

Trabalho de Conclusão de Curso

Curso de Graduação em Geologia

**COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA ENTRE AS SUBVULCÂNICAS
MÁFICAS SULFETADAS E NÃO SULFETADAS DO DEPÓSITO AURÍFERO PÉ
QUENTE, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT), CRÁTON AMAZÔNICO**

Isabella da Gama de Medeiros

Orientador: Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Co-orientador: Prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho

Rio Claro (SP)

2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

ISABELLA DA GAMA DE MEDEIROS

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA
ENTRE AS SUBVULCÂNICAS MÁFICAS SULFETADAS E
NÃO SULFETADAS DO DEPÓSITO AURÍFERO PÉ
QUENTE, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT),
CRÁTON AMAZÔNICO

Trabalho de Formatura apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Rio Claro - SP

2016

552 Medeiros, Isabella da Gama de
M488c Comparação petrográfica e geoquímica entre as subvulcânicas máficas
 sulfetadas e não sulfetadas do depósito aurífero Pé Quente, Província de
 Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico / Isabella da Gama de Medeiros. -
 Rio Claro, 2016
 78 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

 Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual
 Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: Rafael Rodrigues de Assis
 Coorientador: Sebastião Gomes de Carvalho

 1. Petrologia. 2. Magmatismo máfico. 3. Depósito tipo Au-pórfiro. I.
 Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

ISABELLA DA GAMA DE MEDEIROS

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA
ENTRE AS SUBVULCÂNICAS MÁFICAS SULFETADAS E
NÃO SULFETADAS DO DEPÓSITO AURÍFERO PÉ
QUENTE, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT),
CRÁTON AMAZÔNICO

Trabalho de Formatura apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis (orientador)

Prof. Dr. Antonio José Ranalli Nardy

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Junior

Rio Claro, 24 de novembro de 2016

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

Agradecimentos

Aos meus pais, Joselita R. da Gama e Lício P. de Medeiros por terem me dado apoio independentemente das minhas escolhas e também por todo o apoio que eles me deram durante a graduação. Sem a ajuda deles, eu não estaria me formando no curso de Geologia.

Ao meu orientador, Rafael R. de Assis, por ter estado sempre presente ao longo desse ano de 2016, sempre sendo atencioso e pronto a responder dúvidas.

Aos meus amigos da graduação Daniel, Tatiana, Tatiany, Flávia, Marina, Yasmim, Melissa, Laura, Marina Yumi, Igor, Matheus, Felipe por terem sido companheiros desde 2011/2012, estarem presentes nos momentos mais importantes desses últimos anos e serem amigos que eu quero ter pelo resto da vida.

Às minhas amigas de intercâmbio Cecília, Maiyara e Yessica por terem estado presentes em um dos anos mais importantes da minha vida e por quem sempre terei um carinho enorme.

Aos meus amigos de Ribeirão, Mari, Mariel, Érica, Felipe, Bruna, Guilherme, Marcus e Bruno por serem pessoas com quem sempre posso contar, mesmo estando distantes. São os meus companheiros de shows, viagens, escola e que foram muito importantes em momentos decisivos da minha vida.

Resumo

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) está situada no centro-sul do Cráton Amazônico e hospeda mais de uma centena de depósitos auríferos alinhados segundo o Alinhamento Peru-Trairão. As mineralizações primárias da província podem ser divididas em três grupos: (1) $\text{Au} \pm \text{Cu} (\pm \text{Bi} \pm \text{Te} \pm \text{Ag})$ disseminado; (2) $\text{Au} \pm \text{Cu}$ confinados em sistemas graníticos; (3) $\text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb} \pm \text{Cu} \pm \text{Mo}$. As mineralizações do tipo (1) e (2) foram interpretadas como sistemas do tipo Au-pórfiro enquanto o tipo (3) foi interpretado como um sistema epitermal de baixa a intermediária sulfetação. Diversos autores tinham correlacionado a metalogênese do ouro a três estágios, sendo equivalentes aos eventos magmáticos que geraram as hospedeiras: (1) 1,98-1,93 Ga com o alojamento dos plútons Pé Quente, Novo Mundo, Aragon e Santa Helena; (2) 1,89-1,87 Ga com a intrusão do Granito Nhandu e Suíte Matupá; (3) 1,78-1,75 Ga com a colocação dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Teles Pires. No entanto, datações recentes revelaram que a idade das mineralizações é em torno de 1.80 a 1.78 Ga, portanto essa idade é equivalente às idades do Grupo Colíder e das Suítes Paranaíta e Teles Pires (terceiro estágio magmático). Neste contexto, insere-se o depósito Pé Quente, pertencente às mineralizações do tipo (1). A hospedeira desse depósito está truncada por diques de subvulcânicas máficas (alvo de estudo deste trabalho), e essas subvulcânicas podem ser divididas em sulfetadas e não sulfetadas. Além disso, diversos depósitos da província também são truncados por diques de subvulcânicas máficas a intermediárias. Dessa forma, o objetivo deste trabalho é compreender se o magmatismo máfico que gerou as subvulcânicas sulfetadas poderia ser correlacionado às suítes de idade similar a mineralização e se ele teria contribuído com metais, calor, fluidos e enxofre para a metalogênese do ouro da província. Portanto, neste trabalho foram feitas análises petrográficas e geoquímicas para distinguir as subvulcânicas sulfetadas das subvulcânicas não sulfetadas. As subvulcânicas não sulfetadas possuem granulação mais grosseira e foram fracamente atingidas pela alteração hidrotermal. Geoquimicamente, estas subvulcânicas apresentam caráter sub-alcalino baixo a médio K formadas em ambientes extensionais e composição de gabro. Estas rochas foram correlacionadas a diques básicos tardios de idade em torno de 1.416 Ma, e, portanto, sem envolvimento na metalogênese do ouro. As subvulcânicas sulfetadas possuem granulação mais fina e foram atingidas por quatro estilos de alteração hidrotermal na seguinte ordem: alteração potássica, alteração sericítica (relacionada com a precipitação de sulfetos), alteração propilítica e alteração clorítica. Geoquimicamente, estas rochas apresentam caráter alcalino a cálcio-alcalino alto K formadas em ambiente de arcos magmáticos e composição de

monzogabro a monzodiorito. As subvulcânicas sulfetadas foram correlacionadas ao Grupo Colíder (1.803 a 1.766 Ma) o que evidencia a contribuição de magmatismo máfico para a formação do depósito aurífero Pé Quente e também de outros depósitos do setor leste da PAAF.

Palavras-chave: *Provincia Aurífera de Alta Floresta; Depósito tipo Au-pórfito; Depósito Pé Quente; Magmatismo máfico.*

Abstract

The Alta Floresta Gold Province, southern portion of the Amazon Craton, hosts more than a hundred gold deposits aligned in the direction of Peru-Trairão Lineament. The province primary mineralization are divided into three groups: (1) $\text{Au} \pm \text{Cu}$ ($\pm \text{Bi} \pm \text{Te} \pm \text{Ag}$) disseminated within granitic systems; (2) vein-type $\text{Au} \pm \text{Cu}$ systems; (3) vein-type $\text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb} \pm \text{Cu} \pm \text{Mo}$. Mineralizations of type (1) and (2) were interpreted as gold porphyry systems whereas type (3) was interpreted as epithermal gold-systems of low to intermediate sulfidation. Many authors had associated gold metallogenesis to three stages: (1) 1.98-1.93 Ga with the intrusion of the Pé Quente, Novo Mundo, Aragão e Santa Helena plutons; (2) 1.89-1.87 Ga with the intrusion of Nhandu Granite and Matupá Intrusive Suite; (3) 1.78-1.75 Ga with the intrusion of anorogenic granites associated to Teles Pires Intrusive Suite. However, recent ages obtained for the mineralization are between 1.80 Ga and 1.78 Ga. These ages are equivalent to the ages associated to Colíder Group, Paranaíta Intrusive Suite and Teles Pires Intrusive Suite, which are representative of the third magmatic stage. In this context, the Pé Quente gold deposit presents mineralization of group (1). The host rock of Pé Quente mineralization is commonly intruded by many mafic dykes (target of this study), these mafic dykes can be divided on sulfide-bearing mafic subvulcanics and non-sulfide-bearing mafic subvulcanics. Besides, many other deposits of the province are also intruded by mafic to intermediate dykes. Thus, the objective of this study is to comprehend if the mafic magmatism that generated the sulfide-bearing subvulcanics could be related to the suites of similar age to the gold mineralization. Consequently, the mafic magmatism could have provided metals, heat, fluids and sulfur contributing to gold metallogenesis. Therefore, in order to distinguish between the sulfide-bearing subvulcanics and non-sulfide-bearing subvulcanics, petrographic and geochemical analysis were made. Non-sulfide-bearing subvulcanics are coarser and weakly affected by hydrothermal alteration. Geochemically, they are constituted of gabbro and show characteristics of subalkaline low to medium K magmas formed in extensional environment. These rocks were associated to basic dykes of age 1,416 Ma with no involvement in gold metallogenesis. Sulfide-bearing subvulcanics have a fine texture and were heavily affected by hydrothermal alteration in the following order: potassic alteration, sericitic alteration (related to sulfide precipitation), propylitic alteration and cloritic alteration. Geochemically, they are composed of monzogabbro and monzodiorite, and show characteristics of alkaline to calc-alkaline high K magmas formed in magmatic arcs. Sulfide-bearing subvulcanics were associated to Colíder Group (1,803 to 1,766 Ma) which indicates

the contribution of mafic magmatism in the formation of Pé Quente gold deposit and other gold deposits in the east sector of Alta Floresta Gold Province.

Key-words: *Alta Floresta Gold Province; Gold-porphyry systems; Pé Quente gold deposit; Mafic Magmatism*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Justificativas e objetivos	3
1.2. Localização	4
2. MATERIAIS E MÉTODOS	6
2.1. Amostragem	6
2.2. Petrografia	7
2.3. Geoquímica	8
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
3.1. Cráton Amazônico	9
3.2. Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)	11
3.2.1. Embasamento/Complexo Cuiú-Cuiú	16
3.2.2. Suíte Intrusiva Matupá	16
3.2.3. Suíte Intrusiva Flor da Serra	17
3.2.4. Suíte Intrusiva Paranaíta	17
3.2.5. Intrusivas Básicas de Guadalupe	18
3.2.6. Grupo Colíder	18
3.2.7. Suíte Intrusiva Teles Pires	19
3.2.8. Diques básicos/Suíte Intrusiva Nova Guarita	19
4. DEPÓSITOS AURÍFEROS DA PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA	21
4.1. Contexto Geológico do depósito Pé Quente	21
5. PETROGRAFIA DAS SUBVULCÂNICAS DO ENTORNO DO DEPÓSITO PÉ QUENTE	25
5.1. Diques subvulcânicos sulfetados	25
5.2. Diques subvulcânicos não-sulfetados	26
5.3. Alteração Hidrotermal	28
5.3.1. Alteração potássica	29
5.3.2. Alteração sericítica	30
5.3.3. Alteração propilítica	32
5.3.4. Alteração clorítica	32
5.3.5. Vênulas Tardias	36
5.4. Minério disseminado	36
6. LITOGEOQUÍMICA	42

7. DISCUSSÕES	59
7.1. Comparação petrográfica e geoquímica entre subvulcânicas sulfetadas e não sulfetadas	59
7.2. Contextualização geológica das subvulcânicas sulfetadas e não sulfetadas	62
7.3. Implicações metalogenéticas	64
7.4. Considerações finais	67
8. CONCLUSÕES	69
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

Índice de Figuras

1.1	Localização da Província Aurífera de Alta Floresta, com destaque para a região de Peixoto de Azevedo, município onde se insere o depósito Pé Quente (modificado de Souza et al., 2005 por Stabile, 2012).	5
3.1	Compartimentação do Cráton Amazônico, com as principais associações litológicas e localização da Província Aurífera de Alta Floresta, de acordo com o modelo proposto por Tassinari e Macambira (1999), retirado de Assis (2015).	10
3.2	Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico com a localização da Província Aurífera de Alta Floresta (SANTOS et al., 2000; SANTOS et al., 2006).	11
3.3	Estruturação petroectônica da Província Aurífera de Alta Floresta, modificado de Paes de Barros (2007) e Assis (2015).	12
3.4	Mapa geológico do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, retirado de Assis (2015)	13
4.1	Mapa geológico de semi-detelhe do entorno do depósito Pé Quente, com a localização das amostras de subvulcânicas utilizadas neste trabalho. Fonte: Stabile Jr (2012) modificado de Assis (2011).	23
5.1	Diques de diabásio sulfetado com (A) Aglomerados disseminados de pirita fina em matriz de granulação muito fina; (B) Textura porfírica e poiquilitica com fenocristal de plagioclásio de 1,6 cm com inclusões de rutilo orientados paralelamente segundo a direção de crescimento do fenocristal; (C) Paragênese mineral primária (augita, magnetita e plagioclásio) sobreposta por clorita, calcita, sericita e clinozoisita hidrotermais; (D) Diabásio com fenocristais de augita e enstatita em meio a matriz fina composta por cristais de plagioclásio sericitizados. FOTOMICROGRAFIAS: B-C em luz transmitida; D: com polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Cal: calcita; Chl: clorita; Czo: clinozoisita; En: enstatita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Rt: rutilo.	26
5.2	Diques subvulcânicos não sulfetados (A) Microgabro fanerítico fino de coloração cinza escuro; (B) Textura ofítica e sub-ofítica, representada por cristais ripiformes de plagioclásio parcial a totalmente englobados por cristais de piroxênio; (C) Microgabro representado por augita e plagioclásio bem preservados, além de pequena concentração de minerais secundários, tais como clorita; (D) Ripas de plagioclásio sericitizado e cristais de piroxênio cloritizado da amostra RA-105. FOTOMICROGRAFIAS: B: polarizadores cruzados; C-D: luz natural. LEGENDA: Agt: augita; Chl: clorita; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio.	27
5.3	Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal proposto para o conjunto de subvulcânicas não sulfetadas do entorno do depósito Pé Quente.	28

- 5.4 Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal proposto para o conjunto de subvulcânicas sulfetadas do entorno do depósito Pé Quente. 29
- 5.5 (A) Subvulcânica sulfetada com alteração potássica pervasiva representada pelo aspecto turvo (sujo) dos cristais de feldspato, consequência de suas micro-inclusões de hematita. Essa alteração confere a colorações avermelhadas aos litotipos; (B) A potassificação usualmente ocorre a partir da substituição pelas bordas dos cristais de plagioclásio. FOTOMICROGRAFIAS: A-B em luz transmitida. LEGENDA: Fk: feldspato potássico; Hem: hematita; Pl: plagioclásio 30
- 5.6 (A e B) Fenocristal e matriz, ambos representados por plagioclásio intensamente sericitizado; (C) Fenocristal de plagioclásio com bordas potassificadas e núcleo sericitizado, imerso em matriz fanerítica média composta por cristais de plagioclásio alterados para sericita + muscovita; (D) Microgabro em estágio inicial de sericitização dos cristais de plagioclásio da matriz; (E) Muscovita fibro-radial em estilo pervasivo imersa em matriz constituída por plagioclásio sericitizado. FOTOMICROGRAFIAS: A-E polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Ser: sericita. 31
- 5.7 (A) Alteração propilitica na forma de bolsões de quartzo + clorita dispersos na matriz; (B) Alteração propilitica representada por calcita grossa, epidoto anédrico de granulação fina, além de quartzo euédrico e clorita anédrica; (C) Substituição de augita por agregados policristalinos de clinozoisita fina; (D) Cristais anédricos de granulação fina e grossa de calcita parcialmente substituídos por clorita; (E) Clorita fibro-radial na amostra RA-89; (F) Pequenos cristais de rutilo em paragênese com clorita. FOTOMICROGRAFIAS A e F: luz natural; B-E: polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Cal: calcita; Chl: clorita; Czo: clinozoisita; En: enstatita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Rt: rutilo.. . . . 33
- 5.8 (A) Intensa cloritização do piroxênio com magnetita associada da amostra RA-105; (B) Alteração clorítica intersticial em microgabro não sulfetado. Neste grupo de subvulcânicas, a clorita apresenta composição magnesiânica e ocorrência muito mais restrita quando comparada ao outro grupo de subvulcânicas; (C e D) Alteração clorítica em bolsões disformes sobre a muscovita e epidoto dos estágios hidrotermais anteriores. Clorita exibe composição tanto da chamosita quanto do clinocloro; (E) Textura bastante comum da alteração clorítica, resultante da substituição da muscovita (alteração sericítica) e clorita + quartzo (alteração propilitica), com consequente geração de clorita magnesiânica e ferrosa (clinocloro e chamosita, respectivamente) nas porções centrais; (F) Diabásio com bolsões esverdeados de clorita + epidoto. FOTOMICROGRAFIAS A e C: luz natural; B e D: polarizadores cruzados. E: imagens de elétrons retroespalhados. LEGENDA: Chl: clorita; Chm: chamosita; Clc: clinocloro; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Px: piroxênio; Qtz: quartzo.. . . . 34

5.9	(A) Substituição da muscovita da alteração sericítica e epidoto da alteração propilítica por clorita rica em Fe; (B) Substituição da pirita precipitada nas alterações sericítica e propilítica por chamosita; (C-D) Augita parcialmente substituída por clorita; (E) Cristais de clorita das variedades magnésiana e ferrosa com arqueamento da clivagem; (F) Cristais de calcita parcialmente substituídos por clorita magnésiana (baixa birrefringência). FOTOMICROGRAFIAS C: luz natural; A, B, D, E, F: polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Cal: calcita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qtz: quartzo	35
5.10	(A) Vênulas tardias de quartzo de granulação fina a média, observadas apenas nos diques subvulcânicos proximais ao depósito Pé Quente; (B) Agregado policristalino de hematita com cerca de 1 mm em vênula de quartzo. FOTOMICROGRAFIAS: A: com polarizadores cruzados; B: luz natural. LEGENDA: Chl: clorita; Hem: hematita; Qtz: quartzo.. . . .	36
5.11	(A-B) Pirita subédrica associada à alteração sericítica e magnetita anédrica primária. Clorita e apatita correspondem às maiores inclusões nos cristais de pirita; (C) Os cristais de magnetita são primários e foram parcialmente substituídos por clorita, na forma de lamelas paralelas. Adicionalmente, lamelas de titanomagnetita são comuns na magnetita; (D) Cristal anédrico de calcopirita de granulação fina; (E-F) Calcopirita inclusa em cristal de pirita, e por vezes, associada com clorita rica em Fe. FOTOMICROGRAFIAS: imagens de elétrons retro-espalhados. LEGENDA: Chl: clorita; Cpy: calcopirita; Mag: magnetita; Py: pirita.	37
5.12	(A) Inclusão anédrica de esfalerita em cristal de pirita; (B) Inclusão de esfalerita associada à calcopirita em cristal de pirita; (C) Inclusões de wulfenita na pirita. (D-E) Galena em fraturas intercristalinas da pirita; (F) Inclusão de electrum (Au + Ag) associado à albita, em cristal de pirita. FOTOMICROGRAFIAS: imagens de elétrons retro-espalhados. LEGENDA: Ab: albita; Au: ouro; Cpy: calcopirita; Gn: galena; Mag: magnetita; Py: pirita; Sp: esfalerita; Wfn: wulfenita.	38
5.13	Espectros (EDS) de fases minerais diagnosticadas no minério disseminado com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura: (A) Calcopirita; e (B) Esfalerita.	39
5.14	Espectro (EDS) de fases minerais diagnosticadas no minério disseminado com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura: (A) Au + Ag associado à albita; (B) Wulfenita.	40
5.15	Espectro (EDS) de galena encontrada em fraturas intercristalinas da pirita. . . .	41
6.1	Diagramas do tipo box-plot para os elementos maiores, LILE, HFSE e alguns elementos-traço.	45
6.2	Diagrama box-plot para os metais de transição (Cr, Ni, Cu, Zn e Co)	46

6.3	Diagramas de Harker para elementos maiores e menores para o conjunto de amostras estudado.	46
6.4	Diagramas de Harker relacionados aos LILE (Ba, Rb e Sr) e HFSE (Nb, Zr e Y) para os grupos de subvulcânicas estudados.	47
6.5	Diagramas de Harker referente aos metais de transição (Co, Cr, Cu, Ni e Zn) para o conjunto de amostras estudado.	48
6.6	Diagramas de Harker referente a alguns elementos traço (V e Ga) e ETR (Ce e La) para o conjunto de amostras de subvulcânicas estudado.	49
6.7	Diagramas do Mg# <i>versus</i> elementos maiores para o grupo de subvulcânicas estudados.	50
6.8	Diagramas do Mg# <i>versus</i> elementos maiores para o grupo de subvulcânicas estudados.	51
6.9	Diagramas de Mg# referente às concentrações dos metais de transição (Co, Cr, Cu, Ni e Zn)	52
6.10	Diagramas de Mg# para alguns elementos traço (V e Ga) e ETR (Ce e La) esboçados para o conjunto de amostras estudados.	53
6.11	(A) Diagrama TAS com a distribuição composicional dos diques do entorno do depósito Pé Quente. Campos conforme Le Maitre et al. (2002); (B) Diagrama TAS modificado por Middlemost (1994) para rochas intrusivas. ...	54
6.12	Diagrama MALI de Frost et al. (2001) que divide as subvulcânicas nas séries alcalina, álcali-cálcica, cálcio-alcalina e cálcica.	55
6.13	(A) Diagrama SiO ₂ <i>versus</i> K ₂ O proposto por Middlemost (1975), onde as rochas não sulfetadas e RA-105 apresentam caráter sub-alcalino baixo K a sub-alcalino. Em contrapartida, as rochas sulfetadas apresentam caráter alcalino. (B) Diagrama SiO ₂ <i>versus</i> K ₂ O proposto por Le Maitre et al. (1989), onde as rochas não sulfetadas possuem caráter médio K enquanto as sulfetadas e a amostra RA-105 possuem caráter alto K.	56
6.14	Diagramas AFM propostos por: (A) Irvine e Baragar (1971) no qual as amostras se enquadram no campo toleítico; (B) Kuno (1968), no qual as amostras exibem padrão essencialmente toleítico a levemente cálcio-alcalino. .	56
6.15	(A) Diagrama FeO _{tot} /MgO <i>versus</i> SiO ₂ proposto por Miyashiro (1974), atestando o caráter toleítico das amostras deste trabalho; (B) Diagrama Fe* de Frost et al. (2001) no qual as amostras não sulfetadas enquadram-se nas séries magnesianas enquanto as amostras sulfetadas e a amostra RA-105 plotam no campo das séries ferrosas.	57

- 6.16 (A) Diagrama NB-Zr-Y de Meschede (1986) que divide as rochas em basaltos intraplaca alcalinos, toleítos intraplaca, E-MORB, basaltos de arco vulcânico e N-MORB; (B) Diagrama Y-La-Nb de Canabis e Lecolle (1989) em que é possível verificar que as subvulcânicas sulfetadas assim como a amostra RA-105 encontram-se no campo de basaltos cálcio-alcalinos de arco, diferentemente da ampla dispersão das amostras proveniente do grupo de subvulcânicas não sulfetadas. 58

1. Introdução

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada na porção centro-norte do estado de Mato Grosso, é composta por terrenos plutono-vulcânicos de idade paleo a mesoproterozoica. Inserida no segmento centro-sul do Cráton Amazônico, está delimitada a sul pelo Gráben dos Caiabis e a norte pelo Gráben do Cachimbo (PAES DE BARROS, 2007). Segundo a compartimentação do Cráton Amazônico proposta por Tassinari e Macambira (1999), a PAAF insere-se entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga). No entanto, de acordo com o modelo de Santos et al. (2000 e 2001) modificado por Santos et al. (2006), enquadra-se entre as províncias geotectônicas Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia- Juruena (1,82-1,54 Ga).

Segundo Dardenne e Schobbenhaus (2003), a PAAF teria produzido, entre as décadas de 1970 e 1990, em torno de 200 a 300 t de ouro, a qual proveio principalmente de atividade garimpeira em aluviões, eluviões e colúvios (SOUZA et al., 2005). A exaustão dessas concentrações secundárias impulsionou a busca por mineralizações auríferas primárias, inicialmente confinadas a veios e vênulas de quartzo e sistemas em *stockwork* e, posteriormente, como disseminações, em ambos os casos, hospedados em plútons graníticos (PAES DE BARROS, 2007) e subordinadamente em vulcânicas e vulcano-sedimentares (ASSIS, 2011). No conjunto, essas mineralizações primárias totalizam mais de uma centena de depósitos de pequeno porte (< 5 t) alinhados na direção NW-SE (alinhamento Peru–Trairão; PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2011).

Com base em diversos trabalhos no setor leste da PAAF (PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2011; MIGUEL JR, 2011; XAVIER et al., 2011; ASSIS et al., 2014), as mineralizações auríferas primárias podem ser agrupadas em três tipologias principais de acordo com sua assinatura geoquímica e estilo de ocorrência: (1) $\text{Au} \pm \text{Cu} (\pm \text{Bi} \pm \text{Te} \pm \text{Ag})$ disseminado (e.g. depósitos Luizão, Serrinha, Aragão, X1 e Pé Quente) e (2) $\text{Au} \pm \text{Cu}$ confinados em sistemas graníticos (e.g. depósitos Edu e Pombo), ambos com pirita como sulfeto dominante, porém com quantidades variáveis de calcopirita e hematita; além de (3) $\text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb} \pm \text{Cu} \pm \text{Mo}$, representada pela ocorrência de pirita, esfalerita e galena, além de calcopirita e digenita subordinadas (e.g. depósitos Bigode, Pezão, Luiz e Francisco). Os grupos (1) e (2) estão eminentemente hospedados em sistemas graníticos cálcio-alcalinos oxidados sendo, portanto, equivalente a sistemas do tipo Au-pórfito, enquanto o grupo (3) hospeda-se em subvulcânicas, vulcano-sedimentares e granitos alcalinos epizonais oxidados e exibe atributos geológicos compatíveis aos sistemas epitermais de baixa a intermediária

sulfetação (ASSIS et al., 2014). No conjunto, esses depósitos estão hospedados em suítes graníticas paleoproterozoicas do tipo I, de composição cálcio-alcálica a sub-alcálica, meta a peraluminosa, de médio a alto K, magnesianas a ligeiramente ferrosas, e que teriam se desenvolvido em ambientes de arcos vulcânicos.

Em adicional, Assis (2015) com base em idades Re-Os de três dos principais depósitos pertencentes ao grupo (1) (depósitos X1, Pé Quente e Luizão) discute que o evento aurífero na Província teria ocorrido em um único e estreito intervalo de tempo no Estateriano, em aproximadamente 1.785 ± 1 Ma e que, portanto, poderia estar associado à instalação do grupo vulcânico Colíder ($\sim 1,82$ a $1,77$ Ga), aos granitos epizonais da suíte Paranaíta ($1,81$ a $1,79$ Ga), ou ainda, ao grupo plutono-vulcânico Teles Pires ($1,78$ a $1,75$ Ga). Tais idades Re-Os estariam relacionadas, portanto, ao desenvolvimento inicial do ambiente pós-tectônico do Arco Magmático Juruena ($1,78$ - $1,75$ Ga). Esses resultados são completamente opostos ao que se propunha em trabalhos anteriores quanto ao evento de mineralização na PAAF, que com base em idades de cristalização U-Pb em cristais de zircão provenientes das hospedeiras plutônicas, acreditava-se haver uma conexão não apenas espacial, mas também genética entre plutonismo e a metalogênese aurífera na província. (PAES DE BARROS, 2007; SILVA; ABRAM, 2008; ASSIS, 2011; MIGUEL-JR, 2011).

Neste contexto, enquadra-se o depósito Pé Quente (ASSIS, 2011), localizado na porção sudeste da PAAF, no município de Peixoto de Azevedo (MT). Este depósito está hospedado em monzonitos e quartzo-monzonitos da Suíte Pé Quente, com idade de cristalização U-Pb em zircão de 1.979 ± 29 Ma (ASSIS, 2011; MIGUEL-JR, 2011). A suíte é truncada por diversos plútons graníticos tentativamente correlacionados à Suíte Matupá ($\sim 1,87$ Ga), de composição granítica a tonalítica, além de inúmeros diques subvulcânicos máficos de composição basáltica a basalto traquítica (ASSIS, 2011), os quais são o objeto de estudo deste trabalho. Segundo Assis (2011), Assis et al. (2014) e Assis (2015) o depósito exibe atributos geológicos similares ao modelo magmático-hidrotermal do tipo Au-pórfiro, porém, com posicionamento crustal mais profundo.

1.1. Justificativas e objetivos

Todos os principais depósitos auríferos da província, independente do grupo ao qual pertençam, são truncados por diversos diques de subvulcânicas de composição máfica a intermediária, a exemplo do observado nos depósitos Pé Quente (ASSIS, 2011), X1 (RODRIGUES, 2012), Luizão (PAES DE BARROS, 2007; TREVISAN, 2012), Serrinha (MOURA, 1998; MOURA et al., 2006) e Francisco (ASSIS, 2008; ASSIS, 2011). Esses corpos subvulcânicos apresentam-se variavelmente afetados por diversos estágios e tipos de alteração hidrotermal.

Contudo, embora diversos estudos já tenham sido realizados na escala dos depósitos, nenhum deles se preocupou em compreender a importância desse magmatismo máfico na gênese dos depósitos auríferos da província. Os poucos estudos realizados na escala dos depósitos, em relação a esses diques, têm se focado em sua descrição cartográfica, petrográfica e geoquímica genérica, ou então, quando em escala regional, têm-se focado numa compreensão estratigráfica e petrogenética (DUARTE, 2015). Porém, em nenhum dos casos buscou-se sua compreensão dentro de um escopo metalogenético.

Neste contexto, o depósito Pé Quente torna-se um alvo promissor no entendimento da eventual contribuição do magmatismo máfico na gênese dos depósitos auríferos da PAAF, visto suas principais hospedeiras estarem frequentemente truncadas por diversos diques dessa natureza. No depósito, os diques de subvulcânicas exibem tipos, padrões e intensidades distintas da alteração hidrotermal, de forma que é possível individualizá-los em dois grupos principais: (1) subvulcânicas sulfetadas, ou seja, aquelas em que os estágios de sulfetação e hidrotermalismo teriam ocorrido em diversas intensidades; e (2) subvulcânicas não sulfetadas, que corresponderiam àquelas em que os estágios hidrotermais teriam sido mínimos a ausentes. Embora todos os demais depósitos auríferos conhecidos na província tenham hospedeiras truncadas por diques de subvulcânicas máficas a intermediárias (e.g. X1, Francisco, Luizão, Pezão e Luiz), a grande maioria não exibe uma individualização tão clara tal como observada no depósito Pé Quente. Em adicional, a grande maioria dos diques observados nos demais depósitos auríferos não apresenta indícios de sulfetação, mesmo que mínimos, a exemplo do depósito Pé Quente.

Neste sentido, este trabalho corresponde a um estudo comparativo entre as subvulcânicas máficas sulfetadas e não sulfetadas descritas no entorno do depósito Pé Quente, com o objetivo de distingui-las do ponto de vista petrográfico e geoquímico. Desta forma, espera-se uma melhor compreensão da participação de magmas máficos no quadro

metalogenético regional da província, em especial dos depósitos auríferos situados em seu segmento leste.

1.2. Localização

O depósito Pé Quente situa-se a sudeste da área urbana do município de Peixoto de Azevedo, localizado na porção centro-norte do estado do Mato Grosso. O acesso ao depósito pode ser feito por rodovia asfaltada partindo-se de Cuiabá em direção norte até o município de Peixoto de Azevedo. Da capital Cuiabá até a cidade de Rosário Oeste usa-se a rodovia MT-010, desta última até Diamantino segue-se pela rodovia BR-364, e desta até Peixoto de Azevedo o deslocamento é feito pela rodovia BR-163. Para seguir até o depósito Pé Quente, parte-se de Peixoto de Azevedo na direção leste pela rodovia MT-322 (Figura 1.1). No percurso de Cuiabá a Peixoto de Azevedo passa-se pelos municípios de Alcorizal, Rosário Oeste, Nobres, Diamantino, Nova Mutum, Lucas do Rio Verde, Sorriso, Sinop, Itaúba, Nova Santa Helena e Terra Nova do Norte.

