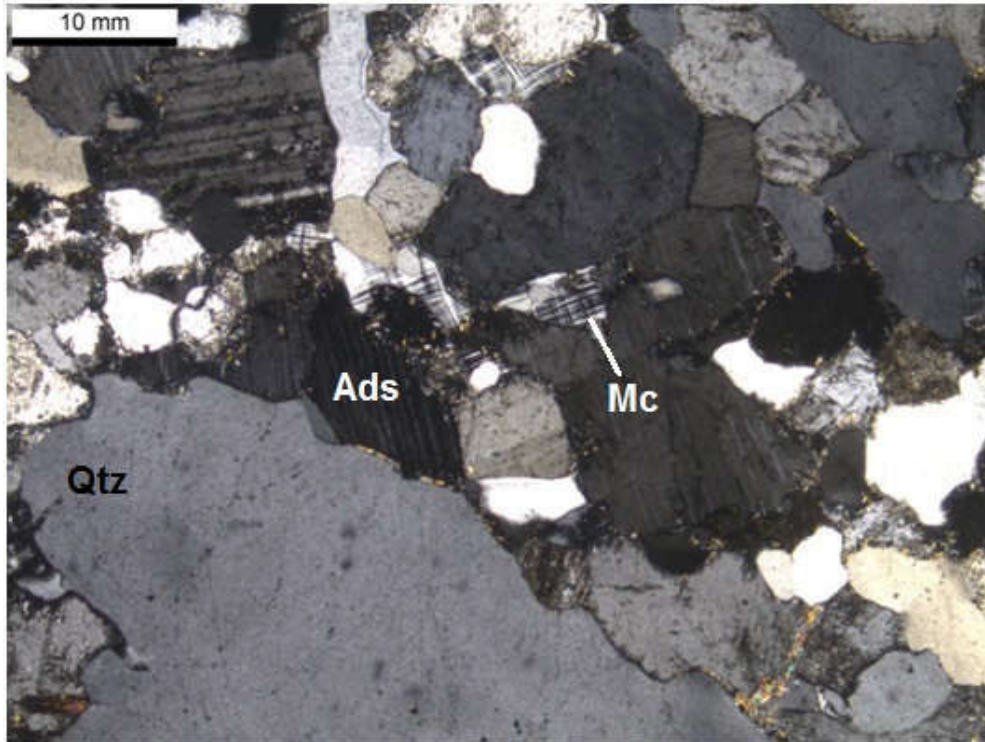


Figura 13: Cristal de andesina, com geminação polissintética mal desenvolvida, associada a cristais de microclínio intersticiais com geminação em grade bem desenvolvida na amostra OM-239 (NX).

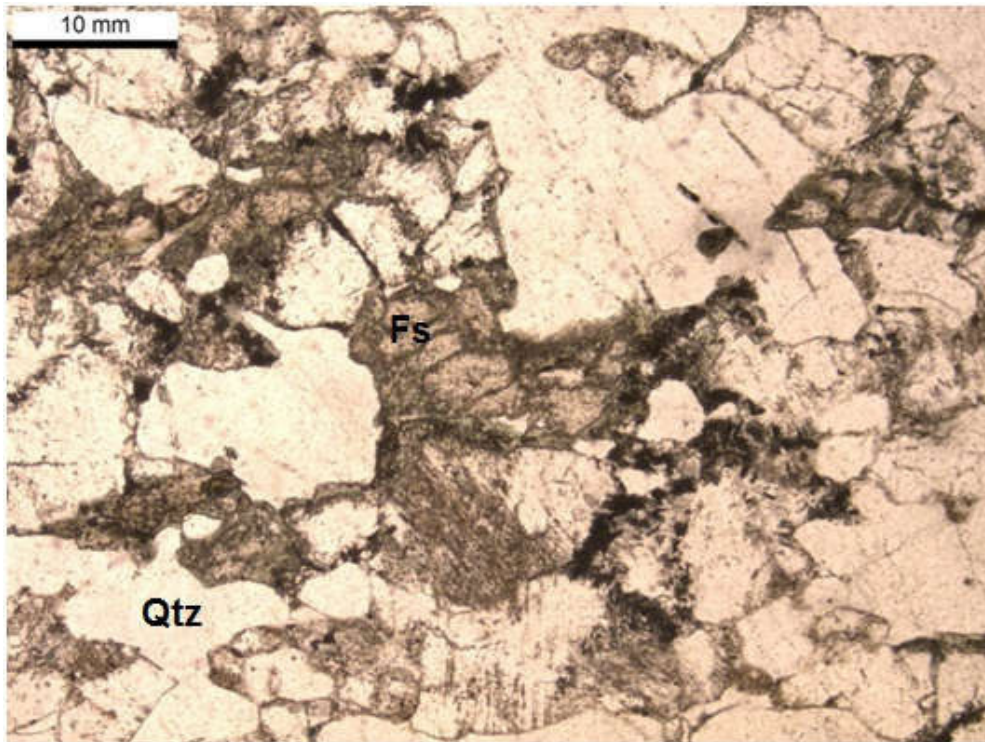


Figura 14: Cristal de ferrossilita moderadamente uralitizado nas bordas na amostra OM-239 (NX).

A granada apresenta-se como um mineral incolor a levemente rosado, anédrico e alterado para clorita, moderadamente a intensamente (Figura 15). Já a ferrossilita, também se apresenta em cristais anédricos e se encontra moderadamente a totalmente substituída para anfibólios fibrosos. Apesar de não ser encontrada nenhuma relação textural entre a granada e a ferrossilita nas rochas desta unidade, a semelhança entre formato e granulometria dos cristais de granada com os cristais de ortopiroxênio, tanto nos litotipos com granada quanto sem granada, pode ser um indicativo de consumo da ferrossilita para formação da granada. Levando em conta a diminuição da quantidade modal de plagioclásio nas rochas, a reação metamórfica que poderia exemplificar essa relação mineralógica pode ser a seguinte:

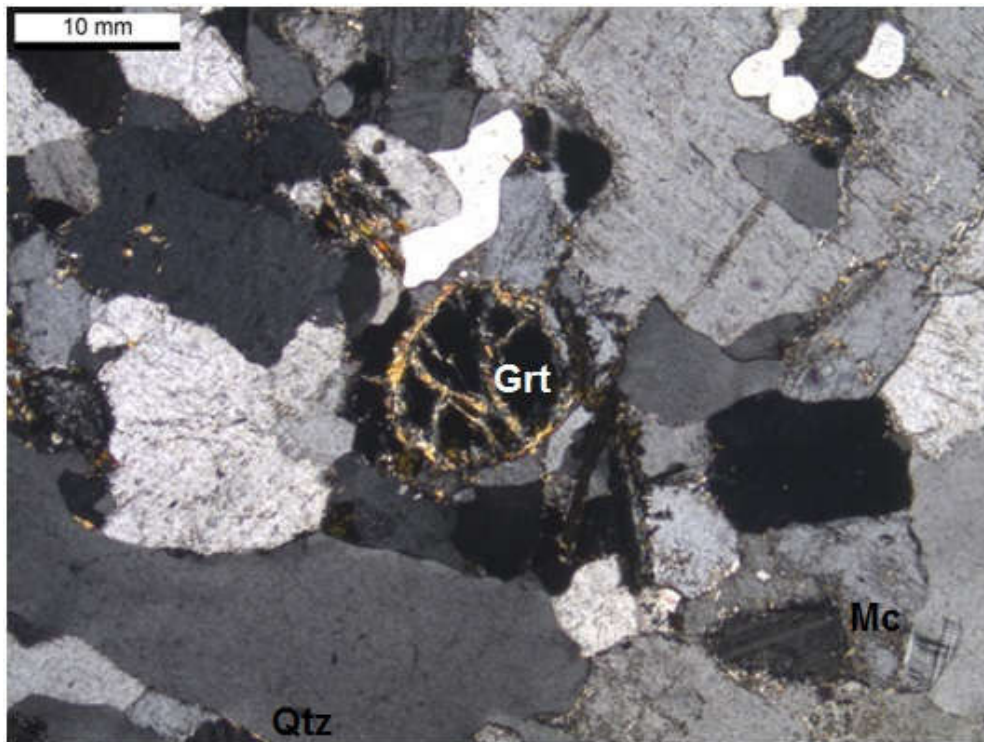
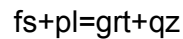


Figura 15: Cristal de granada levemente cloritizado nas bordas, amostra OM-239 (NX).

Vale ressaltar que a diminuição da quantidade de plagioclásio em relação aos outros litotipos descritos, somada à presença de granada poderia ser um indicativo de aumento de pressão metamórfica, se aproximando da fácies eclogito, que tem como principal característica a ausência de plagioclásio. Outra alternativa a

presença menor deste mineral nas rochas desta unidade pode ser a variação do protólito em relação as outras rochas do TLA.

3.4. *Gnaisses Granulíticos Máficos a Intermediários com ou sem Anfibólio e Traços de Biotita (PPlaggm)*

Segundo Harara (2001) as rochas desta unidade são cinza escuro esverdeado, com bandamento gnáissico fino a grosso, mas com a ocorrência de tipos isotrópicos. O bandamento dessa unidade, assim como das outras, é caracterizado pela alternância de níveis félsicos, constituídos por plagioclásio (andesina a labradorita)+quartzo±microclínio, com níveis máficos, constituídos por ferrossilita+hornblenda±diopsídio±biotita.

O bandamento gnáissico observado macroscopicamente por Harara (2001) também é observado nas lâminas descritas com bandas pouco a moderadamente definidas. A textura granoblástica é a estrutura predominante dentro das bandas composicionais (Figura 16). Localmente é observada uma textura granoblástica deformada, marcada pelo alongamento e orientação dos principais minerais constituintes dessas bandas, mas que também pode orientar e esticar cristais de minerais acessórios como a apatita.

O piroxênio mais comum dessa unidade é a ferrossilita, incolor a rosa claro, que ocorre na forma de cristais anédricos, com frequente uralitização leve nas bordas. Ocorrendo de maneira secundária, a unidade tem a presença de diopsídio, que é anédrico e incolor e se encontra moderadamente uralitizado nas bordas (Figura 17).

Próximo às zonas de cisalhamento são encontrados cristais de piroxênio, tanto ferrossilita quanto diopsídio, substituídos por um conjunto de anfibólios fibrosos (tremolita-actinolita) associados à clorita e minerais opacos. Outra característica comum a essas rochas é o preenchimento de fraturas por epidoto (Figura 18).

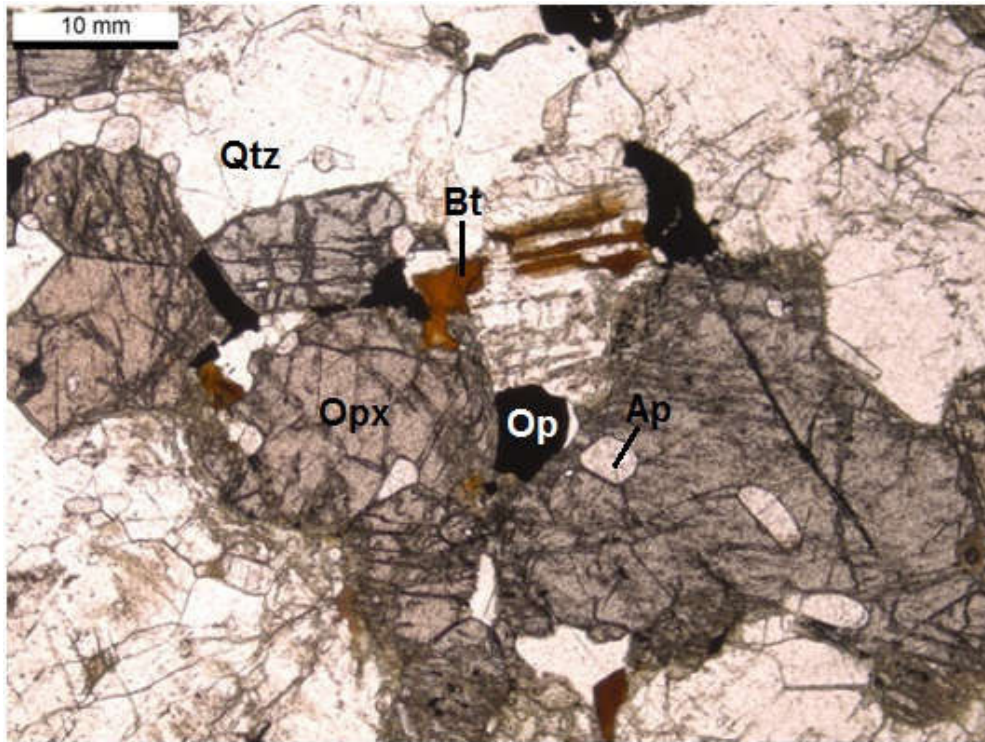


Figura 16: Cristais de ortopiroxênio, com contatos curvos a retos, evidenciando textura granoblástica associada à biotita avermelhada, quartzo, plagioclásio e apatita na amostra OM-298 (NP).

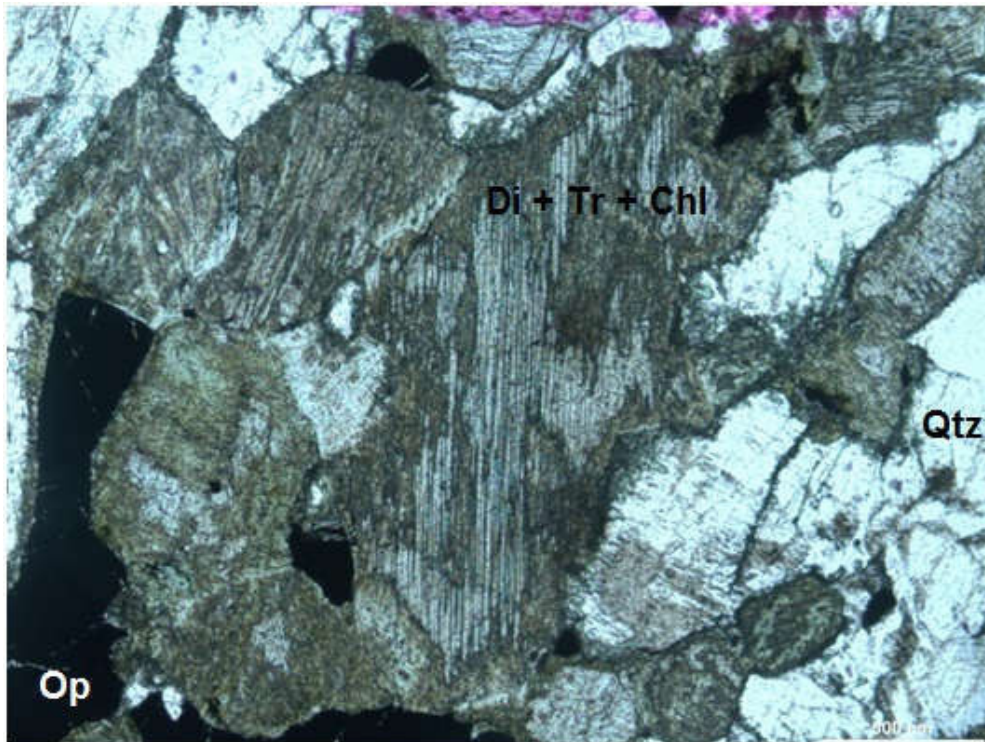


Figura 17: Cristais de diopsídio substituídos por tremolita, mineral opaco e clorita, amostra OM-140-B (NP).

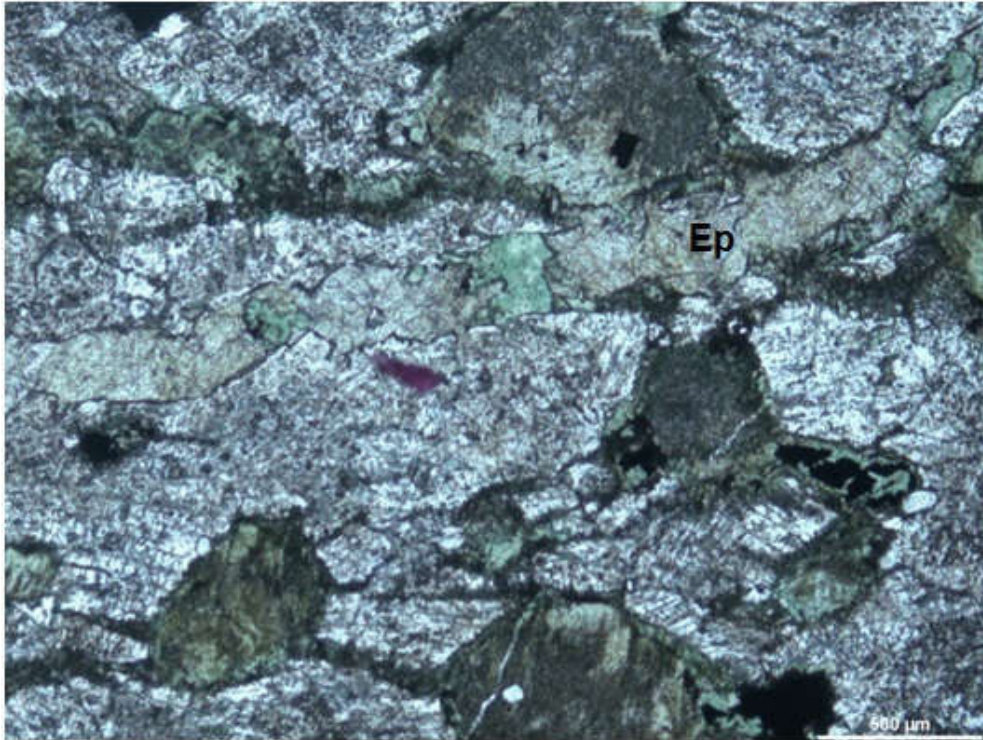
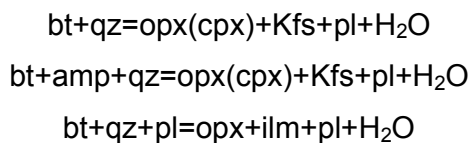


Figura 18: Veio de epidoto preenchendo fratura na amostra OM-140-B (NP).

Além dos piroxênios, como minerais máficos ocorrem biotita, castanho avermelhada, anédrica a euédrica tabular e hornblenda, anédrica, com pleocroísmo moderado variando entre tons de verde-oliva. A relação desses minerais máficos com a ferrossilita não é clara, mas em alguns casos é observada a substituição da biotita avermelhada para ferrossilita (Figura 19 e 20). A reação metamórfica que exemplifica essa relação é caracterizada pelas seguintes reações, sendo que a terceira reação mineralógica explicaria a relação dos minerais opacos com a assembleia mineral:



Com relação ao plagioclásio, o mesmo varia entre andesina e labradorita (An_{38-55}), é representado por cristais anédricos, pouco a moderadamente sericitizados e frequentemente engloba cristais de piroxênio (Figura 21), podendo indicar uma possível textura intersticial ígnea reliquiar. Ressalta-se que o teor de anortita dos litotipos máficos, ricos ou não em granada, é maior que dos litotipos félsicos e anfibolíticos/ biotíficos.