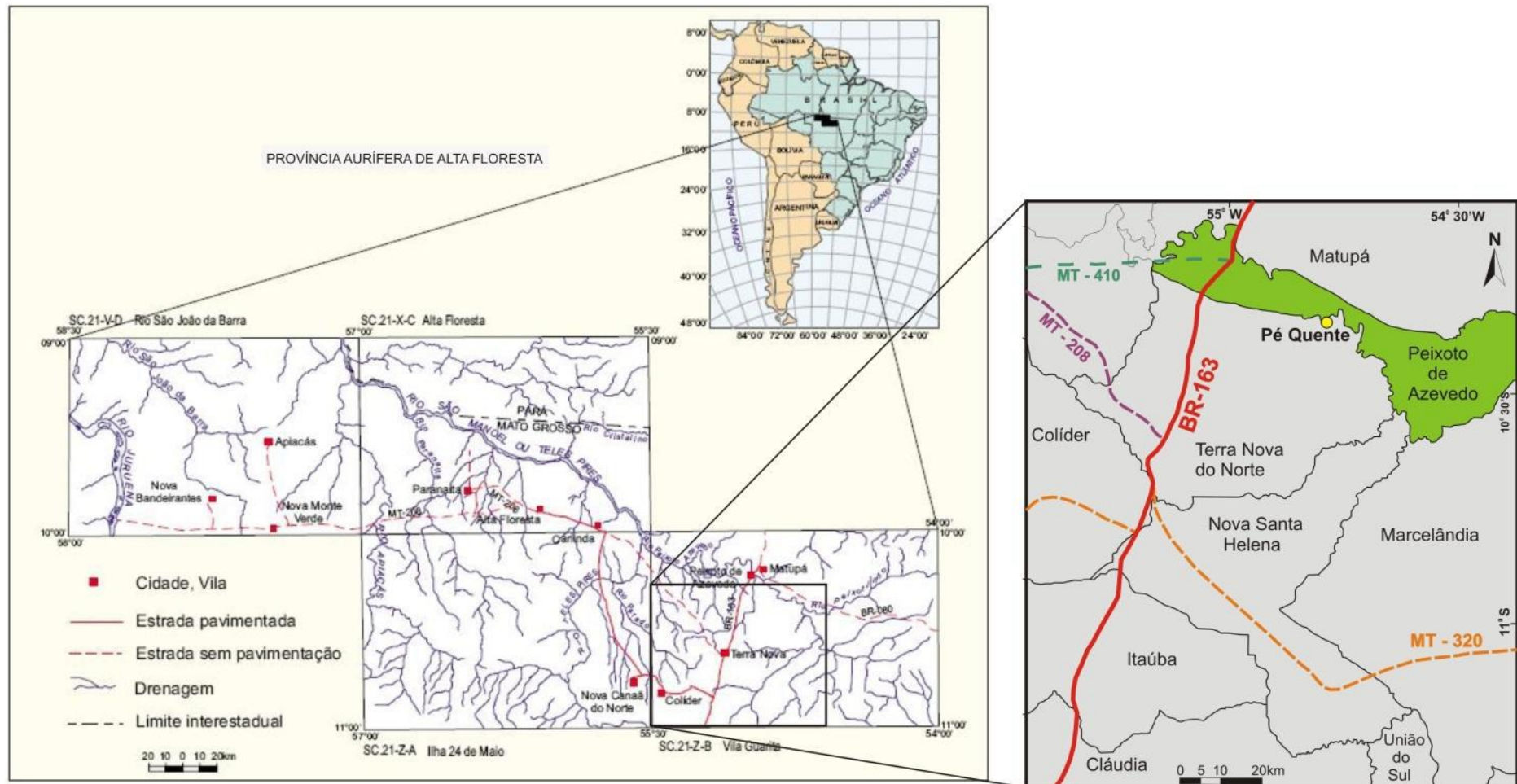


Figura 1.1: Localização da Província Aurífera de Alta Floresta, com destaque para a região de Peixoto de Azevedo, município onde se insere o depósito Pé Quente (modificado de Souza et al., 2005 por Stabile, 2012).

2. Materiais e Métodos

2.1. Amostragem

As amostras de subvulcânicas máficas utilizadas foram coletadas pelo Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis, durante a etapa de mapeamento geológico do depósito Pé Quente, no município de Peixoto de Azevedo (MT) (ASSIS, 2011), no período de 29/setembro/2009 a 17/outubro/2009.

Essas amostras foram posteriormente individualizadas em dois grupos principais: (1) subvulcânicas sulfetadas e (2) subvulcânicas não sulfetadas. As amostras estudadas neste trabalho estão resumidas na Tabela 2.1. As amostras sulfetadas são aquelas que apresentam sulfetos disseminados (pirita) na matriz, ou então, confinados a pequenas vênulas, em ambos os casos, não ultrapassando 1 a 5% do volume da rocha. As amostras não sulfetadas, contudo, apresentam no máximo 1% de sulfeto disseminado (pirita), porém, não associado a estágios hidrotermais, diferentemente do grupo anterior, nos quais os padrões de alteração hidrotermal estão presentes em diferentes estágios. Com base em descrições macroscópicas e petrográficas, foi dada preferência, para ambos os grupos, pelas amostras menos deturpadas por eventos posteriores, como hidrotermalismo e intemperismo. Todas as amostras são provenientes de afloramentos do entorno do depósito Pé Quente.

TABELA 2.1: Localização das amostras investigadas neste trabalho: (1) descrição macroscópica; (2) petrografia; (3) geoquímica; (4) provenientes de Assis (2011)							
GRUPO	Amostras	Localização (coordenadas UTM, datum SAD 69)		1	2	3	4
		Coordenada N	Coordenada E				
Sulfetadas	RA-10	739873	8853206				
	RA-21 A	741849	8851276				
	RA-63 A	738240	8853080				
	RA-63 B	738240	8853080				
	RA-89	738843	8846934				
	RA-90	738819	8846726				
	RA-103	728510	8847500				
	RA-113	739841	8851406				
Não sulfetadas	RA-41	739831	8853484				
	RA-59	739496	8851546				
	RA-86	739547	8846923				
	RA-105	741160	8847302				
	RA-112	739934	8851518				

2.2. Petrografia

Um total de 12 lâminas delgadas-polidas foram confeccionadas e descritas com o auxílio de um microscópio petrográfico convencional ZEISS (modelo AXIOSKOP 40), no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM-UNESP). Ao microscópio, foi acoplado um dispositivo de obtenção de imagens CANON (modelo powershot g5) para a captura de fotomicrografias.

Essa etapa foi desenvolvida em amostras provenientes de diques subvulcânicos de composição máfica que truncam as hospedeiras do depósito Pé Quente, com objetivo principal de caracterização petrográfica dos diques sulfetados e não sulfetados. Portanto, essa etapa permitiu a identificação das diferenças composicionais e texturais entre os grupos analisados, assim como a identificação da paragênese mineral sulfetada.

A petrografia foi complementada com a utilização do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) JEOL, modelo JSM-6010 LA, com sensores de elétrons secundários, retro espalhados e espectrômetro de raios-X de dispersão por energia (EDS), do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM-UNESP). O objetivo desta etapa foi: (1) a determinação de fases minerais secundárias (silicatadas e sulfetadas), não identificadas durante a petrografia convencional; (2) a identificação de possíveis zoneamentos composicionais nos sulfetos e nos silicatos; (3) a presença de elementos-traço em sulfetos (e.g. Ag, As, Bi, Te e Ce); e (4) a complementação dos dados referentes à ocorrência do ouro, assim como na obtenção da sua composição química aproximada.

A abreviação dos minerais utilizada neste trabalho seguiu as recomendações da IUGS, Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (SIIVOLA; SCHMID, 2007). As abreviações utilizadas constam a seguir:

Ab = albita	Clc = clinocloro	Gn = galena	Py = pirita
Agt = augita	Cpy = calcopirita	Hem = hematita	Qtz = quartzo
Au = ouro	Czo = clinozoisita	Mag = magnetita	Rt = rutilo
Cal = calcita	Di = diopsídio	Ms = muscovita	Ser = sericita
Carb = carbonato	En = enstatita	Or = ortoclásio	Sp = esfalerita
Chl = clorita	Ep = epídoto	Pl = plagioclásio	Ttn = titanita
Chm = chamosita	FK = K-feldspato	Px = piroxênio	Wfn = wulfenita

2.3. Geoquímica

Um conjunto de 11 amostras representativas de subvulcânicas máficas sulfetadas e não sulfetadas do entorno do depósito Pé Quente foi analisado para elementos maiores, menores e alguns elementos-traço. A distribuição das amostras ocorre da seguinte forma: subvulcânicas sulfetadas (6 amostras) e subvulcânicas não sulfetadas (5 amostras). Das 11 amostras utilizadas, quatro são provenientes de Assis (2011), tal como consta na Tabela 2.1, cujos procedimentos de preparação e análise podem ser obtidos no referido trabalho. Dessas quatro amostras, duas delas (RA 86 e RA 103) tiveram uma nova análise química neste trabalho. Amostras de aproximadamente 2 a 5 kg foram utilizadas, sendo que as amostras de maior granulação correspondem às de maiores dimensões e massa, quando comparadas às de granulação mais fina.

A preparação das amostras em um primeiro momento objetivou a retirada das porções intemperizadas (e.g. capas de intemperismo, veios, vênulas), para se evitar possíveis fontes de contaminação. Em seguida, as amostras foram fragmentadas/britadas com o auxílio de um martelo geológico, em fragmentos de no máximo 2 cm de diâmetro, para então serem moídas em etapas de 20 a 40 segundos de moagem em moinho oscilante (pulverizador de amostras) do modelo Pfaff, no Laboratório de Preparação de Amostras do DPM/UNESP. A limpeza do moinho ocorreu sistematicamente após a troca de cada amostra, da seguinte forma: (1) limpos com areia de granulometria fina a média; (2) lavagem; e (3) secagem.

As amostras moídas foram então enviadas para análise de elementos maiores, menores e alguns traço por meio de Fluorescência de raios-X (FRX). A abertura das amostras se deu por fusão em matriz de borato com posterior confecção de pastilhas prensadas. Os elementos maiores e menores sistematicamente analisados por FRX incluem SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 enquanto Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Cu, Zn, Co, V e Ga correspondem aos elementos-traço. Essa etapa foi realizada no DPM/UNESP. Os dados foram reunidos no programa Microsoft Excel e tratados nos *softwares* PetroGraph e Origin.

3. Contexto Geológico Regional

3.1. Cráton Amazônico

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) está inserida no setor centro-sul do Cráton Amazônico (SOUZA et al., 2005; MORETON; MARTINS, 2005). Por exibir evolução bastante complexa e, portanto, controversa, diversos autores discutem a evolução do referido cráton.

Segundo Tassinari et al. (1996), a estabilização tectônica do Cráton Amazônico ocorreu no fim do Mesoproterozoico (1,0 Ga) quando os núcleos arqueanos foram amalgamados por cinturões móveis do Ciclo Transamazônico. Estes fragmentos crustais foram agregados por uma sucessão de arcos magmáticos com idades entre 1,9 e 1,5 Ga. Portanto, Tassinari e Macambira (1999) dividiram o Cráton Amazônico nas seguintes províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2,3 Ga), Maroni-Itacaiunas (2,2 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5 – 1,3 Ga), Sunsás (1,25 – 1,0 Ga).

Visto o modelo de Tassinari et al. (1996) e Tassinaria e Macambira (1999) estar essencialmente baseado em datações Rb-Sr, Santos et al. (2000 e 2006) reinterpretem a evolução do cráton a partir de idades U-Pb e Sm-Nd logo, mais robustas. Esses autores consideram que algumas províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, posteriormente redefinidas como províncias tectônicas por Cordani e Teixeira (2007) estariam relacionadas a processos acrescionais do tipo arco, tais como as províncias Carajás (3,0 – 2,5 Ga), Transamazônica (2,26 – 2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 – 1,54 Ga) enquanto outras se associam a processos de colisão continental, como Amazônia Central (Arqueana), Rio Negro (1,82 – 1,52 Ga) e Sunsás e K'Mudku (1,45 – 1,10 Ga).

Com base no modelo proposto por Tassinari e Macambira (1999), a PAAF localiza-se nas províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena (Figura 3.1). No entanto, segundo a compartimentação de Santos et al. (2000), a PAAF encontra-se nas províncias Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena (Figura 3.2). Contudo, independente do modelo adotado, essas províncias são interpretadas como uma série de arcos magmáticos sucessivamente acrescidos a margem sudoeste da Província Amazonas Central, no decorrer do Paleoproterozoico – Ca. 2,05 a 1,88 Ga (TASSINARI e MACAMBIRA, 1999; SANTOS et al., 2004; CORDANI e TEIXEIRA, 2007).

Diferentemente das propostas anteriores, Juliani et al. (2013) descreve dois arcos magmáticos (Arcos Tapajônicos) na porção sul do Cráton Amazônico, orientados preferencialmente na direção E-W, e que, portanto, não são correlacionáveis às distribuições das províncias tectono-geocronológicas de Tassinari e Macambira (1999) e Santos et al. (2000), que indicam eventos de subducção de SW para NE. Esses arcos magmáticos de direção E-W foram definidos pelas anomalias Bourguer e mapa magnetométrico, com provável mergulho para N, o que indica que os eventos de subducção foram de sul para norte (CARNEIRO et al., 2013). Os blocos estruturados segundo E-W estão em maiores profundidades e sobre eles há a sobreposição de estruturas NNW-SSE (compatíveis a colocação de vulcânicas félsicas fissurais e granitos mais evoluídos tardi a pós orogênicos), sugerindo que anteriormente ao magmatismo ígneo de direção NNW-SSE da Província Tapajós teria havido um regime dúctil de direção E-W (CARNEIRO et al., 2013). De acordo com o modelo proposto por Juliani (2012), o primeiro arco magmático teria se desenvolvido entre 2,0 e 1,9 Ga, enquanto o segundo arco entre 1,89 e 1,87 Ga, este último a norte do primeiro.

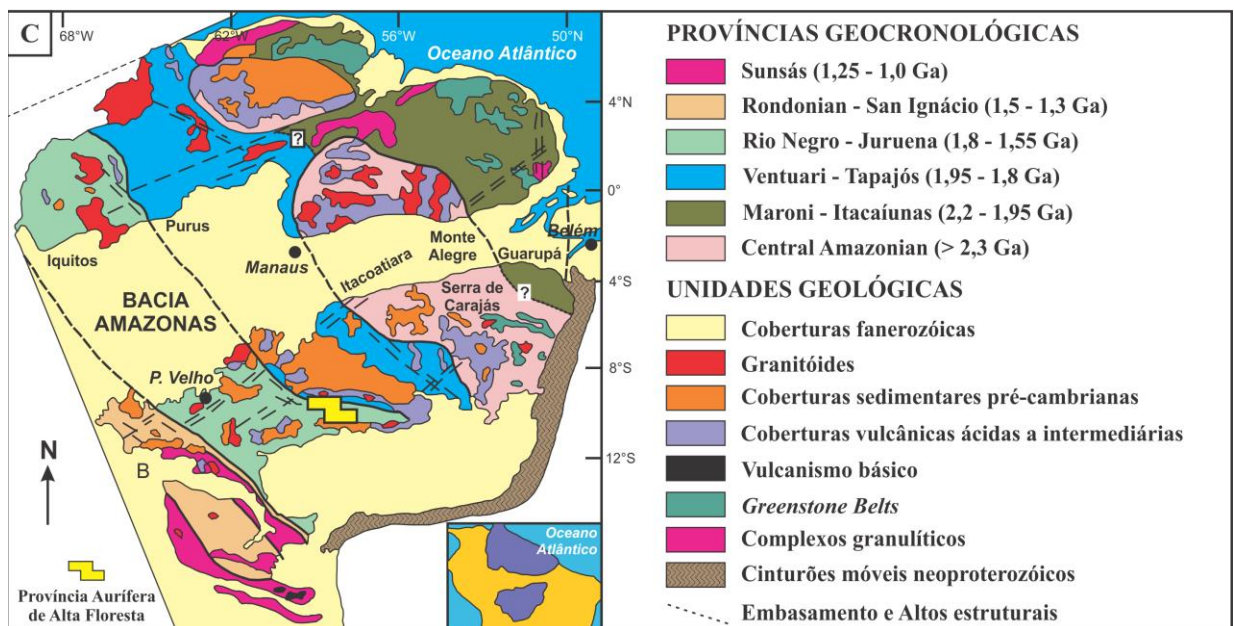


Figura 3.1: Compartimentação do Cráton Amazônico, com as principais associações litológicas e localização da Província Aurífera de Alta Floresta, de acordo com o modelo proposto por Tassinari e Macambira (1999), retirado de Assis (2015).

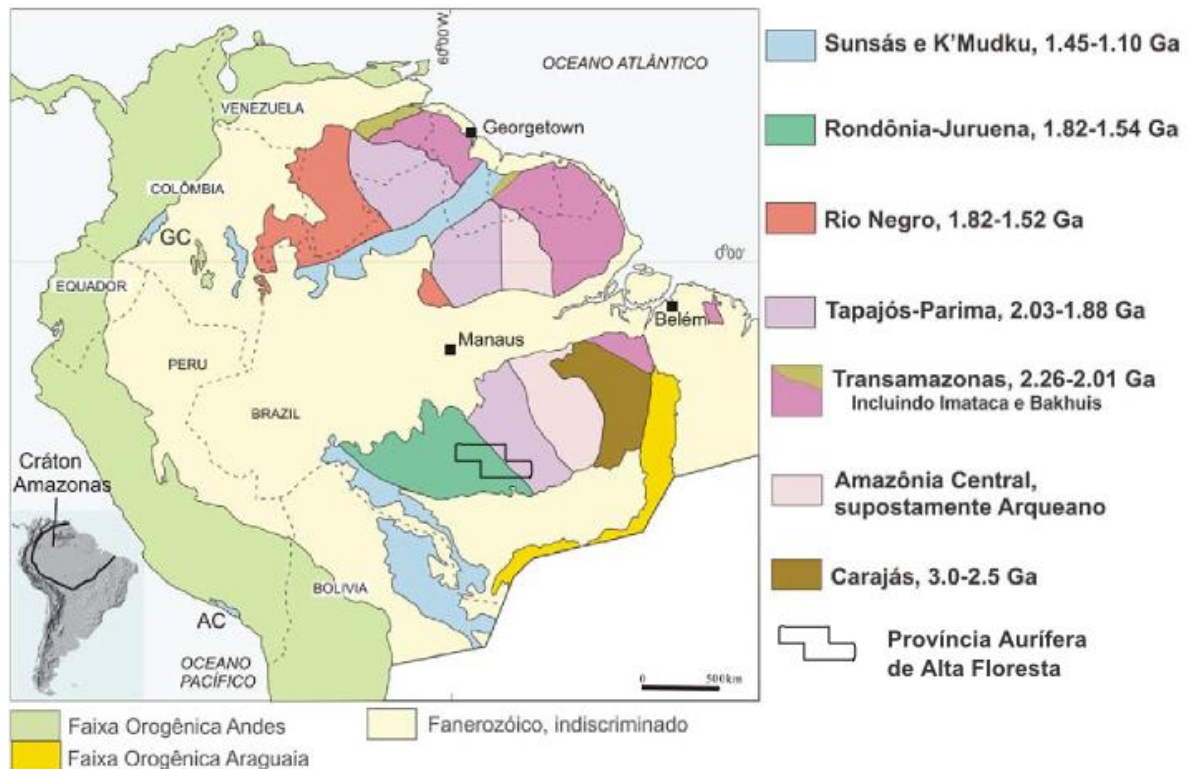


Figura 3.2: Distribuição das províncias geotectônicas do Cráton Amazônico com a localização da Província Aurífera de Alta Floresta (SANTOS et al., 2000; SANTOS et al., 2006).

3.2. Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) é caracterizada por uma faixa alongada W-NW com mais de 500 km, localizada entre as nascentes do rio Peixoto de Azevedo e o rio Aripuanã (DARDENNE; SCHOBENHAUS, 2001). A PAAF é delimitada a sul pelo Gráben dos Caiabis e a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera de Tapajós - Figura 3.3 (PAES DE BARROS, 2007). Essa província é predominantemente composta por sequências plutono-vulcânicas geradas em arcos continentais paleo e mesoproterozoicos, além de unidades metamorfizadas em fácies xisto-verde limitadas às suas regiões central e noroeste (ASSIS, 2015).

No setor leste da PAAF, concentra-se uma grande quantidade de depósitos auríferos hospedados em sistemas graníticos paleoproterozoicos (PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2015), dentre eles o depósito Pé Quente (ASSIS, 2011; STABILE, 2012; ASSIS, 2015). Esse segmento é composto por inúmeras sequências plutono-vulcânicas geradas em arcos continentais no decorrer do Paleo-Mesoproterozoico (SOUZA et al., 2005; PAES DE BARROS, 2007). Essas sequências exibem assinatura majoritariamente cálcio-alcálica oxidada, de médio a alto K e meta a peraluminosa, similar aos granitos pertencentes a série da

magnetita (granitos tipo I). Essas unidades exibem idades de cristalização entre 2,03 a 1,75 Ga, idades modelo de 2,76 a 2,15 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de -7,62 a 3,06 (SANTOS et al., 1997; MOURA, 1998; JICA/MMAJ, 2000; SANTOS et al., 2000; PIMENTEL, 2001; PINHO et al., 2003; SOUZA et al., 2005; PAES DE BARROS, 2007; SILVA; ABRAM, 2008; MIGUEL-JR, 2011; ASSIS et al., 2014; ASSIS, 2015). Esses dados são indicativos de magmatismo juvenil de idade arqueana a predominantemente paleoproterozoica, porém, com pequena contribuição continental.

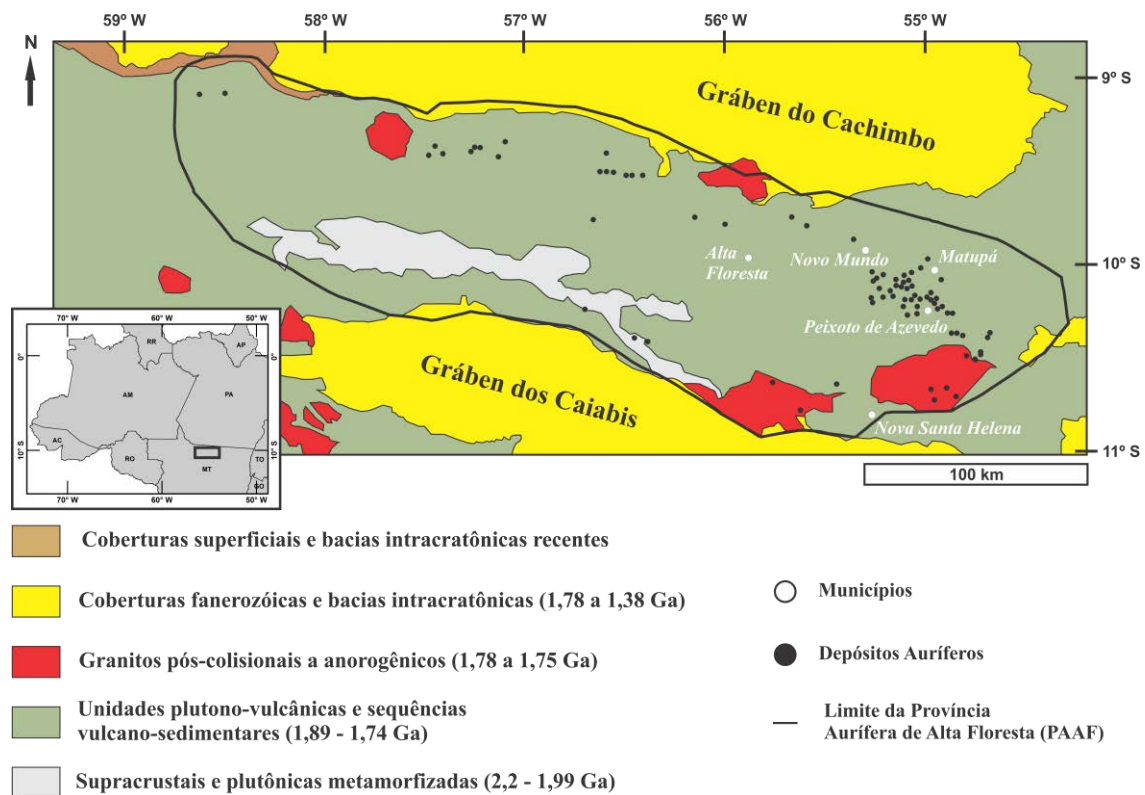


Figura 3.3: Estruturação petrotectônica da Província Aurífera de Alta Floresta, modificado de Paes de Barros (2007) e Assis (2015).

Assis (2015) engloba as rochas do segmento leste da Província em quatro unidades principais: (1) embasamento granítico deformado e metamorfizado (2,81-1,99 Ga); (2) unidades plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares do tipo I (1,97-1,78 Ga); (3) unidades plutônicas e vulcânicas pós-colisionais a anorogênicas (1,78-1,75 Ga); além de (4) sequências sedimentares clásticas (~1,37 Ga). Essas unidades estão representadas na Figura 3.4 e resumidas na Tabela 3.1.

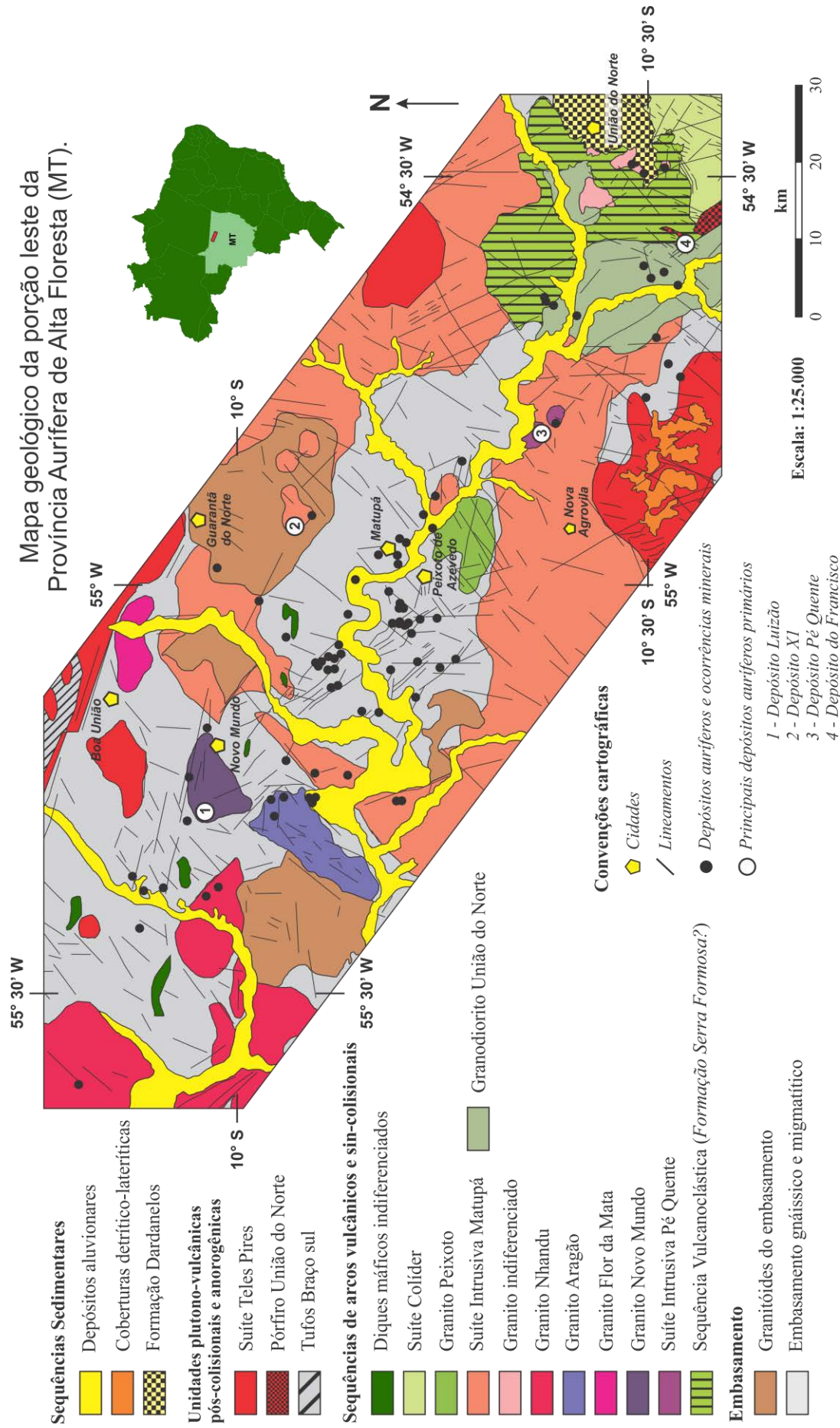


Figura 3.4: Mapa geológico do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, retirado de Assis (2015).

Tabela 3.1: Síntese com as principais unidades geológicas do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, com dados geoquímicos e geocronológicos, retirado de Assis (2015)				
DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES (Ma)	AMBIENTES TECTÔNICOS	REFERÊNCIAS
Sequências sedimentares	Depósitos aluvionares Cascalho, areia, silte e argila.	Quaternário	Sedimentos intra-cratônicos inconsolidados.	Souza <i>et al.</i> (2005).
	Coberturas Detrito-lateríticas (Formação Dardanelos) Sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginosos.	1,987 ±4 a 1,377 ±13 (idade máxima em 1.44 Ga).	Bacia <i>pull-apart</i> ou <i>strike slip</i> .	Leite e Saes (2003); Souza <i>et al.</i> (2005).
Unidades plutono-vulcânicas anorogênicas e pós-colisionais (granitos tipo A)	Pórfiro União do Norte Álcali-feldspato granito a monzogranito porfirítico.	1,782 ±17 a 1,757 (U-Pb).	Granito do tipo A pós-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.28$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2001), Souza <i>et al.</i> (2005); Silva e Abram (2008).
	Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, riolacito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito.	1,774 ±7.5	Granito do tipo A pós-colisional (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
Unidades plutono-vulcânicas e sequências vulcano-sedimentares (granitos tipo I)	Suíte Colíder Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas.	1,786 ±17, 1,785 ±6.3; 1,781 ±8.	Ambiente de arco vulcânico cálcio-alcalino a sin-colisional ($1.94 < T_{DM} < 2.34$; $-3.4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$).	JICA/MMAJ (2000), Silva e Abram (2008), Pimentel (2001).
	Granito Peixoto Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito	1,792 ±2 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis).	Paes de Barros (2007).
	Suíte Granodiorítica União Biotita-hornblenda granodiorito e biotita-hornblenda tonalito	1,853 ±23 (LA-ICP-MS)	Granitos cálcio-alcalinos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011); Miguel-Jr (2011).
	Suíte Granítica Indiferenciada União do Norte Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzo-monzonito.	Idade desconhecida.	Granitos cálcio-alcalinos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2008).

	Suíte Intrusiva Matupá Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico sieno-monzogranito porfirítico- <i>rapakivi</i> .	1,872 ±12 (Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico (2.15 < T _{DM} < 2.34; -4.3 < ε _{Nd(t)} < +3.04).	Moura (1998), Souza et al. (2005); Assis (2011).
	Granito Nhandu Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	1,889 ±17; 1,879 ±5.5 (U-Pb) e 1,848 ±17	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico (2.14 < T _{DM} < 2.17; ε _{Nd(t)} = -0.91).	Moreton e Martins (2005); Silva e Abram (2008), JICA/MMAJ (2000).
	Granito Aragão Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica.	1,931 ±12 (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Vitório (2010), Miguel-Jr (2011), Ramos (2011).
	Granito Flor da Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito e rochas monzoníticas a granodioríticas.	Idade desconhecida (correlacionada ao Granito Novo Mundo)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Ramos (2011).
	Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo-monzonito e monzonito.	1,970 a 1,964 (U-Pb e Pb-Pb).	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico (2.55 < T _{DM} < 2.76; -7.62 < ε _{Nd(t)} < -4.48).	Paes de Barros (2007).
	Suíte Intrusiva Pé Quente Monzonito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito.	1,979 ±31 (U-Pb).	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).
	Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauvasca-feldspática, arenito-lítico e conglomerado arenoso polimítico matriz-suportado.	Idade mínima: 2,009 Idade máxima: 1,718	Bacia de ante-país retro-arco em margem continental ativa (dados isotópicos não disponíveis).	Assis (2011), Miguel-Jr (2011).
Embasamento: supracrustais e seqüências plutônicas metamorfizadas	Granitóides do embasamento Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1,998 (Pb-Pb)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Paes de Barros (2007).
	Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1,992 a 2,816 (U-Pb)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis).	Souza et al. (2005); Paes de Barros (2007).

Em virtude de o depósito Pé Quente estar localizado no segmento leste da PAAF, será dado destaque às principais unidades geológicas deste contexto abaixo.

3.2.1. Embasamento/Complexo Cuiú-Cuiú

As rochas mais antigas da região são compostas por ortognaisses, predominantemente biotita gnaisses tonalíticos com gnaisses graníticos e anfibolitos subordinados (MORETON; MARTINS, 2005). O embasamento foi anteriormente denominado de Complexo Xingu (SILVA et al., 1980; PAES DE BARROS, 1993), porém, atualmente é considerado Complexo Cuiú-Cuiú (PESSOA et al., 1977; MORETON; MARTINS, 2005). Esse terreno foi interpretado como uma possível extensão dos corpos de granitos pós-colisionais do Arco Cuiú-Cuiú na Província Tapajós (VASQUES et al., 2002; MORETON; MARTINS, 2005). Essas rochas exibem idades de cristalização entre 1,98 a 1,99 Ga (U-Pb em zircão – OLIVEIRA; ALBUQUERQUE, 2003; ASSIS, 2015) e teriam sido afetadas por metamorfismo de médio (fácies anfibolito) a baixo grau (fácies xisto verde) (MORETON; MARTINS, 2005).

3.2.2. Suíte Intrusiva Matupá

Esta suíte pode ser dividida em quatro litofácies principais: *Fácies 1*) composta por biotita granito e biotita monzogranito, tradicionalmente descrito como Granito Matupá (MOURA, 1998), portador de diversas mineralizações auríferas e hospedeiro do depósito Serrinha (MOURA, 1998; MOURA et al., 2006); *Fácies 2*) constituída por hornblenda monzogranito, biotita ± hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito, com ocorrências de mineralizações auríferas primárias em menor frequência; *Fácies 3*) caracterizada por clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético; e *Fácies 4*) representada por biotita granito, granito e monzogranito, com microgranito e granófiro subordinados (MOURA, 1998; MORETON; MARTINS, 2005; SILVA; ABRAM, 2008; ASSIS, 2011).