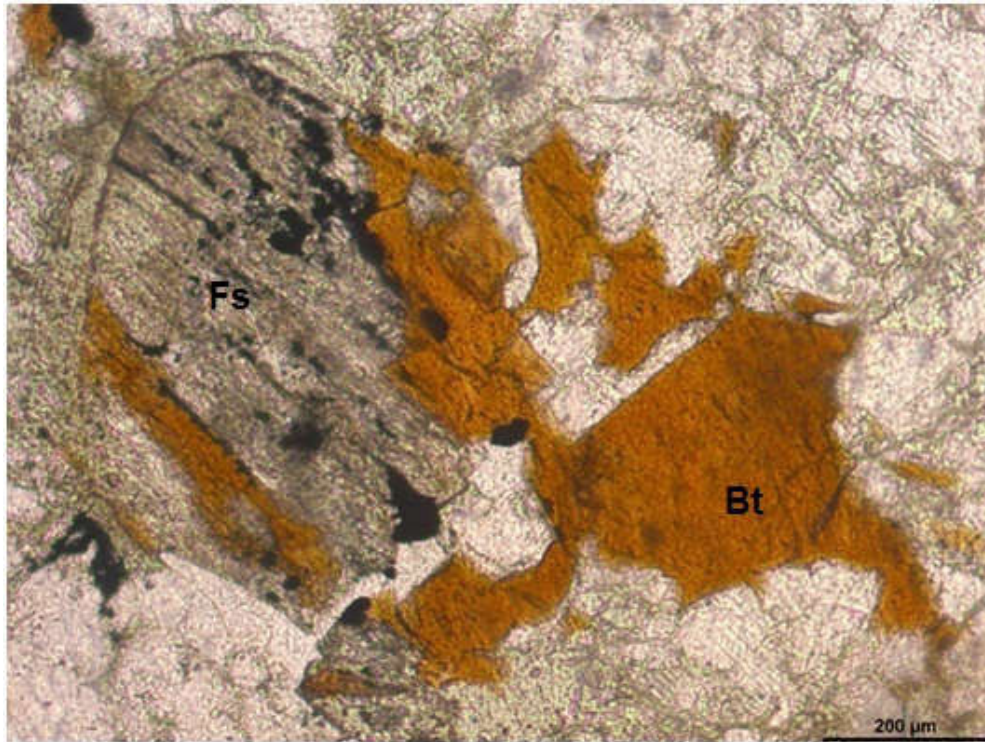


Figura 19: Biotita avermelhada sendo consumida para a formação de ferrossilita, amostra OM-298 (NP).

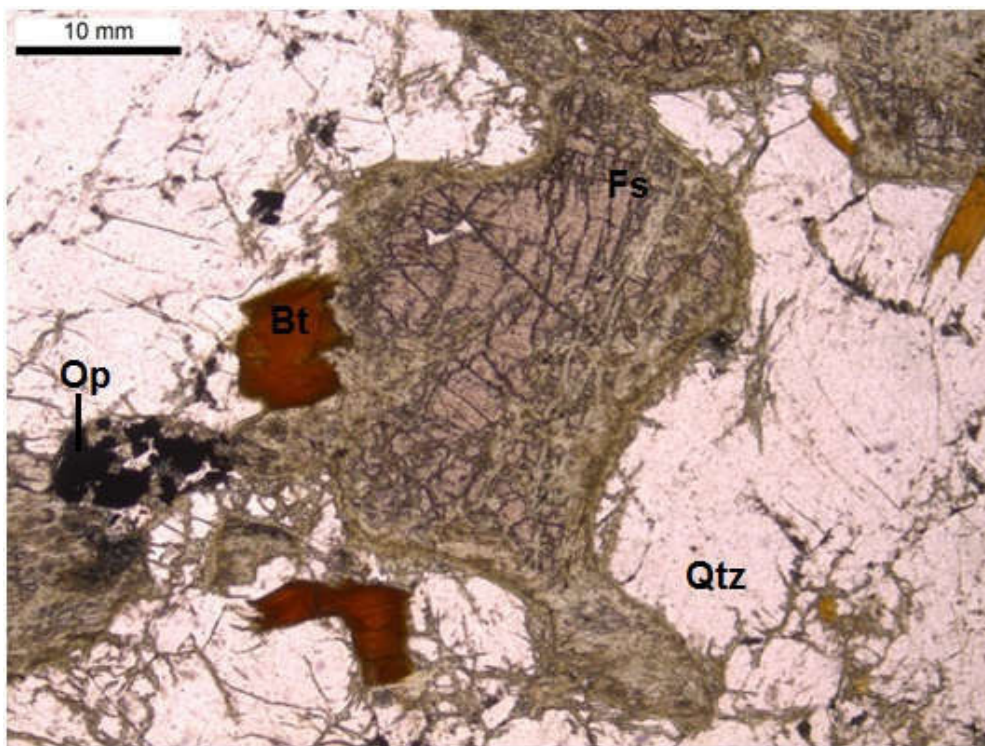


Figura 20: Biotita avermelhada associada com ferrossilita alterada nas bordas e nas clivagens para anfibólio fibroso OM-298-B (NP).

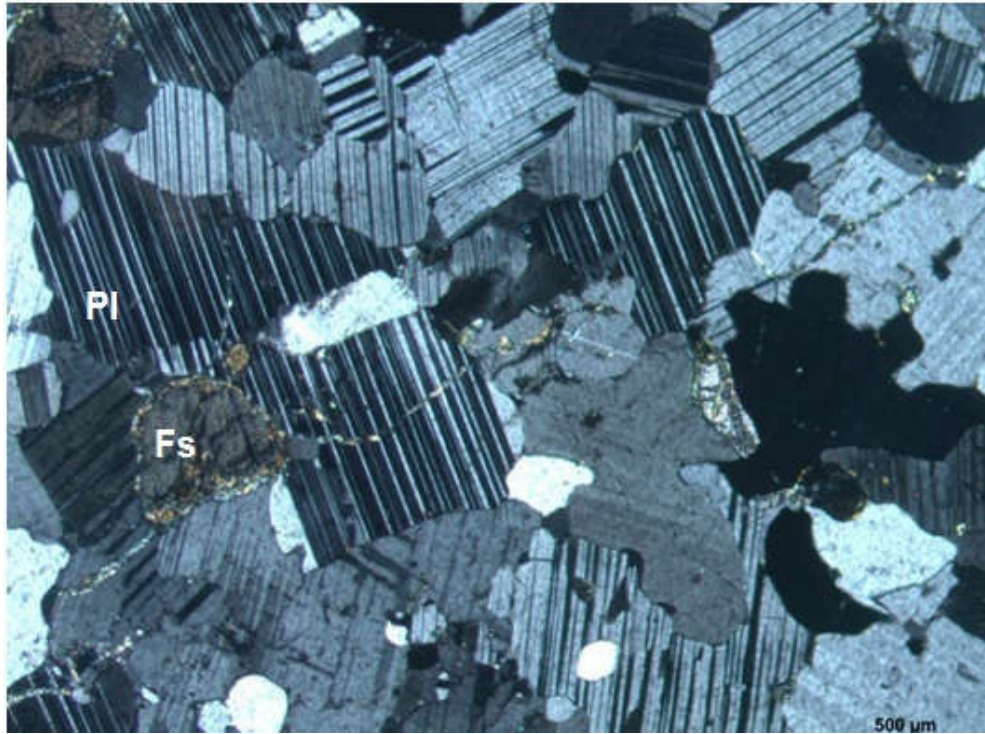


Figura 21: Cristais de plagioclásio circundando cristais de ferrossilita, amostra OM-298 (NX).

O microclínio, quando ocorre, é anédrico, com geminação em grade mal desenvolvida, pouco a moderadamente sericitizado e é intersticial aos outros minerais. Da mesma forma que o microclínio, o quartzo também ocorre intersticialmente aos outros minerais e apresenta variadas feições deformacionais, como subgrãos e extinção ondulante fraca a intensa.

Como minerais acessórios estão presentes a apatita, o rutilo e o zircão, o último possuindo formas elipsoidais. Esses minerais acessórios estão comumente ligados, assim como nas outras unidades, aos minerais máficos, com relação de inclusão ou não.

3.5. *Gnaisses Granulíticos Máficos Ricos em Granada com Anfibólio e Traços de Biotita (PPlaggm)*

Essa unidade se difere das unidades anteriores pela frequente presença de mega cristais de granada nas amostras. Segundo Harara (2001), as rochas da unidade apresentam cor cinza escura, granulação fina a grossa e estão posicionadas como corpos lenticulares ao longo da Zona de Cisalhamento Piên-

Tijucas. Ressalta-se o fato destas rochas aflorarem como lentes alongadas ao norte dos dois corpos da SMUP, conforme mapa geológico do Anexo I.

A textura predominante dessa unidade é a granoblástica, caracterizada principalmente pelo contato retilíneo entre os cristais, que se encontra comumente deformada, com rotação de granada e orientação de matriz. Estruturalmente a rocha apresenta bandamento pouco marcado em lâmina petrográfica. A mineralogia básica da unidade é composta por plagioclásio (andesina e labradorita)+quartzo±microclínio nas bandas félsicas e por ferrossilita+hornblenda±biotita nas bandas máficas, além da granada que pode ser encontrada tanto preferencialmente nas bandas máficas, quanto em porfiroblastos, caracterizando uma textura porfiroblástica, representados pelos mega-cristais de granada, que não seguem essa estruturação preferencial. Localmente também são encontrados cristais de anfibólios orientados, caracterizando uma textura nematoblástica.

A granada, está disposta na forma tanto de porfiroblastos anédricos que ultrapassam 2cm de diâmetro, quanto de cristais menores, também anédricos, com cerca de 1mm, dispostos em níveis seguindo preferencialmente o bandamento. Os cristais de granada, incolores a rosa claro em luz plano-polarizada, frequentemente apresentam inclusões de ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio indicando uma provável reação de consumo desses minerais para sua cristalização (Figura 22).

Também é possível observar relações texturais que evidenciam o consumo da hornblenda para a formação de cristais de ferrossilita (Figura 23). Cabe ressaltar que os cristais de hornblenda dessa unidade são encontrados frequentemente em tons de amarelo, além dos tons esverdeados comuns no TLA. Já os cristais de ferrossilita, são rosados e anédricos. A biotita, pouco frequente nas rochas desta unidade, é encontrada apenas em agregados de cristais anédricos, associados com hornblenda e ferrossilita sugerindo consumo de biotita e hornblenda para formação da ferrossilita (Figura 24).

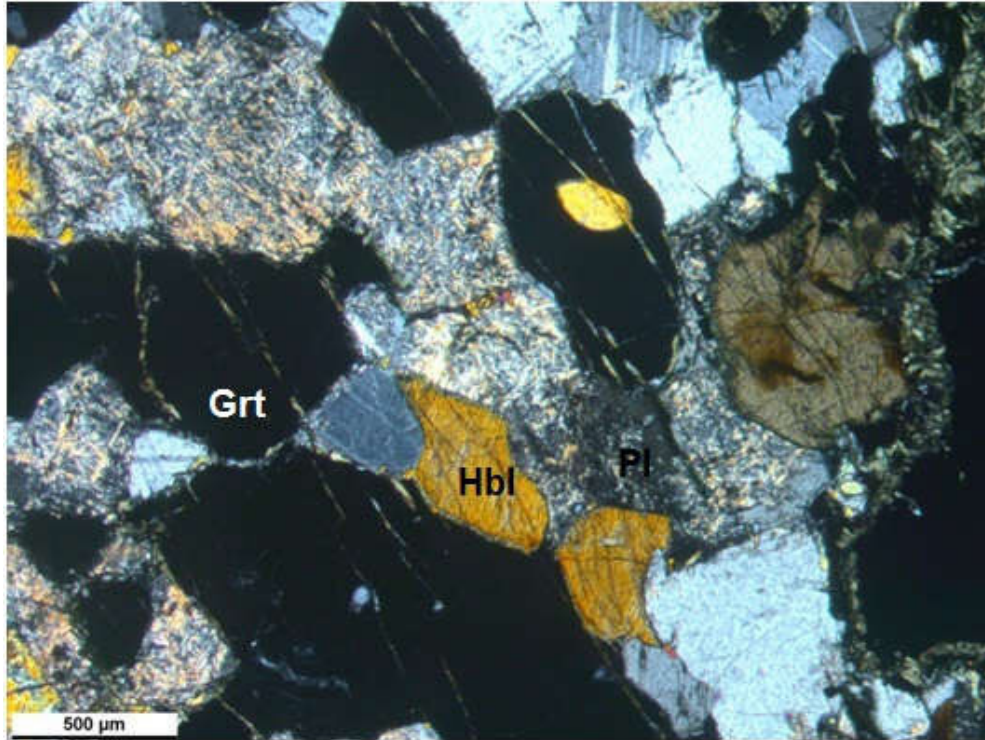


Figura 22: Cristais de granada com inclusão de hornblenda e cloritizado nas bordas e rodeados por cristais sericitizados de plagioclásio na amostra OM-173 (NX).

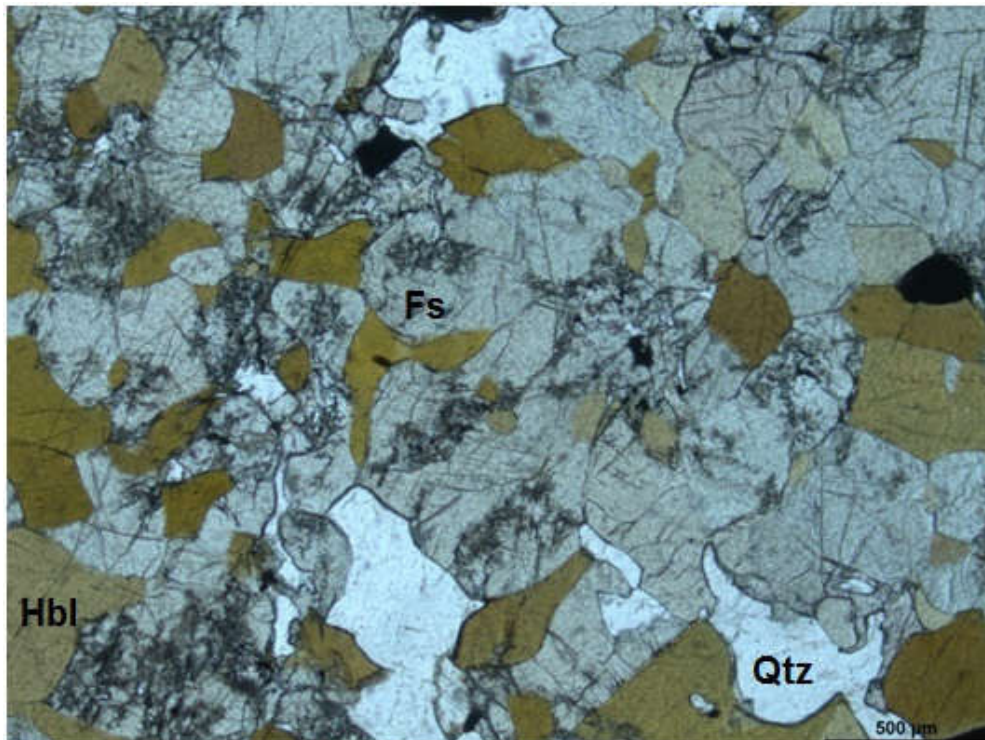


Figura 23: Cristais de ferrossilita englobando cristais de hornblenda de cor amarelada, indicando consumo de hornblenda para formação da ferrossilita, amostra OM-174-A (NP).

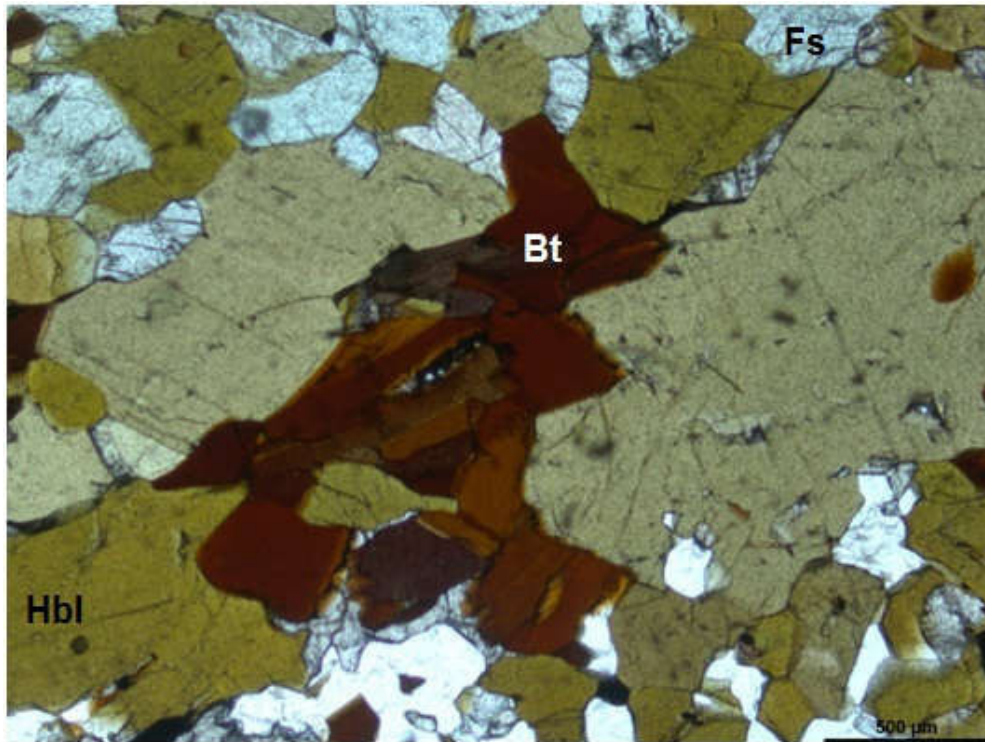


Figura 24: Cristais de biotita avermelhada associados à hornblenda e ferrossilita, mostrando consumo da biotita e da hornblenda para formação de ferrossilita na amostra OM- 174-B (NP).

O plagioclásio varia entre andesina e labradorita (An_{40-57}), com o predomínio da variação mais anortítica. Os cristais são anédricos, pouco a intensamente sericitizados e com maclas mal desenvolvidas. Menos frequente que em diversas outras unidades, o microclínio e o quartzo se encontram pouco deformados, com contatos entre ambos frequentemente retos, ou ocorrem intersticiais aos outros minerais.

Apesar de serem observados minerais e relações texturais que indiquem reações de metamorfismo progressivo de alto grau, também são encontradas claras evidências de retrometamorfismo através da hidratação e substituição desses minerais. Os cristais de granada, por exemplo, são encontrados cloritizados nas bordas, da mesma maneira que os cristais de ferrossilita se encontram substituídos por anfibólio fibroso (tremolita-actinolita) e o plagioclásio se encontra intensamente sericitizado em algumas amostras.

Outra característica dessa unidade é a presença de menor quantidade de minerais acessórios. Os minerais acessórios mais comuns são a apatita, o zircão e

minerais opacos. O zircão apresenta forma elipsoidal e está associado principalmente com os minerais máficos, da mesma maneira que os minerais opacos.

3.6. *Gnaisses Granulíticos Máficos a Intermediários e Raramente Félsicos Ricos em Biotita (PPlaggmb)*

Ocorrem a leste da área de estudo, próximo ao contato com as rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia de Campo Alegre. A mineralogia principal da unidade é composta pelos seguintes minerais hornblenda+biotita+ferrossilita+quartzo+andesina±microclínio. Os acessórios comuns da unidade são minerais opacos, apatita e zircão, o último apresentando formatos elipsoidais e aciculares (Figura 25).

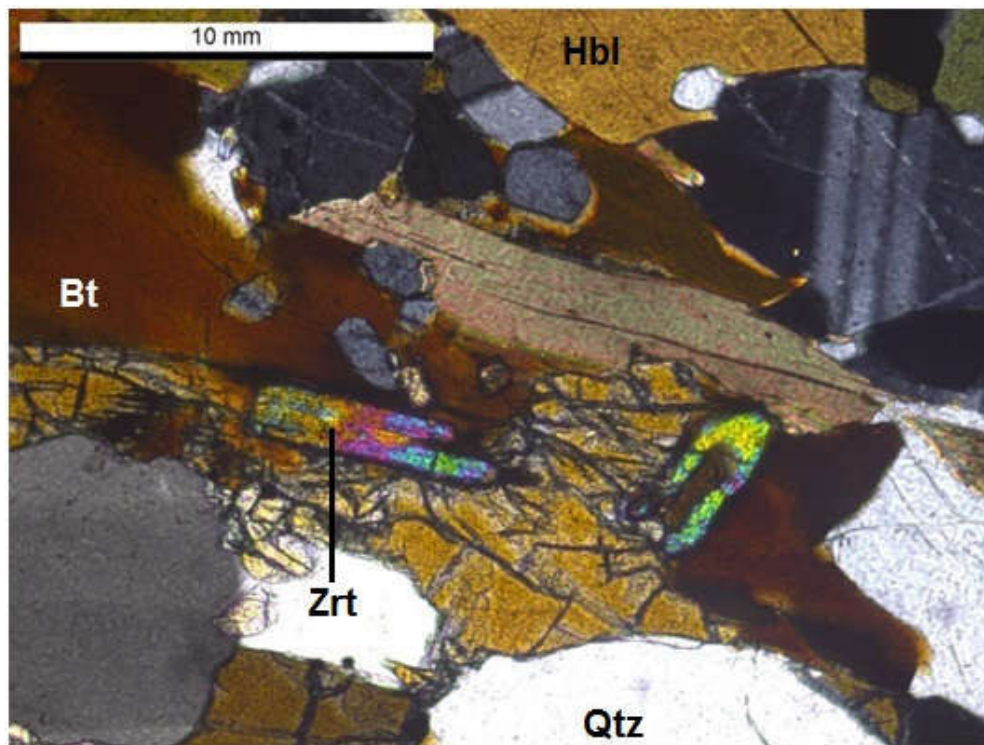
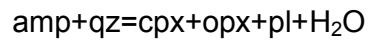


Figura 25: Cristais de zircão acicular associado à biotita e anfíbólio na amostra OM-70 (NX).

Uma das principais características dessa unidade, talvez pela grande quantidade modal da hornblenda e da biotita, é a clara relação de consumo desses minerais para formação de ortopiroxênio, no caso, a ferrossilita (Figura 26 e 27). Ainda assim, apesar de clara essa relação, também é possível observar reações típicas de metamorfismo regressivo, com a substituição da ferrossilita por anfíbólio

fibroso. As reações de consumo da biotita e da hornblenda para a formação do ortopiroxênio pode ser expressa por algumas das seguintes reações metamórficas:



Por outro lado o consumo do ortopiroxênio para a formação de anfibólio fibroso pode ser expresso pelas seguintes reações:

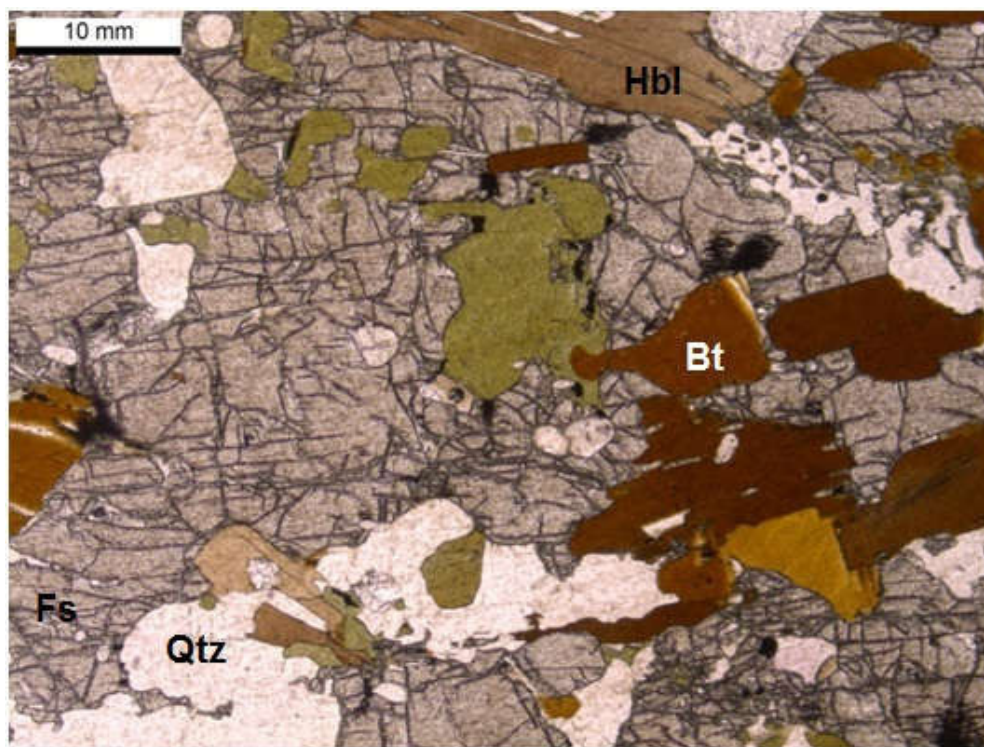
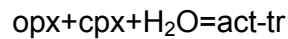
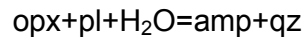


Figura 26: Cristais de ferrossilita englobando cristais de biotita e hornblenda na amostra OM-70 (NP).

Estruturalmente é possível perceber a intercalação de bandas moderadamente a bem definidas de minerais máficos com minerais félsicos. Já com relação aos aspectos texturais é nítida a orientação de cristais de biotita, além da comum textura granoblástica das rochas do TLA. Sendo assim, essa unidade é caracterizada também por sua textura granolepidoblástica, que ocorre por vezes deformada.

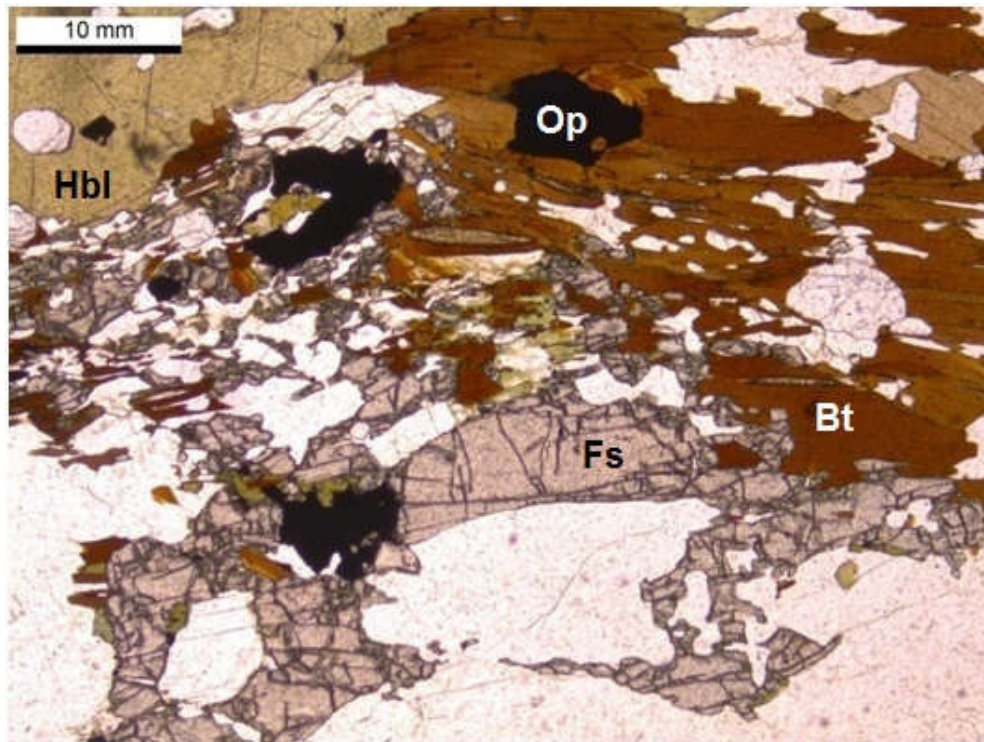


Figura 27: Biotita, hornblenda e minerais opacos englobados por cristais de ferrossilita associados a andesina e quartzo na amostra OM-70 (NP).

A ferrossilita é um mineral anédrico, levemente rosado, que apresenta inclusões tanto de hornblenda quanto de biotita, além de ser frequentemente encontrada contornando total ou parcialmente cristais desses minerais, indicando uma relação textural de consumo desses minerais. Localmente, também são encontrados ortopiroxênios alterados para tremolita-actinolita fibrosa (Figura 28).

A biotita é castanho avermelhada, subédrica a euédrica lamelar, com pleocroísmo moderado a intenso, disposta principalmente em agregados máficos de hornblenda e ferrossilita e podendo ter halo pleocroico devido à presença de cristais de zircão. A hornblenda por sua vez é anédrica, sem orientação preferencial e com pleocroísmo moderado entre tons de verde.

Os cristais de andesina, também se apresentam anédricos, sem sericitização e frequentemente com maclas deformadas. Da mesma forma que os cristais de plagioclásio, o quartzo também é anédrico, com contato interdigitados a curvos entre os cristais, sem orientação preferencial e com feições de deformação que incluem extinção ondulante moderada a fraca, subgrãos e novos grãos.

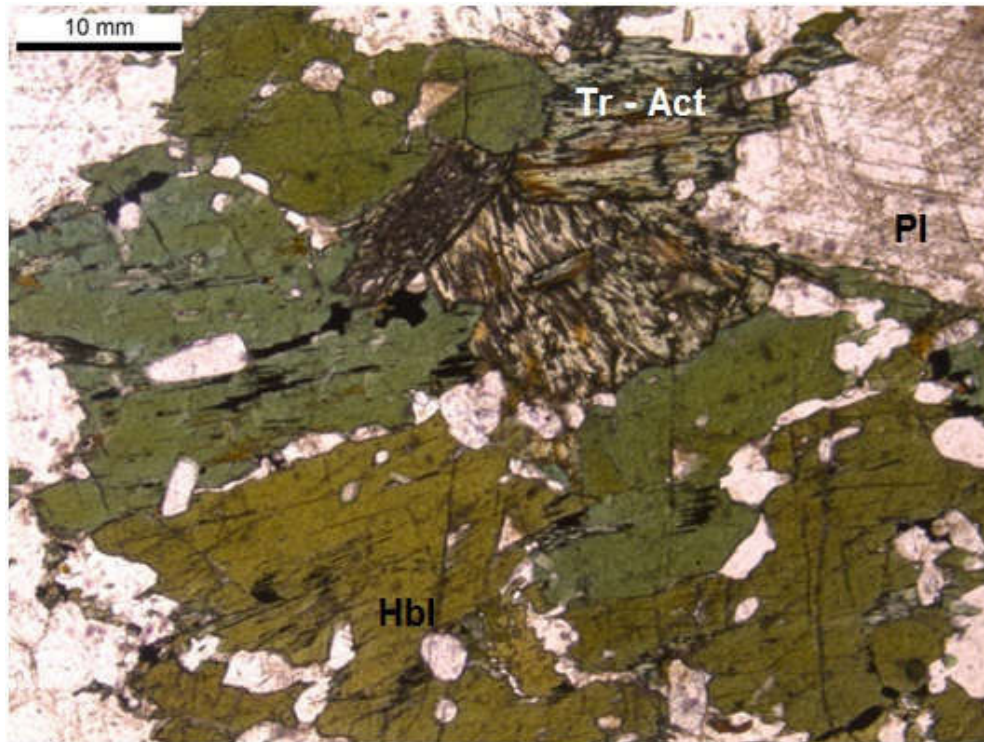


Figura 28: Cristais de hornblenda associados a cristais de plagioclásio e ortopiroxênio substituídos por tremolita-actinolita fibrosa na amostra OM-283 (NP).

4. Litogeoquímica

Foram utilizadas ao todo 19 análises para a interpretação litogeoquímica das rochas do TLA na área de estudo. As rochas analisadas foram agrupadas em diferentes cores, conforme sua unidade geológica, e em diferentes símbolos, para diferenciação das amostras (Figura 29).

A unidade dos Gnaisses Biotíticos e Anfibolíticos (PPlaggba) foi representada graficamente por símbolos pretos, enquanto que a unidade Gnaisses Granulíticos Máficos à Intermediários com ou sem Anfibólio (PPlaggm) foi representada pela cor azul escuro. Já a unidade de Gnaisses Granulíticos Máficos a Intermediários e Raramente Félsicos Ricos em Biotita e Anfibólio (PPlaggmb) está representada pela cor azul claro. A cor verde representa os Gnaisses Granulíticos Máficos Ricos em Granada com Anfibólio e Traços de Biotita (PPlaggmg) e a cor vermelha, por fim, representa os Gnaisses Granulíticos Félsicos com ou sem Anfibólio e Traços de Biotita (PPlaggf). A unidade dos Gnaisses Granulíticos Félsicos com Granada e com

ou sem Anfibólio (PPlaggfg) é a única unidade que não foi analisada geoquimicamente.

▲ OM-42	● OM-329	▲ OM-422
■ OM-140	○ OM-388	● OM-173
● OM-298	* OM-399	▲ OM-174
○ OM-338	● OM-165	■ OM-379
* OM-355	■ OM-185	○ OM-385
⊠ OM-44	* OM-369	● OM-70
■ OM-327		

Figura 29: Legenda dos símbolos das amostras analisadas em cada unidade conforme indicação nos diagramas geoquímicos. PPlaggm: azul escuro; PPlaggf: vermelho; PPlaggba: preto; PPlaggmg: verde; PPlagmb: azul claro.

Ao utilizar dados geoquímicos das rochas desta porção do TLA foi levado em consideração o efeito do metamorfismo granulítico nas rochas de cada unidade, que pode alterar a assinatura química, a possível cogeneticidade entre os protólitos máficos, intermediários e félsicos, a presença, ou não, e a quantidade de biotita, anfibólio e piroxênio nas rochas.

Existem diversas formas de classificação de rochas baseadas em sua composição química como o QAPF químico de Streckeisen & Le Maitre (1979), R1-R2 proposto por De la Roche et al. (1980) e o diagrama P-Q proposto por Debon & Le Fort (1983). Com base no diagrama P-Q (Figura 30), a maior parte das amostras está projetada no campo dos gabros/dioritos, dos quartzo-dioritos/quartzo-gabro/quartzo-anortositos e dos tonalitos/trondhjemitos. Como exceções a esse posicionamento estão às amostras OM-165 e OM-369, que plotaram no campo dos monzonitos, e OM-399, que ocupa o campo dos granodioritos.

Também com base no diagrama P-Q é possível perceber que os litotipos gnáissicos máficos ricos em granada ficaram projetadas no campo dos dioritos/gabros/noritos, enquanto os litotipos félsicos apresentam correlação maior com o campo dos tonalitos/trondhjemitos e dos granodioritos. Os litotipos gnáissicos granulíticos máficos projetaram no campo dos dioritos/noritos e dos dioritos/gabros/noritos. Os litotipos anfibolíticos e biotíticos foram os que apresentaram a maior dispersão entre todos os litotipos, posicionados no campo dos monzonitos, dos tonalitos/trondhjemitos e dos dioritos/noritos.

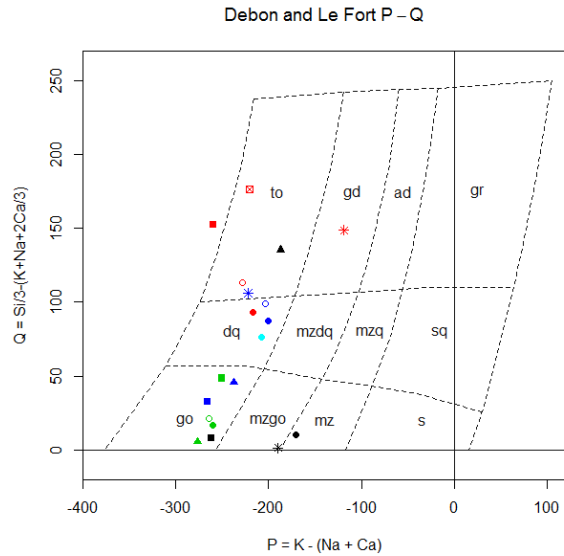


Figura 30: Diagrama P-Q de Debon & Le Fort (1983) para as amostras analisadas gd: granodiorito; mz: monzonitos; to: tonalitos/trondhjemitos; go: dioritos/ gabros/noritos; dq: dioritos/ noritos.

Com relação aos diagramas de variação tipo Harker é possível perceber que os gnaisses granulíticos máficos ricos em granada apresentam teor de SiO_2 entre 41-47%, enquanto os gnaisses granulíticos máficos apresentam teores entre 47-61%. Os litotipos biotíticos e anfibolíticos têm concentrações de sílica entre 46-63% e a amostra analisada dos litotipos granulíticos ricos em biotita apresenta teor de 55%. As maiores concentrações de sílica nos litotipos analisados pertencem aos gnaisses granulíticos félsicos, com teor de sílica entre 60-70%.

Nos diagramas de variação de SiO_2 Xóxidos (Figura 31 e 32) é possível perceber uma tendência linear decrescente de MnO, MgO, CaO, FeO_t e Al_2O_3 e crescente em Na_2O entre os gnaisses granulíticos máficos e félsicos. Essa tendência sugere provavelmente a remoção do magma e cristalização dos minerais máficos e a diminuição também do teor de anortita nos protólitos ígneos, conforme se aumenta o teor de sílica. O teor de P_2O_5 é maior nos litotipos máficos, com exceção daqueles ricos em granada, sugerindo maior relação da apatita com os piroxênios, biotita e anfibólios.

Outra característica comum de quase a totalidade das amostras é o empobrecimento em K_2O , mesmo com a presença de biotita e K-feldspato em algumas rochas. Exceções à regra são as amostras OM-165, OM-369 e OM-399,

que apresentam altos teores de K_2O , consequência da alta quantidade de biotita e microclínio dessas amostras em relação às demais.

Também foram construídos diagramas tipo Harker para elementos traço (Figuras 33, 34, 35 e 36), cuja concentração é representada em ppm (partes por milhão). Vale ressaltar que os diagramas de SiO_2 X Cs, Pb, Rb e U demonstram valores iguais para diferentes amostras, indicando que essas amostras apresentam teores abaixo do limite de quantificação detectado pelo resultado analítico determinado.

Com relação aos teores de Ba, as amostras OM-165, OM-369 e OM-399 indicaram altos valores em relação as demais amostras. Isso se deve à afinidade desse elemento químico com o potássio, que também apresentou altas concentrações nas referidas amostras, indicando que a biotita e o microclínio provavelmente retém o Ba nas rochas analisadas. A correlação entre bário e potássio também é observada nas outras amostras, que apresentam concentrações semelhantes entre esses elementos.