De acordo com Moura e Botelho (2002), esta suíte é cortada por diques félsicos com composição riolítica comagmáticos às plutônicas, além de diques máficos com características de basaltos toleíticos continentais. Moura (1998) reporta a idade de 1.872 ± 12 Ma (Pb-Pb em zircão) em biotita monzogranito da *fácies 1*. Adicionalmente, Assis (2015) reporta idades de

cristalização U-Pb em zircão (SHRIMP) de $1.863 \pm 4,8$ Ma em biotita granodiorito (Pedreira Jorge) ainda não cartografado em nenhuma das *fácies* anteriores. No conjunto, essa unidade exhibe composição cálcio-alcálica, metaluminosa a peraluminosa de médio a alto K e afinidade geoquímica com granitos tipo I (MOURA, 1998; SOUZA et al., 2005; ASSIS, 2011; ASSIS, 2015).

3.2.3. Suíte Intrusiva Flor da Serra

Esta suíte é constituída por gabro, gabro porfirítico, gabrodiorito, olivina gabro, microgabro, diabásio pórfiro, diorito, monzogabro, monzodiorito, diabásio, e eventualmente andesito e traquiandesito, todos na forma de diques e *stocks* que truncam a Suíte Matupá (MORETON; MARTINS, 2000; SOUZA et al., 2005). Segundo Moura (1998), os diques de diabásio porfirítico intrusivos na Suíte Matupá possuem padrão geoquímico similar ao de basaltos toleítos continentais, sendo sub-alcálicos de médio K. Em contrapartida, Moreton e Martins (2005) e Silva e Abram (2008) descrevem a ocorrência de um grupo bimodal, representado por rochas toleíticas e cálcio-alcálicas. O primeiro grupo apresenta características comuns a toleítos continentais intraplaca enquanto o segundo grupo possui características de granitos gerados em arcos vulcânicos.

Em decorrência da ausência de dados geocronológicos para essa unidade, as relações de campo obtidas por Moura (1998) e Moreton e Martins (2005), indicam relações intrusivas na Suíte Matupá e, portanto, mais jovem que 1.872 ± 12 Ma. No entanto, Souza et al. (2005) e Silva e Abram (2008) correlacionam a Suíte Flor da Serra à Suíte Ingarana (Província Tapajós), de idade U-Pb (SHRIMP) de 1.879 ± 3 Ma (SANTOS et al., 2000) e supõem que Moura (1998) pode ter cometido um equívoco durante a cartografia do Granito Matupá. Portanto, o fato da Suíte Flor da Serra ser intrusiva na Suíte Matupá ainda não é conclusivo.

3.2.4. Suíte Intrusiva Paranaíta

É constituída por rochas cálcio-alcálicas de médio a alto potássio e composição monzonítica, monzogranítica e granítica (OLIVEIRA; ALBUQUERQUE, 2005). Ocorre sob a forma de batólitos orientados na direção NW-SE. Aflora principalmente nas proximidades dos municípios de Paranaíta, Alta Floresta e Apiacás. Correspondem a rochas meta a levemente peraluminosas e apresentam afinidade com ambiente de arcos vulcânicos (OLIVEIRA; ALBUQUERQUE, 2005). Ribeiro e Duarte (2010) afirmam que essa suíte foi

gerada a partir de magmas mantélicos em zonas de subducção com contaminação crustal. A presença de enclaves máficos de composição diorítica são comuns. Datações U-Pb em zircão proveniente de monzogranito revelaram idades em 1.803 ± 16 Ma e $1.801 \pm 7,8$ Ma (JICA/MMAJ, 2000), 1793 ± 6 Ma (SANTOS, 2000), 1808 ± 14 Ma (SILVA; ABRAM, 2008) e 1796 ± 17 Ma (RIBEIRO; DUARTE, 2010)

3.2.5. Intrusivas Básicas de Guadalupe

São corpos básicos compostos por *stocks*, diques e *sills* de gabro, microgabro, diabásio e diorito porfirítico, frequentemente associados aos Grupo Colíder e granito Nhandu e à Suíte Intrusiva Paranaíta (OLIVEIRA; ALBUQUERQUE, 2005; SILVA; ABRAM, 2008). Ocorrem principalmente a sudoeste do município de Alta Floresta, porém diques, *stocks* e *sills* de diabásio, gabro e diorito também ocorrem na região de Peixoto de Azevedo (BARROS, 1994; BISPO-SANTOS, 2007) assim como diques de diabásio porfirítico intrusivos na Suíte Matupá (MOURA, 1998). Os enclaves máficos relativamente comuns na Suíte Paranaíta também estariam associados às Intrusivas Básicas de Guadalupe e devido à frequente associação desta última com a Suíte Paranaíta elas têm sido consideradas de idades próximas, em torno de 1,8 Ga (OLIVEIRA; ALBUQUERQUE, 2005; SILVA; ABRAM, 2008). Silva e Abram (2008) consideram as Intrusivas Básicas de Guadalupe como integrantes da Suíte Paranaíta.

3.2.6. Grupo Colíder

Constituído por uma variedade de rochas subvulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição intermediária a ácida (MORETON; MARTINS, 2005; SILVA; ABRAM, 2008). O magmatismo ácido é dominante e composto por riolito, riolito porfirítico, dacito e riodacito que podem ser porfiríticos (MORETON; MARTINS, 2005). No entanto, Duarte (2015) também associa a presença de rochas vulcânicas e subvulcânicas máficas, tais como basalto, basalto andesítico e andesito subalcalinos da série toleítica. Assis (2015) correlaciona o quarto-feldspato pórfiro X1, uma das hospedeiras do depósito aurífero homônimo, ao Grupo Colíder.

Segundo Moreton e Martins (2005), este grupo possui composição cálcio-alcalina alto K com caráter peraluminoso a metaluminoso, típica de arco continental. Este grupo foi datado em 1.786 ± 17 Ma (JICA/MMAJ, 2000), 1.781 ± 8 Ma (PIMENTEL, 2001), 1.803 ± 3 Ma

(PINHO et al., 2003), $1785 \pm 6,3$ Ma (SILVA; ABRAM, 2008) e $1.773 \pm 5,7$ Ma (ASSIS, 2015).

3.2.7. Suíte Intrusiva Teles Pires

Intrusiva em todas as unidades anteriores, a Suíte Teles Pires é caracterizada por granitos e granitos subvulcânicos, pós-tectônicos a anorogênicos, não-deformados e, de afinidade cálcio-alcalina de alto K a alcalina, que ocorrem na forma de *stocks* e batólitos associados ao Grupo Colíder (SOUZA et al., 2005). São compostos predominantemente por biotita granito e granito porfirítico avermelhado com subvulcânicas subordinadas (SOUZA et al., 2005; SILVA; ABRAM, 2008).

Na região de União do Norte, foi diferenciada uma unidade correlata a Suíte Teles Pires denominada Pórfiro União do Norte, que exibe composição de álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito porfirítico (ASSIS, 2011) e idade U-Pb em zircão de $1.774 \pm 7,5$ Ma (MIGUEL-JR, 2011). Essa idade é correlata às idades U-Pb em zircão de 1.760 ± 12 Ma (SANTOS et al., 2001), 1.770 ± 8 Ma (PINHO et al., 2003) e 1.782 ± 17 Ma (SILVA; ABRAM, 2008) obtidas para a Suíte Teles Pires.

Os dados geoquímicos para ambas as suítes indicam granito tipo A, com filiação alcalina originados em ambiente tardi- a pós-orogênico (MORETON; MARTINS, 2005). Silva e Abram (2008) sugerem que essa unidade marcaria um episódio extensional, pós-tectônico, em ambiente de *back-arc*, com colocação de magmas alcalinos em decorrência da ascensão da astenosfera e, portanto, com forte contaminação crustal.

3.2.8. Diques básicos/Suíte Intrusiva Nova Guarita

São corpos básicos compostos por gabro, microgabro e diabásio que ocorrem na forma de diques e stocks intrusivos na Suíte Nova Canaã, Grupo Colíder e no granito São Pedro (MORETON; MARTINS, 2005). Segundo esses autores apresentam uma ocorrência restrita, e são relacionados a uma fase distensiva de pequena duração no estágio final do Arco Juruena (FRASCA; BORGES, 2003). Silva et al. (1980) obteve idade K-Ar de 1.416 ± 14 Ma em diabásio correlacionado a essa unidade.

Mais recentemente Bispo-Santos et al. (2012) descrevem diques máficos na região de Nova Guarita representados por gabro, diabásio e microgabro que truncam as rochas das Suítes Matupá, Teles Pires e Grupo Colíder, além do Granito São Pedro. Esses autores

denominam esses diques de Suíte Intrusiva Nova Guarita e a relacionam ao enxame de diques que ocorre nas proximidades dos municípios de Peixoto de Azevedo e Matupá. Esses autores, através de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtiveram uma idade média de 1.418 ± 3.5 Ma e, portanto, correlacionável a idade K-Ar obtida por Silva et al. (1980). Em adicional, dados paleomagnéticos também obtidos por Bispo-Santos et al. (2013) sugerem que essa idade representa o início da separação do Cráton Amazônico do supercontinente Colúmbia (ou Nuna).

4. Depósitos auríferos da Província de Alta Floresta

Com base no modo de ocorrência, paragênese mineral e geoquímica do minério, os depósitos auríferos do setor leste da PAAF podem ser distinguidos em três grupos principais: sistemas (1) disseminados (e.g. depósitos Luizão, Dionísio, Basílio, Serrinha, Juruena, X1 e Pé Quente) e (2) estruturalmente controlados (e.g. depósitos Paraíba, Buruti e Pezão), representados por $\text{Au} \pm \text{Cu} (\pm \text{Bi} \pm \text{Te} \pm \text{Ag} \pm \text{Mo})$ com paragênese predominantemente representada por pirita e concentrações variáveis de hematita e calcopirita (MOURA, 1998; ABREU, 2004; MOURA et al., 2006; PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2011; RODRIGUES, 2012; STABILE-JR, 2012; TREVISAN, 2012; SERRATO, 2014), e (3) sistemas venulares de $\text{Au} + \text{Zn} + \text{Pb} \pm \text{Cu}$ (e.g. depósitos Francisco, Bigode e Luiz), com pirita e significativas concentrações de galena, esfalerita, calcopirita e digenita (ASSIS, 2011; TREVISAN, 2015).

A maior parte desses depósitos, principalmente os pertencentes aos grupos (1) e (2) ocorre hospedado em rochas de composição tonalítica/granodiorítica a sienogranítica, que são relativamente oxidadas, cálcio-alcálicas, de médio a alto K, meta- a ligeiramente peraluminosas (granitos da série da magnetita – tipo I), enquanto os depósitos do grupo (3) estão hospedados em unidades vulcano-sedimentares, subvulcânicas e granitos epizonais de natureza oxidada e alcalina (granitos tipo A) (ASSIS et al., 2014; ASSIS, 2015; BITTENCOURT et al., 2016).

Neste contexto, os grupos (1) e (2) são interpretados como similares a sistemas do tipo ouro pórfiro, enquanto os depósitos do grupo (3) seriam equivalentes a sistemas epitermais de baixa a intermediária sulfetação (BITTENCOURT et al., 2016). Anteriormente, esses depósitos haviam sido considerados como mineralizações do tipo IRGS (*Intrusion-related gold systems*) (PAES DE BARROS, 2007). Contudo, tais sistemas auríferos estão relacionados a um magmatismo e a fluidos mais reduzidos, com arsenopirita como sulfeto comum na paragênese do minério (THOMPSON et al., 1999), o que não se observa nos depósitos da Província, os quais exibem hematita em sua paragênese (fluidos oxidados).

4.1. Contexto Geológico do depósito Pé Quente

Regionalmente, o depósito Pé Quente estaria enquadrado na *Fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá (MORETON; MARTINS, 2005). Entretanto, em mapeamento de semi-detalle do entorno do depósito (Figura 4.1), Assis (2011) distingue sete unidades plutônicas:

(a) Suíte Pé Quente (constituída por diorito-monzodiorito e monzonito); (b) Monzonito grosso; (c) Granito indiferenciado; (d) Biotita monzogranito porfirítico; (e) Biotita-hornblenda monzogranito; (f) Suíte Tonalítica; e (g) Monzogranito porfirítico e *rapakivi*. Exceto pelas rochas dos grupos (a) e (b), englobadas em uma nova unidade regional denominada de Suíte Intrusiva Pé Quente, as demais são tentativamente correlacionáveis à Suíte Intrusiva Matupá (ASSIS, 2011). Adicionalmente todas essas unidades são truncadas por diques de subvulcânicas máficas (objeto deste estudo) e recobertas por sedimentos terciários.

O depósito Pé Quente ocorre hospedado em rochas do grupo (a), individualizadas em cinco litofácies principais (ASSIS et al., 2014; ASSIS, 2015): (1) leucomonzonito médio, quartzo diorito e quartzo monzodiorito médio, presente no corpo mineralizado Gabriel; (2) albitito fino, nos corpos de minério Nilva e Rubens; (3) biotita tonalito médio, no minério Rubens; (4) monzogranito médio e isotrópico com alteração potássica pervasiva que pode ser correlacionado ao biotita tonalito no depósito João Oficial; e (5) diques aplíticos de granulação fina e composição sienítica a quartzo sienítica intrusivos nas fácies anteriores.

Embora as rochas pertencentes à Suíte Intrusiva Pé Quente estejam variavelmente afetadas por diversos tipos e estilos de alterações hidrotermais, dados litogeoquímicos indicam afinidades cálcio-alcalinas de médio K, meta- a peraluminosa semelhantes aos granitos de arcos vulcânicos (granitos tipo I) e, portanto, distinta da atribuída a Suíte Intrusiva Matupá. O biotita tonalito exibe idade de cristalização U-Pb em zircão (SHRIMP) de $1.901 \pm 6,8$ Ma (ASSIS, 2015), enquanto o monzonito exibe idade de cristalização U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 1.979 ± 31 Ma (MIGUEL-JR, 2011). Entretanto, Assis (2015) questiona essa última idade pelo fato de ela ser extremamente discordante e baseada em apenas três cristais de zircão, os quais poderiam ser herdados do embasamento tonalítico de idade 1.978 ± 8 Ma.

A sequência da alteração hidrotermal associada ao depósito Pé Quente é representada por: (a) forte alteração sódica com albita; (b) alteração potássica com ortoclásio e microclínio; (c) alteração sericítica; (d) carbonatação intersticial com calcita fina a grossa; (e) alteração fílica pervasiva a venular, representada por muscovita fibro-radial + quartzo + sulfetos; (f) silicificação que pode estar acompanhada de brechas e veios de quartzo com textura em pente; (g) cloritização pervasiva com clorita magnesiana; (h) alteração sódica fissural composta por quartzo e albita; (i) alteração propilítica tardia, com clorita magnesiana próxima aos corpos mineralizados e clorita rica em Fe nas porções mais distais; e (j) veios tardios compostos por epidoto, clorita e clinozoisita. (ASSIS et al., 2014; ASSIS, 2015; BITTENCOURT et al., 2016).

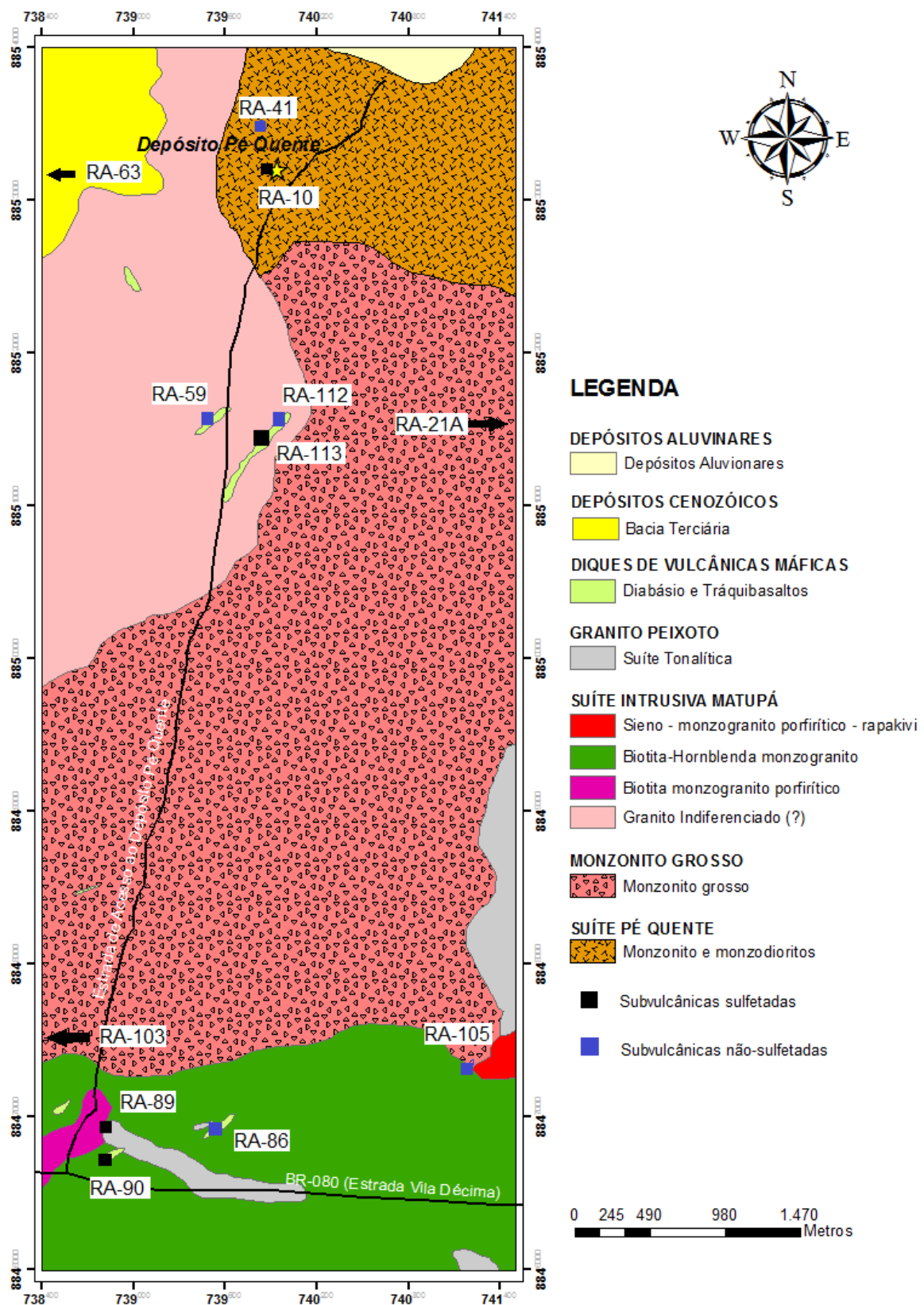


Figura 4.1: Mapa geológico de semi-detalhe do entorno do depósito Pé Quente, com a localização das amostras de subvulcânicas utilizadas neste trabalho. Fonte: Stabile Jr (2012) modificado de Assis (2011).

O minério aurífero é predominantemente disseminado e relacionado aos estágios hidrotermais (a), (e) e (h), esse último em menor intensidade. Independente do estágio associado, a paragénesese do minério é representada por pirita + barita + ouro $\pm$ calcopirita $\pm$ hematita $\pm$ apatita $\pm$ rutilo, além de galena, wulfenita, monazita e fases ricas em Bi-Te subordinadas. Essas fases normalmente formam tanto inclusões de variados tamanhos quanto preenchem microfraturas intracristalinas na pirita. Com concentrações em Ag que variam de 14 a 46%, o ouro ocorre como inclusões de 3,5 a 185 μm na pirita (ASSIS, 2011; ASSIS et al., 2014; ASSIS, 2015).

Adicionalmente, Paes de Barros (2007), Assis (2011) e Assis et al. (2014) consideram que teria ocorrido três estágios para a metalogênese do ouro na PAAF: (I) 1,98 - 1,93 Ga com o alojamento dos plútons Pé Quente, Novo Mundo, Santa Helena e Aragão; (II) 1,89 - 1,87 Ga com a colocação do Granito Nhandu e da Suíte Intrusiva Matupá; (III) 1,78 - 1,75 Ga com a colocação de corpos epizonais anorogênicos relacionados a Suíte Intrusiva Teles Pires. No entanto, Assis (2015) obteve idades Re-Os das zonas mineralizadas (minério aurífero), as quais indicam que as mineralizações teriam se formado em um único intervalo de tempo, entre 1,805 a 1,784 Ga, contrastante, portanto, com as propostas anteriores. Essas idades por divergirem consideravelmente das idades das hospedeiras plutônicas félsicas, indicam que as mesmas não teriam participação nos processos responsáveis pela precipitação do minério na província. As idades Re-Os seriam, portanto, correlacionáveis ao magmatismo responsável pela geração Suíte Intrusiva Teles Pires e Grupo Colíder, de idades em torno de 1,78 Ga (SILVA; ABRAM, 2008). Como mencionado anteriormente, essas unidades são compostas por vulcânicas e subvulcânicas, consequentemente justificando o estudo de subvulcânicas para melhor compreensão da metalogênese do ouro no depósito Pé Quente.

5. Petrografia das subvulcânicas do entorno do depósito Pé Quente

São rochas subvulcânicas máficas, de composição que varia de gabro, monzogabro a monzodiorito (Figura 6.9B), não deformadas, não metamorfizadas e que ocorrem na forma de diques. Essas rochas usualmente ocorrem em diques alinhados na direção N31-82E, e de pequena expressão regional: apresentam 8 a 10 m de largura e poucas dezenas de metros de comprimento (ASSIS, 2011). Os diques mais próximos às zonas mineralizadas do depósito Pé Quente foram afetados por distintos estágios e intensidades de alteração hidrotermal, com consequente precipitação de sulfetos disseminados. No entanto, também há a ocorrência de diques sem a presença de sulfetos, e estes costumam apresentar uma granulação mais grosseira. Neste contexto, os diques foram separados em dois grupos principais: (I) diques subvulcânicos sulfetados e (II) diques subvulcânicos não-sulfetados.

5.1. Diques subvulcânicos sulfetados

Constituídos por diabásio isotrópico, magnético, de textura fina, e coloração cinza a cinza escura, por vezes ligeiramente avermelhada. Sulfetos podem ser vistos a olho nu em aglomerados de até 2 mm formados por cristais de granulação fina (Figura 5.1A). A presença de texturas subofítica, porfirítica e poiquilítica são comuns (Figura 5.1B). Os fenocristais podem ser tanto de plagioclásio sericitizado de até 4 mm de comprimento, quanto de piroxênio com até 3 mm. Esse grupo exhibe paragênese dada por plagioclásio (50%), clinopiroxênio (15%), ortopiroxênio (5%), magnetita (1-2%) apatita (traços), olivina (traços), zircão (traços) e quartzo (traços). Clorita, epidoto, clinozoisita, calcita, quartzo, sericita, muscovita, feldspato potássico, pirita são minerais secundários (Figura 5.1C), e perfazem no máximo 25% da rocha. São rochas que foram submetidas a distintos graus de intensidade de alteração hidrotermal.

O plagioclásio (labradorita) é frequentemente euédrico, sob a forma de lamelas imersas na matriz ou como fenocristais. Augita corresponde ao piroxênio mais frequente enquanto enstatita ocorre em menor proporção (Figura 5.1D). Embora o piroxênio por vezes esteja alterado para clinozoisita, usualmente está bem preservado, com hábito euédrico a subédrico. Quando presente, o feldspato potássico substitui as ripas de plagioclásio na forma de cristais anédricos. Os cristais de quartzo são pequenos e raros, geralmente associados à alteração propilítica, possuem hábito tanto euédrico quanto anédrico.

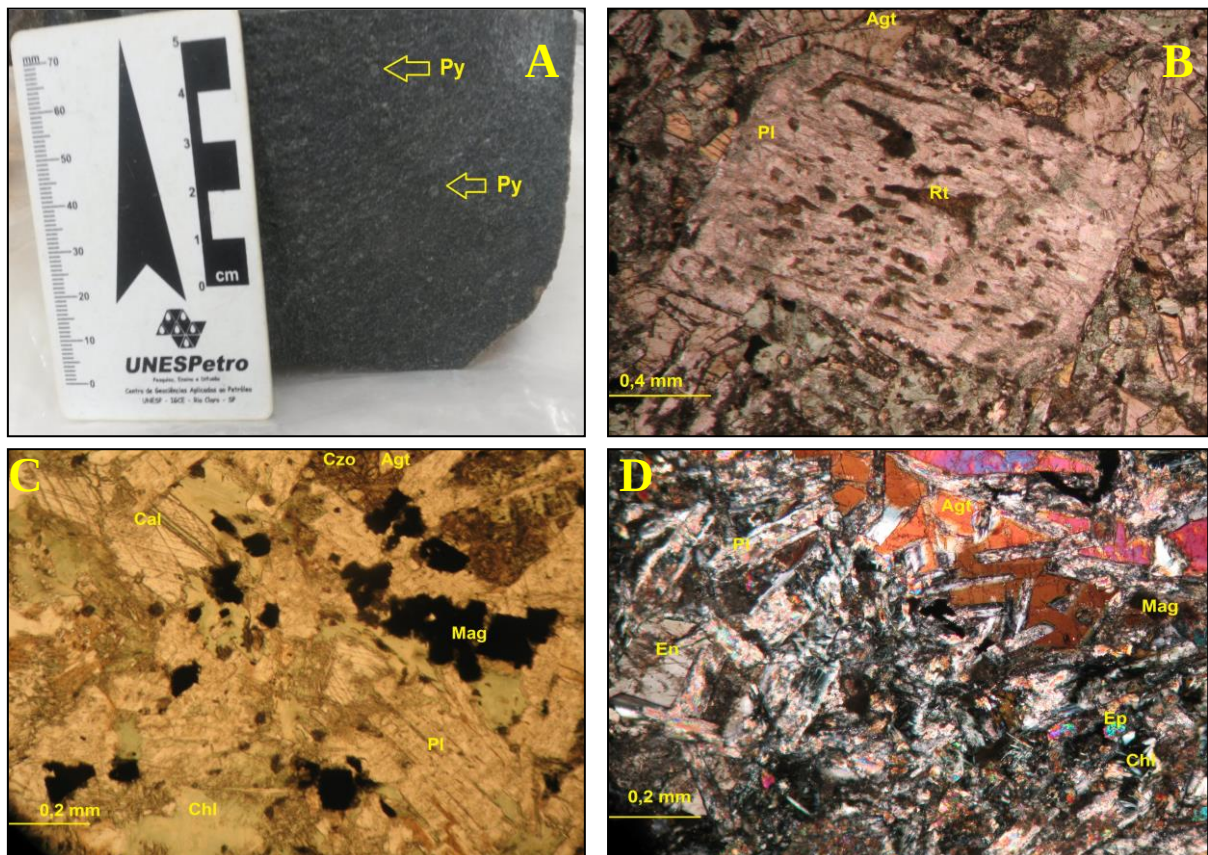


Figura 5.1: Diques de diabásio sulfetado com (A) Aglomerados disseminados de pirita fina em matriz de granulação muito fina; (B) Textura porfírica e poiquilítica com fenocristal de plagioclásio de 1,6 cm com inclusões de rutilo orientados paralelamente segundo a direção de crescimento do fenocristal; (C) Paragênese mineral primária (augita, magnetita e plagioclásio) sobreposta por clorita, calcita, sericita e clinozoisita hidrotermais; (D) Diabásio com fenocristais de augita e enstatita em meio a matriz fina composta por cristais de plagioclásio sericitizados. FOTOMICROGRAFIAS: B-C em luz transmitida; D: com polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Cal: calcita; Chl: clorita; Czo: clinozoisita; En: enstatita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Rt: rutilo.

5.2. Diques subvulcânicos não-sulfetados

Grupo composto por microgabro de granulação fina a média, isotrópicos, magnético, porfírico, e de coloração cinza-escuro (Figura 5.2A). Fenocristais de plagioclásio podem alcançar até 4 mm. Texturas ofítica e subofítica são comumente observadas (Figura 5.2B). Plagioclásio (60-70%), clinopiroxênio (10-20%), magnetita (3-5%) ortopiroxênio (3-5%) e quartzo (traços) representam a paragênese mineral primária, enquanto clorita e sericita correspondem aos minerais hidrotermais (Figura 5.2C).

Embora a amostra RA-105 (Figura 5.2D) tenha sido enquadrada neste grupo, ela apresenta sericitização e cloritização mais intensas, por vezes, inclusive, com pirita disseminada (em quantidade significativamente menor comparada às subvulcânicas

sulfetadas). Em adicional, as análises geoquímicas de elementos maiores e traço apresenta valores contrastantes comparada às amostras deste grupo (Capítulo 6). Portanto, nos próximos capítulos ela será tratada separadamente.

Os cristais de plagioclásio encontram-se melhor preservados quando comparados aos diques sulfetados e a amostra RA-105 (Figuras 5.2C-D). O clinopiroxênio em sua maioria é composto por augita, porém, diopsídio ocorre de modo subordinado. O ortopiroxênio é do tipo enstatita. Os cristais de piroxênio alcançam até 2 mm e frequentemente são euédricos a subédricos. A quantidade de clorita varia com a granulação da rocha, de forma que rochas de maior granulação raramente apresentam piroxênio alterado para clorita, enquanto as de menor granulação exibem cristais de piroxênio cloritizado e de plagioclásio sericitizado.

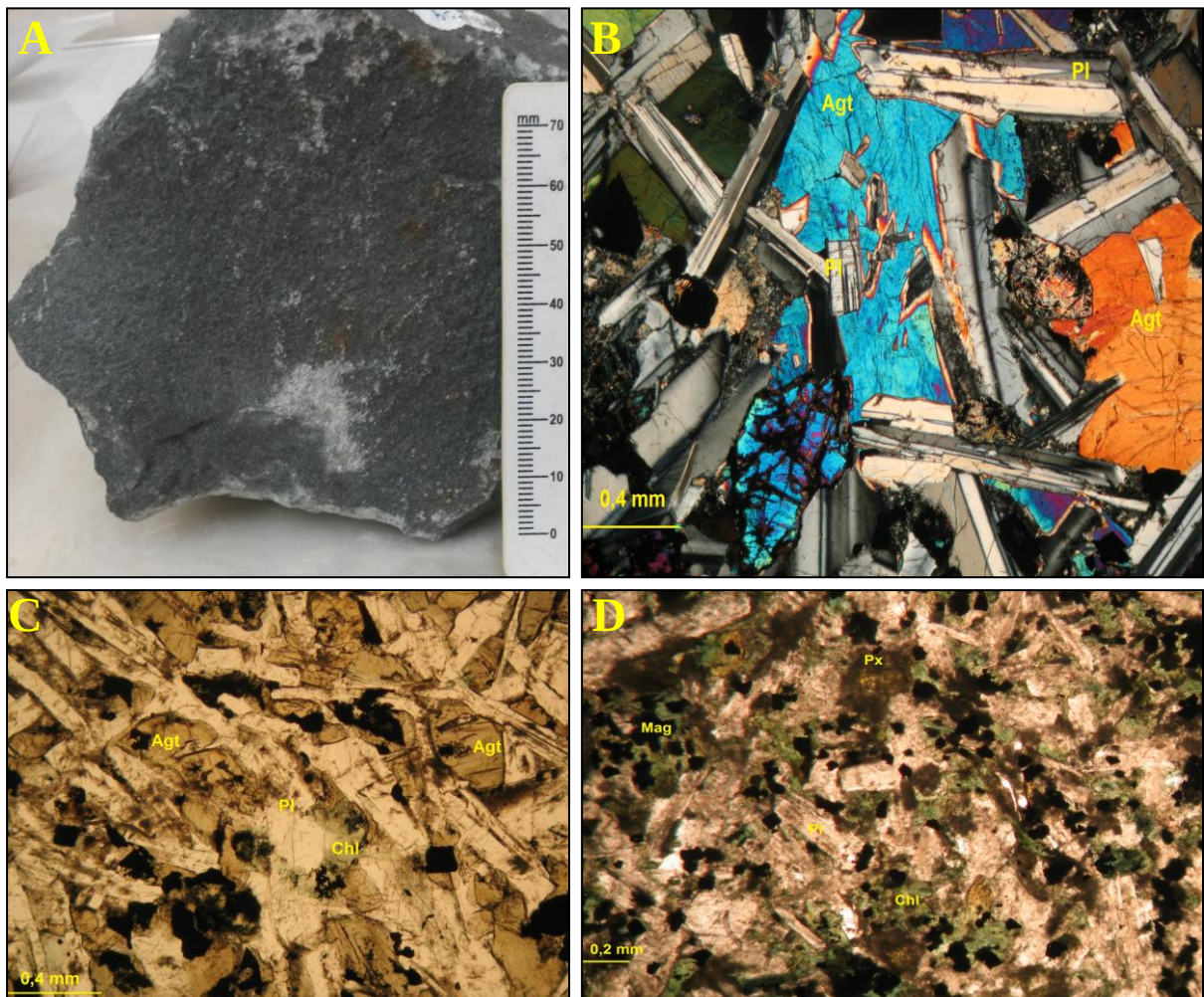


Figura 5.2: Diques subvulcânicos não sulfetados (A) Microgabro fanerítico fino de coloração cinza escuro; (B) Textura ofítica e sub-ofítica, representada por cristais ripiformes de plagioclásio parcial a totalmente englobados por cristais de piroxênio; (C) Microgabro representado por augita e plagioclásio bem preservados, além de pequena concentração de minerais secundários, tais como clorita; (D) Ripas de plagioclásio sericitizado e cristais de piroxênio cloritizado da amostra RA-105. FOTOMICROGRAFIAS: B: polarizadores cruzados; C-D: luz natural. LEGENDA: Agt: augita; Chl: clorita; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio.

5.3. Alteração Hidrotermal

Os diques de subvulcânicas básicas foram afetados por diferentes tipos e intensidades de alteração hidrotermal. Através de relações petrográficas texturais foram definidas as suas relações temporais e, portanto, da evolução temporal do paleo-sistema hidrotermal (Figuras 5.3 e 5.4). De modo geral, as subvulcânicas sulfetadas correspondem ao grupo em que se observou todos os padrões da alteração hidrotermal, enquanto que nas subvulcânicas não sulfetadas o hidrotermalismo foi incipiente a inexistente. Neste contexto, são sugeridos os seguintes tipos e estilos hidrotermais para o contexto estudado.

Evento/ Mineral	Estágio Magmático	Alteração sericitica	Alteração clorítica
Plagioclásio	████████		
Augita	████████		
Enstatita	████████		
Quartzo	████████		
Magnetita	████████		
Sericita		-----	
Clorita			-----
Estilo da Alteração		Pervasiva	Pervasiva
Sentido temporal da evolução paragenética da alteração hidrotermal 			

Figura 5.3: Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal proposto para o conjunto de subvulcânicas não sulfetadas do entorno do depósito Pé Quente.

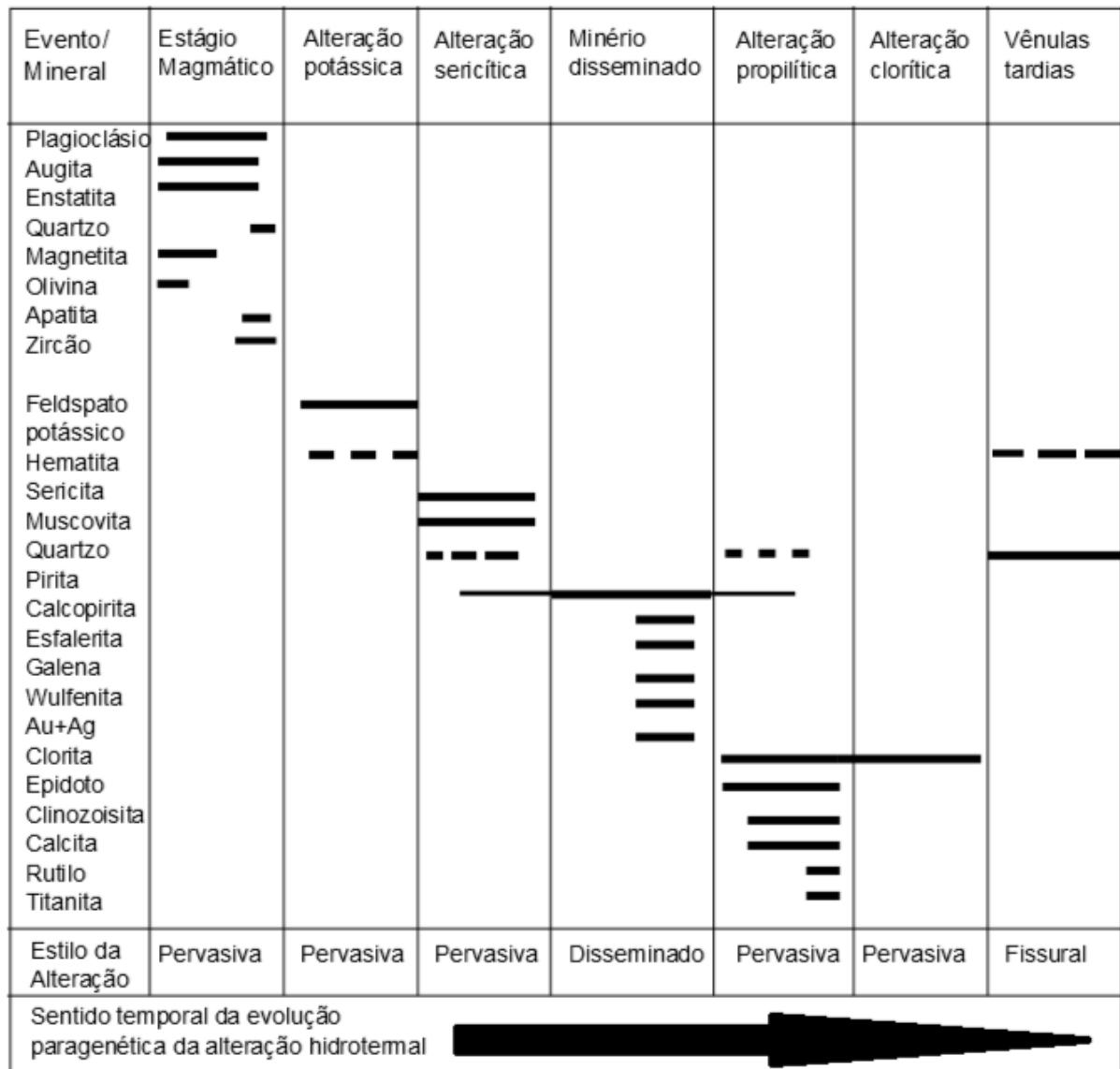


Figura 5.4: Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal proposto para o conjunto de subvulcânicas sulfetadas do entorno do depósito Pé Quente.

5.3.1. Alteração potássica

Corresponde ao primeiro estágio da alteração hidrotermal que teria afetado o conjunto de rochas estudado (Figura 5.4). Ocorre em estilo pervasivo através da substituição de plagioclásio por feldspato potássico de granulação fina que pode estar acompanhado por micro-inclusões de hematita, responsável pelo aspecto turvo do feldspato em lâmina (Figuras 5.5A-B). Foi observada apenas nas subvulcânicas sulfetadas, que quando visível a olho nu confere tonalidades ligeiramente avermelhadas à rocha.

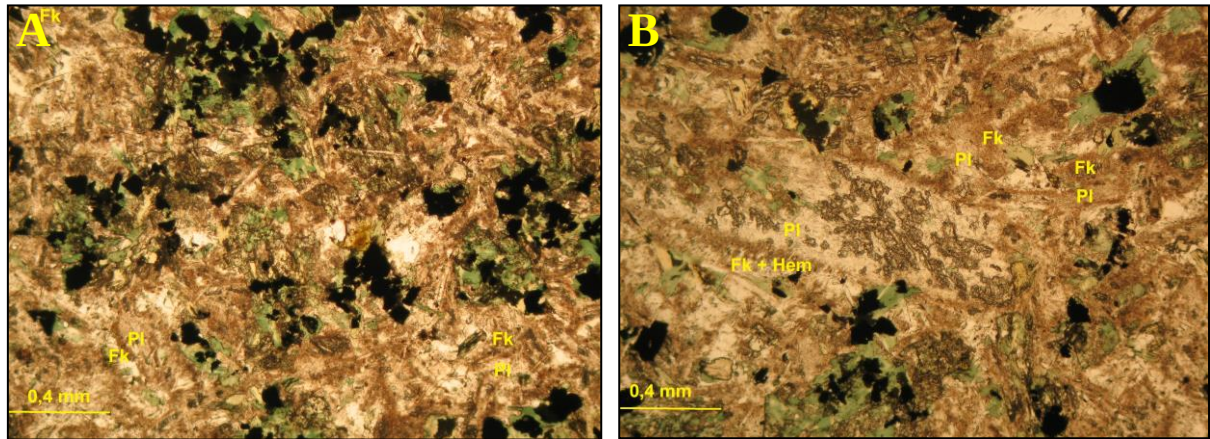


Figura 5.5: (A) Subvulcânica sulfetada com alteração potássica pervasiva representada pelo aspecto turvo (sujo) dos cristais de feldspato, consequência de suas micro-inclusões de hematita. Essa alteração confere a colorações avermelhadas aos litotipos; (B) A potassificação usualmente ocorre a partir da substituição pelas bordas dos cristais de plagioclásio. FOTOMICROGRAFIAS: A-B em luz transmitida. LEGENDA: Fk: feldspato potássico; Hem: hematita; Pl: plagioclásio.

5.3.2. Alteração sericítica

De estilo pervasivo, corresponde ao segundo estágio da alteração hidrotermal observado nas subvulcânicas (Figura 5.4). É representada pela paragênese sericita + sulfetos $\pm$ muscovita $\pm$ quartzo e, portanto, cogenética a precipitação de sulfetos. Corresponde a uma alteração de natureza seletiva, visto afetar principalmente os cristais de plagioclásio, através de sua substituição parcial a total (Figura 5.6A-D). A muscovita quando presente geralmente possui hábito fibro-radial (Figuras 5.6E e 5.8D), mas também ocorre com hábito placóide de granulação fina sobre o plagioclásio. O quartzo associado a essa alteração é fino e anédrico. A alteração sericítica está presente mais intensamente nas subvulcânicas sulfetadas (Figuras 5.6A-C), mas também é encontrada nas subvulcânicas não sulfetadas (Figura 5.6D). Observa-se que nas subvulcânicas não sulfetadas de granulação mais fina esse estágio é mais intenso em comparação àquelas de granulação média, nas quais os planos de clivagem do plagioclásio representam planos preferenciais ao desenvolvimento desta alteração.

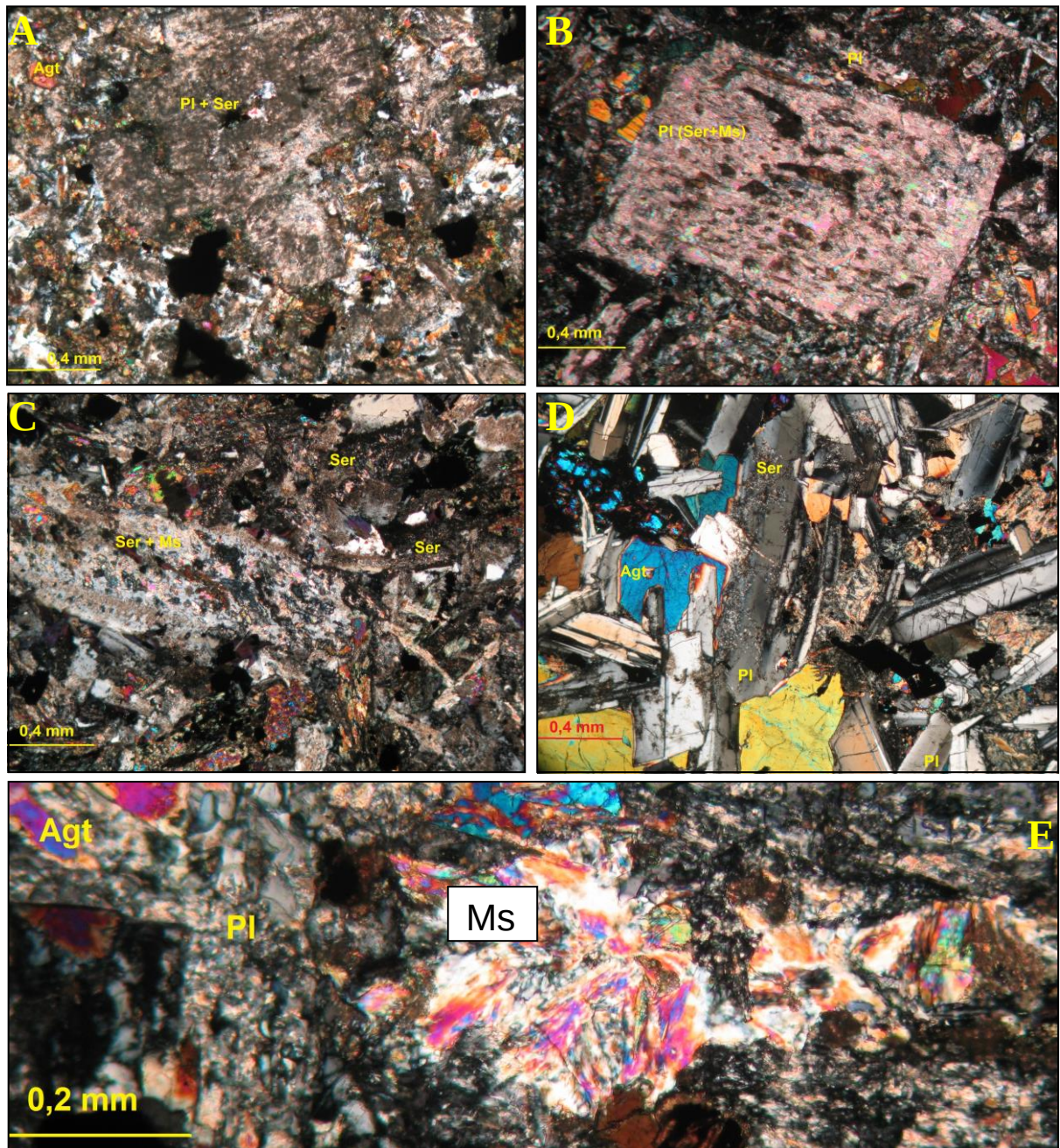


Figura 5.6: (A e B) Fenocristal e matriz, ambos representados por plagioclásio intensamente sericitizado; (C) Fenocristal de plagioclásio com bordas potassificadas e núcleo sericitizado, imerso em matriz fanerítica média composta por cristais de plagioclásio alterados para sericita + muscovita; (D) Microgabro em estágio inicial de sericitização dos cristais de plagioclásio da matriz; (E) Muscovita fibro-radial em estilo pervasivo imersa em matriz constituída por plagioclásio sericitizado. FOTOMICROGRAFIAS: A-C polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Ser: sericita.

5.3.3. Alteração propilítica

Restrita às subvulcânicas sulfetadas, corresponde ao terceiro estágio da alteração hidrotermal (Figura 5.4). Junto a esse estágio também se observa precipitação de sulfetos, no entanto, de modo incipiente. Exibe estilo pervasivo, e por vezes na forma de agregados ou bolsões (Figura 5.7A). É caracterizada pela assembleia clorita + epidoto + clinozoisita + calcita $\pm$ quartzo $\pm$ rutilo $\pm$ titanita $\pm$ pirita.

O epidoto ocorre como cristais de granulação fina (menores que 1 mm), de hábito euédrico a anédrico (Figura 5.7B), enquanto a clinozoisita está associada à alteração do piroxênio, na forma de cristais anédricos de granulação fina (Figura 5.7C). Calcita forma cristais euédricos com dimensões de até 2 mm e também agregados finos de formato anédrico (Figura 5.7D). Clorita exibe composição tanto da chamosita (Fe-clorita) quanto do clinocloro (Mg-clorita), mas em ambos os casos como cristais anédricos finos, ou então, como pseudomorfos dos minerais substituídos, os quais usualmente exibem hábito tabular, fibroso ou fibro-radial (Figuras 5.7E e 5.8E). O quartzo é fino e ocorre como cristais euédricos a anédricos associados à clorita e/ou calcita (Figuras 5.7A-B, D e 5.8E). Quando presente, a titanita forma cristais finos subédricos a anédricos associados a magnetita, ilmenita ou clorita. O rutilo é caracterizado por pequenos cristais anédricos associados à clorita (Figura 5.7F).

5.3.4. Alteração clorítica

Corresponde ao quarto estágio da alteração hidrotermal que teria afetado os diques de subvulcânicas do entorno do depósito Pé Quente (Figuras 5.3 e 5.4). Ocorre de modo pervasivo (Figuras 5.8A-B) ou como pequenos bolsões dispersos na matriz (Figuras 5.8C-F). É caracterizada pela presença de clorita fina a grossa, euédrica a anédrica, que oblitera e substitui todos os minerais das alterações previamente descritas, inclusive muscovita da alteração sericítica e calcita da alteração propilítica (Figuras 5.9A-E). A clorita ocorre tanto como chamosita (variedade rica em Fe) quanto clinocloro (variedade rica em Mg), de modo que a variedade magnesiânica está associada à alteração de minerais carbonáticos (Figura 5.9E). A clorita pode apresentar hábito fibroso com arqueamento da clivagem (Figura 5.9F). Nos diques de subvulcânicas não sulfetadas, essa alteração está usualmente associada à substituição da muscovita e sericita da alteração sericítica (Figuras 5.8A-B).

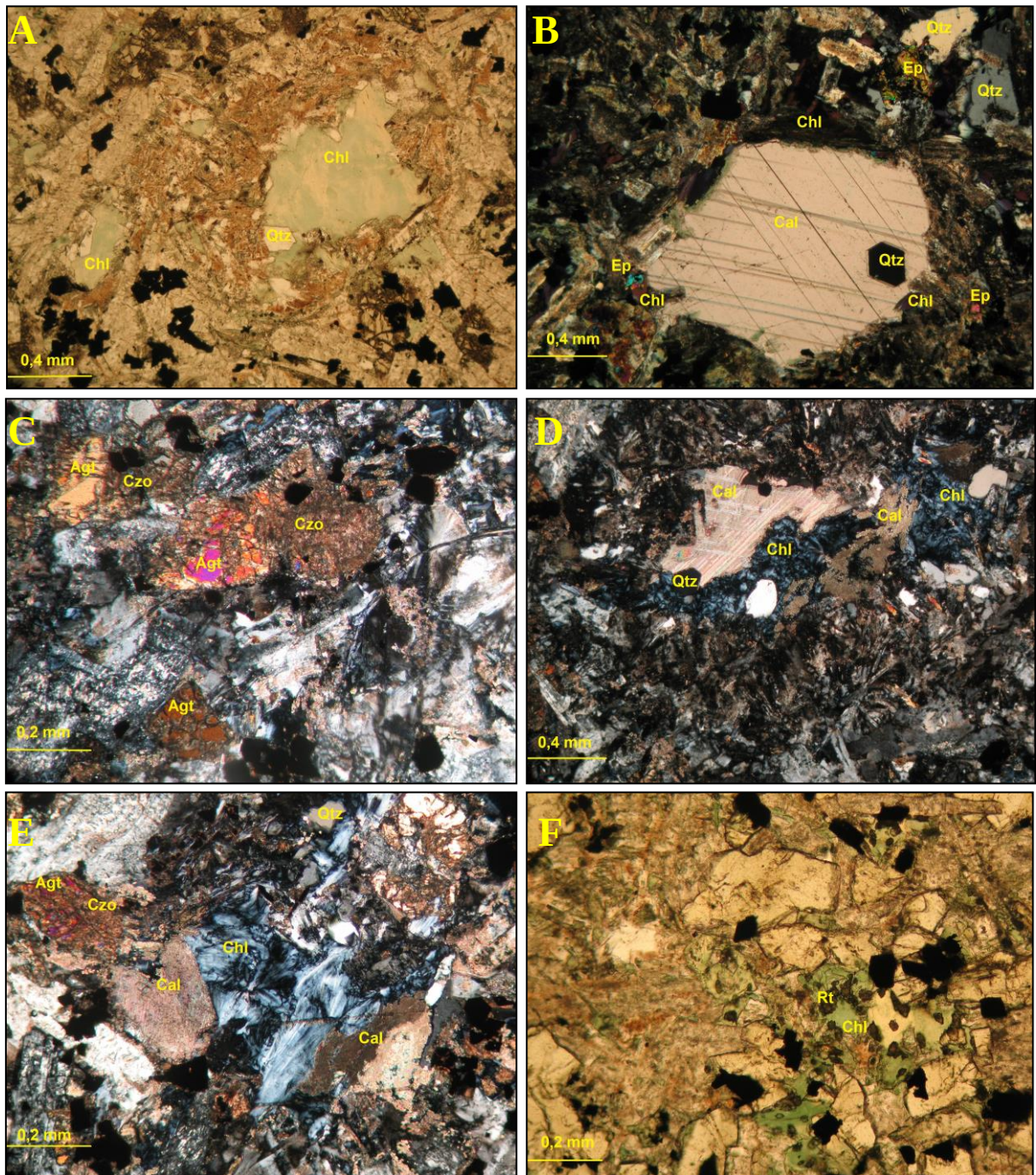


Figura 5.7: (A) Alteração propilitica na forma de bolsões de quartzo + clorita dispersos na matriz; (B) Alteração propilitica representada por calcita grossa, epidoto anédrico de granulação fina, além de quartzo euédrico e clorita anédrica; (C) Substituição de augita por agregados policristalinos de clinozoisita fina; (D) Cristais anédricos de granulação fina e grossa de calcita parcialmente substituídos por clorita; (E) Clorita fibro-radial na amostra RA-89; (F) Pequenos cristais de rutilo em parágênese com clorita. FOTOMICROGRAFIAS A e F: luz natural; B-E: polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Cal: calcita; Chl: clorita; Czo: clinozoisita; En: enstatita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Rt: rutilo.

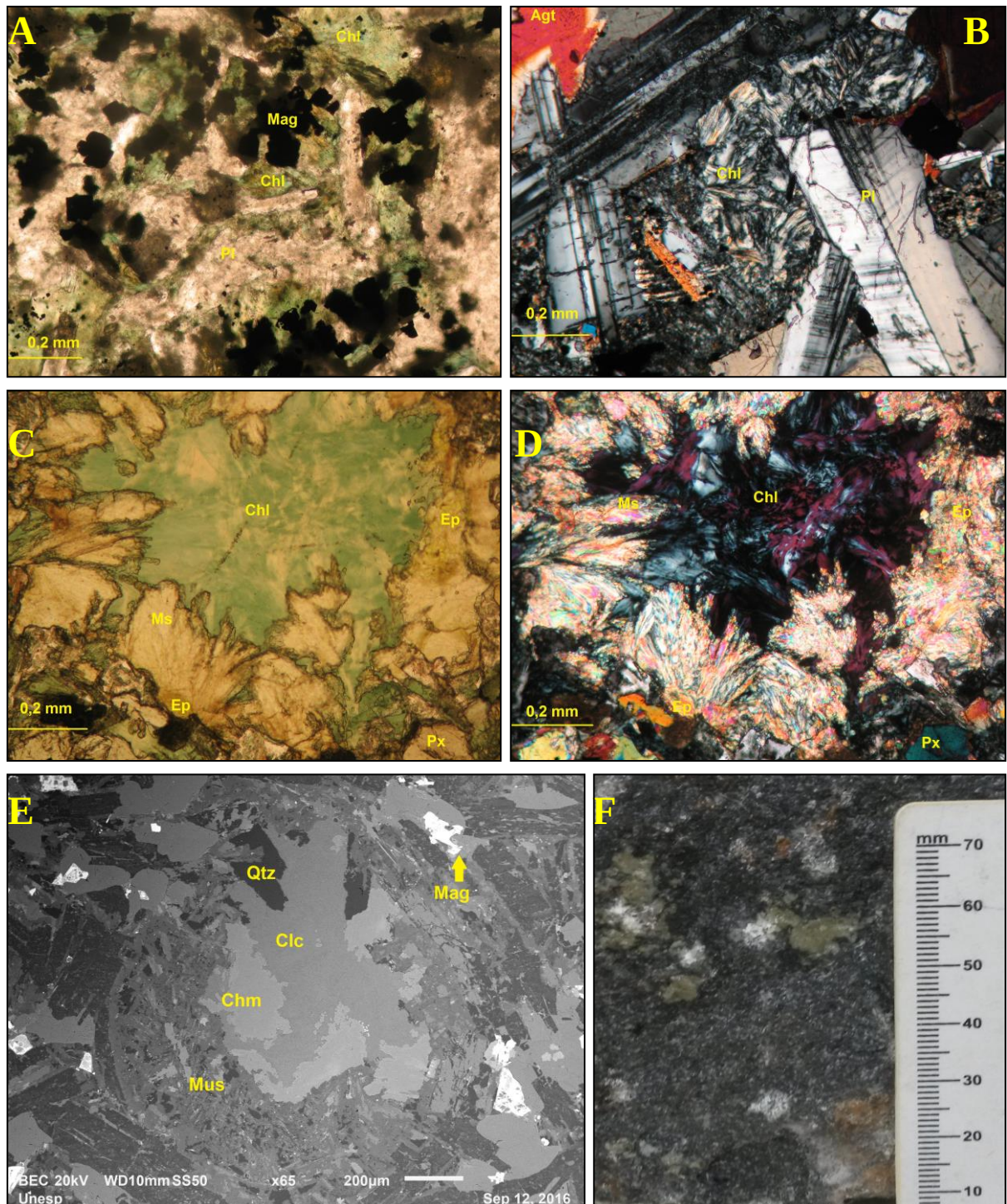


Figura 5.8: (A) Intensa cloritização do piroxênio com magnetita associada da amostra RA-105; (B) Alteração clorítica intersticial em microgabro não sulfetado. Neste grupo de subvulcânicas, a clorita apresenta composição magnesiânica e ocorrência muito mais restrita quando comparada ao outro grupo de subvulcânicas; (C e D) Alteração clorítica em bolsões disformes sobre a muscovita e epidoto dos estágios hidrotermais anteriores. Clorita exibe composição tanto da chamosita quanto do clinocloro; (E) Textura bastante comum da alteração clorítica, resultante da substituição da muscovita (alteração sericitica) e clorita + quartzo (alteração propilitica), com consequente geração de clorita magnesiânica e ferrosa (clinocloro e chamosita, respectivamente) nas porções centrais; (F) Diabásio com bolsões esverdeados de clorita + epidoto. FOTOMICROGRAFIAS A e C: luz natural; B e D: polarizadores cruzados. E: imagens de elétrons retroespalhados. LEGENDA: Chl: clorita; Chm: chamosita; Clc: clinocloro; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Px: piroxênio; Qtz: quartzo.

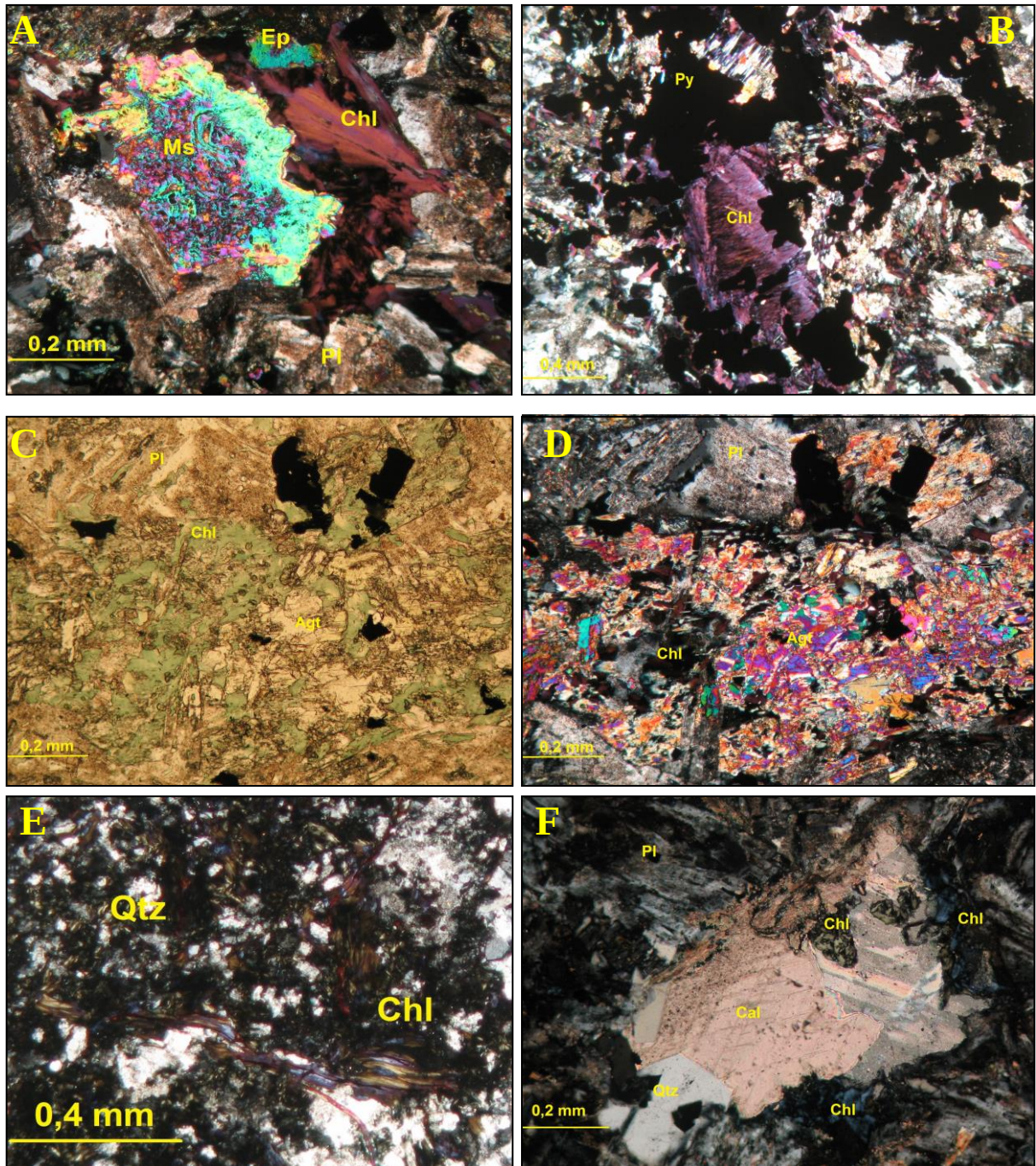


Figura 5.9: (A) Substituição da muscovita da alteração sericítica e epidoto da alteração propilítica por clorita rica em Fe; (B) Substituição da pirita precipitada nas alterações sericítica e propilítica por chamosita; (C-D) Augita parcialmente substituída por clorita; (E) Cristais de clorita das variedades magnesiana e ferrosa com arqueamento da clivagem; (F) Cristais de calcita parcialmente substituídos por clorita magnesiana (baixa birrefringência). FOTOMICROGRAFIAS C: luz natural; A, B, D, E, F: polarizadores cruzados. LEGENDA: Agt: augita; Cal: calcita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Py: pirita; Qtz: quartzo.

5.3.5. Vênulas Tardias

Estágio representado por venulações tardias preenchidas por quartzo e hematita que truncam todos os estágios anteriores e ocorrem nas proximidades da mineralização aurífera. O quartzo é fino a médio e de hábito euédrico a anédrico (Figura 5.10A). Embora incomum, esses cristais podem apresentar extinção ondulante. A hematita forma cristais anédricos, frequentemente de granulação fina, porém, podem alcançar até 2 mm (Figura 5.10B).

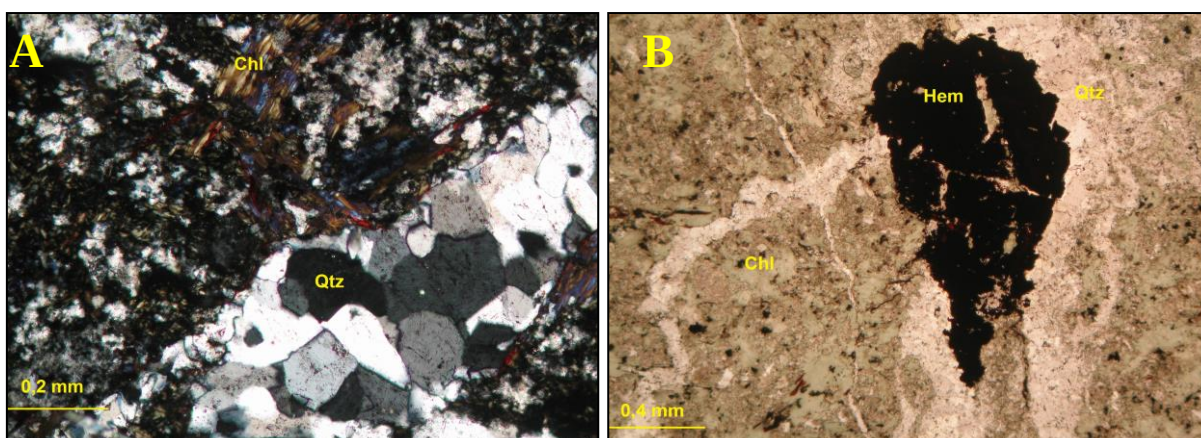


Figura 5.10: (A) Vênulas tardias de quartzo de granulação fina a média, observadas apenas nos diques subvulcânicos proximais ao depósito Pé Quente; (B) Agregado policristalino de hematita com cerca de 1 mm em vênula de quartzo. FOTOMICROGRAFIAS: A: com polarizadores cruzados; B: luz natural. LEGENDA: Chl: clorita; Hem: hematita; Qtz: quartzo.

5.4. Minério disseminado

O minério disseminado exibe paragênese conferida por pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ esfalerita $\pm$ galena $\pm$ wulfenita $\pm$ ouro, essencialmente associada à alteração sericítica e secundariamente à alteração propilítica (Figura 5.4). O minério é representado por pirita euédrica a anédrica de granulação fina a grossa (Figura 5.11A-B). Ao MEV, não foram diagnosticados cristais zonados de pirita, contudo, a magnetita exibe lamelas de clorita (cores escuras) e sinais de corrosão (Figura 5.11C). A calcopirita ocorre como cristais disseminados muito finos (Figura 5.11D e 5.13A), ou então, como pequenas inclusões na pirita, associada ou não a esfalerita (Figura 5.11E-F e 5.12B). A esfalerita ocorre apenas como inclusões anédricas de granulação fina na pirita (Figura 5.12A-B e 5.13B). Galena e wulfenita (PbMoO_4) geralmente ocorrem nas fraturas intercristalinas ou inclusa na pirita (Figura 5.12C-E e 5.14B e 5.15). O ouro forma pequenas inclusões subédricas na pirita (Figura 5.16F e

5.17A), e exibe concentrações de Ag de até 40%. Adicionalmente, inclusões de apatita, clorita e zircão também são observadas nos cristais de pirita. As bordas dos cristais de pirita estão geralmente alteradas pelas alterações clorítica e propilítica.