As amostras OM-70 e OM-298 apresentaram elevados teores para Zr, Hf e Nb em comparação as outras. A presença elevada desses teores talvez esteja ligada a presença de rutilo e zircão nessas rochas. Vale ressaltar que para o zircônio é possível perceber correlação entre as amostras com altos teores de Zr e a presença de zircão, sendo possível observar que não existe uma maior afinidade de Zr com as rochas analisadas, com exceção dos granulitos máficos ricos em granada, onde todas as análises apresentam Zr abaixo de 100ppm. Já o diagrama de Nb não apresentou nenhuma correlação preferencial entre esses mesmos elementos e os litotipos analisados.

Com relação ao Sc é possível perceber uma correlação negativa dos litotipos máficos para os tipos félsicos, da mesma maneira que nos diagramas de Sr, V e Zn e nos diagramas de Y, Cu e Cr de maneira menos acentuada. Essa correlação provavelmente indicaria que esses elementos estão ligados com a cristalização e a recristalização de minerais máficos e de plagioclásio presentes nos litotipos do TLA.

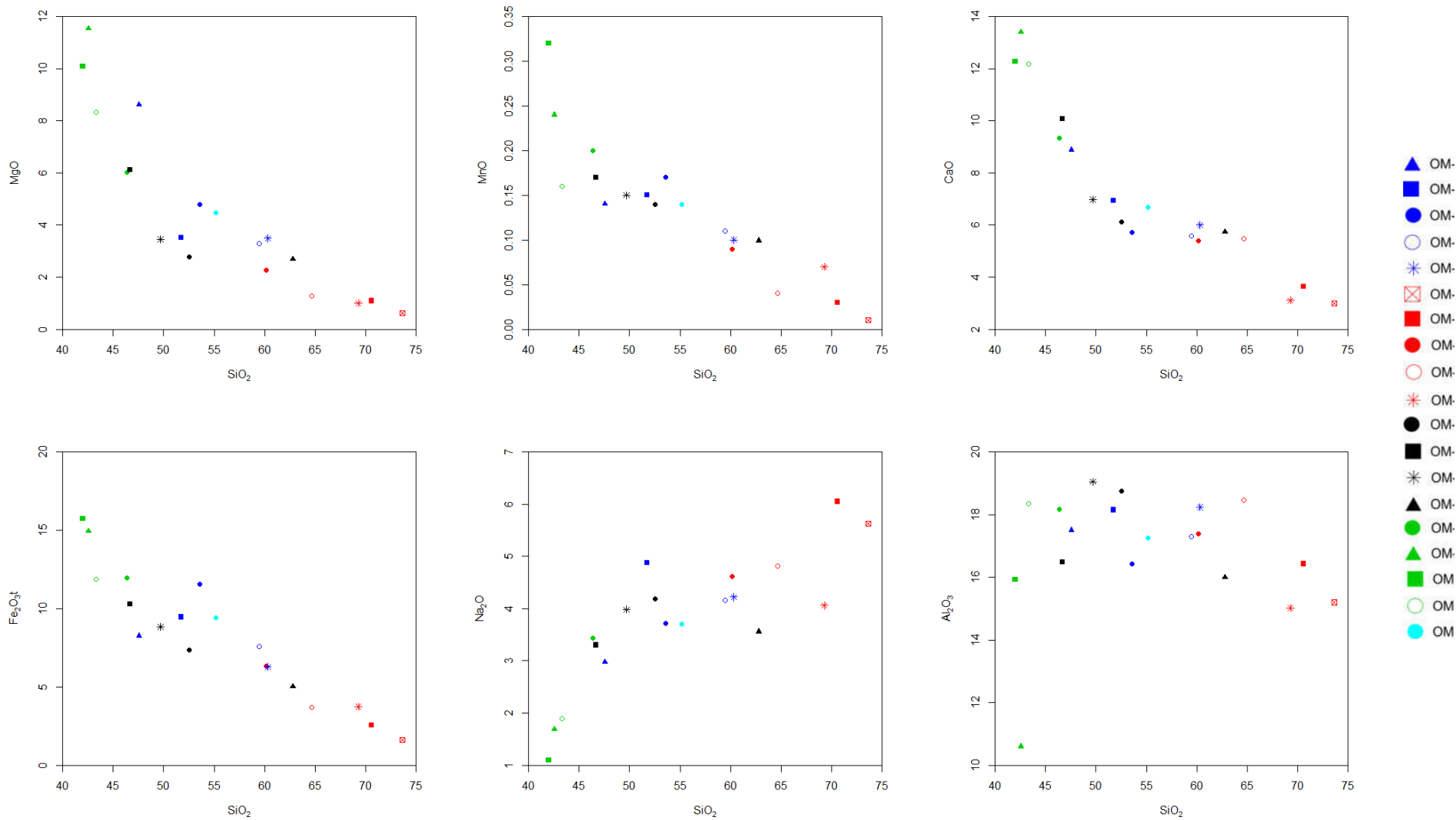


Figura 31: Diagramas de variação tipo Harker para o MgO, MnO, CaO, Fe₂O_{3t}, Na₂O e Al₂O₃, representados em porcentagem/peso.

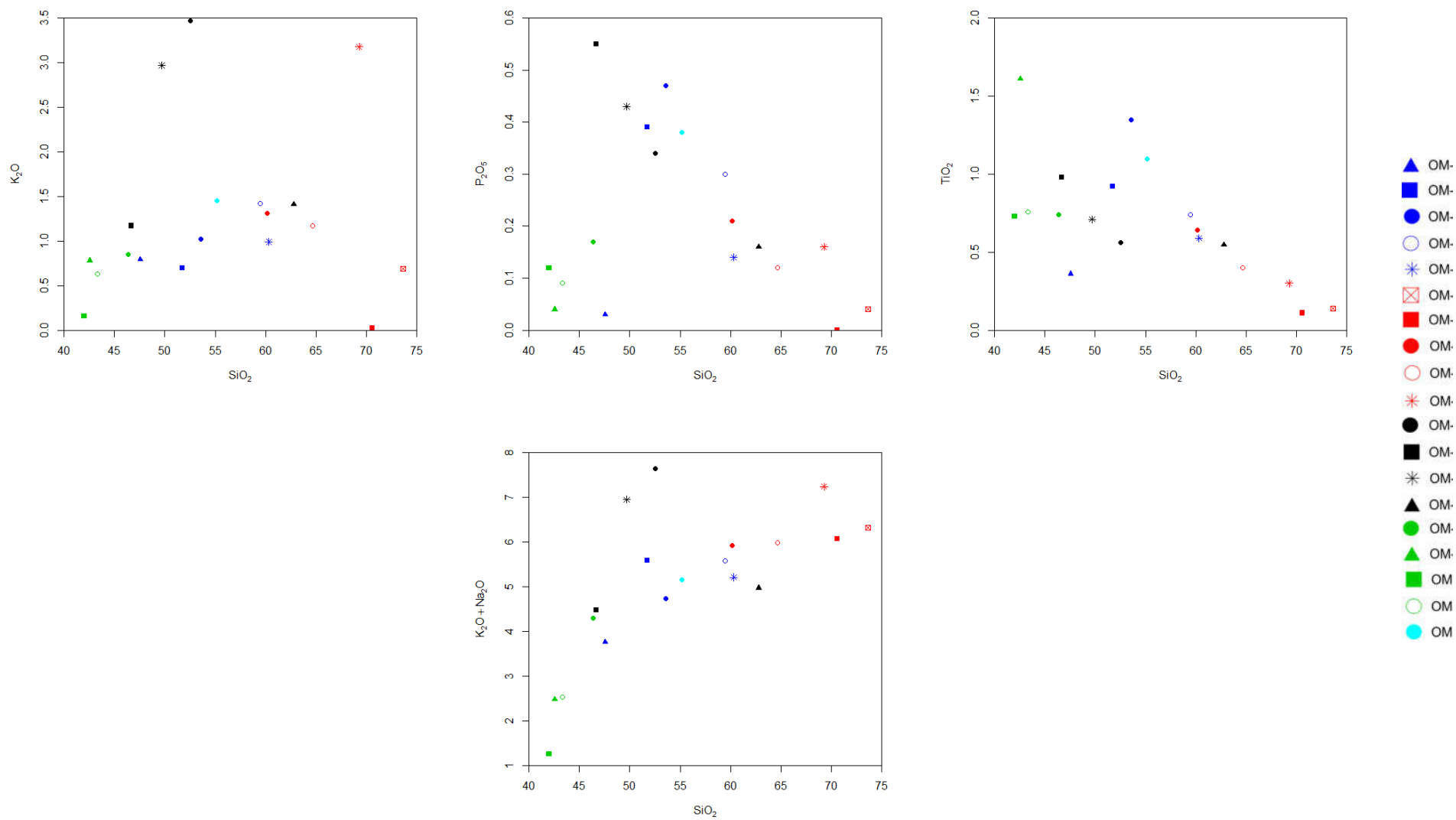


Figura 32: Diagramas de variação tipo Harker para o K₂O, P₂O₅, TiO₂ e K₂O+Na₂O representados em porcentagem/peso.

Conforme discutido anteriormente para o Zr os litotipos máficos ricos em granada são empobrecidos em diversos elementos traço em comparação aos outros litotipos do TLA, como Ba, Ga, Hf e Pb provavelmente devido à menor quantidade de minerais acessórios presentes nessa unidade. Para os outros litotipos o Ga, Hf e Pb não apresentam qualquer tipo de afinidade e correlação, ocorrendo com concentrações bem dispersas nas unidades analisadas.

Também é possível perceber que os litotipos granulíticos félsicos foram os únicos que apresentaram concentrações significativas de W, indicando afinidade geoquímica desse elemento com esse litotipo. Em contraste a maior concentração de W, os litotipos félsicos são pobres em Ni e Cs, além dos elementos que apresentam correlação negativa como o Sr, V e Zn, já comentados anteriormente.

O Ni também é um elemento químico que não apresenta afinidade com nenhum grupo analisado, com exceção de anomalias positivas para as amostras OM-174 e OM-142, todas as outras apresentam teores menores do que 100 ppm. Da mesma forma que para o níquel, o Rb também não apresenta concentração ou empobrecimento relacionado a nenhum litotipo, sendo pouco comum nas rochas da unidade. Por fim, o Ta também apresenta concentrações bem dispersas entre os litotipos analisados, sem nenhuma tendência preferencial entre as unidades. Todas as amostras analisadas também são empobrecidas em Th, com teores menores que 1ppm em todas as amostras, com exceção da amostra OM-298, que apresenta teor de tório com cerca de 4ppm.

Os diagramas de variação de elementos terras raras (ETR) utilizados para esse estudo foram normalizados aos valores de condrito de Nakamura (1974). Segundo esses diagramas (Figura 37) é possível perceber um padrão de enriquecimento em ETRL (Elementos Terras Raras Leves) pouco acentuado para praticamente todas as amostras analisadas, com exceção da OM-327, que apresenta enriquecimento para ETRP (Elementos Terras Raras Pesados).

Outra característica observada nos diagramas são o maior fracionamento e enriquecimento em ETRL e ETRP nos gnaisses máficos, principalmente nos anfibolíticos e biotíticos e nos granulíticos ricos em biotita, em comparação aos litotipos félsicos. Provavelmente isso indica que a alta concentração de terras raras,

em comparação com as outras amostras, pode estar condicionada à presença de biotita e ao anfibólio.

Os diagramas de ETR também apresentam anomalia positiva de Eu nos gnaisses granulíticos félsicos, sugerindo a incorporação desse elemento pelo plagioclásio em restitos ricos nesse mineral. Isso pode sugerir também que esses litotipos félsicos provavelmente foram cristalizados de parte de um líquido residual que cristalizou os litotipos máficos a intermediários do TLA.

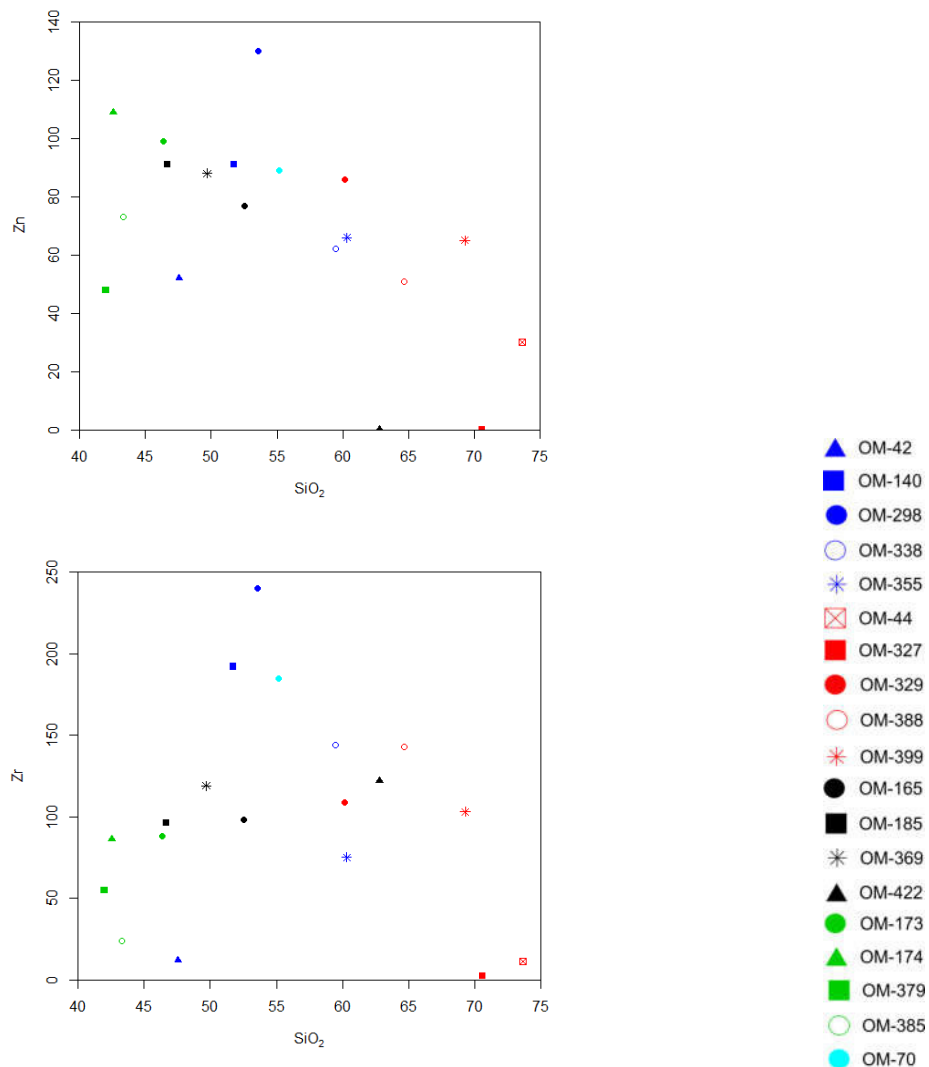


Figura 33: Diagramas de variação tipo Harker para o Zn e o Zr representados em sua concentração em ppm

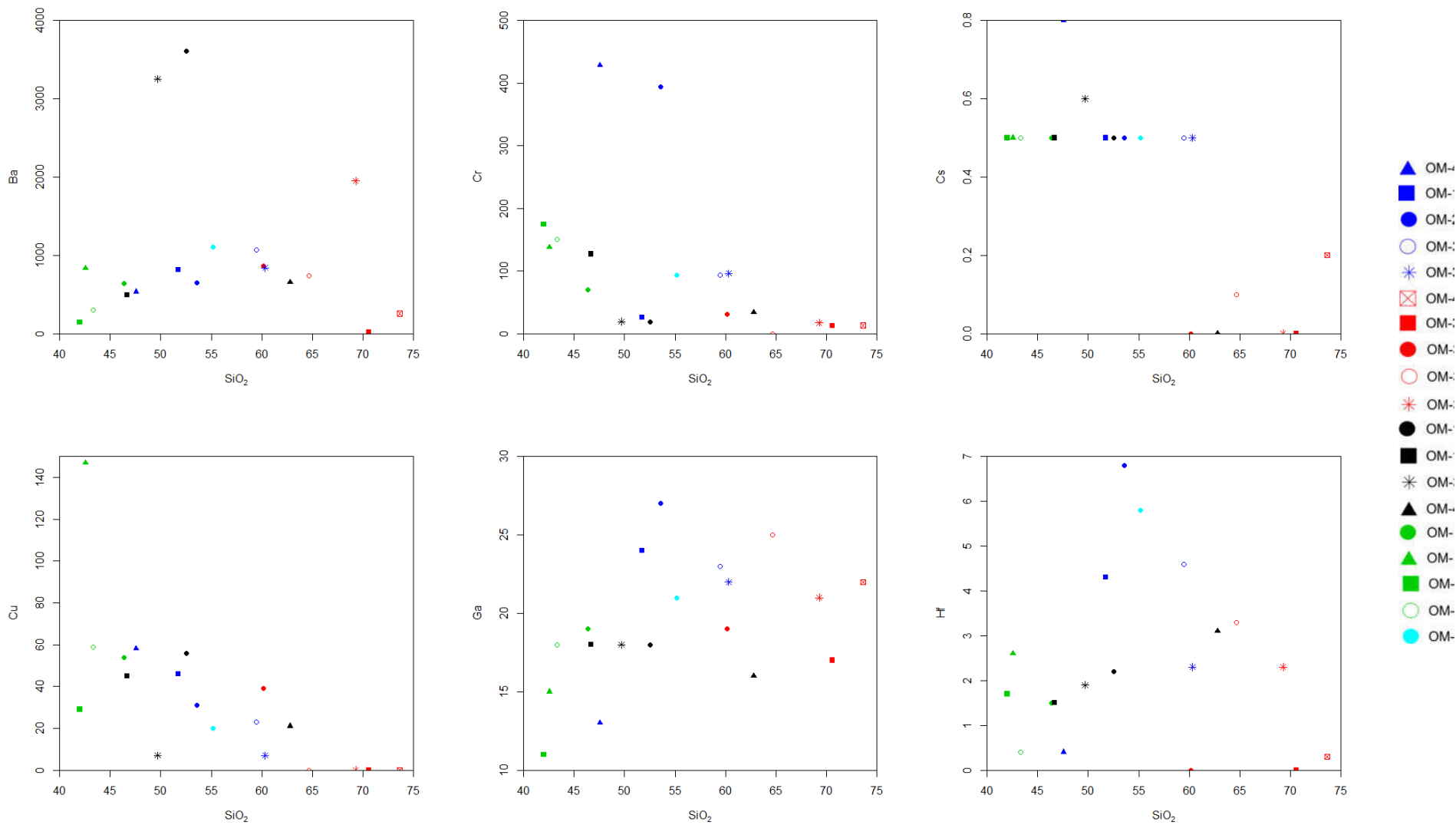


Figura 34: Diagramas de variação tipo Harker para o Ba, Cr, Cs, Cu, Ga e Hf representados em sua concentração em ppm.

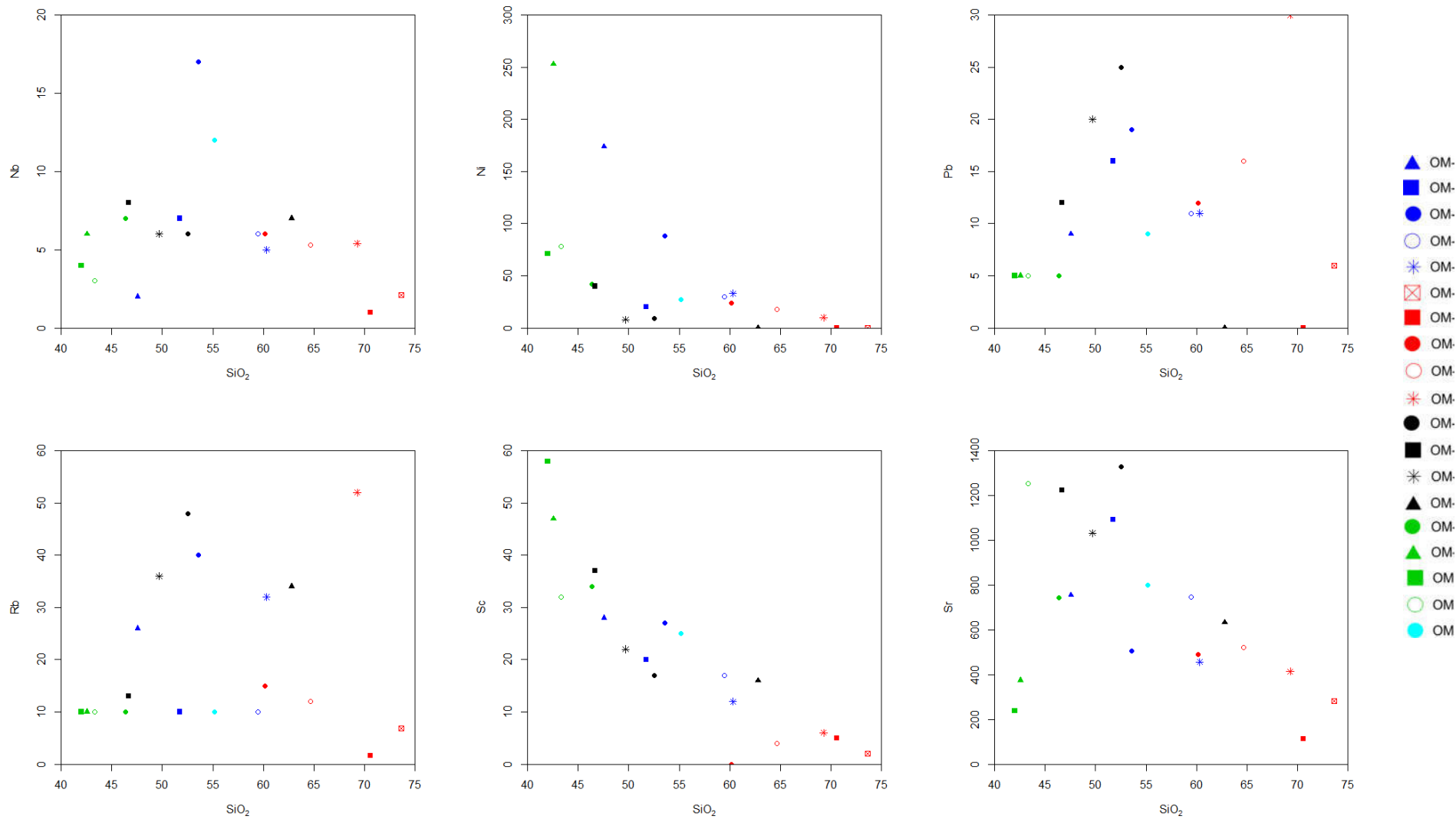


Figura 35: Diagramas de variação tipo Harker para o Nb, Ni, Pb, Rb, Sc e Sr representados em sua concentração em ppm.

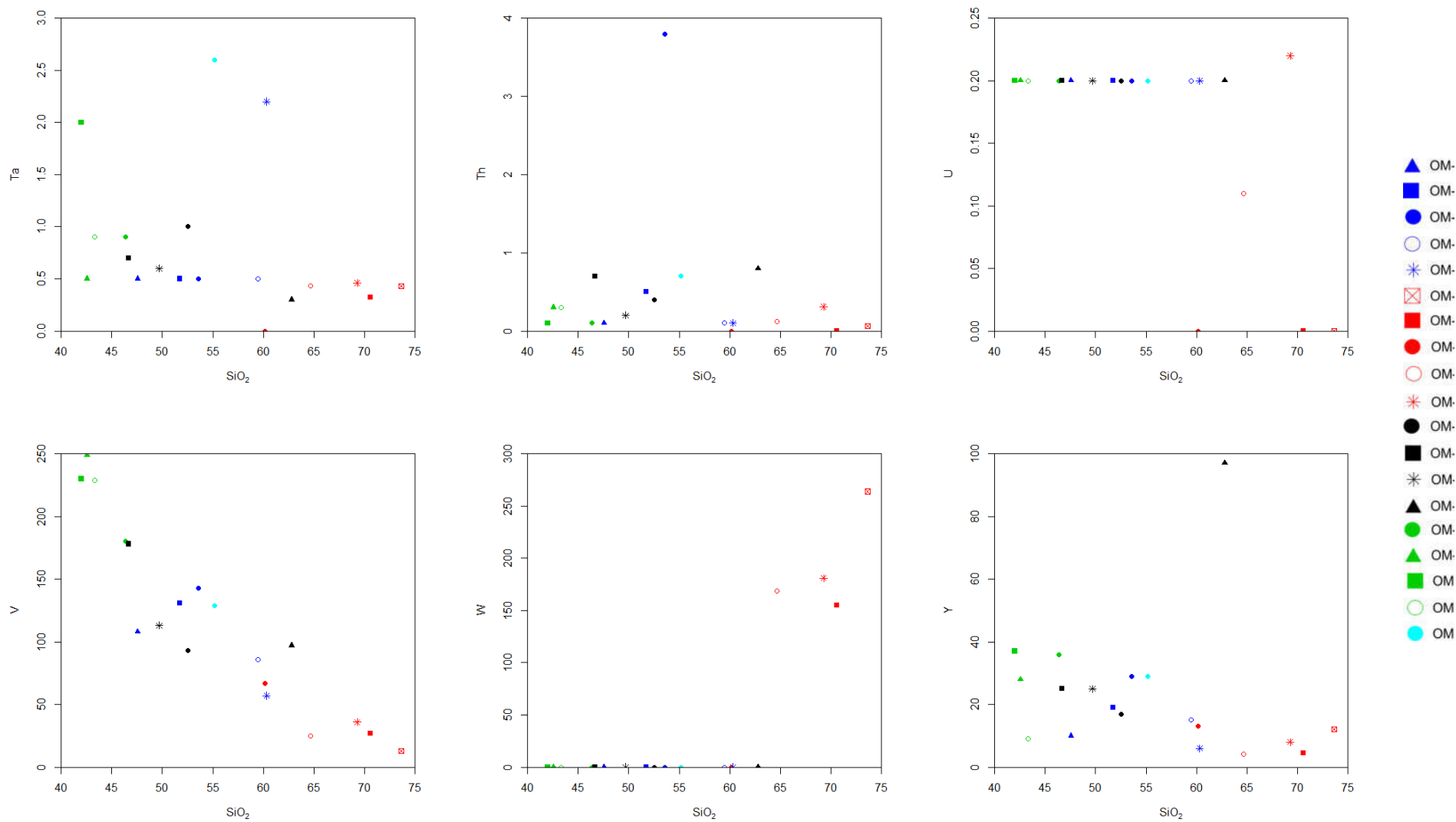
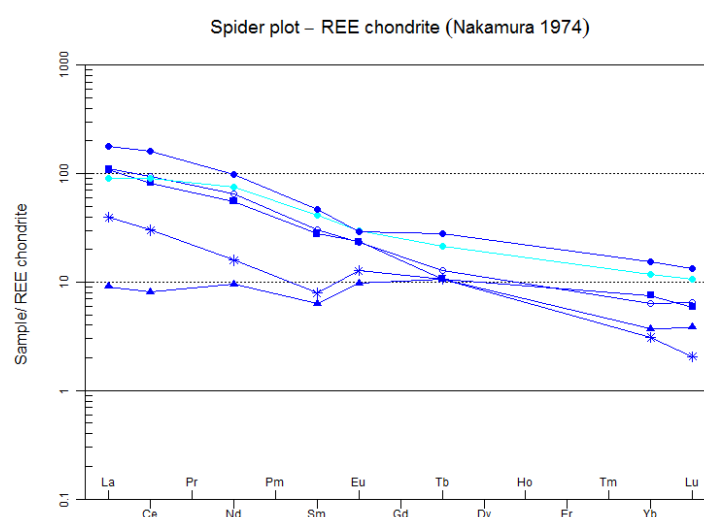
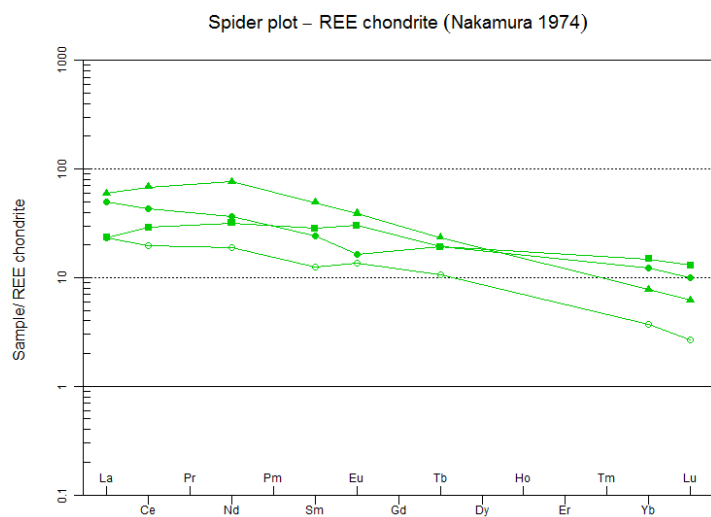
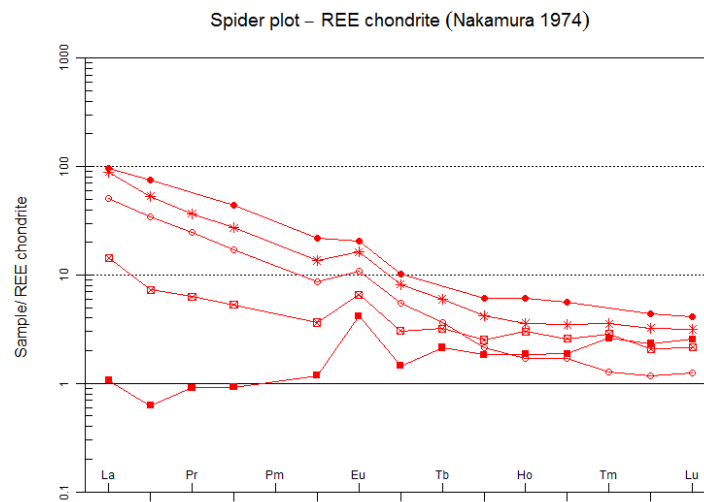
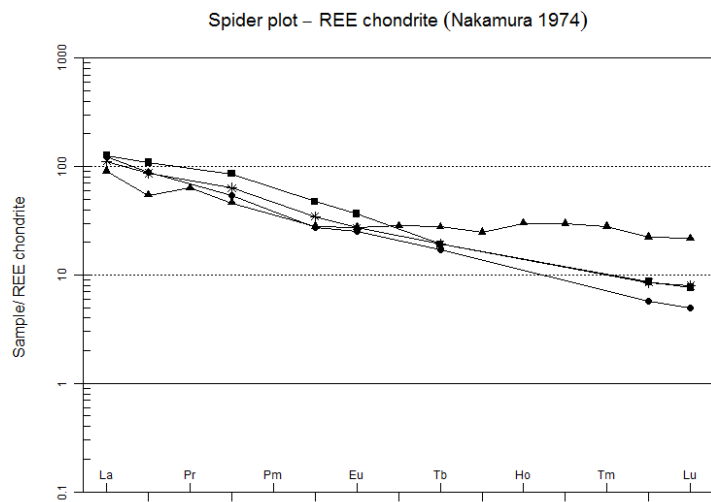


Figura 36: Diagramas de variação tipo Harker para o Ta, Th, U, V, W e Y representados em sua concentração em ppm.



- ▲ OM-42
- OM-140
- OM-298
- OM-338
- * OM-355
- ⊠ OM-44
- OM-327
- OM-329
- OM-388
- * OM-399
- OM-165
- OM-185
- * OM-369
- ▲ OM-422
- OM-173
- ▲ OM-174
- OM-379
- OM-385
- OM-70

Figura 37: Diagramas de variação de ETR normalizados pelo condrito de Nakamura (1974) para os gnaisses biotíticos e anfíbolíticos (preto), gnaisses granulíticos félsicos (vermelho), gnaisses granulíticos máficos ricos em granada (verde) e gnaisses granulíticos máficos (azul)+ gnaisses granulíticos máficos ricos em biotita (azul claro).

Além dos diagramas de variação tipo Harker para óxidos maiores e elementos traço e diagramas de variação para ETR foram utilizados diversos diagramas discriminantes para inferência da ambiência geotectônica dos diferentes litotipos do TLA. Conforme mencionado anteriormente, o metamorfismo atuante sobre as rochas do TLA pode ter efeito sobre o enriquecimento e depleção de elementos químicos das amostras analisadas. Mesmo assim, a assinatura geoquímica das rochas deve permanecer a mesma, validando a utilização de diagramas discriminantes para rochas ígneas graníticas/riolíticas e gabbroicas/basálticas para rochas granulíticas máficas e félsicas de protólitos ígneos.

Através do cálculo pela norma CIPW e o diagrama ternário composicional baseado no tipo feldspato proposto por O'Connor (1965) as amostras analisadas ficaram posicionadas predominantemente no campo dos tonalitos, com algumas amostras posicionadas ainda no campo dos granodioritos e dos trondhjemitos, sugerindo que o protólito ígneo dos gnaisses félsicos do TLA são TTGs Paleoproterozoicos a Arqueanos (Figura 38).

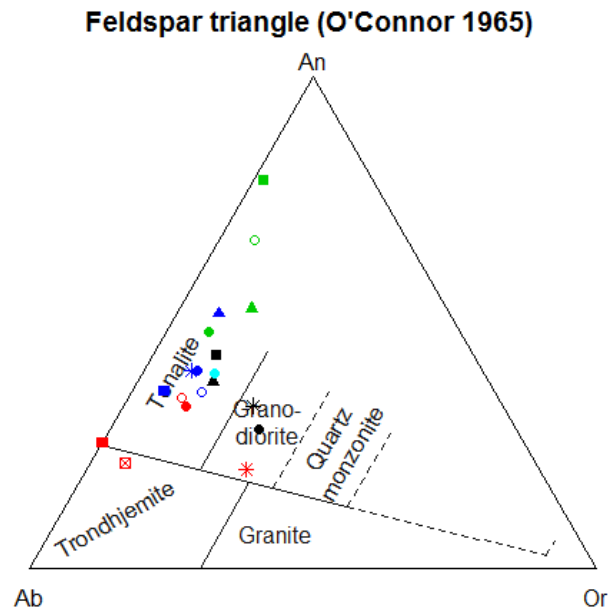


Figura 38: Diagrama ternário de classificação baseado no tipo de plagioclásio através do cálculo pela norma CIPW. Ab: Albite; An: Anortita; Or: Ortoclásio.

Utilizando diagramas discriminantes baseados nos elementos traço para granitóides, Pearce et al. (1984) determinaram campos preferenciais para

plagiogranitos de dorsal oceânica, granitos da tipologia I de arco magmático (vulcânico e plutônico), granitos da tipologia A-PA de riftes continentais ou intraplaca e granitos da tipologia S colisionais (Figura 39). Os gnaisses granulíticos máficos, intermediários e félsicos desta parte do TLA apresentam uma assinatura geoquímica compatível com granitóides da tipologia I de arcos continentais magmáticos vulcânicos (VAG).

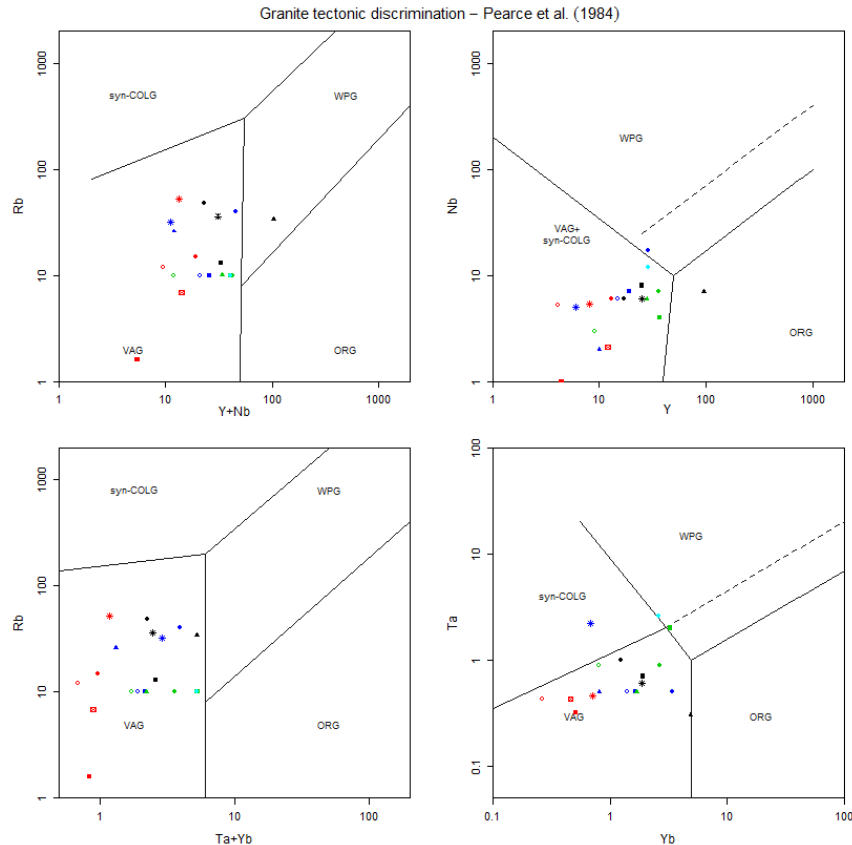


Figura 39: Diagrama de discriminação tectônica de granitos por ETR baseado em Pearce et al. (1984). syn-COLG: Granitóides sin-colisionais; WPG: Granitóides intra-placa; VAG: Granitóides de arco vulcânico; ORG: Granitóides de cadeia oceânica.

Levando em consideração os teores de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e CaO com variações das razões $A/CNK \times A/NK$ (Figura 40), de acordo com a divisão de Shand (1943), as amostras apresentam composições claramente metaluminosas, provavelmente devido a presença de biotita e anfibólio nos protólitos das rochas do TLA, consumidas no processo de granulitização. A metaluminosidade e a falta de minerais aluminosos ou peraluminosos como os aluminossilicatos nas rochas desta porção do TLA indicam protólitos ígneos.