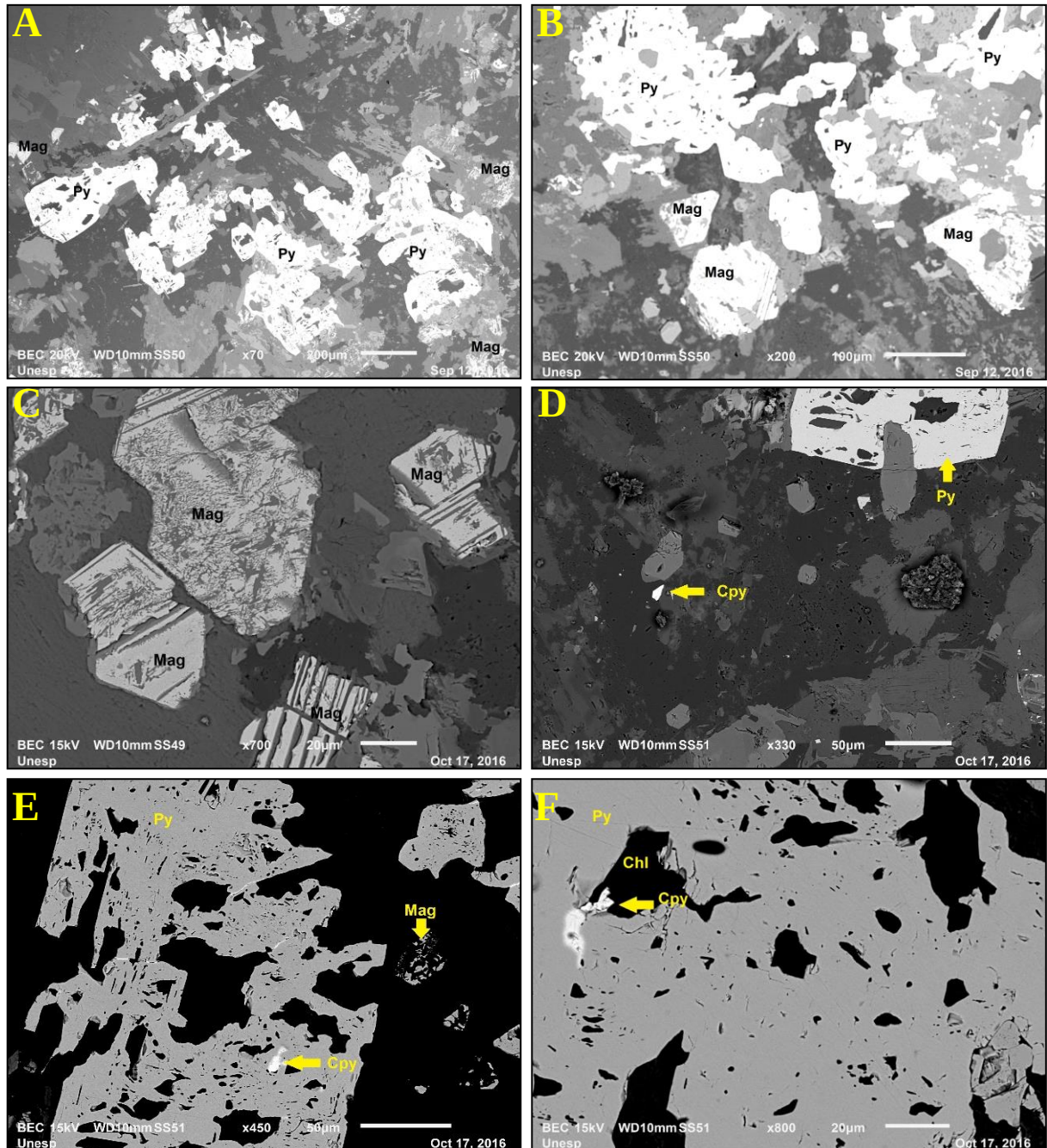


Figura 5.11: (A-B) Pirita subédrica associada à alteração sericítica e magnetita anédrica primária. Clorita e apatita correspondem às maiores inclusões nos cristais de pirita; (C) Os cristais de magnetita são primários e foram parcialmente substituídos por clorita, na forma de lamelas paralelas. Adicionalmente, lamelas de titanomagnetita são comuns na magnetita; (D) Cristal anédrico de calcopirita de granulação fina; (E-F) Calcopirita incluída em cristal de pirita, e por vezes, associada com clorita rica em Fe. FOTOMICROGRAFIAS: imagens de elétrons retro-espalhados. LEGENDA: Chl: clorita; Cpy: calcopirita; Mag: magnetita; Py: pirita.

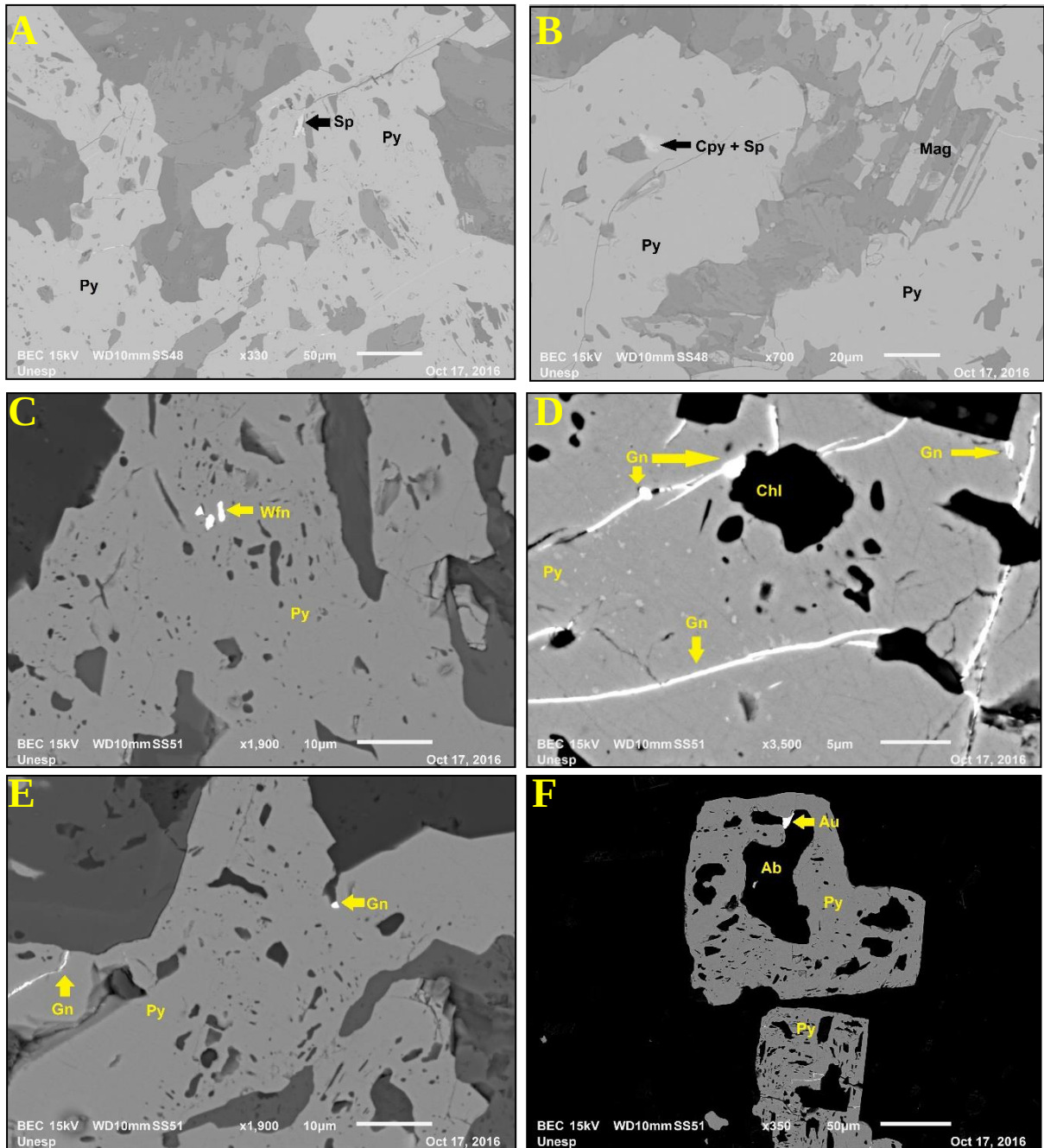


Figura 5.12: (A) Inclusão anédrica de esfalerita em cristal de pirita; (B) Inclusão de esfalerita associada à calcopirita em cristal de pirita; (C) Inclusões de wulfenita na pirita. (D-E) Galena em fraturas intercristalinas da pirita; (F) Inclusão de electrum (Au + Ag) associado à albita, em cristal de pirita. FOTOMICROGRAFIAS: imagens de elétrons retro-espalhados. LEGENDA: Ab: albita; Au: ouro; Cpy: calcopirita; Gn: galena; Mag: magnetita; Py: pirita; Sp: esfalerita; Wfn: wulfenita.

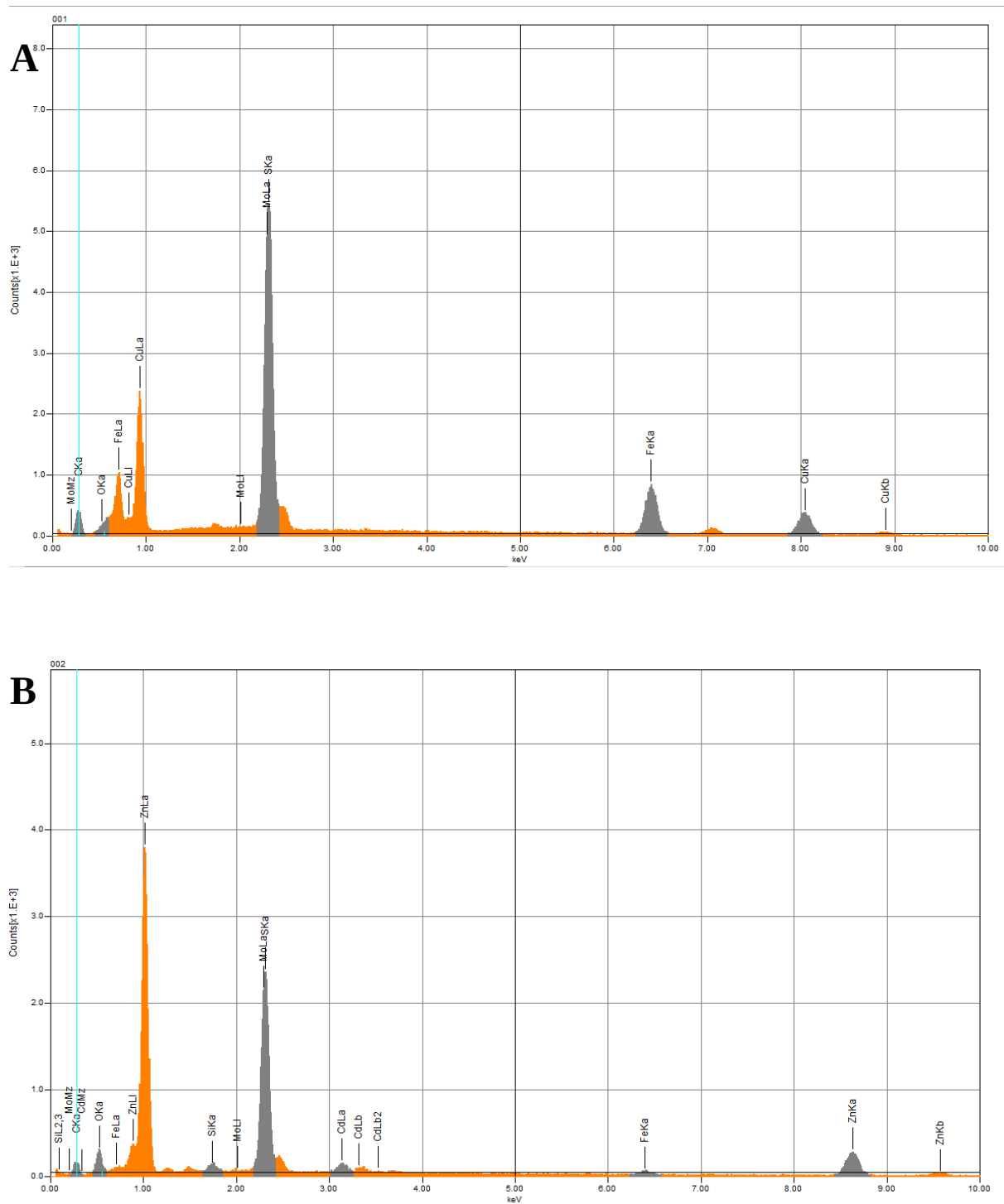


Figura 5.13: Espectros (EDS) de fases minerais diagnosticadas no minério disseminado com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura: (A) Calcopirita; e (B) Esfalerita.

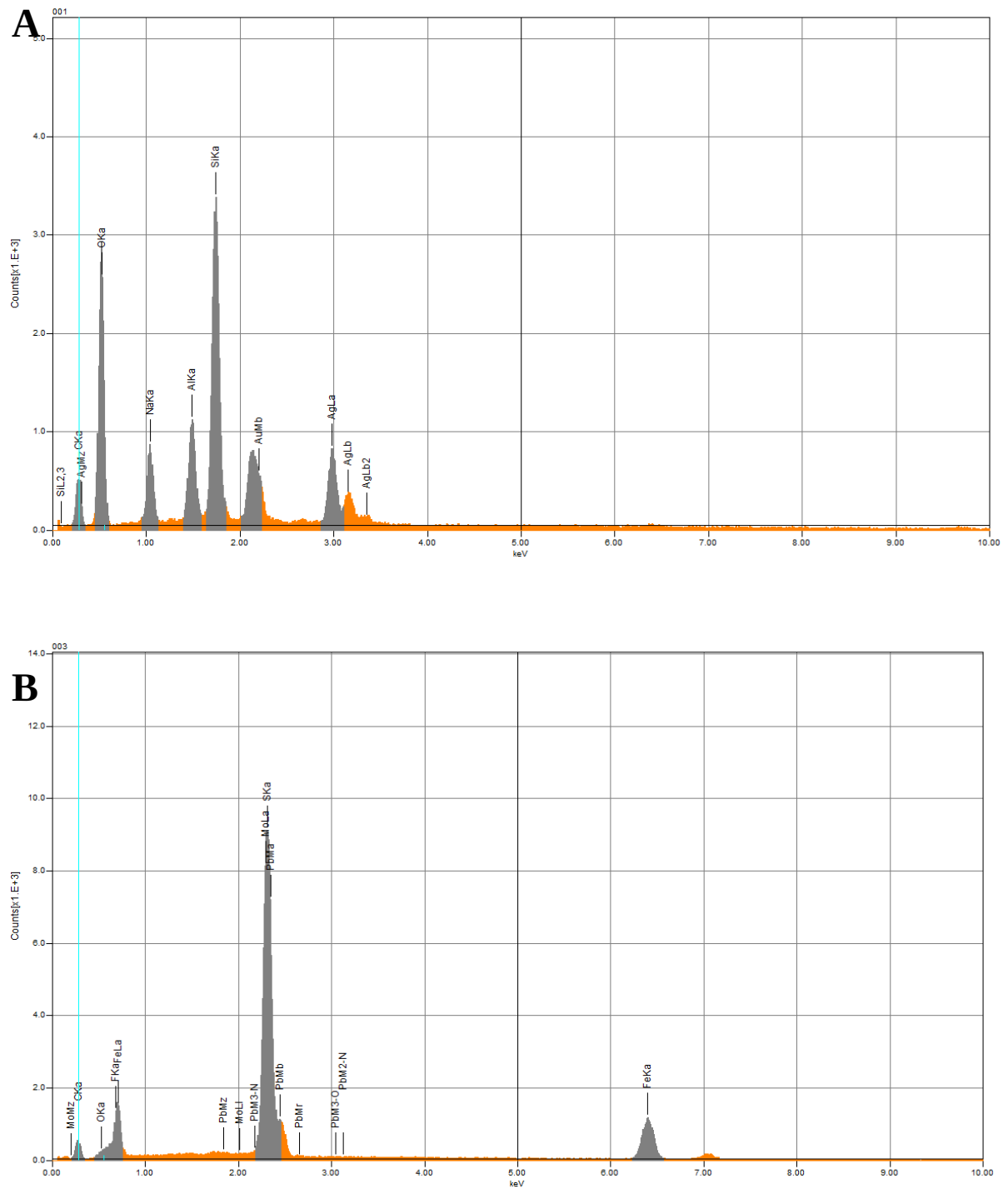


Figura 5.14: Espectro (EDS) de fases minerais diagnosticadas no minério disseminado com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura: (A) Au + Ag associado à albita; (B) Wulfenita.

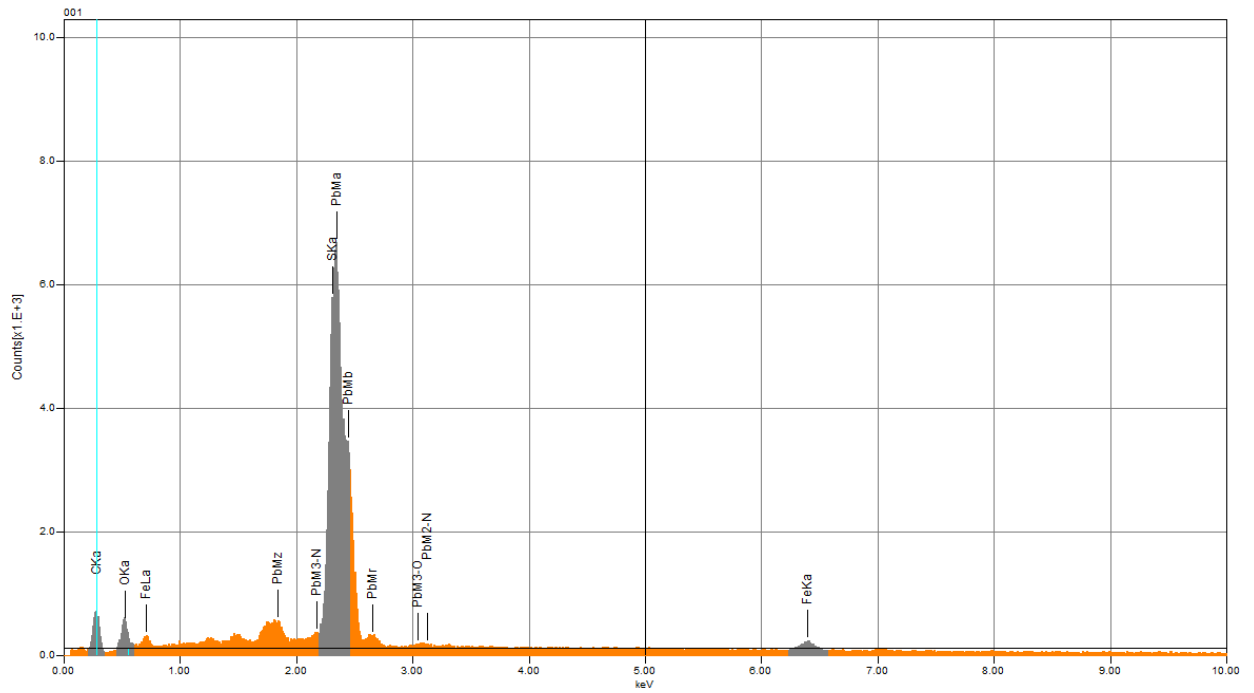


Figura 5.15: Espectro (EDS) de galena encontrada em fraturas intercristalinas da pirita.

6. Litogeoquímica

A litogeoquímica das subvulcânicas máficas do entorno do depósito Pé Quente totalizaram 09 amostras, sendo 04 provenientes dos diques de subvulcânicas máficas não sulfetadas e, 05 de subvulcânicas sulfetadas. Em adicional, também foram incluídas ao conjunto de amostras deste trabalho, 02 amostras analisadas por Assis (2011), cada uma pertencente a um dos grupos acima, totalizando assim 11 amostras. Neste trabalho, foram feitas análises de elementos maiores, menores e alguns traço por Fluorescência de Raios-X. A Tabela 6.1 apresenta a composição química das 11 amostras utilizadas neste trabalho. Os dados litogeoquímicos foram divididos em três grupos: subvulcânicas sulfetadas, subvulcânicas não sulfetadas e a amostra RA-105, que apresenta comportamento ambíguo entre os grupos, e que, portanto, será melhor discutido no próximo capítulo. As Figuras 6.1 a 6.2 mostram diagramas do tipo box-plot para ilustrar as diferenças entre os grupos.

As subvulcânicas sulfetadas apresentam maior teor de sílica (49,45-54,87%) e álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,58\text{-}5,81\%$) sendo que duas amostras apresentam $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, além de um maior teor de Fe_2O_3 (11,45-14,19%), P_2O_5 (0,43-1,37%) e TiO_2 (1,40-2,31%). Esse mesmo grupo apresenta menores teores de CaO (5,75-6,97%), Al_2O_3 (13,83-14,27%) e MgO ($\text{Mg\#} = 21\text{-}25$). As concentrações de MnO dos dois grupos de amostras são similares e variam entre 0,16% e 0,23%. Em adicional, os diques sulfetados são caracterizados por valores relativamente altos de Ba (901,4-1441,6 ppm), Ce (94,6-152,3 ppm), La (48,3-73,5 ppm), Rb (31,5-67,4 ppm), Zr (216,0-325,0 ppm), Zn (105,9-124,8 ppm) e Y (30,5-42,9 ppm), porém, menores concentrações de Cu (30,3-43,0 ppm), Ni (12,7-45,8 ppm), Cr (20,5-141,9 ppm), Co (31,3-45,9 ppm). Em contrapartida, esse grupo apresenta concentrações heterogêneas de Sr (405,2-690,1 ppm), Nb (6,5-14,2 ppm) e V (198,0-287,4 ppm). Os valores de Ga, compreendidos entre 18,1-21,3 ppm, são similares para todo o conjunto de amostras analisado.

Os valores mais altos de SiO_2 indicam o caráter mais evoluído das subvulcânicas sulfetadas, além de alguma influência da silicificação. A presença das alterações potássica e sericítica teria incrementado os teores de K_2O e Al_2O_3 nessas rochas, assim como as alterações propilitica (com epidoto, pirita, clorita, titanita e rutilo) e clorítica teriam provocado aumentos nas concentrações de Fe_2O_3 e TiO_2 nessas rochas. Os valores mais altos de P, Ce, Y, La e Zr estariam relacionados com a cristalização de fases acessórias, tais como apatita e zircão, enquanto que os altos valores de Ba, Rb e Sr se relacionariam à cristalização de plagioclásio e feldspato potássico, respectivamente. O Ba e Rb, por exemplo, devem substituir

o potássio na estrutura do feldspato potássico, enquanto o Sr possivelmente se aloje na estrutura do plagioclásio, no lugar do cálcio.

TABELA 6.1: Dados geoquímicos dos diques de vulcânicas sulfetadas e não sulfetadas do entorno do depósito Pé Quente, que incluem elementos maiores, menores e alguns traço.

Elementos		Amostras										
		Subvulcânicas sulfetadas						Subvulcânicas não sulfetadas				Anômala
		63 A	63 B	89	90	103	113	41	59	86	112	105**
SiO ₂	%	49,92	49,84	49,45	49,66	50,28	54,87	48,04	48,33	47,66	48,03	49,69
Al ₂ O ₃	%	14,13	14,00	14,01	14,16	14,27	13,83	15,89	15,09	16,69	15,77	15,91
Fe ₂ O ₃	%	12,73	12,69	14,19	13,67	13,31	11,45	11,20	12,11	10,52	11,82	12,33
MgO	%	4,15	4,15	5,05	4,21	5,19	3,76	8,29	7,29	8,82	7,46	5,11
CaO	%	6,97	7,19	5,75	6,76	6,83	6,65	11,06	10,23	11,24	9,67	9,71
Na ₂ O	%	3,44	3,49	2,36	2,92	2,54	3,35	1,95	2,01	1,77	2,16	2,26
K ₂ O	%	2,37	2,22	3,03	2,72	3,04	2,33	0,62	1,08	0,54	1,12	1,75
MnO	%	0,20	0,20	0,21	0,23	0,23	0,17	0,17	0,19	0,16	0,19	0,23
TiO ₂	%	2,30	2,31	1,76	1,87	1,57	1,40	0,97	1,08	0,84	1,04	1,11
P ₂ O ₅	%	1,36	1,37	0,66	0,71	0,58	0,43	0,15	0,20	0,13	0,17	0,32
LOI	%	2,45	2,52	3,56	2,80	2,17	1,78	1,39	2,67	1,65	2,30	1,58
Total	%	100,02	100,00	100,03	99,65	100,01	100,02	100,02	100,00	100,02	99,74	100,01
Cr	ppm	74,10	63,30	71,60	20,50	120,20	141,90	227,70	193,00	223,30	143,60	235,10
Ni	ppm	12,70	16,20	33,70	<20	45,80	19,30	136,40	96,50	176,90	95,00	35,70
Ba	ppm	1416,1	1374,6	1441,6	1304,0	1341,2	901,40	280,00	566,70	236,5	438,00	848,7
Rb	ppm	35,30	31,50	52,60	59,80	67,40	48,30	17,90	21,60	17,80	21,20	34,60
Sr	ppm	690,10	688,60	475,60	517,80	405,20	493,10	319,50	522,70	331,90	491,20	771,70
La	ppm	73,50	57,40	50,00	51,80	48,30	50,50	16,80	24,20	12,00	11,00	19,30
Ce	ppm	152,30	140,70	109,70	112,30	94,60	101,40	25,10	42,40	23,10	26,60	51,80
Zr	ppm	223,00	223,60	288,00	325,00	216,00	226,50	71,50	94,20	62,20	90,70	148,10
Y	ppm	32,80	32,70	33,10	42,90	30,90	30,50	21,20	22,90	19,70	19,80	21,50
Nb	ppm	14,20	12,00	12,20	12,30	6,50	9,30	12,70	33,50	6,40	4,10	7,30
Cu	ppm	43,00	39,90	41,80	34,50	29,30	30,30	78,40	77,60	69,50	77,20	42,10
Zn	ppm	124,70	124,80	116,20	106,00	118,00	105,90	68,90	95,50	63,10	54,00	119,50
Co	ppm	31,40	31,30	45,90	36,70	41,10	33,20	47,60	44,40	47,60	50,40	30,50
V	ppm	200,20	198,00	287,40	280,00	262,20	252,60	208,70	241,50	185,50	251,00	243,80
Ga	ppm	21,30	20,70	21,00	21,10	20,50	20,10	19,50	18,50	18,10	18,10	20,10

Em contrapartida, as subvulcânicas não sulfetadas apresentam um padrão inverso ao anterior, com menores teores de sílica (48,03-48,33%) e álcalis (Na₂O + K₂O = 2,31-3,28%),

além da relação $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ válida para todo o conjunto do grupo. Adicionalmente, possuem teores mais baixos de Fe_2O_3 (10,52-12,11%), P_2O_5 (0,13-0,20%) e TiO_2 (0,97-1,08%), porém, maiores teores de CaO (9,67-11,24%), Al_2O_3 (15,09-16,69%) e MgO ($\text{Mg\#} = 34-45$). As amostras não sulfetadas são caracterizadas por altos valores de Cr (143,6-227,0 ppm), Ni (95,0-176,9 ppm), Cu (69,5-78,4 ppm) e Co (44,4-50,4 ppm). No entanto, este grupo possui baixas concentrações de Ba (236,5-566,7 ppm), Ce (23,1-42,4 ppm), La (11,0-24,2 ppm), Rb (17,8-21,6 ppm), Zr (62,2-94,2 ppm), Zn (54,0-95,5 ppm) e Y (19,7-22,9 ppm). Em contrapartida, as concentrações de Sr (319,5-522,7 ppm), Nb (4,1-33,5 ppm) e V (185,5-251,0 ppm) são heterogêneas para ambos os grupos.

As concentrações mais altas de MgO (e mais baixas de SiO_2) indicam a natureza mais primitiva das subvulcânicas não sulfetadas, enquanto as concentrações mais elevadas de CaO e Al_2O_3 estariam relacionadas com as maiores quantidades de plagioclásio e augita dessas rochas, visto esses minerais estarem melhor preservados (devido a menor intensidade da alteração hidrotermal nessas rochas). Os maiores teores de Ni, Cr, Cu e Co poderiam estar incorporados na magnetita primária, devido à alta compatibilidade desses elementos em magmas menos evoluídos.

A amostra RA-105 não foi considerada no contexto dos dois grupos acima, por apresentar comportamento petrográfico e, principalmente, geoquímico ambíguo entre os dois grupos estudados. O seu teor de SiO_2 (49,69%), Al_2O_3 (15,91%), CaO (9,71%), MnO (0,23%) é compatível com aqueles obtidos para as amostras sulfetadas. As concentrações de Ni (35,7 ppm), Rb (34,6 ppm), Zn (119,5 ppm) e Cu (42,1 ppm) encontram-se dentro da variação diagnosticada para as amostras sulfetadas, embora para o caso do Cr (235,1 ppm) e Sr (771,7 ppm), sejam superiores às apresentadas pelas outras amostras do grupo, e as de Co (30,50 ppm), inferiores. Adicionalmente, os teores de La (19,3 ppm) e Y (21,5 ppm) encontram-se dentro da variação encontrada para os diques não sulfetados. As concentrações de Fe_2O_3 (12,33%), MgO ($\text{Mg\#}=26,32$), Na_2O (2,26%), K_2O (1,75%), TiO_2 (1,11%), P_2O_5 (0,32%), Ba (848,7 ppm), Ce (51,8 ppm) e Zr (148,1 ppm) possuem valores intermediários entre os dois grupos de subvulcânicas.

A partir desses dados, foram realizados diagramas de Harker (Figuras 6.3 a 6.6) e diagramas utilizando o número de magnésio (Figuras 6.7 a 6.10) para distinguir os dois grupos de amostras. O número de magnésio é representado por $\text{Mg\#}$, sendo expressado por uma fração atômica na forma de $100[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})]$. Os diagramas binários utilizando o número de magnésio representam melhor o fracionamento cristalino em rochas básicas e ultrabásicas (ROLLINSON, 1993), o que também é observado neste trabalho, principalmente

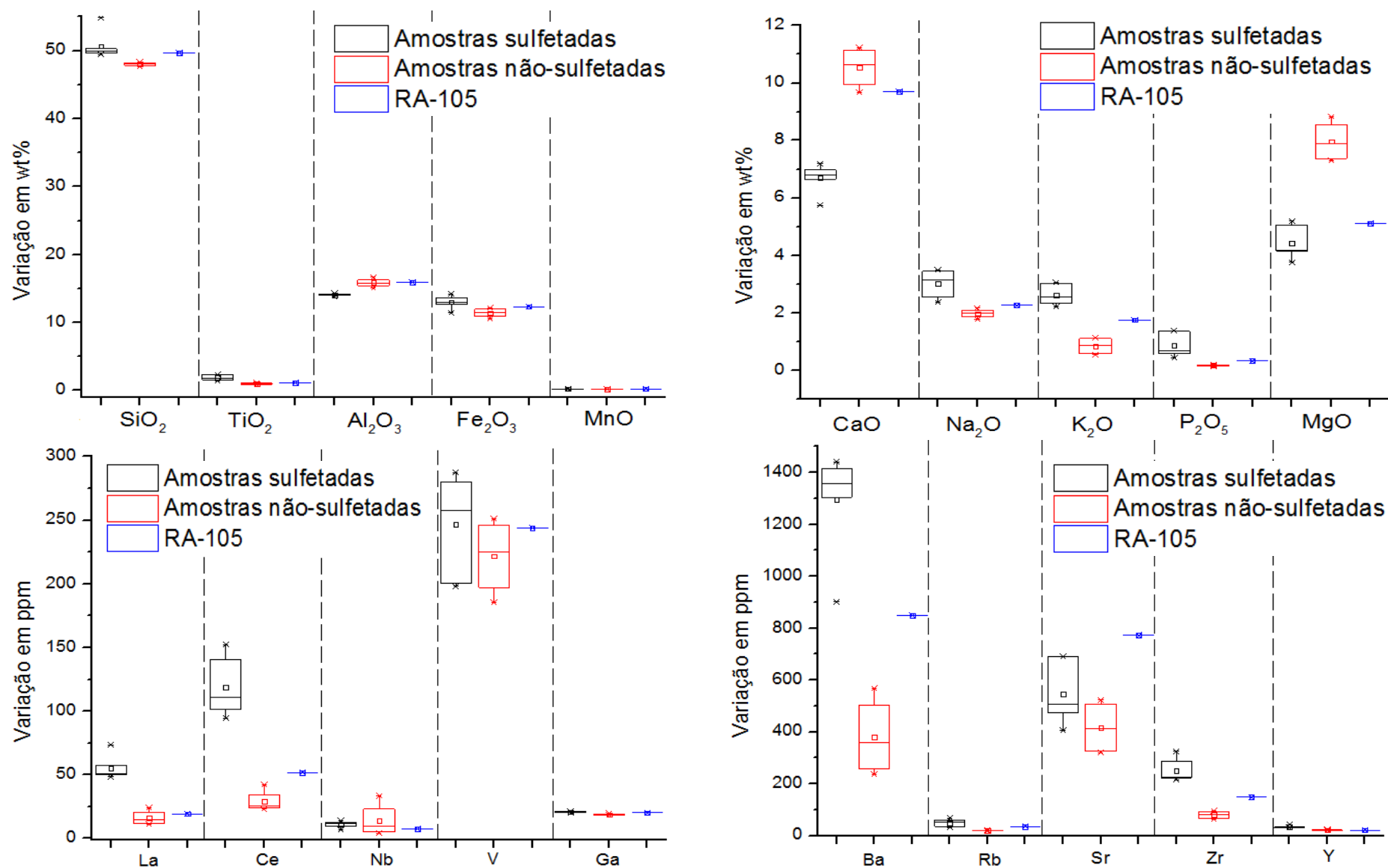


Figura 6.1: Diagramas do tipo box-plot para os elementos maiores, LILE, HFSE e alguns elementos-traço.