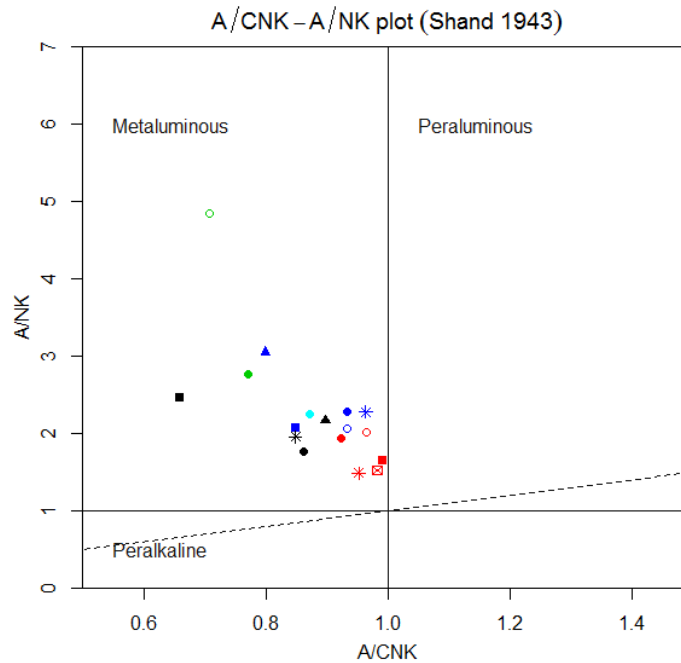


Figura 40: Diagrama de discriminação composicional baseado na proporção molecular de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ no eixo das ordenadas e $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

Tomando como base o diagrama ternário para séries magmáticas de Irvine & Baragar (1971), os litotipos do TLA apresentam uma tendência de série predominantemente cálcio-alcálica com alinhamento preferencial partindo dos litotipos máficos para os félsicos. A exceção a tendência cálcio-alcálica são os litotipos máficos ricos em granada, que apresentam como pertencentes a uma série toleítica (Figura 41).

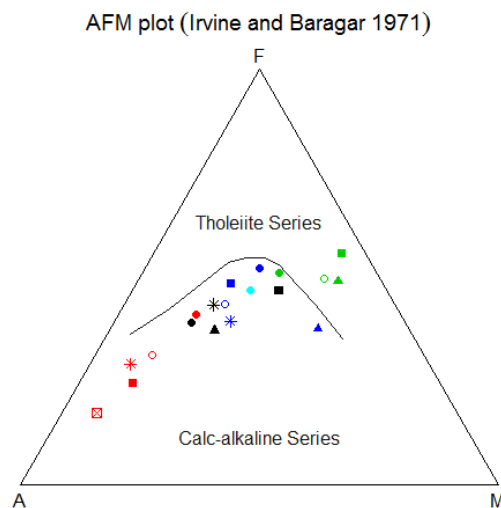


Figura 41: Diagrama ternário baseado no teor de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (A), MgO (M) e Fe_2O_3 (F).

Também buscando estabelecer relações entre séries magmáticas, Peccerillo & Taylor (1976) definiram campos para séries magmáticas toleítica, cálcio-alcálica, cálcio-alcálica de alto potássico e shoshonítica, em função da relação entre K_2O e SiO_2 (Figura 42). As amostras do TLA, baseado nesse diagrama discriminante, posicionaram-se predominantemente no campo da série de rochas cálcio-alcálicas. Vale destacar que as amostras OM-165 e OM-369, classificam-se como pertencentes a série shoshonítica e as amostras de granulitos félsicos ficaram bem dispersas, com duas amostras no campo da série toleítica (OM-44 e OM-327), duas no campo da série cálcio-alcálica (OM-329 e OM-388) e outra no campo da série cálcio-alcálica de alto K (OM-399). Cabe ressaltar que essas três amostras já apresentaram características distintas das demais no diagrama P-Q de Debon & Lefort.

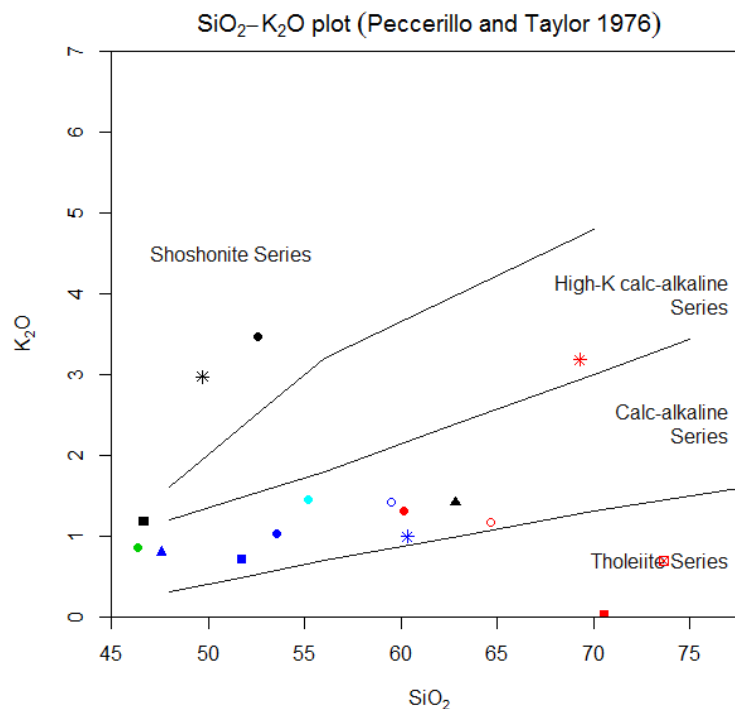


Figura 42: Diagrama classificatório de séries magmáticas com base no teor de SiO_2 e K_2O proposto por Peccerillo & Taylor (1976).

Uma característica esperada para rochas granulíticas é a depleção ou empobrecimento nos elementos em LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), como sugere Rajesh (2012), apesar de diversos outros autores sugerirem que essa não é uma característica global para todos os granulitos (Berger & Rollinson 1997 e

Rollinson & Tarney 2005). Para exemplificar a depleção em elementos LILE em rochas granulíticas, Rollinson & Tarney (2005) indicam a presença de valores muito altos da razão K/Rb em comparação com a média da crosta continental. Esses valores também são encontrados nos litotipos desta porção do TLA, onde a média da K/Rb é de 719, muito superior à média da crosta continental de 280, segundo Rudnick & Gao (2003), e dentro dos valores entre 650-5600 apresentados por Rollinson & Tarney (2005) como pertencentes aos granulitos. Vale ressaltar que apesar da razão K/Rb média do TLA apresentar essa alta relação, a média entre os litotipos granulíticos, 720, e não granulíticos, 719, é praticamente a mesma.

Rollinson & Tarney (2005) também apontam que rochas granulíticas apresentam baixas concentrações de U e Th, também em comparação com a crosta terrestre. Os litotipos do TLA apresentam um teor médio de U de 0,16 ppm e de Th de 0,30 ppm, menores que as concentrações máximas para esses elementos em granulitos, sugeridos por Fowler (1986), de 0,25 e 0,75 ppm, respectivamente. Em comparação com os valores médios da crosta terrestre de U (2,8 ppm) e Th (10,7 ppm), calculados por Taylor & McLennan (1985), os teores desses elementos no TLA são ainda mais baixos. Da mesma forma que para a razão K/Rb, a média dos teores de U não varia tanto entre os litotipos granulíticos (0,15 ppm) e não granulíticos (0,2 ppm). Em compensação, os teores de Th apresentam variação considerável entre os litotipos granulíticos (0,235 ppm) e não granulíticos (0,525 ppm), apesar de não ultrapassarem ainda os valores máximos estipulados para granulitos por Fowler (1986), indicando que as amostras analisadas ainda são depletadas em Th.

Existem várias explicações para a depleção em LILE dos granulitos Cuney & Barbey (2014), por exemplo, sugerem que o consumo da biotita, que concentra elementos litófilos em sua estrutura, substituída por minerais anidros como o ortopiroxênio e o clinopiroxênio, que não incorporam esses elementos, seria uma das causas para este empobrecimento. Outro fator considerado é a invasão de fluidos ricos em CO₂ que podem causar remoção e empobrecimento nesses elementos (Newton 1992). Além dos fluidos ricos em CO₂, Lamb et al. (1986) indicam que fluidos ricos em F e Cl, resultados do consumo da biotita e anfibólio para formação de piroxênio durante reações de fácies anfibólito/granulito, podem ser

responsáveis pelo empobrecimento em U e Th nessas rochas. Já Rollinson & Tarney (2005) concluem que os baixos teores de LILE (K-Rb-U-Th) em granulitos não estão simplesmente relacionados com o metamorfismo granulítico. Para esses autores o empobrecimento em LILE é uma característica primária de rochas magmáticas de crosta inferior e dos protólitos destes granulitos.

5. Geologia Estrutural

Segundo Harara (2001) e conforme pode ser observado no Mapa Geológico (Anexo I), a principal estrutura presente no TLA é um bandamento gnáissico (Sn) com direção regional predominante N60-70W/60NE, sincrônico à deformação e ao metamorfismo granulítico do Paleoproterozoico. Na porção mais ao sul da área estudada, este bandamento mostra inclinações para SW, indicando um dobramento do bandamento regional, com direção axial de aproximadamente N50-60W e eixo subhorizontal (Figura 43a e 43b). Localmente também são observadas mesodobras intrafoliares com eixos subhorizontais na direção N50-60W e lineações minerais de biotita e anfibólio com orientação de N40-60W e mergulho entre 20° e 40°, paralelos ao eixo do dobramento.

Ainda segundo Harara (2001) e o Mapa Geológico (Anexo I), próximo a Zona de Cisalhamento Piên (ZCP), ocorre uma mudança na direção da foliação gnáissica, com a mesma tornando-se paralela à ZCP e às foliações da SMUP e da CGPM e apresentando bandamentos variando de E-W/48N a N60-80E/50-70 para NW e SE (Figura 43b). Esse paralelismo estrutural entre as foliações nas três unidades geológicas é acompanhado, conforme visto nas observações petrográficas das rochas desta porção do TLA, por reações metamórficas de hidratação dos piroxênios e substituição dos mesmos por anfibólios fibrosos (tremolita-actinolita), presença de epidoto metamórfico e forte estiramento mineral do quartzo, biotita e anfibólio.

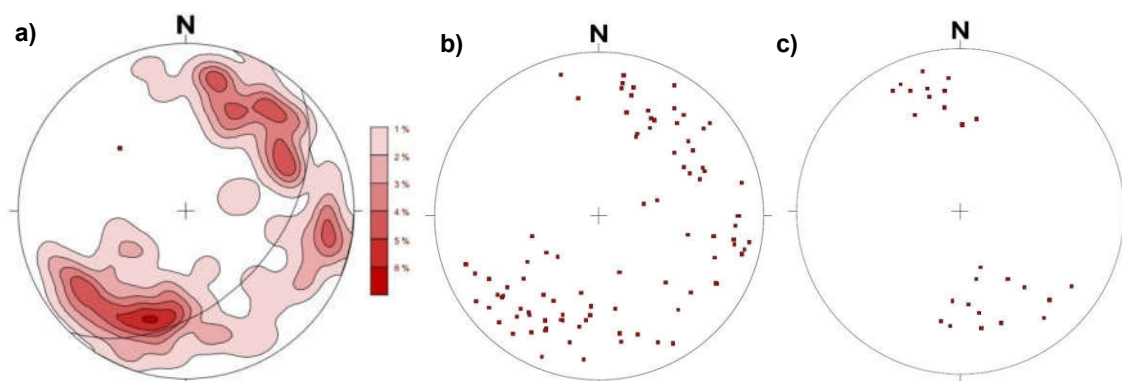


Figura 43: a) Diagrama da frequência dos pólos da foliação S₁ para a maior parte da área de estudo. b) Diagrama dos polos da foliação S₁ para a maior parte da área de estudo. c) Diagrama dos polos da foliação S₁, próximas a ZCP, no norte da área estudada (Fonte: Harara, 2001).

6. Geocronologia

Dentro da área estudada, Harara (2001) aplicou ao todo três metodologias diferentes de análises geocronológicas (Tabela 02). Para datação U-Pb em cristais de zircão pela técnica de Diluição Isotópica (ID-TIMS) e emprego do Spike Pb²⁰⁵, foram analisadas duas amostras distintas, uma da unidade de gnaisses granulíticos máficos a intermediários com ou sem anfibólio e traços de biotita (amostra OM-298) e outra dos gnaisses granulíticos félsicos com ou sem anfibólio e traços de biotita (amostra OM-388). A análise de K-Ar em biotita foi realizada nos gnaisses biotíticos (amostra OM-369) e nos gnaisses granulíticos máficos (amostras OM-70 e OM-242), enquanto a K-Ar em anfibólio foi realizada em gnaisses anfibolíticos (amostra OM-185). A análise de Sm-Nd em rocha total, granada e plagioclásio foi realizada nos gnaisses granulíticos máficos ricos em granada (amostra OM-173).

Os resultados analíticos U-Pb de cristais de zircão elipsoidais da amostra OM-298 forneceram idade de intercepto superior de 2068±15/16 Ma, enquanto os zircões esféricos forneceram idade de 2062±65 Ma. A amostra OM-388 apresentou idade de intercepto superior para zircões elipsoidais de 2125±31 Ma para os zircões elipsoidais e de 2060±19/20 Ma para os zircões esféricos (Harara 2001).

Com base em todas as análises U-Pb em zircão, Harara (2001) concluiu que a idade mais precisa para a granulitização dos litotipos máficos e félsicos é entorno de 2060 Ma. Essa idade é sugerida pela análise dos cristais de zircão esféricos nos

gnaises granulíticos máficos e félsicos, morfologia ou tipologia mais representativa da recristalização metamórfica de cristais em alto grau metamórfico.

Tabela 02: Resumo das análises geocronológicas realizadas por Harara (2001) na área de estudo:

Amostra	Unidade	Método	Idade (Ma)	Significado geotectônico
OM-298	PPlaggm	U-Pb em zircões elipsoidais	2068±15	Metamorfismo Granulítico
OM-298	PPlaggm	U-Pb em zircões esféricos	2062±65	
OM-388	PPlaggf	U-Pb em zircões elipsoidais	2125±32	
OM-388	PPlaggf	U-Pb em zircões esféricos	2060±19	
OM-369	PPlagba	K-Ar em biotita	620±13	Reativação Tectônica
OM-185	PPlagba	K-Ar em anfibólio	663±13	
OM-70	PPlagmb	K-Ar em biotita	1861±38	Estabilização Tectônica
OM-242	PPlagmb	K-Ar em biotita	1752±24	
OM-173	PPlagmg	Sm-Nd em rocha total, granada e plagioclásio	1831±17	Resfriamento
OM-379	PPlagmg	Sm-Nd em rocha total, granada e plagioclásio	1831±540	

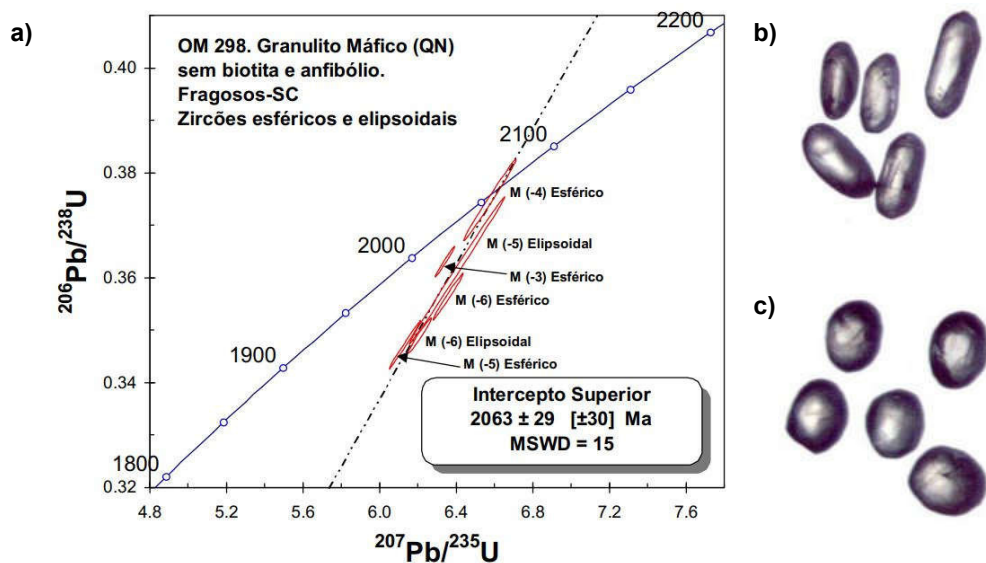


Figura 44: a) Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos máficos (amostra OM-298). b) Morfologia dos zircões elipsoidais. c) Morfologia dos zircões esféricos (Fonte: Harara 2001).

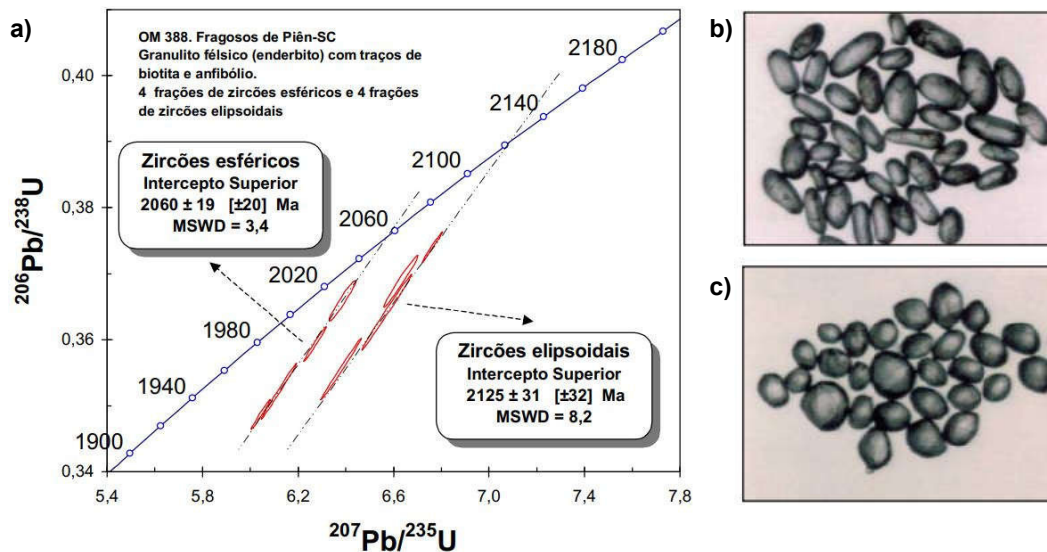


Figura 45: a) Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos félsicos (amostra OM-388). b) Morfologia dos zircões elipsoidais. c) Morfologia dos zircões esféricos (Fonte: Harara 2001).

Com relação à análise U-Pb em zircão, as técnicas de SHRIMP e LA-ICP-MS são as melhores técnicas para estudo e compreensão da história magmática e metamórfica dos cristais de zircão prismáticos, elipsoidais e esféricos das rochas granulíticas. Por isso, novas datações pela técnica LA-ICP-MS devem ser realizadas em diferentes partes pontuais, como bordas e centro, de zircões dos litotipos máficos, intermediários e félsicos do TLA. Estas novas datações pela referida técnica devem auxiliar na melhor determinação e compreensão das idades magmáticas dos protólitos e metamórficas de alto grau.

As idades K-Ar obtidas em anfibólio e biotita nas rochas granulíticas do TLA estão entre 1,7 e 1,9 Ga, com concentração ao redor de 1,8 Ga (Harara 2001). Essas idades registram o resfriamento e estabilidade tectônica dessas rochas, mostrando que o mesmo aconteceu aproximadamente 200 milhões de anos após o metamorfismo granulítico determinado pelas idades U-Pb em zircões. Já as análises de K-Ar obtidas nos litotipos próximos a ZCP indicaram idades neoproterozoicas, entre 660 e 620 Ma, indicando perda parcial a total de argônio radiogênico devido ao retrabalhamento tectônico e ao retrometamorfismo ou metamorfismo de baixo a médio grau imposto às rochas granulíticas em função da tectônica colisional Neoproterozoica envolvendo esta porção do TLA, a SMUP e o CGPM.