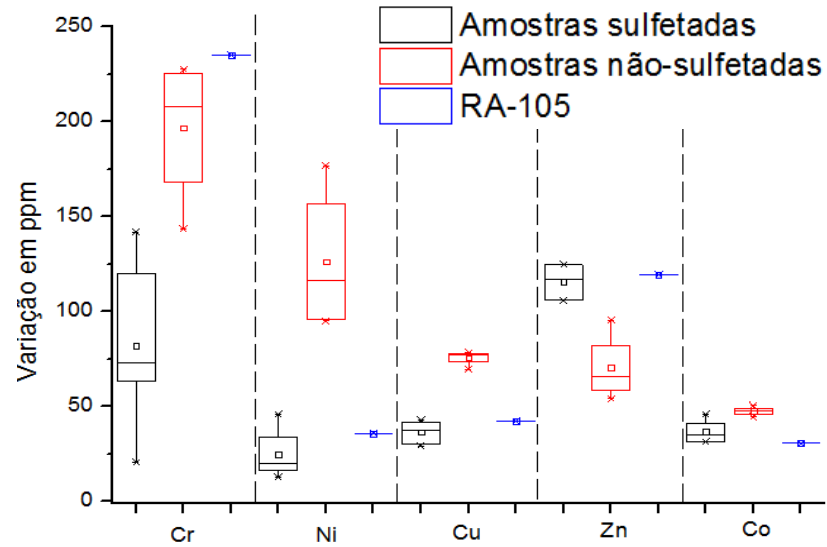
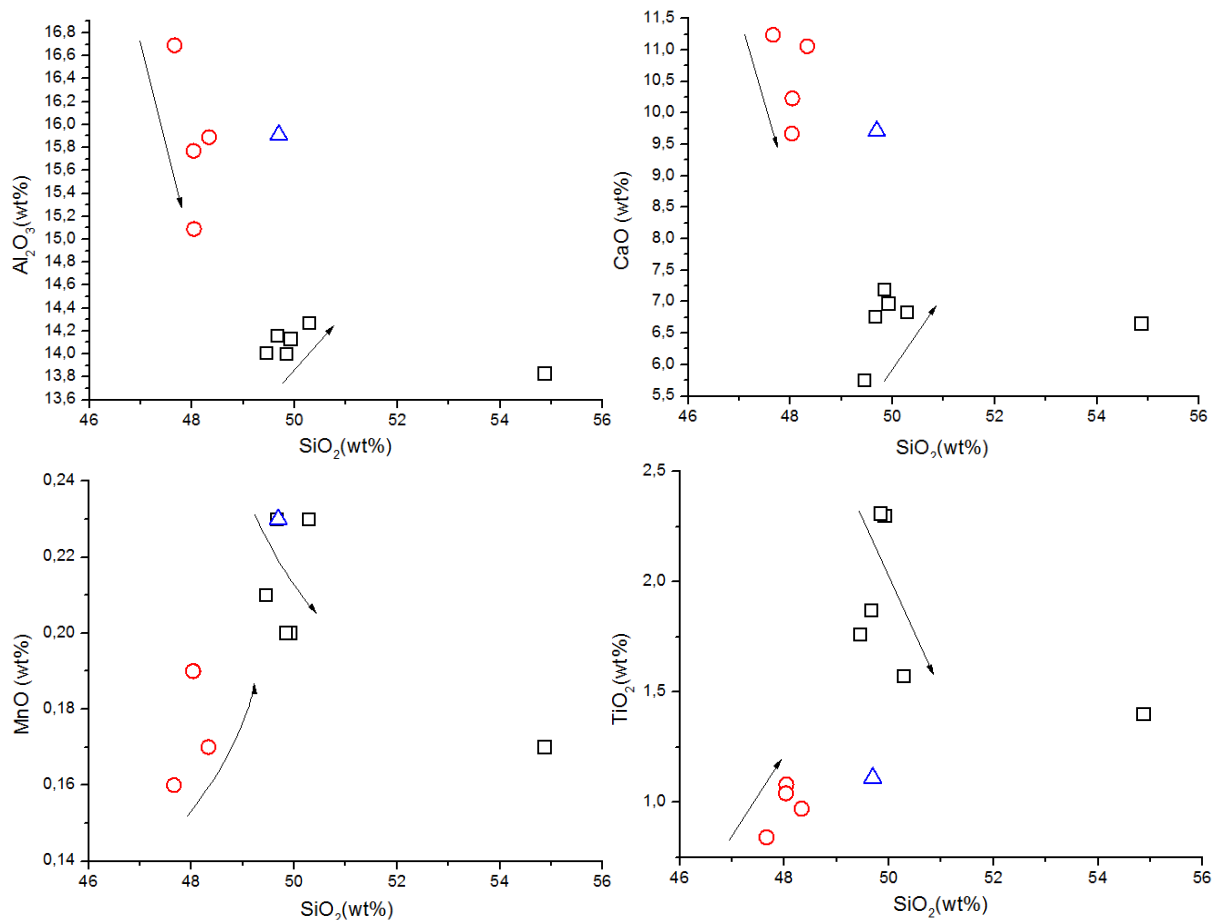


Figura 6.2: Diagrama box-plot para os metais de transição (Cr, Ni, Cu, Zn e Co).

quando consideradas as subvulcânicas não-sulfetadas. O fracionamento cristalino nas subvulcânicas sulfetadas é melhor observado nos diagramas de Harker, visto corresponderem a rochas mais evoluídas.



Legenda da figura na próxima página (▼)

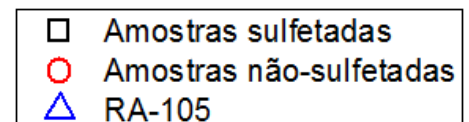


Figura 6.3: Diagramas de Harker para elementos maiores e menores para o conjunto de amostras estudado.

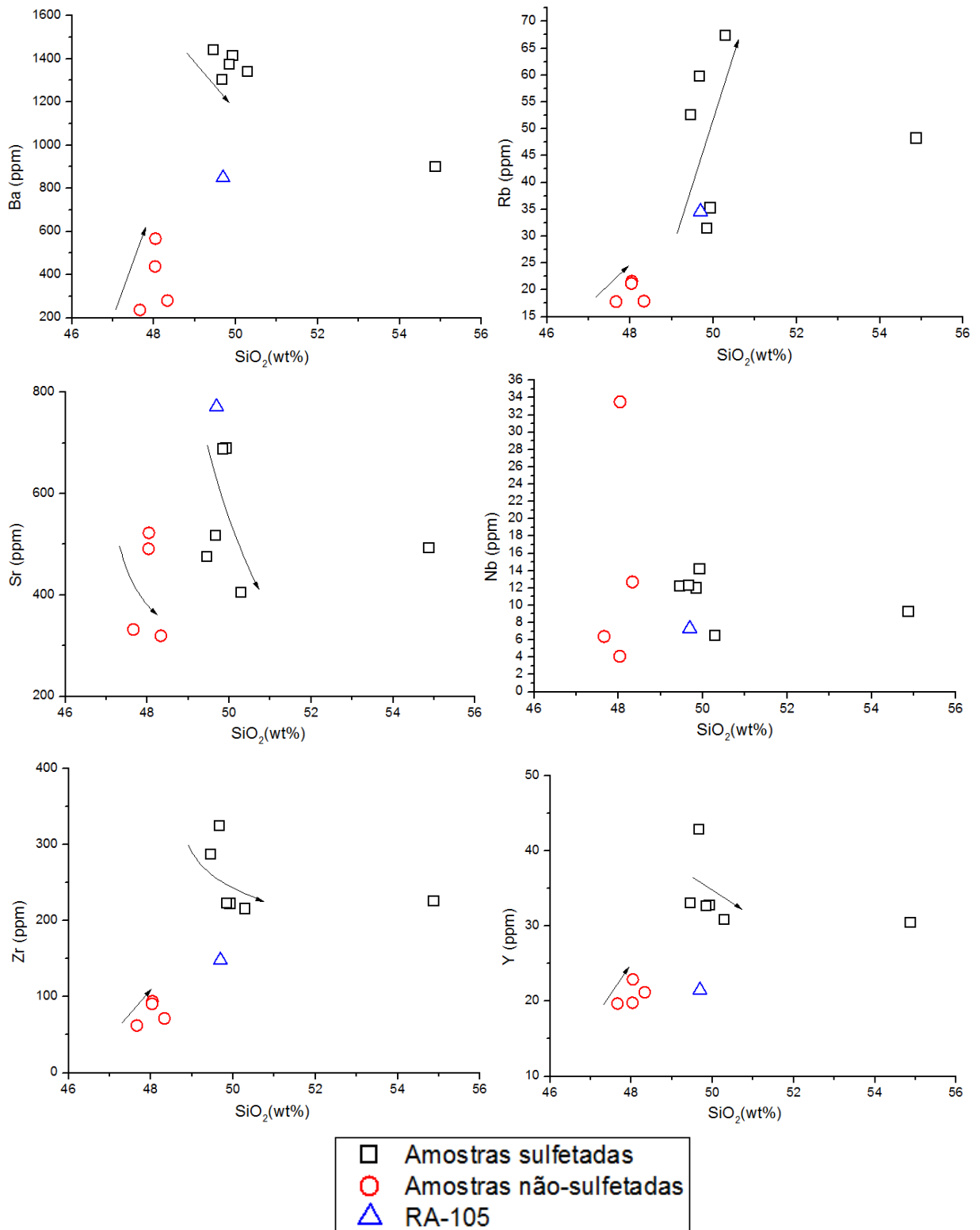


Figura 6.4: Diagramas de Harker relacionados aos LILE (Ba, Rb e Sr) e HFSE (Nb, Zr e Y) para os grupos de subvulcânicas estudados.

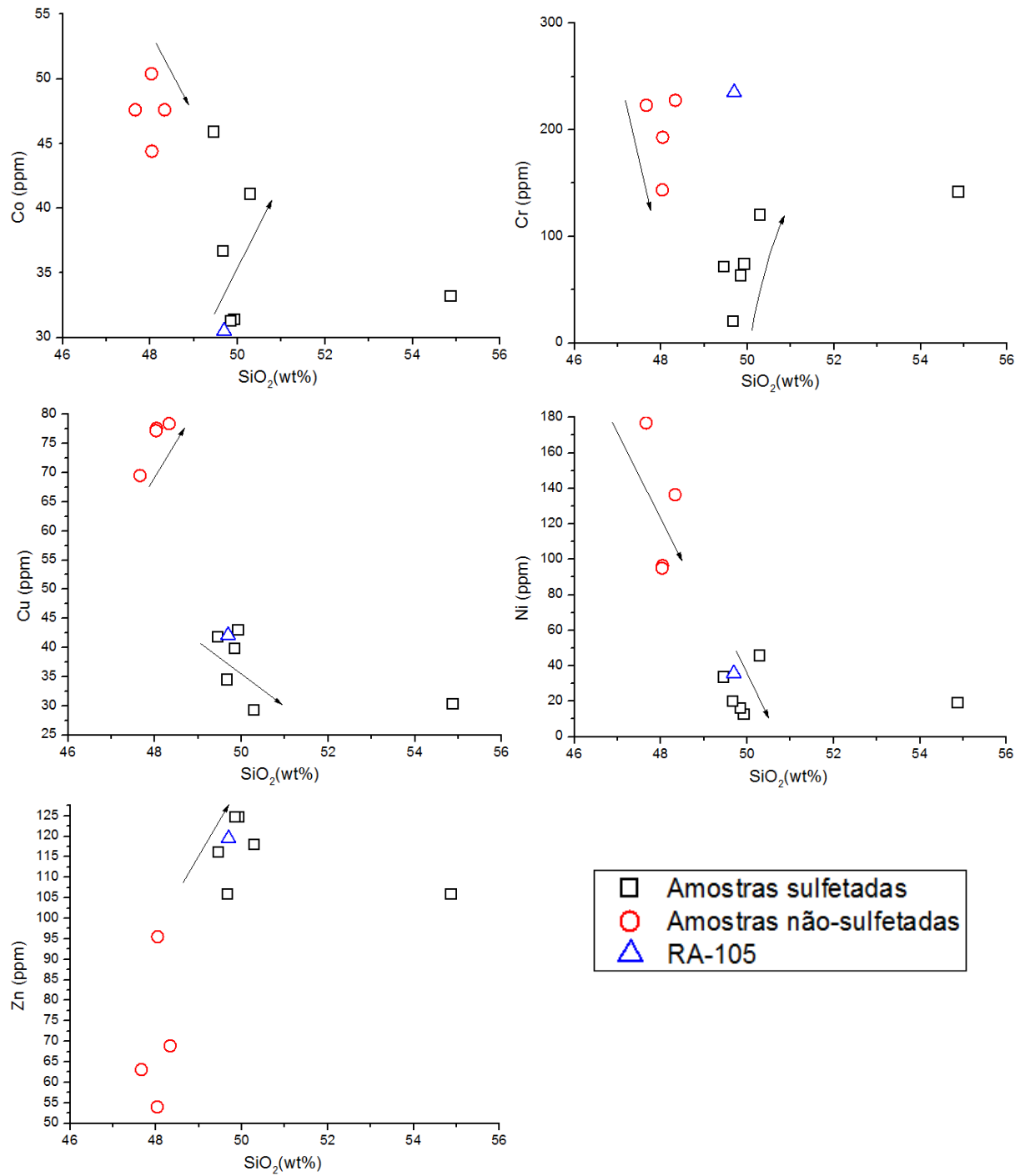


Figura 6.5: Diagramas de Harker referente aos metais de transição (Co, Cr, Cu, Ni e Zn) para o conjunto de amostras estudado.

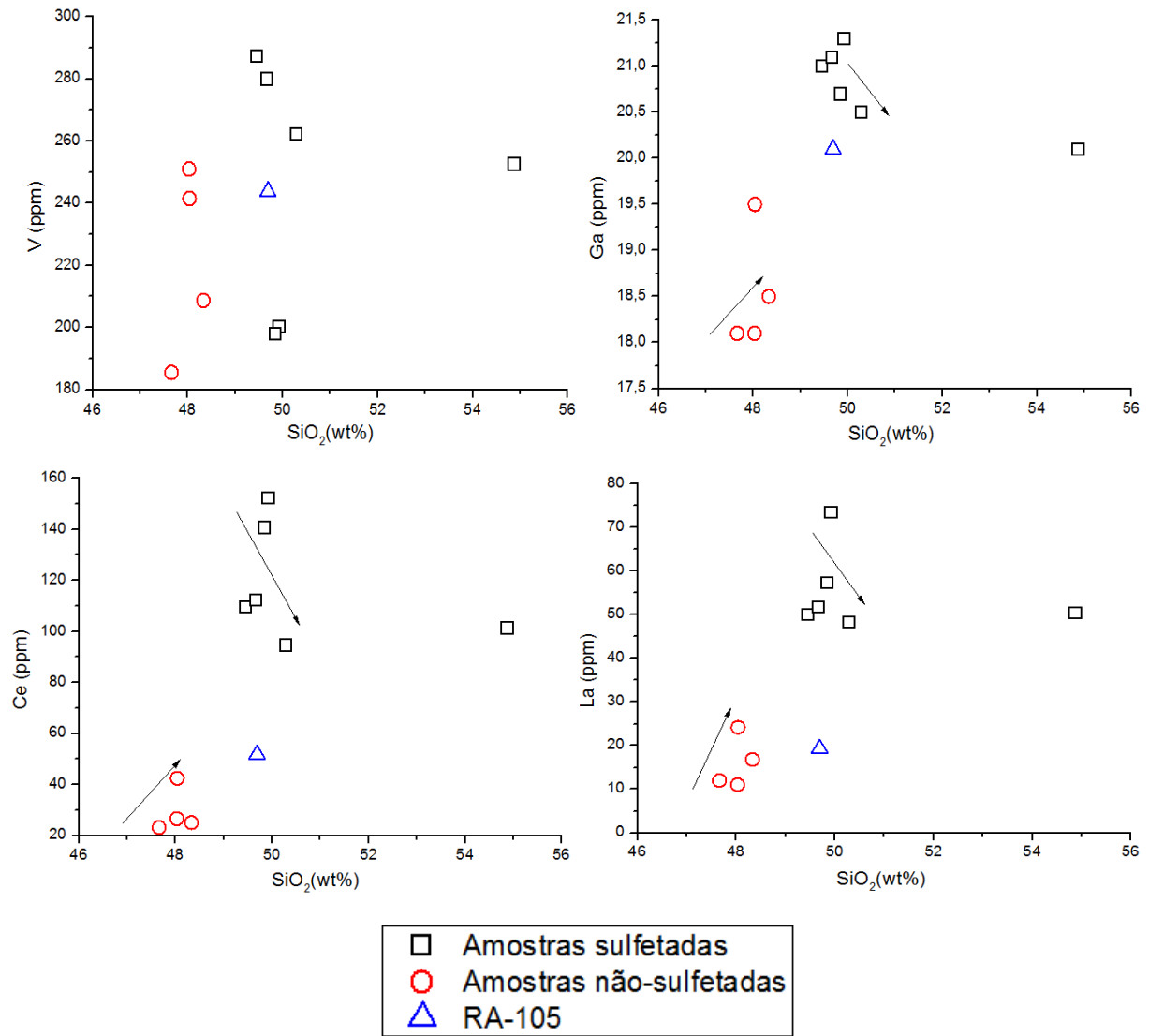


Figura 6.6: Diagramas de Harker referente a alguns elementos traço (V e Ga) e ETR (Ce e La) para o conjunto de amostras de subvulcânicas estudado.

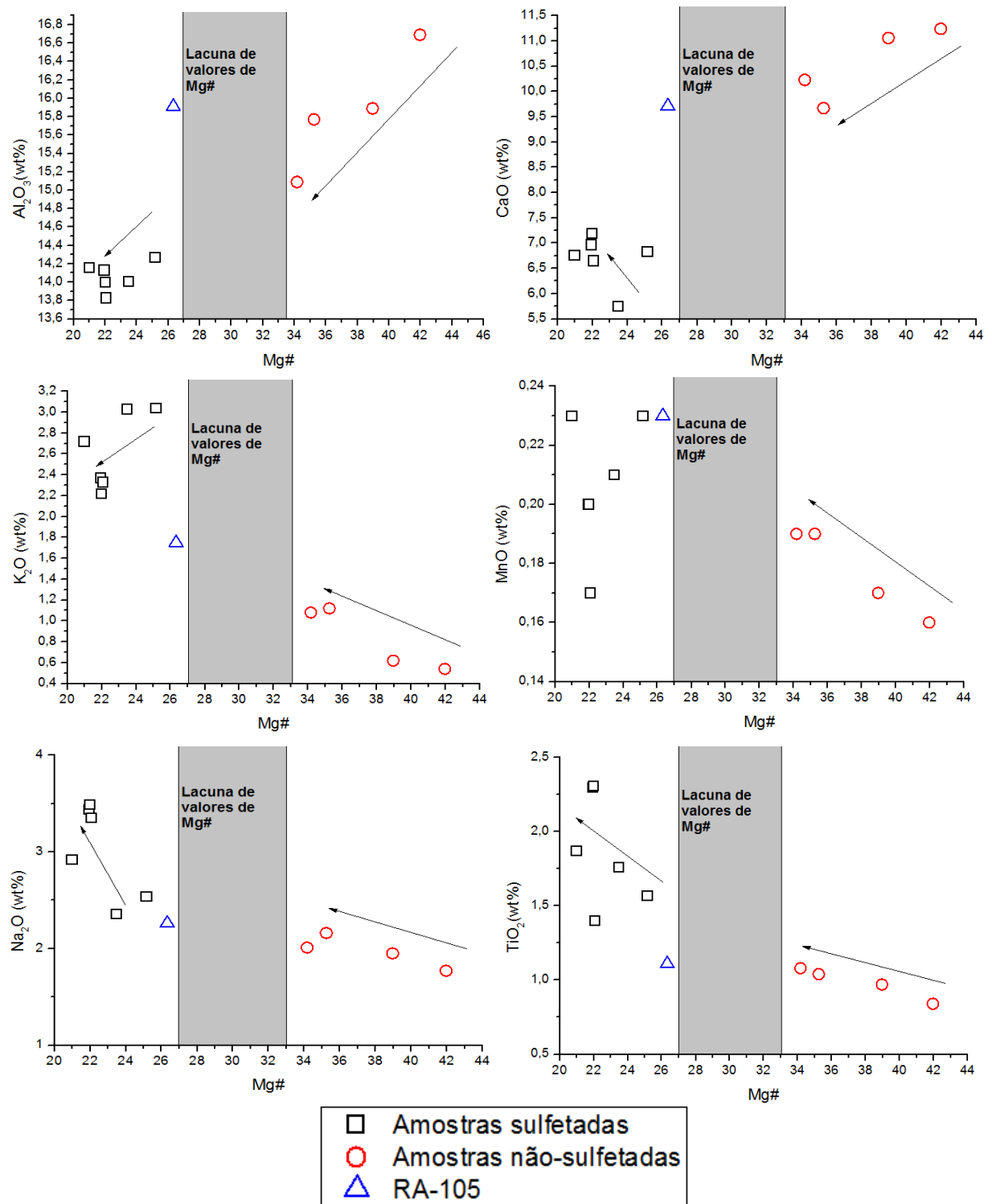


Figura 6.7: Diagramas do Mg# *versus* elementos maiores para o grupo de subvulcânicas estudados.

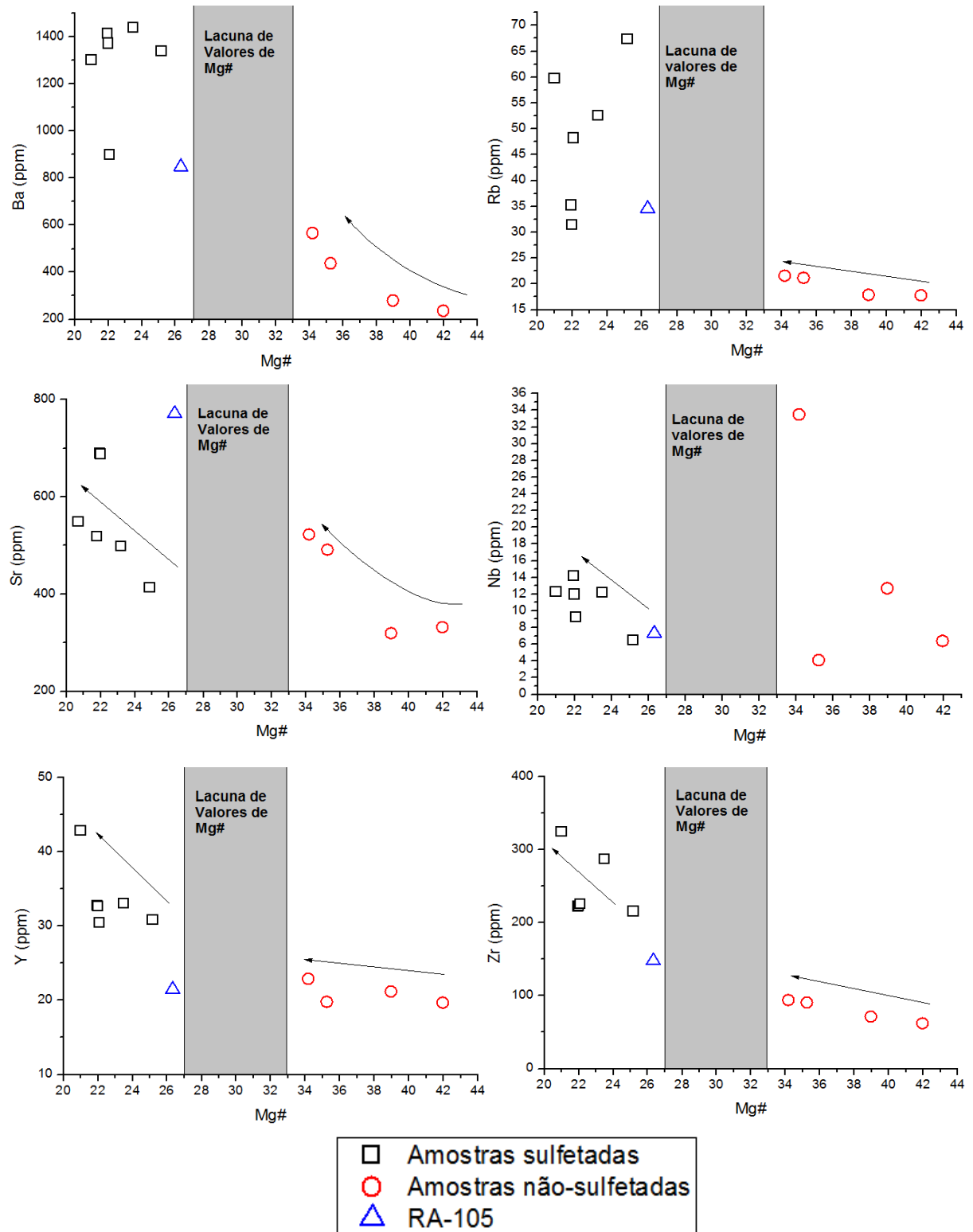


Figura 6.8: Diagramas de Mg# para os LILE (Ba, Rb e Sr) e HFSE (Nb, Zr e Y).

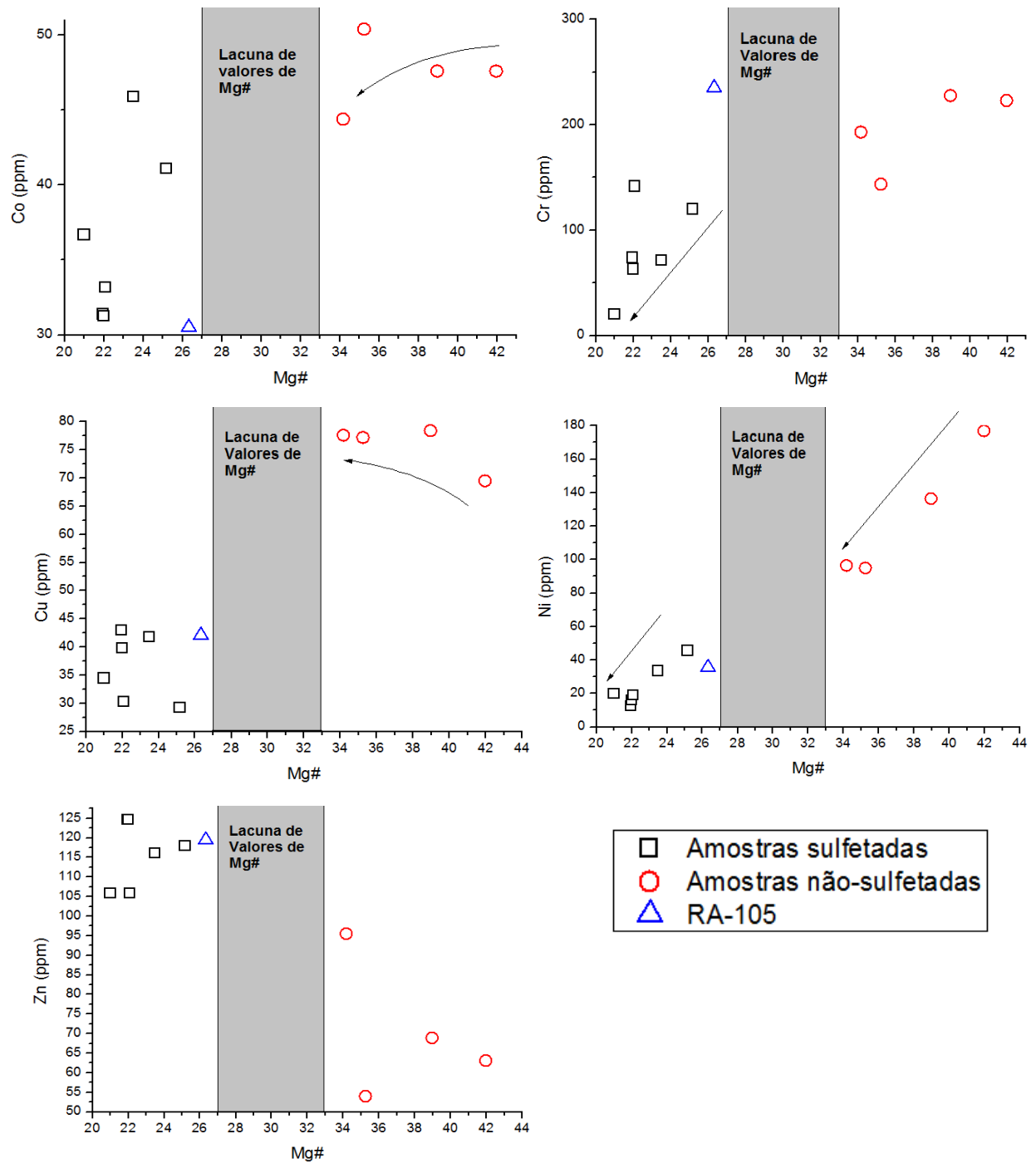


Figura 6.9: Diagramas de Mg# referente às concentrações dos metais de transição (Co, Cr, Cu, Ni e Zn).