As análises Sm-Nd em rocha total, plagioclásio e granada dos gnaisses granulíticos máficos ricos em granada indicaram uma isócrona com idade de 1831 ± 17 Ma. Esta idade é similar às idades K-Ar em biotitas dos granulitos máficos à intermediários e são interpretadas também como idades do resfriamento e estabilização tectônica destas rochas.

Análises geocronológicas pelo método $Ar^{40}-Ar^{39}$ em biotitas e anfibólio em diferentes amostras próximas e distantes da ZCP seriam importantes para obtenção de idades mais precisas do perfil térmico do resfriamento e da estabilização tectônica Paleoproterozoica e/ou Neoproterozoica das rochas desta porção norte do TLA.

7. Discussões e Conclusões

Neste estudo foram descritas do ponto de vista litopetrotectônico as rochas gnáissicas do Terreno Luis Alves na região de Piên (PR) e São Bento do Sul (SC). As rochas do TLA nesta região são formadas principalmente por gnaisses granulíticos máficos e félsicos com ou sem biotita e anfibólio. Subordinadamente ocorrem ainda gnaisses anfibolíticos e biotíticos, além de gnaisses granulíticos máficos ricos em granada e gnaisses granulíticos máficos ricos em biotita.

Apesar das diferenças litológicas entre as unidades, petrograficamente são encontrados diversas paragêneses mineralógicas e semelhantes relações texturais entre os litotipos gnáissicos granulíticos. A semelhança entre os constituintes máficos, o tipo de plagioclásio e a presença frequente de minerais acessórios, como zircão e apatita, por vezes rutilo, que ocorrem em todos os litotipos, comprovam a semelhança mineralógica entre os mesmos e provavelmente seus protólitos, guardadas as diferenças nas quantidades mineralógicas entre os litotipos félsicos e máficos. Nas relações texturais entre os minerais são observados vários indícios de consumo parcial a total de biotita e anfibólio para formação de orto e clinopiroxênios, em todos os litotipos granulíticos máficos e félsicos. São observados também cristais de microclínio intersticiais aos demais minerais, a associação dos minerais acessórios com os minerais máficos, textura granoblástica e granoblástica deformada.

Para valores de SiO₂ entre 45 e 75%, as tendências de correlações negativas, entre os gnaisses máficos, intermediários e félsicos, nos comportamentos de MgO, MnO, CaO, TiO₂, Fe₂O₃^t, Sc, Sr, Ta, Y e ETRP e as correlações positivas no comportamento de Na₂O e K₂O+Na₂O sugerem cogeneticidade por possíveis processos de cristalização fracionada de uma suíte magmática plutônica expandida de protólitos máficos e félsicos (gabros/dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos, trondhjemitos e granodioritos) das rochas granulíticas e não granulíticas. Observa-se também um maior empobrecimento em ETRL e ETRP dos gnaisses félsicos em relação aos máficos e intermediários. A falta de correlações positivas ou negativas com frequências de dispersões, para valores de SiO₂ entre 45 e 75%, nos comportamentos dos demais óxidos e elementos traços podem ser atribuídos a processos metamórficos de fácies granulitos.

Os litotipos granulíticos máficos e félsicos são essencialmente meta-aluminosos e cálcio-alcálicos de baixo K. Alguns litotipos não granulíticos máficos shoshoníticos são encontrados também associados com os gnaisses biotíticos e anfibolíticos. Maior empobrecimento em K₂O, típico de rochas granulíticas, pode ser observado principalmente nos gnaisses granulíticos félsicos.

A principal reação mineralógica de desidratação de fácies granulito observada nesta porção do TLA é indicada pelo consumo de minerais máficos hidratados, biotita e anfibólio, para formação de minerais máficos anidros, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Ainda assim são encontrados litotipos que atingiram fácies anfibolito e não atingiram fácies granulito. Estas rochas mostram ausência de piroxênio e presença de biotita e/ou anfibólio, epidoto magmático, apatita e titanita.

Outro importante indicador do metamorfismo granulítico de mais alta pressão é a presença de porfiroblastos de granada, ao norte de cada corpo das rochas da SMUP. A ocorrência desse mineral é sugestiva de um aumento nas condições de pressão e temperatura, principalmente de pressão, a que foram submetidas essas rochas, aproximando-se das condições de metamorfismo características da fácies eclogito, porém ainda sendo caracterizadas como rochas da fácies granulito, principalmente pela presença modal dos plagioclásios. Estudo geotermobarométricos são necessários para determinação das condições exatas de

pressão e temperatura a qual foram submetidas estas rochas e das demais unidades desta porção do TLA.

A datação de zircões esféricos nos litotipos do TLA realizadas por Harara (2001) indica uma idade ao redor de 2,06 Ga para o metamorfismo granulítico dos gnaisses granulíticos máficos e félsicos. A estabilização tectônica e resfriamento destas rochas são indicadas pelas datações K-Ar em biotita e anfibólio e pela datação Sm-Nd em rocha total, granada e plagioclásio que resultaram idades em torno de 1,8 Ga.

Além desse metamorfismo na fácies granulito, são observadas diversas características texturais e mineralógicas indicativas de um metamorfismo regressivo, que ocorre próximo a ZCP e no contato tectônico destas rochas com a SMUP e o CGPM. Esse metamorfismo regressivo caracterizado por reações de hidratação e substituição do piroxênio por anfibólios fibrosos (tremolita-actinolita), cloritização da hornblenda, recristalização da biotita e do quartzo e sericitização dos plagioclásios. Além dessa substituição mineralógica é possível observar um paralelismo estrutural, principalmente ao longo da ZCP, entre o bandamento gnáissico/foliação presente nos litotipos granulíticos e não granulíticos do TLA com as foliações das rochas da SMUP e do CGPM. As datações K-Ar em biotita e anfibólio dos litotipos anfibolíticos e biotíticos com idades entre 660 e 620 Ma (Harara 2001) indicam a reativação tectônico-metamórfica Neoproterozoica destas rochas nas proximidades da ZCP.

Em termos de sugestão de ambiência geotectônica paleoproterozoica, com base no conteúdo dos elementos traço, tais como Rb, Y, Nb, Yb e Ta, pode-se afirmar que os protólitos dos litotipos granulíticos máficos e félsicos e os litotipos não granulíticos biotíticos e anfibolíticos seriam formados em ambientes de margens continentais ativas em terrenos do tipo TTGs constituindo componentes plutônicos de arcos continentais e/ou de ilha oceânicos Paleoproterozoicos a Arqueanos. O metamorfismo granulítico ao redor de 2,06 Ga deve ter ocorrido em ambiente de colisão continental após o término da fase de subducção responsável pela formação do ambiente de arco onde podem ter sido formados os protólitos das rochas desta porção do TLA. A estabilização tectônica e resfriamento pós-colisional do TLA é indicada pelo método K-Ar em biotita e anfibólio e Sm-Nd em rocha total, plagioclásio e granada como em torno de 1,8 Ga. Idades em torno de 2,1 Ga,

obtidas em zircões elipsoidais dos gnaisses granulíticos máficos, podem ser indicativas das idades dos protólitos ígneos, apesar disso, técnicas de datação U-Pb por SHRIMP e LA-ICP-MS em bordas e centros do zircões são necessárias para inferências cronológicas mais precisas sobre idades dos protólitos granulíticos.

O TLA como microcontinente Paleoproterozoico e microplaca Neoproterozoica se envolveu durante o Neoproterozoico num cenário de subducção e colisão continental que ocorreu ao norte de sua margem setentrional, causando a formação do arco magmático entre 620 e 605 Ma por subducção em direção ao norte. O arco seria formado pelas três suítes graníticas de tipologia I do CGPM, cuja deformação ocorreu entre 605 e 595 Ma por colisão do CGPM com a margem norte do TLA, causando a reativação tectono-metamórfica desta margem (Harara 2001). A ZCP seria uma zona de sutura com a presença de rochas máficas e ultramáficas da SMUP. A região foi afetada posteriormente, em ambiente tardi a pós colisional e anorogênico por intrusões de granitos tipologia A e PA (Palermo, Rio Negro e Agudos do Sul) com expressiva mistura com monzogabros que produziram rochas híbridas máficas e félsicas com variadas texturas de misturas de magmas (Harara et al. 2015).

Referências bibliográficas

Basei M.A.S., Siga Jr. O. Machiavelli A. Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):216-221.

Basei M.A.S., McReath I., Siga Jr. O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil, A Review. *Gondwana Research*, 1(3):383-391.

Basei M.A.S., Siga Jr O., Reis Neto J.M. dos, Passarelli C.R., Prazeres H.J., Kaulfuss G., Sato K. Lima P.S. de. 1999. Paleoproterozoic Granulitic Belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC). *Extended Abstracts of II South American Symposium on Isotope Geology*, 1:291-294.

Basei M.A.S., Drukas C.O., Nutman A.P., Wemmer K., Dunyi L., Santos P.R., Passarelli C.R., Campos Neto M.C., Siga Jr O. 2011. The Itajaí foreland basin: a

tectono-sedimentary Record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100:543-569.

Berger M., Rollinson H.R. 1997. Isotopic and geochemical evidence for extensive intracrustal mixing and homogenisation during the Archean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61:4809-4829.

Coutinho J., Krautner H., Sassi F., Rolf S., Sen S. 2014. Anfibolito e Granulito. In: Fettes D. & Desmons J. (eds.). *Rochas Metamórficas- Classificações e glossário*. São Paulo, Oficina de Texto, 71-80p.

Cuney M. Barbey P. 2014. Uranium, rare metals, and granulite-facies metamorphism. *Geoscience Frontiers*, 5:773-388.

Cury L.F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 187p.

De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.

Debon F., Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73:135-149.

Girardi V.A.V. 1974. *Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên-PR*. Tese de Livre Docência, Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 146 p.

O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio. *US Geological Survey*, 525-B:B79-B84.

Fowler M.B. 1986. Large ion lithophile element characteristics of an amphibolite facies to granulite-facies transition at Gruinard Bay, north-west Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, 4:345-359.

Harara O.M.M. 2001. Mapeamento e Investigação Petrológica e Geocronológica dos litotipos da região do alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 206 p.

Harara O.M.M., Cury L.F., Basei M.A.S., Siga Jr. O., Vlach S.R.F, Campos Neto M.C. 2015. Intraplate alkaline monzogabbros-monzodiorites mixed with A-type syeno/monzogranites and production of expressive hybrid rocks with mixing textures in Neoproterozoic late to post-orogenic and anorogenic settings: An example from Palermo and Rio Negro stocks, Southern Brazil. Posters of The 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. (1):113-114.

Hartmann L.A., Silva L.C., Orlandi Filho V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: Descrição e implicações genéticas. Acta Geológica Leopoldensia, 3(6):93-112.

Hartmann L.A. 1988. Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves no extremo sul do Brasil. Geochimica Brasiliensis, 2(1), 1-14.

Hartmann L. A., Santos J. O. S. McNaughton N. J. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 72(4):595-572.

IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2015. Base Cartográfica Contínua do Brasil. Rio de Janeiro, Mapa Topográfico Digital, escala 1:250.000.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8:523-548.

Kaul P.F.T. 1980. O Cráton de Luis Alves. Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia, 5:2677-2683.

Kaul P.F.T. 1997. O Magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos. Tese de Doutorado. Pós-

Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 293p.

Kaulfuss G.A. 2001. Geocronologia dos núcleos de embasamento, Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba (PR). Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115 p.

Lamb R.C., Smalley P.C., Field D. 1986. P-T conditions for the Arendal granulites, southern Norway: implications for the roles of P.T., and CO₂ in deep crustal LILE-depletion. *Journal of Metamorphic Geology*, 4:143-160.

Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 38:757-775.

Newton R.C. 1992. Charnockitic alteration: Evidence for CO₂ infiltration in granulite facies metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 10:383-400.

Morimoto N. 1990. Nomenclatura de piroxênios. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4):318-329.

Paranacidade. 2006. Folha topográfica Campo Alegre (SG.22-Z-B-I-1). Curitiba, Mapa Topográfico, escala 1:50.000.

Pearce T.H., Harris N.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.

Peccerillo A., Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58:63-81.

Rajesh H. M. 2012. A geochemical perspective on charnockite magmatism in Peninsular India. *Geoscience Frontiers*, 3(6):773-788.

Rollinson H.R., Tarney J. 2005. Adakites - the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos*, 79:61-81.

Rudnick R.L., Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick R. (ed.) *Treatise of Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 1-64.

Shand S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, Nova York.

Siga Jr O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.

Siga Jr. O.; Basei M.A.S.; Reis Neto J.M. Dos., Machiavelli A. Harara O.M. 1995. O Complexo Atuba: Um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP*, 26:69-98.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Kei S., Citroni S.B., Reis Neto J.M. dos., Weber W., De Lima P.S., Sproesser W.M. 1999. Post-orogenic magmatism and sedimentation in Neoproterozoic extensional regimes in the Brazilian Southern region. *Extended Abstracts of II South American Symposium on Isotope Geology*, p. 367-370.

Streckeisen A.L., LeMaitre R.W. 1979. Chemical approximation to modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neus Jahrbuch fur Mineralogie*, 136:169-206.

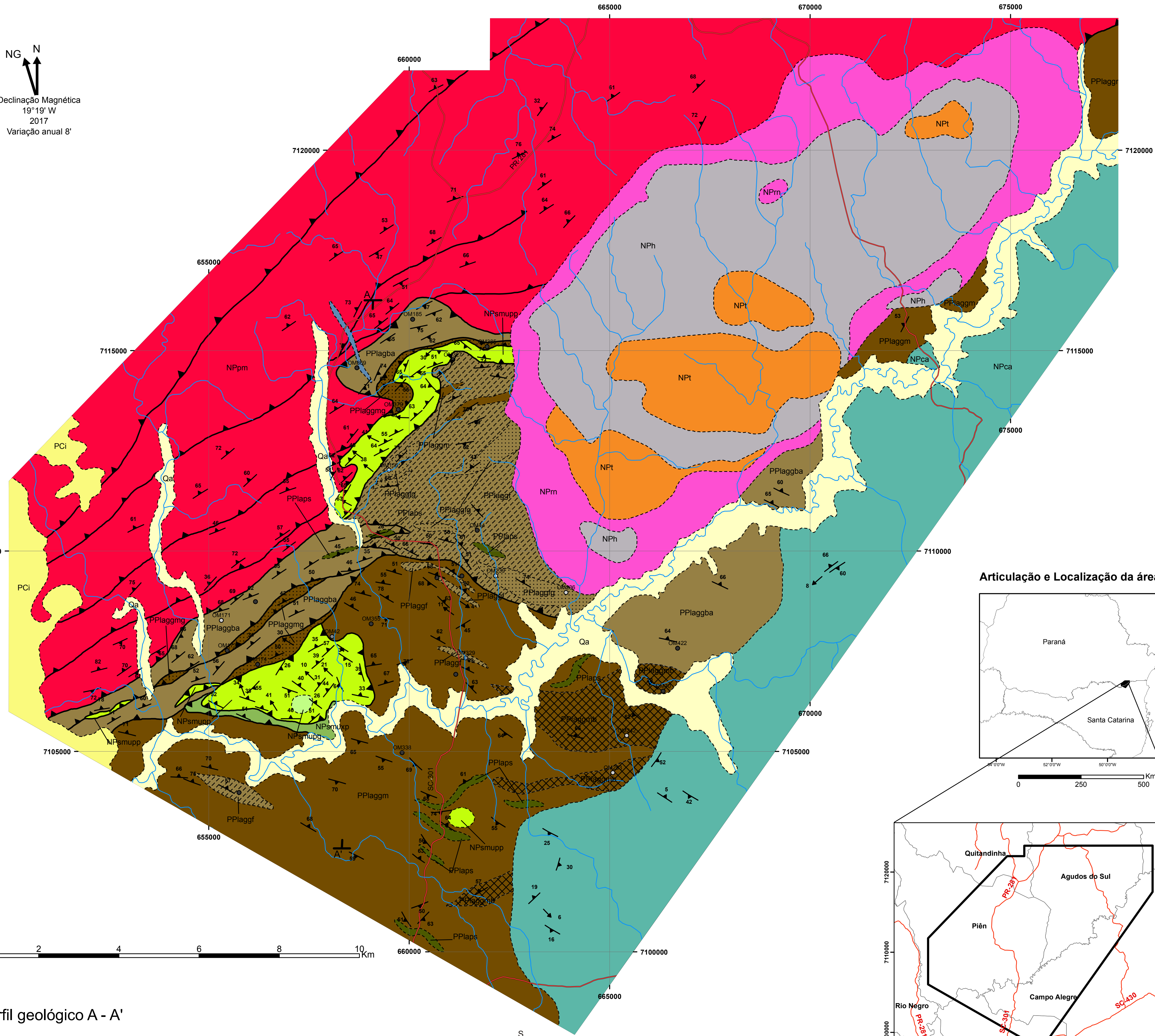
Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.

Whitney D.L., Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95:185-187.

**ANEXO I- Mapa Geológico de parte da porção norte do Terreno Luís Alves
entre a região de Piên e São Bento do Sul (SC)**

Mapa Geológico de parte da porção norte do Terreno Luís Alves entre a região de Piên (PR) e São Bento do Sul (SC)

NG N
Declinação Magnética
19° 19' W
2017
Variação anual 8'



UNIDADES GEOLÓGICAS

FANEROZOICO

- Qa
- PCi

Qa: Aluviões recentes

PCi: Rochas sedimentares da sequência permo-carbonífera do Grupo Itararé

NEOPROTEROZOICO

Granito Rio Negro e rochas vulcânicas e sedimentares da Bacia de Campo Alegre (595-585 Ma)

- NPca
- NPr
- NPm
- NPh

NPca: Rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e sedimentares da Bacia de Campo Alegre.

NPr: Diques riolíticos com biotita e textura microporifírica a afanítica.

NPm: Biotita-anfíbólio e biotita monzo-sienogranitos com cor rosa-vermelha, granulação média a grossa, textura xenomórfica e estrutura isotrópica do Granito Rio Negro.

NPh: Zona de Híbridez. Rochas graníticas híbridas máficas (monzogabros, monzodioritos e quartzo-monzodioritos) e félsicas (quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos e monzogranitos), do Granito Rio Negro. Cor varia entre cinza claro a cinza escuro e rosa a avermelhado, granulação média a grossa, estrutura isotrópica e de fluxo magmático.

Granito Tarumã (600-595 Ma)

- NPt

NPt: Biotita ± anfíbólio monzogranitos. Cor cinza claro e ocasionalmente rosa, granulação fina e estrutura isotrópica.

Cinturão Granítico Piên-Mandirituba (620-595 Ma)

- NPpm

NPpm: Biotita ± anfíbólio monzogranitos, biotita-anfíbólio e anfíbólio-biotita leucogranodioritos, biotita-anfíbólio e anfíbólio-biotita quartzo monzodioritos e anfíbólios com e sem epidoto magmático. Rochas com granulação predominantemente média a grossa, pouco deformadas, protomiloníticas a miloníticas e com megacristais de K-feldspato.

Suíte Máfica-Ultramáfica de Piên (± 630 Ma)

- NPsmupp
- NPsmupg
- NPsmuxp

NPsmupp: Peridotitos miloníticos e serpentinitos com intercalações de níveis de olivina-piroxenitos, orto piroxenitos, olivina-websteritos e websteritos. Cor cinza escuro, cinza claro e verde e granulação fina a média.

NPsmupg: Gabros toleíticos com epínélio

NPsmuxp: Xistos Magnesianos

ARQUENO (?) - PALEOPROTEROZOICO

Terreno Luis Alves (2060 Ma)

- PPlaggba
- PPlagfgf
- PPlaggf
- PPlaggm
- PPlaggm
- PPlagmb
- PPlaps

PPlaggba: Gnaisses biotíticos e anfíbólios. Cor cinza claro a escuro, granulação média a grossa, textura granoblástica e granolepidoblástica deformada.

PPlagfgf: Gnaisses granulíticos félsicos com granada e com ou sem anfíbólio. Cor cinza escuro, granulação média a grossa e textura granoblástica deformada.

PPlaggf: Gnaisses granulíticos félsicos com ou sem anfíbólio e traços de biotita. Cor cinza claro a cinza esverdeado, granulação média a grossa, textura granoblástica deformada e/ou milonítica.

PPlaggm: Gnaisses granulíticos máficos ricos em granada com anfíbólio e traços de biotita. Cor cinza claro a escuro, granulação média a grossa, textura granoblástica.

PPlaggm: Gnaisses granulíticos máficos à intermediários com ou sem anfíbólio e traços de biotita. Cor cinza escuro a cinza claro, granulação média a grossa e textura granoblástica.

PPlagmb: Gnaisses granulíticos máficos à intermediários e raramente félsicos ricos em biotita e anfíbólio. Cor cinza escuro a cinza claro, granulação média a grossa, textura granolepidoblástica.

PPlaps: Serpentinitos, olivina-ortopiroxenitos e olivina websteritos serpentinizados.

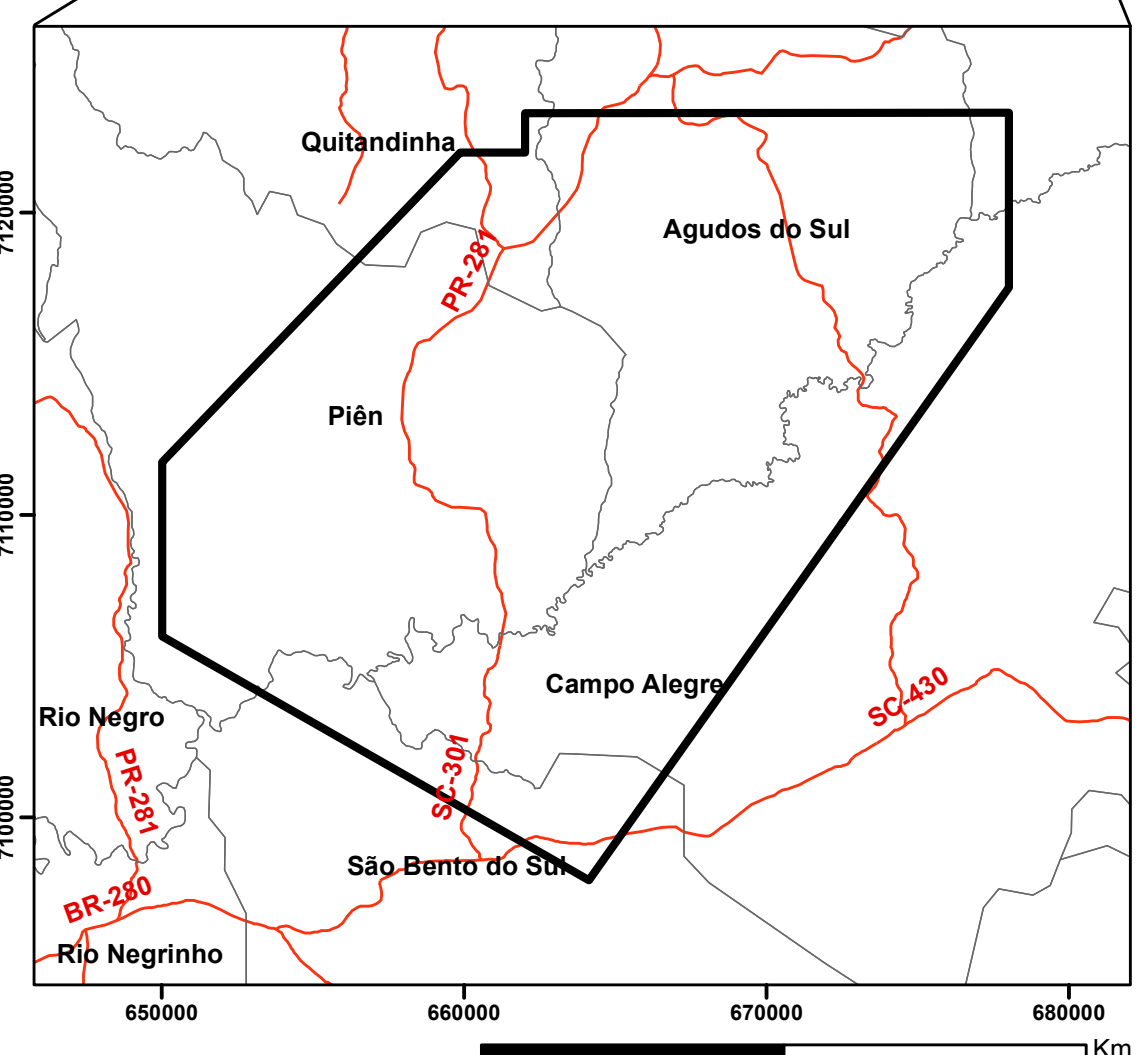
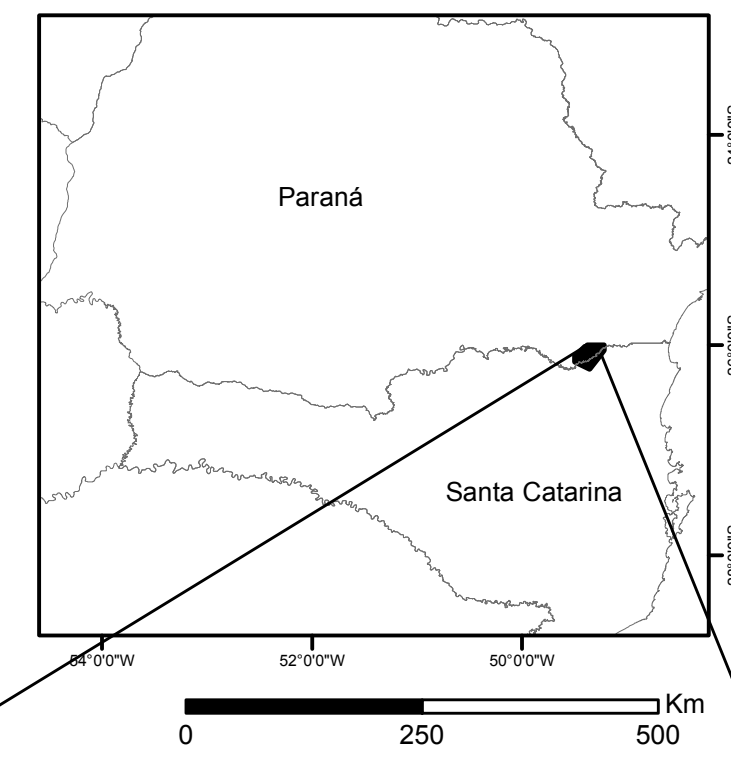
Convenções planimétricas

- Rodovias principais
- Drenagem
- Afloramento com lâmina petrográfica
- Afloramento com análise química
- Afloramento com análise química e lâmina petrográfica

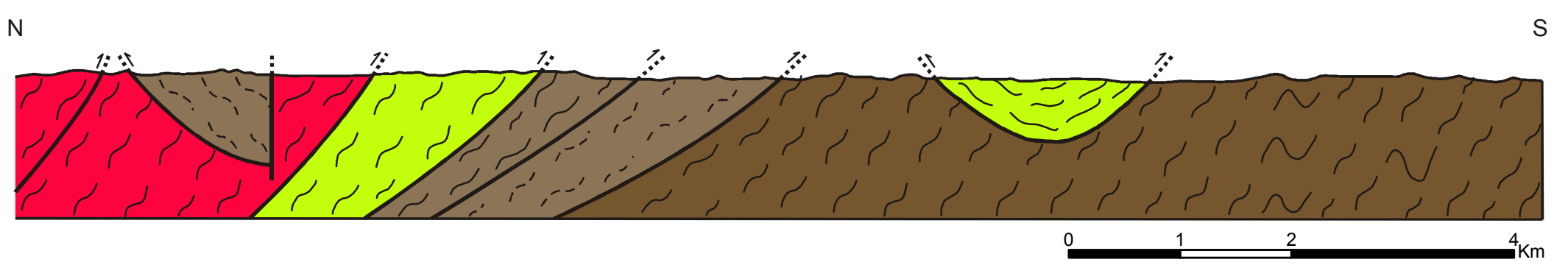
Convenções geológicas

- Contato geológico aproximado
- Falha de cavalcamento
- Foliação S_n com indicação de direção e mergulho
- Lineação de estiramento mineral com indicação do caimento
- Af - A': Perfil geológico

Articulação e Localização da área



Perfil geológico A - A'



- Legenda
- NPpm
 - NPsmupp
 - PPlagm
 - PPlaggba
 - PPlaggf

Universidade Federal do Paraná
Departamento de Ciências da Terra
Setor de Geologia

UFPR

Lorenzo Zehnplennig Zanetti
Orientador: Professor Dr. Ossama Mohamed Milad Harara
Coorientador: Professor Dr. Leonardo Fadel Cury

Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum Horizontal: SAD69

Escala Absoluta 1:50000

Modificado de: Harara O. M. M. 2001. Mapeamento e Investigação Petrográfica e Geocronológica dos litotipos da região do alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozoico III.

ANEXO II- Tabela com as análises geoquímicas

	OM42	OM44	OM70	OM140	OM165	OM173	OM174	OM185	OM298	OM327
SiO ₂ (%)	47,57	73,64	55,18	51,76	52,54	46,35	42,53	46,69	53,54	70,56
TiO ₂ (%)	0,36	0,14	1,10	0,92	0,56	0,74	1,61	0,98	1,35	0,11
Al ₂ O ₃ (%)	17,50	15,20	17,25	18,15	18,76	18,17	10,60	16,49	16,43	16,43
Fe ₂ O ₃ ^T (%)	8,26	1,61	9,43	9,46	7,38	11,97	14,93	10,27	11,57	2,55
MnO (%)	0,14	0,01	0,14	0,15	0,14	0,20	0,24	0,17	0,17	0,03
MgO (%)	8,62	0,62	4,46	3,51	2,78	6,03	11,54	6,12	4,79	1,09
CaO (%)	8,88	3,00	6,67	6,93	6,13	9,35	13,40	10,08	5,71	3,63
Na ₂ O (%)	2,97	5,63	3,71	4,88	4,18	3,44	1,69	3,30	3,72	6,05
K ₂ O (%)	0,79	0,69	1,45	0,70	3,47	0,85	0,78	1,17	1,02	0,02
P ₂ O ₅ (%)	0,03	0,04	0,38	0,39	0,34	0,17	0,04	0,55	0,47	0,00
LOI (%)	3,02	0,40	0,40	1,81	1,59	1,18	0,84	1,99	0,01	0,38
TOTAL (%)	98,14	100,98	100,17	98,66	97,87	98,45	98,20	97,81	98,78	100,85

	OM329	OM338	OM355	OM369	OM379	OM385	OM388	OM399	OM422
SiO ₂ (%)	60,16	59,49	60,32	49,69	41,99	43,29	64,65	69,27	62,81
TiO ₂ (%)	0,64	0,74	0,59	0,71	0,73	0,76	0,40	0,30	0,55
Al ₂ O ₃ (%)	17,38	17,30	18,24	19,05	15,93	18,36	18,47	15,02	15,99
Fe ₂ O ₃ ^T (%)	6,32	7,56	6,28	8,83	15,75	11,88	3,67	3,74	5,01
MnO (%)	0,09	0,11	0,10	0,15	0,32	0,16	0,04	0,07	0,10
MgO (%)	2,27	3,30	3,49	3,45	10,09	8,34	1,27	1,00	2,68
CaO (%)	5,40	5,59	6,00	6,98	12,28	12,17	5,47	3,11	5,74
Na ₂ O (%)	4,61	4,16	4,22	3,98	1,09	1,89	4,82	4,06	3,56
K ₂ O (%)	1,31	1,42	0,99	2,97	0,16	0,63	1,17	3,18	1,41
P ₂ O ₅ (%)	0,21	0,30	0,14	0,43	0,12	0,09	0,12	0,16	0,16
LOI (%)	1,27	0,62	0,54	1,30	0,05	0,75	0,52	0,08	0,58
TOTAL (%)	99,66	100,59	100,91	97,54	98,51	98,32	100,60	99,99	98,59

	OM42	OM44	OM70	OM140	OM165	OM173	OM174	OM185	OM298	OM327
Ba (ppm)	534	255	1104	815	3610	642	832	494	645	14
Rb (ppm)	26	6,9	10	10	48	10	10	13	40	1,6
Sr (ppm)	754	283	799	1092	1329	743	375	1225	506	114
Cs (ppm)	0,8	0,2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0
Ga (ppm)	13	22	21	24	18	19	15	18	27	17
Tl (ppm)	0,00	0	0,00	0	0	0	0	0	0	0
Ta (ppm)	0,5	0,43	2,6	0,5	1	0,9	0,5	0,7	0,5	0,32
Nb (ppm)	2	2,1	12	7	6	7	6	8	17	1
Hf (ppm)	0,4	0,3	5,8	4,3	2,2	1,5	2,6	1,5	6,8	0
Zr (ppm)	12	11	185	192	98	88	86	96	240	2,2
Ti (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y (ppm)	10	12	29	19	17	36	28	25	29	4,4
Th (ppm)	0,1	0,06	0,7	0,5	0,4	0,1	0,3	0,7	3,8	0
U (ppm)	0,2	0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0
Cr (ppm)	428	13	93	26	18	70	138	127	394	12
Ni (ppm)	174	0	27	20	9	42	253	40	88	0
Co (ppm)	0	41	0	0	0	0	0	0	0	26
Sc (ppm)	28	2	25	20	17	34	47	37	27	5
V (ppm)	108	13	129	131	93	180	249	178	143	27
Cu (ppm)	58	0	20	46	56	54	147	45	31	0
Pb (ppm)	9	6	9	16	25	5	5	12	19	0
Zn (ppm)	52	30	89	91	77	99	109	91	130	0
Bi (ppm)	5	0	5	5	5	5	5	5	5	0,06
Cd (ppm)	0,5	0	0,5	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0
In (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W (ppm)	0	264	0	0	0	0	0	0	0	155
Mo (ppm)	0	0,6	0	0	0	0	0	0	0	0
F (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Be (ppm)	2	0	2	2	2	2	2	2	2	0
Ag (ppm)	0,4	0	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0
S (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sb (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,13
La (ppm)	3	4,74	29,6	35,9	40,2	16,4	19,6	41,6	58,4	0,35
Ce (ppm)	7	6,28	78	71	77	37	59	94	140	0,54
Pr (ppm)	0	0,706	0,000	0	0	0	0	0	0	0,102
Nd (ppm)	6	3,34	47	35	34	23	48	54	62	0,58
Sm (ppm)	1,28	0,74	8,31	5,68	5,5	4,91	9,95	9,65	9,5	0,24
Eu (ppm)	0,75	0,506	2,31	1,82	1,94	1,25	2,99	2,81	2,23	0,321
Gd (ppm)	0	0,84	0	0	0	0	0	0	0	0,4
Tb (ppm)	0,5	0,15	1	0,5	0,8	0,9	1,1	0,9	1,3	0,1
Dy (ppm)	0	0,86	0	0	0	0	0	0	0	0,63
Ho (ppm)	0	0,21	0	0	0	0	0	0	0	0,13
Er (ppm)	0	0,58	0	0	0	0	0	0	0	0,42
Tm (ppm)	0,000	0,086	0,000	0	0	0	0	0	0	0,078
Yb (ppm)	0,81	0,46	2,59	1,65	1,25	2,67	1,7	1,9	3,4	0,51
Lu (ppm)	0,13	0,073	0,36	0,2	0,17	0,34	0,21	0,26	0,45	0,087

	OM329	OM338	OM355	OM369	OM379	OM385	OM388	OM399	OM422
Ba (ppm)	868	1066	839	3254	145	303	740	1950	657
Rb (ppm)	15	10	32	36	10	10	12	52	34
Sr (ppm)	491	748	456	1032	237	1253	521	414	633
Cs (ppm)	0	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,1	0	0
Ga (ppm)	19	23	22	18	11	18	25	21	16
Tl (ppm)	0	0	0	0	0	0	0,08	0,38	0,2
Ta (ppm)	0	0,5	2,2	0,6	2	0,9	0,43	0,46	0,3
Nb (ppm)	6	6	5	6	4	3	5,3	5,4	7
Hf (ppm)	0	4,6	2,3	1,9	1,7	0,4	3,3	2,3	3,1
Zr (ppm)	109	144	75	119	55	24	143	103	122
Ti (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y (ppm)	13	15	6	25	37	9	4,1	8	97
Th (ppm)	0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,12	0,31	0,8
U (ppm)	0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,11	0,22	0,2
Cr (ppm)	31	93	96	19	174	150	0	17	34
Ni (ppm)	24	30	33	8	71	78	18	10	0
Co (ppm)	0	0	0	0	0	0	33	33	11
Sc (ppm)	0	17	12	22	58	32	4	6	16
V (ppm)	67	86	57	113	230	229	25	36	97
Cu (ppm)	39	23	7	7	29	59	0	0	21
Pb (ppm)	12	11	11	20	5	5	16	30	0
Zn (ppm)	86	62	66	88	48	73	51	65	0
Bi (ppm)	0	5	5	5	5	5	0,08	0,18	0
Cd (ppm)	0	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0	0	0
In (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W (ppm)	0	0	0	0	0	0	169	181	0
Mo (ppm)	0	0	0	0	0	0	0,5	0,6	0
F (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Be (ppm)	0	2	2	2	2	2	1	1	1
Ag (ppm)	0	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0	0	0
S (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sb (ppm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
La (ppm)	31,53	36,6	13	36,9	7,7	7,6	16,8	29,4	29,9
Ce (ppm)	65,29	81	26	75	25	17	29,5	45,9	47,1
Pr (ppm)	0	0	0	0,000	0	0	2,77	4,105	7,11
Nd (ppm)	27,97	41	10	40	20	12	10,8	17,1	29,1
Sm (ppm)	4,4	6,2	1,6	6,99	5,77	2,52	1,74	2,76	5,7
Eu (ppm)	1,59	1,8	0,98	2,1	2,32	1,04	0,832	1,25	2,12
Gd (ppm)	2,79	0	0	0	0	0	1,53	2,25	7,8
Tb (ppm)	0	0,6	0,5	0,9	0,9	0,5	0,17	0,28	1,3
Dy (ppm)	2,07	0	0	0	0	0	0,73	1,43	8,5
Ho (ppm)	0,43	0	0	0	0	0	0,12	0,25	2,1
Er (ppm)	1,25	0	0	0	0	0	0,38	0,78	6,7
Tm (ppm)	0	0	0	0	0	0	0,038	0,106	0,84
Yb (ppm)	0,97	1,4	0,68	1,87	3,26	0,81	0,26	0,71	4,9
Lu (ppm)	0,14	0,22	0,07	0,27	0,44	0,09	0,042	0,107	0,74