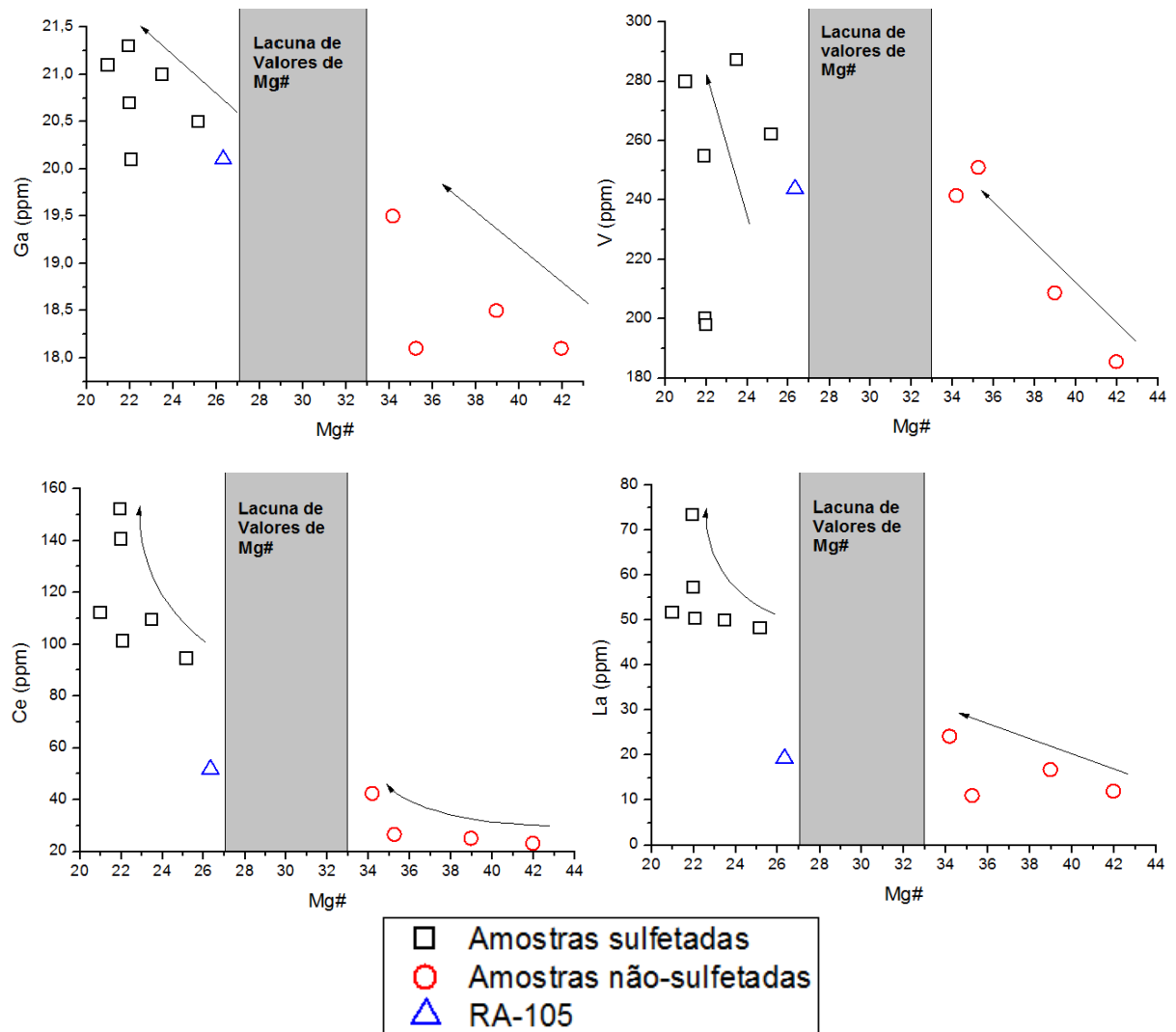
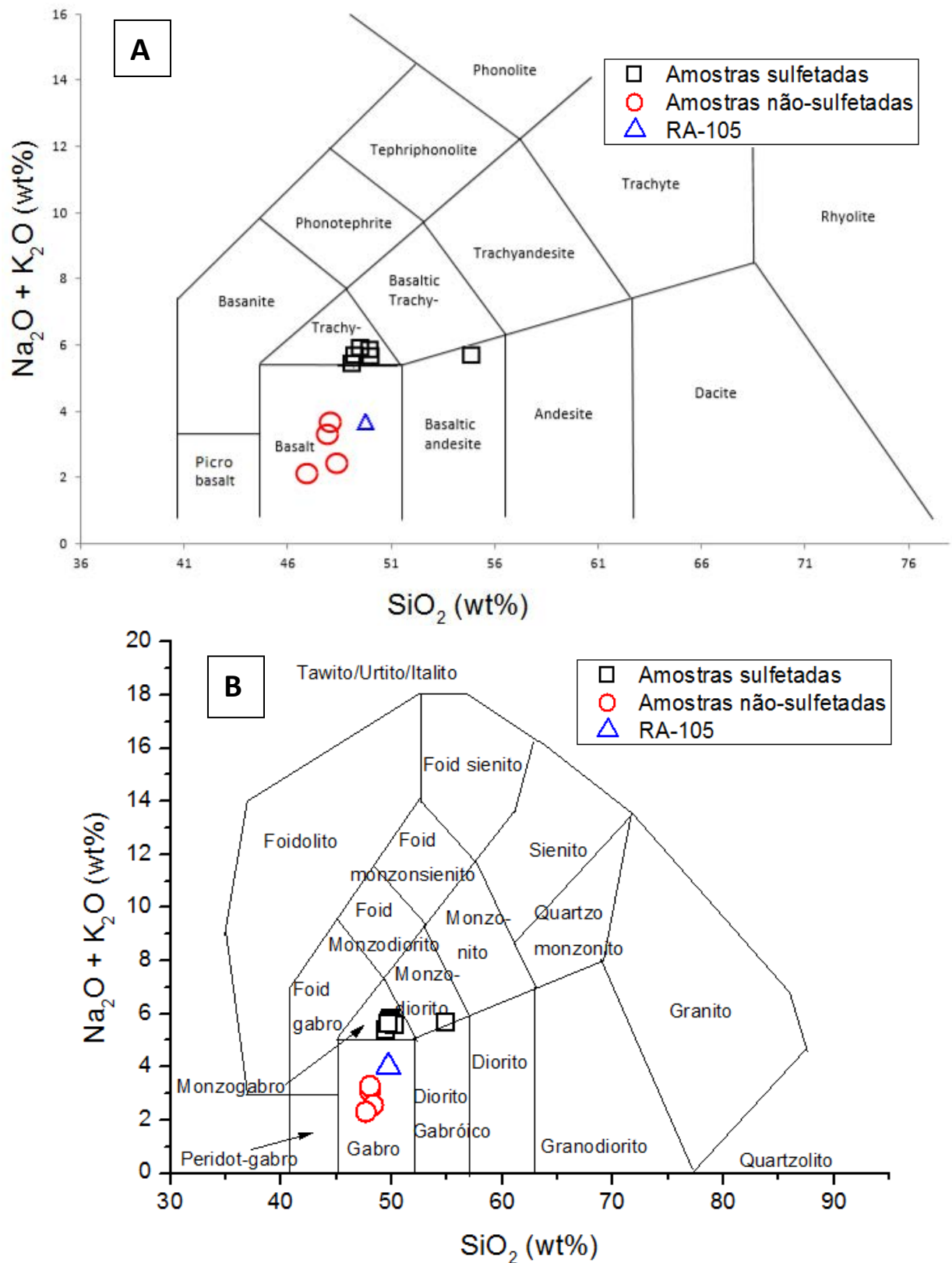


Figura 6.10: Diagramas de Mg# para alguns elementos traço (V e Ga) e ETR (Ce e La) esboçados para o conjunto de amostras estudadas.

De acordo com o diagrama TAS, com os campos de Le Maitre et al. (2002), as subvulcânicas não sulfetadas e a amostra RA-105 apresentam composição essencialmente basáltica, enquanto as subvulcânicas sulfetadas apresentam composição que varia de traquiandesito a andesito basáltico (Figura 6.11A). No entanto, a composição de andesito basalto possivelmente reflete processos de alteração hidrotermal, no caso, de silicificação, o que teria causado o enriquecimento em sílica da amostra e, portanto, deslocado sua composição para campos ligeiramente mais fracionados. No entanto, visto que as subvulcânicas não sulfetadas exibirem granulação e texturas compatíveis com rochas básicas plutônicas, utilizou-se o diagrama TAS modificado por Middlemost (1994) para rochas intrusivas, para melhor classificá-las. Neste sentido, as subvulcânicas não sulfetadas em conjunto com a amostra RA-105 estão inseridas no campo do gabro, enquanto as

subvulcânicas sulfetadas se enquadram no campo do monzogabro e monzodiorito (Figura 6.11B). A composição de monzodiorito também refletiria processos de alteração hidrotermal.



Legenda da figura na próxima página (▼)

Figura 6.11: (A) Diagrama TAS com a distribuição composicional dos diques do entorno do depósito Pé Quente. Campos conforme Le Maitre et al. (2002); (B) Diagrama TAS modificado por Middlemost (1994) para rochas intrusivas.

No diagrama MALI de Frost et al. (2001), as amostras dos diques sulfetados apresentam afinidades com magmas essencialmente alcalino-cálcicos a ligeiramente alcalinos, enquanto que as amostras dos diques não sulfetados exibem padrão cálcio-alcalino a cálcico. A amostra RA-105 possui caráter cálcio-alcalino (Figura 6.12).

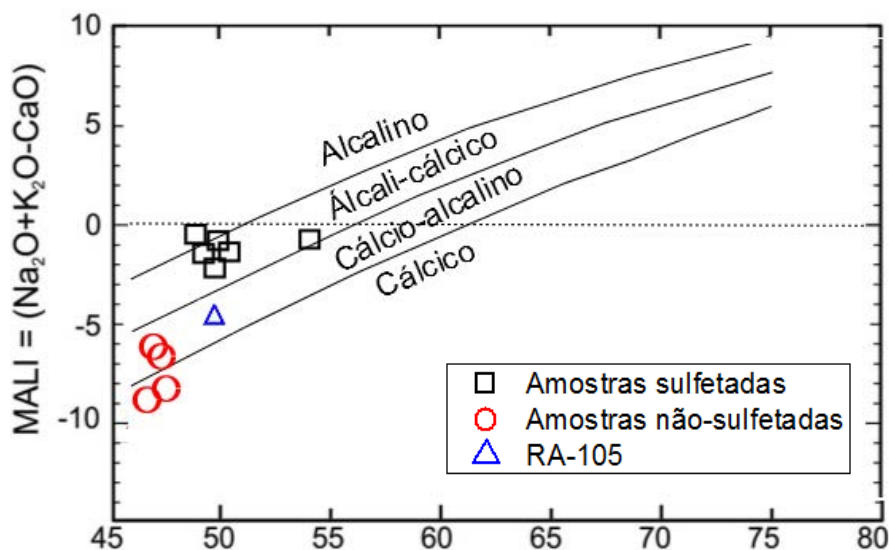


Figura 6.12: Diagrama MALI de Frost et al. (2001) que divide as subvulcânicas nas séries alcalina, álcali-cálcica, cálcio-alcalina e cálcica.

Com base na relação SiO_2 versus K_2O , tal como observado nos diagramas propostos por Middlemost (1975) e Le Maitre et al. (1989) (Figuras 6.13A-B), os diques sulfetados apresentam afinidade de alto K, enquanto os diques não sulfetados apresentam natureza sub-alcalina de médio a baixo K. A amostra RA-105 apresenta afinidade sub-alcalino médio K. A presença, mesmo que incipiente, da alteração potássica pervasiva nas subvulcânicas sulfetadas, poderia corresponder a principal causa nas diferenças composicionais observadas, visto o K, elemento pertencente ao grupo dos LILE, corresponder a um elemento altamente móvel em processos hidrotermais. Por isso, os valores de alto K e ligeiramente alcalino diagnosticado para as subvulcânicas sulfetadas.

No diagrama AFM proposto por Irvine e Baragar (1971), todas as amostras mostram afinidade com a série toleítica (Figura 6.14A). Adicionalmente, no diagrama AFM proposto por Kuno (1968), as amostras são essencialmente pertencentes às séries toleítica, com exceção de duas amostras do grupo dos diques de subvulcânicas não sulfetadas que exibem leve tendência com magmas cálcio-alcalinos (Figura 6.14B).

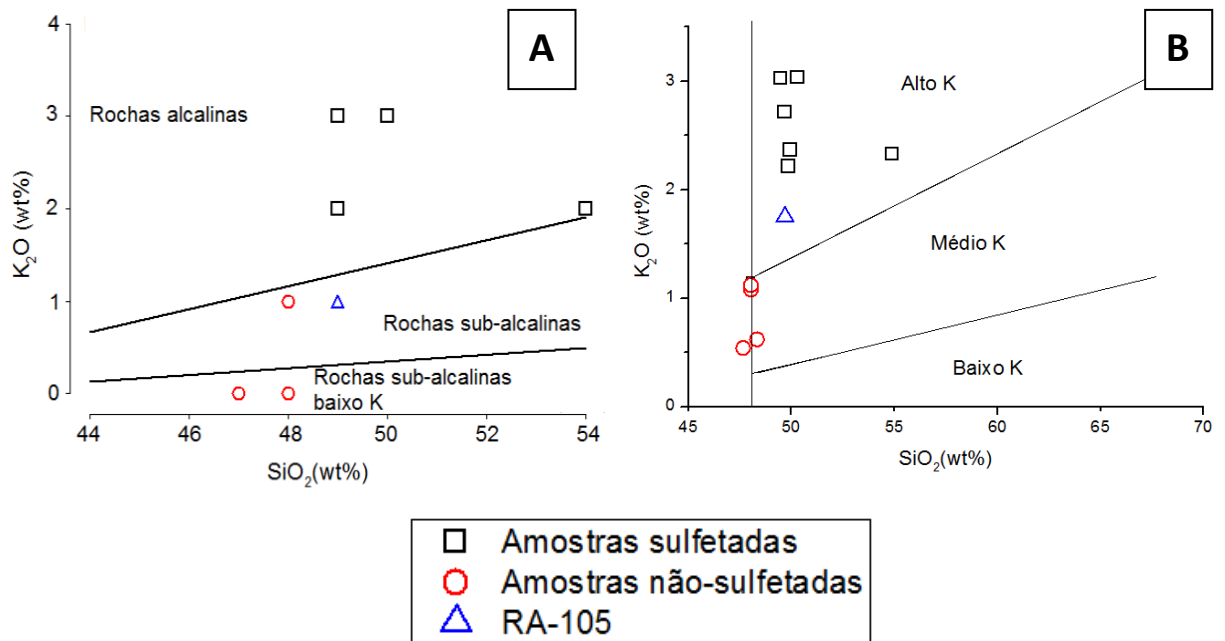


Figura 6.13: (A) Diagrama SiO_2 versus K_2O proposto por Middlemost (1975), onde as rochas não sulfetadas e RA-105 apresentam caráter sub-alcálico baixo K a sub-alcálico. Em contrapartida, as rochas sulfetadas apresentam caráter alcálico. (B) Diagrama SiO_2 versus K_2O proposto por Le Maitre et al. (1989), onde as rochas não sulfetadas possuem caráter médio K enquanto as sulfetadas e a amostra RA-105 possuem caráter alto K.

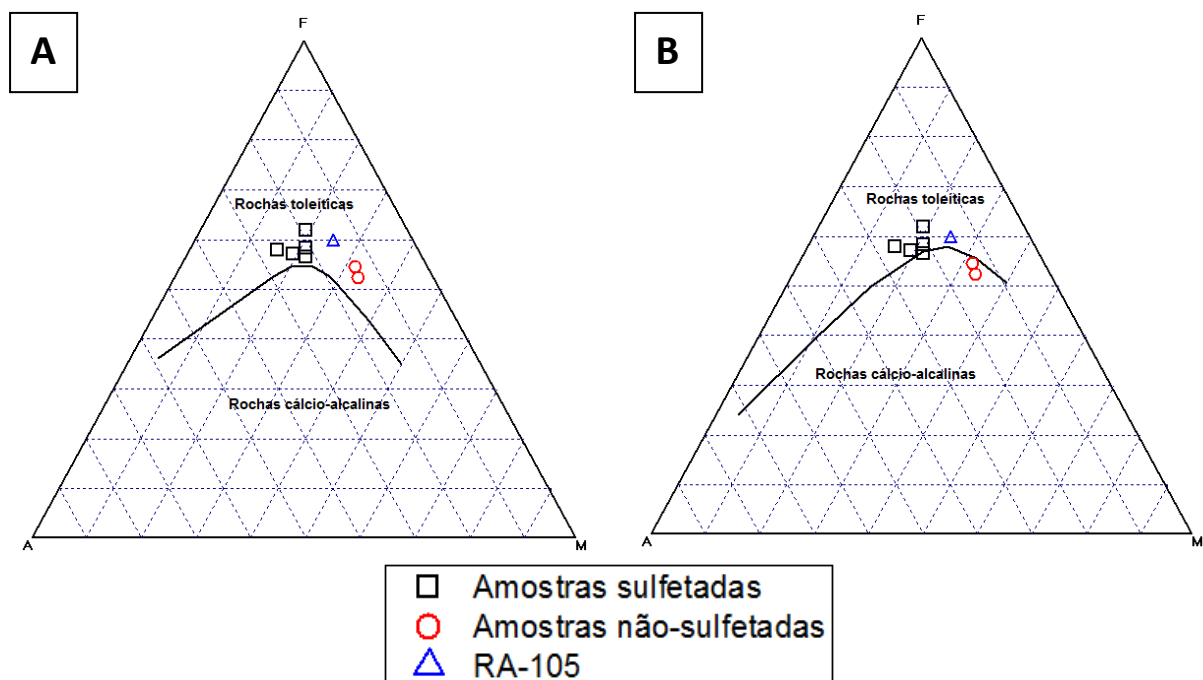


Figura 6.14: Diagramas AFM propostos por: (A) Irvine e Baragar (1971) no qual as amostras se enquadram no campo toleítico; (B) Kuno (1968), no qual as amostras exibem padrão essencialmente toleítico a levemente cálcio-alcálico.

Segundo a relação $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ versus SiO_2 , no diagrama proposto por Miyashiro (1974), os diques apresentam afinidades com magmas toleíticos (Figura 6.15A). Frost et al. (2001) modificaram o diagrama de Miyashiro (1970) e propuseram o diagrama Fe-number ($\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ versus SiO_2 , além do diagrama Fe^* ($\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ versus SiO_2 , para análises químicas que não diferenciam entre os espécimes Fe^{2+} (ferro ferroso) e Fe^{3+} (ferro férrico). Neste trabalho foi usado o diagrama Fe^* , para o qual se constatou que o conjunto de amostras proveniente dos diques sulfetados exibe afinidade com as séries ferrosas, enquanto as subvulcânicas não sulfetadas seriam de natureza magnesianas. A amostra RA-105, por sua vez, encontra-se nos dois campos (Figura 6.15B).

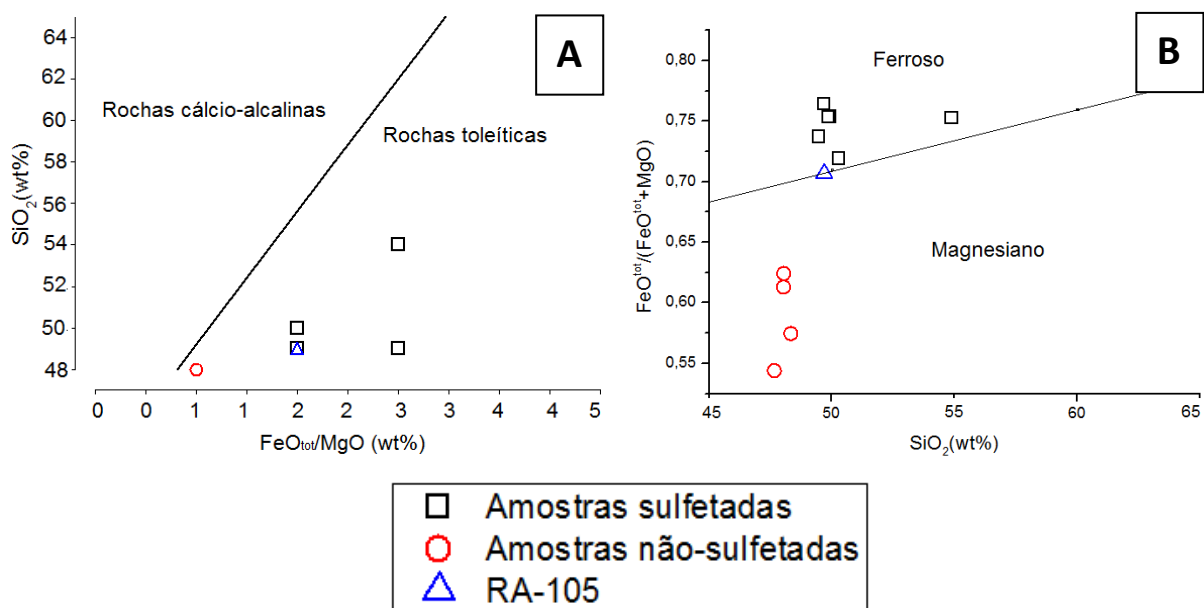


Figura 6.15: (A) Diagrama $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ versus SiO_2 proposto por Miyashiro (1974), atestando o caráter toleítico das amostras deste trabalho; (B) Diagrama Fe^* de Frost et al. (2001) no qual as amostras não sulfetadas enquadram-se nas séries magnesianas enquanto as amostras sulfetadas e a amostra RA-105 plotam no campo das séries ferrosas.

Em relação ao ambiente tectônico de geração do magma, os resultados foram bastante variados, principalmente para as subvulcânicas não sulfetadas. Quando consideradas as concentrações de Y, Nb, e Zr, no diagrama proposto por Meschede (1986), as subvulcânicas sulfetadas mostram afinidades com os toleítos e basaltos alcalinos intra-placa e de arco vulcânico, enquanto que as amostras não sulfetadas exibem grande dispersão neste diagrama, ou seja, plotam nos campos de basaltos alcalinos intraplaca, E-MORB e toleítos intraplaca (e basaltos de arco vulcânico). A amostra RA-105 encontra-se no campo de toleítos intraplaca e basaltos de arco vulcânico (Figura 6.16A). E finalmente, no diagrama de Cabanis e Lecolle (1989), que compara as concentrações de alguns HFSE, no caso o Nb, Y e La, a amostra RA-

105 em conjunto com as subvulcânicas sulfetadas exibem afinidade com os basaltos cálcio-alcalinos de arcos, enquanto as subvulcânicas não sulfetadas exibem ampla dispersão, desde basaltos cálcio-alcalinos de arco, a basaltos pós-tectônicos e basaltos alcalinos (Figura 6.16B).

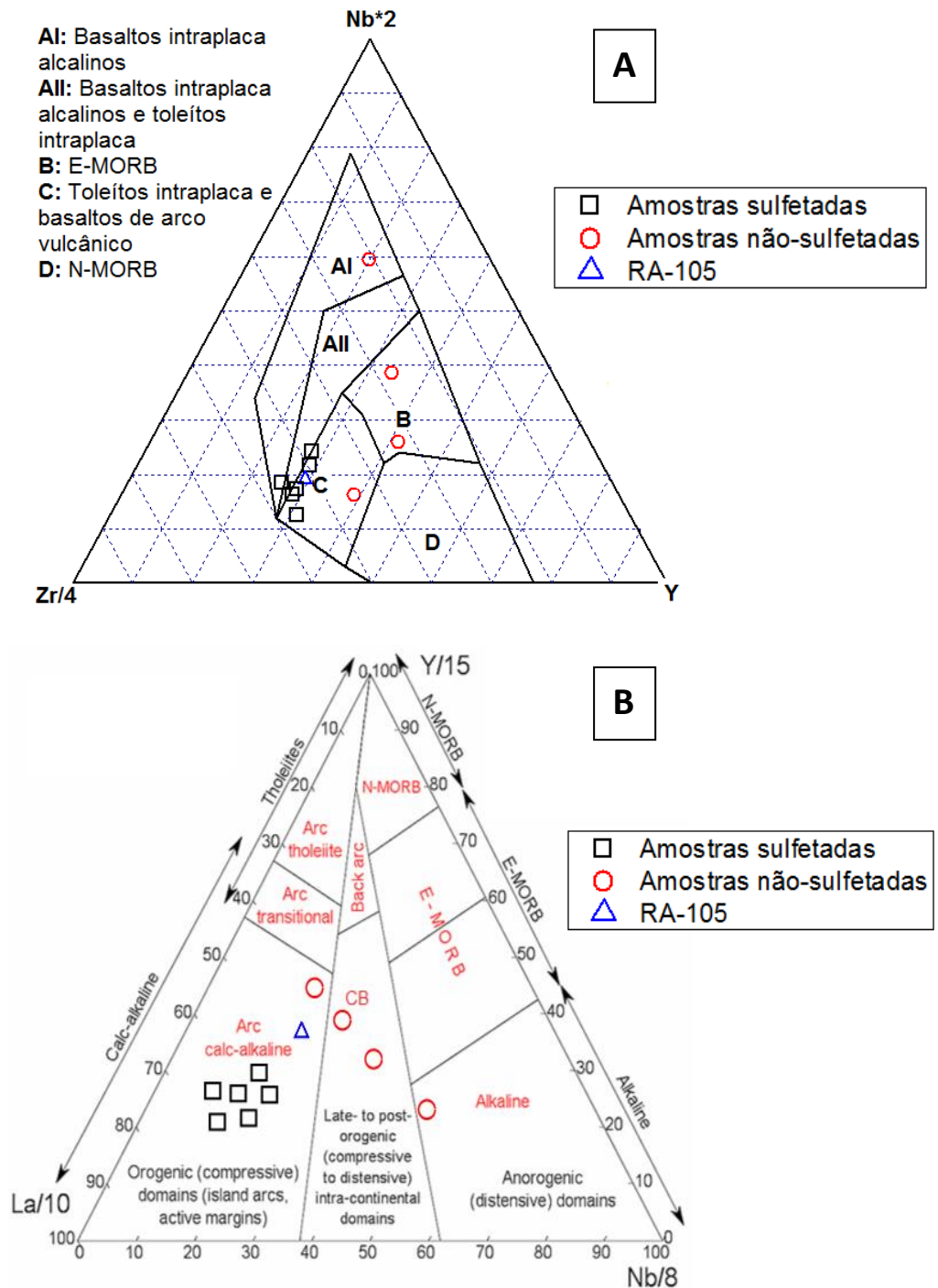


Figura 6.16: (A) Diagrama NB-Zr-Y de Meschede (1986) que divide as rochas em basaltos intraplaca alcalinos, toleitos intraplaca, E-MORB, basaltos de arco vulcânico e N-MORB; (B) Diagrama Y-La-Nb de Canabis e Lecolle (1989) em que é possível verificar que as subvulcânicas sulfetadas assim como a amostra RA-105 encontram-se no campo de basaltos cálcio-alcalinos de arco, diferentemente da ampla dispersão das amostras proveniente do grupo de subvulcânicas não sulfetadas.

7. Discussões

7.1. Comparação petrográfica e geoquímica entre subvulcânicas sulfetadas e não sulfetadas

Os diques subvulcânicos encontrados na região do depósito Pé Quente apresentam claras diferenças composicionais, texturais, mineralógicas, geoquímicas, e de ambiência tectônica, sugestivas, portanto, de que pertençam a unidades distintas.

Os diques subvulcânicos não sulfetados apresentam granulação ligeiramente grosseira e composição mais máfica, no caso de microgabro. Em contrapartida, os diques subvulcânicos sulfetados exibem granulação fina e apresentam composição típica de monzogabro (com granulação de diabásio), ou seja, mais rica em álcalis e sílica quando comparados ao grupo anterior. A amostra RA-105, discriminada no Capítulo 6, apresenta características petrográficas e composicionais intermediárias entre os dois grupos, ou seja, composição gabbroica, mas granulação mais fina, compatível com a de diabásio.

O padrão da alteração hidrotermal difere substancialmente entre os dois grupos. Os diques de subvulcânicas não sulfetadas estão bem preservados e foram atingidos somente pelas alterações sericítica e clorítica, porém ocorrem bem preservados, visto a pequena intensidade dessas alterações. A amostra RA-105 foi atingida fortemente por esses dois tipos de alteração, contando inclusive com a ocorrência restrita de sulfetos. Todavia, o grupo das subvulcânicas sulfetadas foi afetado intensamente por quatro estilos de alteração hidrotermal: (1) alteração potássica, (2) alteração sericítica, (3) alteração propilítica e (4) alteração clorítica, acompanhados de sulfetos disseminados em quantidades variáveis, especialmente associados à alteração sericítica. As vênulas de quartzo estão restritas aos diques que margeiam a mineralização aurífera do Pé Quente. Exceto pela ocorrência de vênulas de quartzo, não há uma relação espacial entre os tipos de alteração hidrotermal encontrados e a proximidade do depósito, pois há a presença de amostras não sulfetadas próximas ao depósito (RA-41) e amostras sulfetadas distantes (RA-89).

No geral, as correlações observadas para os elementos maiores e traço com o fracionamento magmático (incremento de SiO_2 ou diminuição de $\text{Mg\#}$) são semelhantes para os dois grupos. Neste contexto, há uma diminuição nos valores de CaO e Al_2O_3 com o fracionamento magmático, sugerindo cristalização de plagioclásio e augita, ao mesmo tempo em que há uma correlação positiva com os valores de Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , MnO e P_2O_5 .

reflexo do aumento das concentrações modais de feldspato potássico, magnetita, titanita e apatita.

Os elementos traço nem sempre apresentam um padrão semelhante ao observado para os elementos maiores, a exemplo do Sr, que exhibe uma correlação positiva enquanto o CaO apresenta uma correlação negativa. Contudo, o Rb apresenta uma distribuição semelhante a do K₂O (substituição no feldspato potássico). Elementos compatíveis como Cr, Ni, Cu e Co apresentam correlações negativas em relação ao incremento de SiO₂. O Ni e Co poderiam estar incorporados na estrutura cristalina do piroxênio e da olivina enquanto o Cr, Cu e Co estariam incorporados na estrutura da magnetita, visto estes minerais (magnetita, olivina e piroxênio) serem alguns dos primeiros a se cristalizarem. Elementos incompatíveis como Zr, Nb, La, Y e Ce apresentam uma correlação positiva com o fracionamento ígneo, sugestivas da concentração desses elementos até seus respectivos pontos de saturação e, portanto, da precipitação de apatita e zircão, fases, contudo, pouco presentes nos litotipos analisados.

Adicionalmente, a inexistência de processos hidrotermais significativos, tais como alterações hidrotermais e precipitação de sulfetos com Au associado, no grupo de diques não sulfetados, porém existentes nos diques de subvulcânicas sulfetadas, sugere que a gênese daquelas tenha sido posterior ao evento hidrotermal regional da província, o qual teria hidrotermalizado as subvulcânicas sulfetadas. Este fato corresponde a uma evidência direta da não contemporaneidade entre os diques aqui estudados. Neste sentido, as subvulcânicas sulfetadas seriam mais antigas do que as subvulcânicas não sulfetadas.

Com relação ao padrão geoquímico, há uma clara lacuna de valores de Mg# entre o grupo de amostras sulfetadas e não sulfetadas. Aliado a isso, há diferenças nos índices de alcalinidade entre os grupos analisados, tal como observado nos gráficos MALI (Figura 6.12) e SiO₂ *versus* K₂O (Figuras 6.13A-B). Com base nesses índices, as rochas sulfetadas são claramente mais alcalinas do que as não sulfetadas. Em adicional, no gráfico Fe* (Figura 6.15B), as amostras sulfetadas apresentam afinidade ferrosa enquanto as amostras não sulfetadas apresentam natureza magnesiânica.

Os valores mais enriquecidos em álcalis e em ferro (Fe*) obtidos para as subvulcânicas sulfetadas poderiam ser um reflexo tanto de sua natureza mais evoluída, ou então, uma consequência dos processos hidrotermais, tais como das alterações ricas em álcalis (potássica, sericitica e propilitica) e do próprio processo de sulfetação e cloritização, que causariam aumentos nos teores de ferro. Entretanto, a linearidade observada ao longo do fracionamento ígneo, mostra que tais processos secundários não teriam sido tão eminentes a ponto de interferirem nos índices petrogenéticos. No conjunto, portanto, as diferenças quanto

a (I) alcalinidade e (II) número de ferro, e principalmente, (III) presença da lacuna nos valores de Mg# (entre os valores 27 e 33), são sugestivas de que os grupos de subvulcânicas não sejam comagmáticos e possivelmente não cogenéticos.

Em relação a ambiência tectônica do conjunto de rochas analisado, percebe-se uma grande dispersão nos dados relativos às subvulcânicas não sulfetadas, o que é o oposto ao encontrado para as subvulcânicas sulfetadas. No gráfico de Meschede (1986), as subvulcânicas não sulfetadas inserem-se nos campos de basaltos intraplaca alcalinos, E-MORB e toleíitos intraplaca; enquanto as subvulcânicas sulfetadas estão concentradas no campo dos basaltos de arco vulcânico e toleíitos intraplaca (Figura 6.16A). Esses resultados são semelhantes aos obtidos pelo gráfico de Canabis e Lecolle (1989), no qual as amostras sulfetadas concentram-se no campo dos basaltos cálcio-alcalinos de arco vulcânico, enquanto as amostras não sulfetadas estão dispersas entre os campos de basaltos alcalinos, basaltos continentais e basaltos de arcos vulcânicos (Figura 6.16B). Portanto, é sugerido que os diques sulfetados teriam se formado em um ambiente de arco vulcânico, em contrapartida aos diques não sulfetados, que possivelmente teriam se originado em ambiente intraplaca, em um contexto distensivo. Os diferentes ambientes de formação obtidos com base na geoquímica de elementos traço correspondem a indícios extras que reforçam a hipótese de que os dois grupos de subvulcânicas não sejam comagmáticos, e que teriam sido gerados, portanto, em contextos tectônicos distintos.

Apesar de a amostra RA-105 apresentar características ambíguas em relação aos dois grupos individualizados, considera-se aqui sua inclusão ao grupo das subvulcânicas sulfetadas. Essa conclusão baseia-se nas seguintes características obtidas para essa amostra: (1) composição ígnea mais evoluída; (2) maior intensidade da alteração hidrotermal em relação às subvulcânicas não sulfetadas; (3) apresentar maior teor de álcalis em relação às rochas não sulfetadas.

Adicionalmente, a amostra RA-105, nos diagramas com o Mg# (Figuras 6.7 a 6.10), está próxima das subvulcânicas sulfetadas, sendo que há uma lacuna destas últimas em relação às amostras não sulfetadas. No diagrama de alcalinidade de Le Maitre et al. (1989), essa amostra apresenta assinatura de alto K, da mesma forma que os diques sulfetados (Figura 6.13B), além de apresentar um caráter ferroso no diagrama Fe* de Frost et al. (2001), o que é coerente com o padrão obtido para as subvulcânicas sulfetadas (Figura 6.15B). Nos diagramas de ambiência tectônica (Figuras 6.16A-B) essa amostra sempre acompanha os diques sulfetados, por enquadrar-se no campo dos basaltos de arcos vulcânicos. Por último, a intensidade da alteração hidrotermal apresentada por essa amostra e a presença de sulfetos

disseminados, mesmo que em pequena quantidade, atestam sua forte similaridade petrográfica com as rochas pertencentes ao grupo das subvulcânicas sulfetadas.

7.2. Contextualização geológica das subvulcânicas sulfetadas e não sulfetadas

Ainda não está claro a qual(is) unidade(s) os diques estudados neste trabalho poderiam ser correlacionados, visto haver mais de uma possibilidade. Uma das dificuldades reside no fato de existirem diversas nomenclaturas para rochas semelhantes, além da quase inexistência de dados geocronológicos que permitam tais correlações. Levando-se em consideração as relações temporais relativas entre o conjunto de dados apresentados, as quais sugerem que as subvulcânicas sulfetadas sejam mais antigas do que as subvulcânicas não sulfetadas (tal como supracitado), as seguintes possibilidades crono-estratigráficas são possíveis:

De acordo com as descrições macroscópicas, petrográficas e geoquímicas feitas por Moreton e Martins (2005), uma das opções seria correlacionar as rochas deste trabalho à Suíte Intrusiva Flor da Serra, que segundo os autores, é constituída por rochas magnéticas, sulfetadas, granulação fina a média e textura porfírica.

Adicionalmente, a Suíte Flor da Serra apresenta composição basáltica a andesito basáltico (semelhante às subvulcânicas sulfetadas deste trabalho – Figura 6.9A) de médio a alto potássio (Figura 6.13B), possui filiação toleítica segundo Miyashiro (1974) e toleítica-cálcio-alcálica segundo Irvine e Baragar (1971) (Figuras 6.14A-B e 6.15A). Além do mais, conforme Lacerda-Filho et al. (2004), essa suíte ocorre mais restritamente como diques ao longo do Rio Peixoto de Azevedo (próximo à área de estudo), frequentemente truncando a Suíte Matupá. A Suíte Flor da Serra não apresenta uma idade definida, sendo considerada por Moura (1998) intrusiva na Suíte Matupá (1.872 ± 12 Ma) na forma de diques e *stocks*, portanto, mais jovem que esta última. Contudo, Souza et al. (2005) correlaciona a Suíte Flor da Serra a Suíte Ingarana na Província Tapajós, de idade U-Pb (SHRIMP) de 1.879 ± 3 Ma (SANTOS et al., 2000).

Uma segunda alternativa seria correlacionar os diques deste estudo às Intrusivas Básicas de Guadalupe descritas por Souza et al. (2005). Essa unidade é composta por gabro, microgabro e diorito porfírico que ocorrem na forma de *stocks* na Suíte Paranaíta, que exibem cogeneticidade entre si, e provavelmente, idades similares (1.808-1.769 Ma, DUARTE et al., 2012). Souza et al. (2005) correlacionam diques de diabásio porfírico que truncam o Granito Nhandu, Grupo Colíder e Suíte Paranaíta às Intrusivas Básicas de Guadalupe.

Moreton e Martins também descreveram a ocorrência de diques básicos compostos por microgabro, gabro e diabásio que também seriam magnéticos e sulfetados, com textura ocasionalmente porfirítica. Esses diques truncam as rochas pertencentes a Suíte Canaã, Granito São Pedro e Grupo Colíder, os quais foram interpretados como resultado de uma fase distensiva associada aos estágios finais da evolução do Arco Juruena (FRASCA; BORGES, 2005). Silva et al. (1980) datou pelo método K-Ar (rocha total) um dique de diabásio desta unidade, e obteve uma idade de 1.416 ± 14 Ma.

Bispo-Santos et al. (2012) descreve a descoberta de um novo enxame de diques chamado Suíte Intrusiva Nova Guarita, próxima à vila de mesmo nome. Essa unidade é representada por gabro, diabásio, microgabro que truncam as rochas da Suíte Matupá, Granito Teles Pires, Granito São Pedro e Grupo Colíder. Os autores também relacionam a Suíte Intrusiva Nova Guarita ao dique datado por Silva et al. (1980), assim como a um enxame de diques próximo às cidades de Peixoto de Azevedo e Matupá (na área do depósito Pé Quente). Bispo-Santos et al. (2012) obteve idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $1.418,5 \pm 3,5$ Ma para as intrusivas máficas Nova Guarita, propondo, portanto, uma nova configuração para o supercontinente Nuna (ou Colúmbia). Os autores ainda sugerem que, nesse período, tenha se iniciado a separação do Cráton Amazônico em relação ao supercontinente Nuna. Dessa forma, esses diques representariam uma fase distensional, e possivelmente, os diques básicos descritos por Moreton e Martins (2005) se encaixariam nesta unidade.

O Grupo Colíder é descrito na maior parte dos trabalhos como sendo constituído por vulcânicas e subvulcânicas de composição intermediária a ácida (SOUZA et al., 2005; MORETON; MARTINS, 2005; BISPO-SANTOS, 2007; SILVA; ABRAM, 2008; ASSIS, 2011). Contudo, Duarte (2015) também relaciona rochas vulcânicas e subvulcânicas máficas ao Grupo Colíder (1.803 a 1.766 Ma; DUARTE et al., 2012). Segundo este autor, as rochas máficas do Grupo Colíder são subalcalinas da série toleítica e apresentam características de magmas gerados em margem continental ativa, com uma assinatura de magmas contaminados por crosta continental e de magmas relacionados a ambientes de subducção. Ainda segundo o mesmo autor, o Grupo Colíder e a Suíte Paranaíta constituem o denominado Domínio Vulcânico, interpretado como sendo o cinturão vulcânico continental do Arco Magmático Juruena. Da mesma forma, em estudos de intrusões máficas da Suíte Vespôr (unidade litoestratigráfica do Arco Magmático Juruena) datada em 1.783 ± 15 Ma e 1.764 ± 14 Ma por Ribeiro e Duarte (2010), Scandolara et al. (2014) mostram que essa suíte também apresenta caráter toleítico e de magmas gerados em arco continental com a presença de contaminação crustal e influência de placa oceânica subductada. Essas duas interpretações combinadas à de

Bispo-Santos et al. (2012) divergem da apresentada por Santos et al. (2002), que interpretam o magmatismo máfico de idades em torno de 1,78-1,77 Ga como resultado da fragmentação do supercontinente Colúmbia.

Como dito anteriormente, os dados petrográficos e geoquímicos sugerem que os grupos de subvulcânicas sulfetadas e não sulfetadas pertençam a unidades regionais diferentes, o que explicaria a ampla alteração hidrotermal apenas no grupo sulfetado. Dessa forma, pode-se associar as subvulcânicas sulfetadas: (1) à Suíte Flor da Serra, se considerando sua natureza intrusiva na Suíte Matupá, embora a inexistência de dados geocronológicos; (2) às Intrusivas Básicas de Guadalupe, de idade 1.808-1.769 Ma diretamente associadas à Suíte Paranaíta; (3) ao Grupo Colíder, se considerada a definição de Duarte (2015) que também engloba também as rochas máficas à unidade. Se considerando o fato de Duarte (2015) definir que a Suíte Paranaíta e o Grupo Colíder correspondam a uma associação plutonovulcânica comagmática, existe a possibilidade de que as rochas máficas inseridas no Grupo Colíder por este autor sejam equivalentes às Intrusivas Básicas de Guadalupe. Em adicional, de acordo com os diagramas de ambiência tectônica de Meschede (1986) e Canabis e Lecolle (1989), exposto nas Figuras 6.16A-B, as subvulcânicas sulfetadas estão inseridas em ambiente de arco vulcânico, equivalente, portanto, ao proposto por Duarte (2015) para o Grupo Colíder.

Por outro lado, as subvulcânicas não sulfetadas podem ser correlacionadas aos diques básicos tardios de idade em torno de 1.416 Ma, aqui chamados de Suíte Intrusiva Nova Guarita, em conformidade com o proposto por Bispo-Santos et al. (2012). Estes diques seriam resultado de esforços extensionais da separação do supercontinente Nuna o que também está parcialmente em acordo com os diagramas de ambiência tectônica de Meschede (1986) e Canabis e Lecolle (1989), exposto nas Figuras 6.16A-B. Nestes diagramas as subvulcânicas não sulfetadas estão inseridas nos campos dos basaltos continentais e intraplaca, em ambientes pós-orogênicos, anorogênicos e E-MORB, que equivalem a um contexto distensivo.

7.3. Implicações metalogenéticas

Os depósitos auríferos da Província Tapajós e da PAAF já foram interpretados como depósitos do tipo *lode* orogenético (SANTOS et al., 2001), IRGS – *Intrusion-related gold systems* (SANTOS et al., 2001; PAES DE BARROS, 2007) e pórfiro do tipo rico em Au mas pobre em Cu (COUTINHO et al., 1998; MOURA, 1998; MOURA; BOTELHO, 1998; SOUZA et al., 2005; ASSIS, 2011; ASSIS, 2015). Mais recentemente, Assis (2011)

interpretou os depósitos auríferos do setor leste da PAAF como um sistema contínuo pórfiro-epitermal, no qual os depósitos do tipo Au-pórfiro com sistemas mais profundos e com minério disseminado em rochas graníticas (e.g. Luizão, Serrinha e Pé Quente); sistemas de profundidade intermediária representados por depósitos de Au±Cu em filões (e.g. Edú e Pombo); e os de Au-metais base como alojados em nível crustal mais raso, e portanto, similares a sistemas epitermais (e.g. Francisco e Bigode).

De acordo com Sillitoe (2010), depósitos do tipo Cu-Mo-Au pórfiro estão concentrados em limites convergentes de placas, associados a arcos magmáticos e geralmente formam longos cinturões lineares compostos de intrusões porfíricas de composição félsica-intermediária. A esses depósitos, sistemas epitermais de baixa a alta sulfetação usualmente estão associados. A alteração hidrotermal se dá primeiro pela alteração sódica-cálcica seguida pela potássica (frequentemente mineralizada), clorita-sericítica, sericítica e argílica. A mineralização ocorre na forma de veios de quartzo, disseminada na rocha alterada, e em brechas de origem magmática-hidrotermal.

Assis (2011) relaciona o depósito Pé Quente a equivalente a um sistema do tipo Au-pórfiro, primeiramente pelo contexto geológico de diversas intrusões graníticas pertencentes a série da magnetita (tipo I), alojadas em ambiente de arco magmático. Além disso, o autor descreve um estilo de alteração hidrotermal intenso e pervasivo, que oblitera frequentemente a textura original da hospedeira, característica mais condizente com o modelo de depósitos do tipo pórfiro do que IRGS. Em adicional, as características do minério, a profundidade de formação e sua assinatura geoquímica são mais condizentes com a classe de depósitos do tipo pórfiro.

Os trabalhos mais antigos interpretaram que a metalogênese do ouro na PAAF teria ocorrido em três estágios (1) 1,98-1,93 Ga com o alojamento dos plútons Pé Quente, Novo Mundo, Aragão e Santa Helena; (2) 1,89-1,87 Ga com a intrusão do Granito Nhandu e Suíte Matupá; (3) 1,78-1,75 Ga com a colocação dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Teles Pires (PAES DE BARROS, 2007; ASSIS, 2011; ASSIS et al., 2014). Contudo, esses estágios são incongruentes com as idades Re-Os em pirita e molibdenita de 1.805 ± 7 Ma (SERRATO et al., 2014), 1.786 ± 4 Ma (Xavier et al., 2013) e $1.805 \pm 21,5$ Ma a $1.782 \pm 8,2$ Ma (ASSIS, 2015). Assim, Assis (2015) interpretou que os dois primeiros estágios descritos anteriormente foram responsáveis somente pela geração das hospedeiras plutônicas, não possuindo, portanto, relação com a metalogênese do ouro na província. As idades obtidas para a mineralização são equivalentes às idades apresentadas por Duarte et al. (2012) para o Grupo Colíder e Suíte Paranaíta e também à idade da Suíte Intrusiva Teles Pires (1.782 ± 17 Ma;

SILVA; ABRAM, 2008), sugestivas da mineralização estar relacionada com o magmatismo pertencente ao terceiro estágio.

Ainda não se sabe se as mineralizações auríferas estão relacionadas ao magmatismo que gerou o Grupo Colíder e a Suíte Paranaíta ou o que gerou a Suíte Teles Pires, pois além de idades semelhantes, a Suíte Intrusiva Teles Pires está comumente associada ao Grupo Colíder (SOUZA et al, 2005), sendo possível inclusive associá-las a uma origem conjunta (DUARTE, 2015). No entanto, Souza et al. (2005) e Moreton e Martins (2005) afirmam, através de relações de campo, que a Suíte Teles Pires é mais jovem e intrusiva no Grupo Colíder. Alguns autores (SANTOS et al, 2001; SANTOS et al., 2004; DUARTE, 2015) consideram a Suíte Teles Pires representada por plútons graníticos, do tipo A, com textura às vezes porfíritica/*rapakivi*, com características pós-orogênicas a anorogênicas e idades de cristalização de 1.797-1.767 Ma, associando-a ao vulcanismo anorogênico da Província Tapajós-Parima. Outros autores (SOUZA et al, 2005; MORETON; MARTINS, 2005) caracterizam a Suíte Teles Pires como granitos cálcio-alcálinos de alto K, do tipo I altamente fracionados (ou do tipo A), que teriam se originado em ambiente sin a pós-tectônico (SOUZA et al, 2005; MORETON; MARTINS, 2005).

Visto as mineralizações do tipo pórfiro estarem frequentemente associadas a ambientes de arcos magmáticos (SILLITOE, 2010), e Duarte (2015) interpretar que o Grupo Colíder e Suíte Paranaíta perfazerem o cinturão vulcânico do Arco Juruena, há maior chance de que o magmatismo do Grupo Colíder e Suíte Paranaíta tenha gerado os depósitos auríferos, salientando que não é possível descartar uma influência do magmatismo Teles Pires.

Adicionalmente, o Grupo Colíder apresenta um magmatismo máfico associado de acordo com Duarte (2015). Embora não haja total concordância entre os autores, muito tem se discutido que a adição de magmas máficos contribui efetivamente na gênese de depósitos do tipo pórfiro, visto tais magmas fornecerem calor, fluidos, enxofre e metais calcófilos como Cu e Au ao sistema (KEITH, et al., 1997; HALTER et al., 2005; SILLITOE, 2010; STERN et al., 2011; FIEGE et al., 2014).

Segundo Stern et al. (2011), na gênese do depósito do tipo pórfiro de El Teniente (Chile), teria havido uma única grande câmara magmática continuamente alimentada por magmas máficos de origem mantélica. Segundo os autores, a contínua interação com esses magmas máficos teria diminuído com a mudança no ângulo de subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-americana. Tal mudança teria levado à diferenciação da câmara magmática e, portanto, sua progressiva evolução para tendências cada vez mais félsicas. Esses autores ainda sugerem que a recarga de magmas máficos mantélicos era responsável pela reativação do

sistema magmático-hidrotermal, o que provocava uma série de oscilações termais que permitiu a formação do fundido félsico e a concentração de grandes quantidades de voláteis, enxofre e metais nas porções apicais do sistema granítico. A influência de magmas máficos na gênese de depósitos pórfiro também é descrita no depósito Bajo de la Alumbrera (Argentina) onde há a mistura de magmas basálticos hidratados com magmas riódacíticos (HALTER et al., 2005). Esses magmas basálticos seriam responsáveis pela liberação de fluidos e pelo conteúdo de Cu e parte do S, no entanto, ainda seria necessária uma fonte adicional de S que poderia estar presente na forma de anidrita no magma félsico.

Portanto, a presença de um magmatismo máfico no contexto do Grupo Colíder pode ter sido um dos processos desencadeadores da precipitação do minério aurífero na PAAF, visto ter contribuído no fornecimento de calor, fluidos, metais e enxofre ao sistema magmático-hidrotermal. A influência do magmatismo máfico pode ter sido direta, através de processos de contaminação em magmas félsicos, o que causaria a saturação dos sulfetos, que por sua vez já teriam pré-concentrado os metais que seriam posteriormente liberados para o fluido exsolvido (FIEGE et al., 2014). Outra forma de influência, contudo, poderia ser indireta, isto é, quando os magmas não se misturam fisicamente (*magma mingling*), porém ocorre transferência de enxofre e metais calcófilos, originalmente dissolvidos no magma máfico, através de fluidos aquosos exsolvidos deste magmatismo mais primitivo que interagem com o ambiente pórfiro (FIEGE et al., 2014).

7.4. Considerações finais

Neste trabalho, preferiu-se a hipótese de que os dois grupos de subvulcânicas aqui discriminados pertençam a duas unidades distintas, porém há outras possibilidades. Uma segunda hipótese é que os dois grupos não seriam comagmáticos, mas seriam cogenéticos. Nessa hipótese, as subvulcânicas não sulfetadas teriam sido formadas a partir de um pulso magmático posterior que teria ocorrido após os principais eventos hidrotermais da província. Em vista disso, as diferenças geoquímicas seriam consequência do hidrotermalismo.

Além disso, existe uma terceira hipótese em que os dois grupos de subvulcânicas poderiam ser comagmáticos e cogenéticos, porém o evento hidrotermal da província teria sido pouco uniforme afetando rochas da mesma idade em diferentes intensidades. Essa terceira hipótese poderia explicar o fato de a amostra RA-105 apresentar características intermediárias entre as subvulcânicas sulfetadas e não sulfetadas. Em adicional, o mapa geológico do depósito Pé Quente (Figura 4.1) indica que a amostra RA-112 (não sulfetada) e a amostra RA-

113 (sulfetada) pertencem a um mesmo corpo, e a não ser que a classificação das amostras esteja errada, a única possibilidade viável é de que o hidrotermalismo da província não foi uniforme.

Portanto, considerando essas outras hipóteses, existe uma grande possibilidade de que dentre as amostras denominadas de não sulfetadas, algumas delas pertençam ao magmatismo mais antigo que gerou às subvulcânicas sulfetadas (principalmente a amostra RA-112), porém pouco atingidas pelo hidrotermalismo. Mas isso não anularia a possibilidade de que parte das amostras não sulfetadas sejam realmente oriundas de um magmatismo mais tardio (com destaque para as amostras RA-86 e RA-41, com granulação mais grosseira e hidrotermalismo quase ausente).

Para sanar essas dúvidas, seria importante fazer um trabalho de campo voltado para o estudo dessas subvulcânicas máficas, com destaque para a área do depósito, mas também de caráter regional. Este trabalho de campo seria feito com o intuito de melhor identificar as relações de campo entre os diques, coletar um número maior de amostras, complementar os estudos geoquímicos (com análises completas de elementos-traço, que não foi possível neste trabalho), comparando esses resultados com os obtidos para as unidades máficas da província. Esse trabalho também seria importante no sentido de fornecer um banco de dados para algumas unidades que não apresentam dados geoquímicos na literatura (como as Intrusivas Básicas de Guadalupe e a Suíte Intrusiva Nova Guarita). Além disso, esse trabalho poderia ser complementado com eventuais dados geocronológicos no sentido de corroborar ou descartar a existência de tantas unidades máficas na província.

8. Conclusões

Este trabalho teve por objetivo principal uma comparação petrográfica e geoquímica entre as subvulcânicas máficas sulfetadas e não sulfetadas proximais do depósito Pé Quente, com o intuito de compreender a eventual participação metalogenética destes magmas na gênese dos depósitos auríferos da PAAF. Desta forma, as principais conclusões que podem ser tomadas com base no conjunto de dados apresentado neste trabalho seriam:

(1) Os dois grupos de subvulcânicas máficas do entorno do depósito Pé Quente apresentam claras diferenças petrográficas (composição, mineralogia, granulação, intensidade de alteração hidrotermal), geoquímicas (concentrações de elementos maiores e traço) e de ambiência tectônica. Portanto, esses dois grupos não seriam cogenéticos nem comagmáticos, pertencendo a unidades geológicas distintas.

(2) A inexistência de processos hidrotermais significativos (e.g. alteração hidrotermal, precipitação de sulfetos e ouro) ao grupo das subvulcânicas não sulfetadas, porém, presentes, nas subvulcânicas sulfetadas, sugere a não contemporaneidade.

(3) As subvulcânicas máficas não sulfetadas foram correlacionadas aos diques básicos de idade em torno de 1.416 Ma, que também foram denominados de Suíte Intrusiva Nova Guarita. Essas rochas são representativas de um esforço distensional muito posterior ao magmatismo da PAAF. As subvulcânicas não sulfetadas deste trabalho também apresentam afinidade com ambientes distensivos.

(4) As subvulcânicas máficas sulfetadas poderiam ser correlacionadas às unidades: (a) Suíte Intrusiva Flor da Serra, de idade indefinida, porém, mais nova que a Suíte Matupá (1.863 $\pm$ 4,8 Ma); (b) Intrusivas Básicas de Guadalupe associada frequentemente à Suíte Paranaíta (1.808-1.769 Ma); ou (c) Grupo Colíder (1.803 a 1.766 Ma), se considerada a definição proposta por Duarte (2015), que engloba vulcânicas e subvulcânicas máficas ao grupo.

(4) Devido à ausência de dados de ETR e geocronológicos neste trabalho, as subvulcânicas máficas sulfetadas não foram atestadamente correlacionadas a nenhum desses grupos. No entanto, a afinidade química e também a ambiência tectônica são similares às rochas básicas do Grupo Colíder (que possivelmente incluem as Intrusivas Básicas de Guadalupe), o que incrementa a possibilidade dessas rochas pertencerem de fato a esta unidade.

(5) A Suíte Paranaíta e o Grupo Colíder (considerados uma associação plutono-vulcânica) apresentam a mesma idade das mineralizações de ouro (1.805 $\pm$ 21,5 Ma a 1.782

$\pm 8,2$ Ma), o que implica em uma provável relação genética com as mineralizações. Em adicional, estas suítes estão associadas ao magmatismo máfico que pode ter influenciado na precipitação do ouro. O magmatismo máfico teria contribuído com calor, fluidos, enxofre e metais, principalmente Cu e Au.

(6) Portanto, o magmatismo máfico responsável pela geração das subvulcânicas sulfetadas estudadas neste trabalho pode ter tido uma participação direta (através de mistura com magmas félsicos na câmara magmática) ou indireta (transferência de enxofre e metais para o magma félsico, sem mistura de magmas) na gênese da mineralização aurífera da província. A presença de diques sulfetados e até mesmo mineralizados com composição máfica a intermediária tanto no depósito Pé Quente quanto em outros depósitos (e.g. X1, Luizão, Pezão, Serrinha, Francisco) indica que a influência do magmatismo máfico pode ser extrapolada para outras mineralizações do setor leste da PAAF.

9. Referências bibliográficas

ABREU, M.C. *Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. 2004. 29p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2014.

ASSIS, R. R. *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. 2008. 81 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008.

ASSIS, R. R. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. 2011. 428p. Dissertação de Mestrado em Geociências - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.

ASSIS, R. R.; XAVIER, R. P.; MIGUEL JR, E.; SANTOS, T. J. S.; PAES DE BARROS, A. J. Gold-rich porphyry and polymetallic epithermal deposits in the Paleoproterozoic Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton (Brazil). In: SGA BIENNIAL MEETING, n. 11., 2011, Antofagasta, Chile. *Anais...* Antofagasta, 2011.

ASSIS, R. R.; XAVIER, R. P.; PAES DE BARROS, A. J.; BARBUENA, D.; TREVISAN, V. G.; RAMOS, G. S.; TEIXEIRA, R. V.; MIGUEL JR, E.; RODRIGUES, R. M.; STABILE JR, A.; SANTOS, T. J. S.; MIRANDA, G. M. T.; BARROS, M. A. S.; PINHO, F. E. C. Metalogênese do Setor Leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: SILVA, M. G.; ROCHA NETO, M. B.; JOST, H.; KUYUMJIAN, R. M. (Org.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, 2014, p. 305-340.

ASSIS, R. R. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos*. 2015. 320 p. Tese de Doutorado em Geociências – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.

BARROS, A. J. P. *Contribuição à Geologia e Controle das Mineralizações Auríferas da Região de Peixoto de Azevedo*. 1994. 161 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

BISPO-SANTOS, F. *Estudo paleomagnético da suíte Paleoproterozoica Colíder e máficas associadas, sudoeste do Cráton Amazônico*. 2007. 125 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

BISPO-SANTOS, F.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. F.; ELMING, S.; JANIKIAN, L.; VASCONCELOS, P. M.; PERILLO, B. M.; PACCA, I. I. G.; SILVA, J. A.; BARROS, M. A. S. Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Precambrian Research*, v. 196, p. 1-22.

BITTENCOURT, J. S.; JULIANI, C.; XAVIER, R. P.; MONTEIRO, L. V. S.; BASTOS NETO, A. C.; KLEIN, E. L.; ASSIS, R. R.; LEITE JR, W. B.; MORETO, C. P. N.; FERNANDES, C. M. D.; PEREIRA, V. P. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: Na overview of the presente level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 22-49, 2016.

CABANIS, B.; LECOLLE, M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, Paris, v. 309, p. 2023-2029, 1989.

CARNEIRO, C. C.; CARREIRO-ARAÚJO, S. A.; JULIANI, C.; CRÓSTA, A. P.; MONTEIRO, L. V. S.; FERNANDES, C. M. D. Estruturação profunda na Província Mineral do Tapajós evidenciada por magnetometria: Implicações para a evolução tectônica do Cráton Amazonas. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, n. 13, 2013, Rio de Janeiro, *Anais...* p. 672-676.

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geol. Soc. Am. Memoir*, v. 200, p. 297-320, 2007.

COUTINHO, M. G.; ROBERT, F.; SANTOS, R. A. Província Mineral do Tapajós, Amazônia, Brasil: Novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n. 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...*, SBG, Belo Horizonte, 1998, p. 160.

DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, 2003, p. 365-449.

DUARTE, T. B.; RODRIGUES, J. B.; RIBEIRO, P. S. E. Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, n. 4, p. 824-840, 2012.

DUARTE, T. B. *Geologia, geoquímica e geocronologia do domínio vulcânico do arco magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas*. 2015. 104 p. Dissertação de Mestrado em Geociências - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.

FIEGE, A.; SIMON, A. C.; RUPRECHT, P. Mafic magma contributions to arc-related porphyry ore deposits. In: SEG Conference, 2014, *Anais...* 2 p. Disponível em <https://www.segweb.org/SEG/_Events/Conference_Website_Archives/2014/Abstracts/data/papers/abstracts/0393-000273.pdf> Acesso em 28 de outubro de 2016.

FRASCA, A. A.; BORGES, F. R. *Projeto PROMIN Alta Floresta – Folha Ilha 24 de Maio – SC. 21-Z-A*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 127 p., 2003.

FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. E.; FROST, C. D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.

HALTER, W. E.; HEINRICH, C. A.; PETTKE, T. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 845-863, 2005.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, n. 5, p. 523-548, 1971.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA). *Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil: final report*. Tokyo, 2000. 137 p. JICA. Metal Mining Agency of Japan (MMAJ).

JULIANI, C. A *Província Aurífera Tapajós-Xingu: Avanços no Conhecimento Geológico-Metalogenético*. In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, n. 5, 2012, Ouro Preto. Disponível em: <http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/07tapajos-xingu/VI_1_Juliani.pdf> Acesso em 10 ago. 2016.

JULIANI, C.; MONTEIRO, L. V. S.; FERNANDES, C. M. D.; CARNEIRO, C. C.; MISAS, C. M. E.; LAGLER, B.; AGUJA-BOCANEGRA, M. A.; TOKASHIKI, C. C. Controle tectônico e eventos magmáticos associados às mineralizações epitermais, do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do cráton amazônico e seu potencial de prospectividade. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, n. 3, 2013, Gramado, *Anais...* Gramado (CD-ROM), 3 p.

KEITH, J. D.; WHITNEY, J. A.; HATTORI, K.; BALLANTYNE, G. H.; CHRISTIANSEN, E. H.; BARR, D. L.; CANNAN, T. M.; HOOK, C. J. The Role Of Magmatic Sulfides And Mafic Alkaline Magmas In The Bingham And Tintic Mining Districts, Utah. *Journal of Petrology*, v. 38, n. 12, p. 1679-1690, 1997.

KUNO, H. Differentiation of basalt magmas. *Basalts*, v. 2, n. 3, p. 623-688, 1968.

LACERDA-FILHO, J. V.; ABREU FILHO, W.; VALENTE, C. R.; OLIVEIRA, C. C.; ALBUQUERQUE, M. C. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Mato Grosso, Escala 1: 1.000.000*. Convênio CPRM e SICME-MT, 235 p., 2004.

LE MAITRE, R. W. B.; DUDEK, P.; KELLER, A.; LAMEYRE, J.; LE BAS, J.; SABINE, M. J.; SCHMID, P. A.; SORENSER, R.; STRECKEISEN, H.; WOOLEY, A.; ZANETTIN, A. R. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks (No. 552.3 CLA)*. International Union of Geological Sciences, 1989.

LE MAITRE, R. W. (Ed); STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M. J.; BONIN, B.; BATEMAN, P.; BELLINI, G.; DUDEK, A.; EFREMOVA, S.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; SABINE, P. A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; WOOLEY, A. R. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences*. Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002.

LEITE, J. A. D.; SAES, G. S. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo*, v. 3, p. 113-127, 2003.

MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, v. 56, p. 207-218, 1986.

MIDDLEMOST, E. A. K. The Basalt Clan. *Earth-Science Reviews*, v. 11, n. 4, p. 337-364, 1975.

MIDDLEMOST, E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, v. 37, p. 215-224, 1994.

MIGUEL JR, E. *Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso*. 2011. 66 p. Dissertação de Mestrado em Geociências – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.

MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355, 1970.

MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, n. 4, p. 321-355, 1974.

MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta - Vila Guarita*. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p, 2005.

MOURA, M. A. *O Maciço Granítico Matupá no Depósito de ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração hidrotermal e Metalogenia*. 1998. 238 p. Tese de Doutorado em Geociências – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.

MOURA, M. A.; BOTELHO, N. F. A mineralização do tipo Au pórfiro de Serrinha (MT). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, n. 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...*, SBG, Belo Horizonte, 1998, p. 16.

MOURA, M. A.; BOTELHO, N. F. Petrologia do magmatismo associado à mineralização do tipo ouro pórfiro na Província Aurífera Juruena-Teles Pires (MT). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 377-386, 2002.

MOURA, M. A.; BOTELHO, N. F.; OLÍVIO, G. R.; KYSER, T. K. Granite-related Paleoproterozoic Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, v. 101, p. 585-605, 2006.

OLIVEIRA, C. C. de; ALBUQUERQUE, M. C. *Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA): Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta – SC. 21-Z-X-C*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília, CPRM, 2003.

OLIVEIRA, C. C.; ALBUQUERQUE, M. C. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta – Alta Floresta (Folha SC.21-X-C)*. Escala 1: 250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 111 p., 2005

PAES DE BARROS, A. J. *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. 2007. 154 p. Tese de Doutorado em Ciências - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2007.

PESSOA, M. R.; ANDRADE, A. F.; NASCIMENTO, J. D.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; LOPES, R da C.; PRAZERES, W. V. *Projeto Jamanxim: Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 1977. 8v.

PIMENTEL, M. *Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta*. Brasília, UNB, 2001 (Relatório Interno).

PINHO, M. A. S. B.; LIMA, E. F.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, W. R.; CHEMELE-FR, F. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Arupuanã, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 1-5, 2001.

PINHO, M. A. S. B.; CHEMALE-JR, F.; VAN SCHMUS, W. R.; PINHO, F. E. C. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian research*, v. 126, n. 1, p. 1-25, 2003.

RAMOS, G. S. *Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. 2011. 82 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.

RIBEIRO, P. S. E.; DUARTE, T. B. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio Guariba e Rio Aripuanã. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso*. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 248 p., escala: 1: 250.000. 2010.

RODRIGUES, R. M. *Caracterização geológica e metalogenética do Depósito XI – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)*. 2012. 70 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.

ROLLINSON, H. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Singapore: Longman Singapore Publishers Ltd, 1993. 352 p.

SANTOS, J. O. S.; SILVA, L. C.; FARIA, M. S. G.; MACAMIRA, M. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic sub-alkaline, A-type Moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil. In: International Symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM), n. 2, 1997, Salvador, *Extended Abstracts and Program*, p. 273-275.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm- Nd geochronology. *Gondwana Research*, v.3, n.4, p. 453-488, 2000.

SANTOS, J. O. S.; GROVES, D. I.; HARTMANN, A.; MOURA, M. A.; MCNAUGHTON, N. J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 278-299, 2001.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 409-429, 2002.

SANTOS, J. O. S.; VAN BREEMEN, O. B.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 131, p. 73-109, 2004.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. S.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000 – 2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, n. 9., 2006, Belém, *Anais...*, SBG Núcleo Norte, CD-ROM.

SCANDOLARA, J. E.; RIBEIRO, P. S. E.; FRASCA, A. A. S.; FUCK, R. A.; RODRIGUES, J. B. Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespertine suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 53, p. 20-49, 2014.

SERRATO, A. A. A. *Geocronologia e evolução do sistema hidrotermal do depósito aurífero de Juruena, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Brasil*. 2014. 58 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2014.

SILLITOE, R. H. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41, 2010.

SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.; MONTALVÃO, R. M. G. Geologia. In: BRASIL DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL PROJETO RADAM BRASIL. *Folha SC. 21 – Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1980. 456 p.

SILVA, M. G.; ABRAM, M. B. *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212 p., 2008.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. List of mineral abbreviations. In: FETTES, D. J.; DESMONS, J. (Eds.) *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*, Cambridge University Pr., 2007, p. 93-110.

SOUZA, A. M. M. et al. *Projeto São Manuel: Relatório de Progresso*. Belém: DNPM-CPRM, 1979, 46 p.

SOUZA, J. P.; FRASCA, A. A. S.; OLIVEIRA, C. C. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta*. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p, 2005.

STABILE JR, A. *Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. 2012. 59 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.

STERN, C. R.; SKEWES, M. A.; ARÉVALO, A. Magmatic Evolution Of The Giant El Teniente Cu-Mo Deposit, Central Chile. *Journal of Petrology*, v. 52, n 7 & 8, p. 1591-1617, 2011.

TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, W. R.; BITTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P. N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazon Craton) and tectonic implications. *Inst. Geol. Rev.*, v. 38, n. 2, p. 161-175, 1996.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n.3, p. 174-182, 1999.

THOMPSON, J. F. H.; SILLITOE, R. H.; BAKER, T.; LANG, J. R.; MORTENSEN, J. K. Intrusion related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 323-334.

TREVISAN, V. G. *Metalogênese do Ouro no Granito Novo Mundo, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: Alteração hidrotermal e petrografia do minério*. 2012. 98 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.

TREVISAN, V. G. *Estudo comparativo de mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais base do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. 2015. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.

VASQUEZ, M. L.; RICCI, P dos S. F.; KLEIN, E. L. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T da. (Eds.) *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG-NO, 2002, v. 3.

VITÓRIO, J. A. 2010. *A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas*. 2010. 20 p. Relatório PIBIC/ CNPq, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

XAVIER, R. P.; ASSIS, R. R.; MIGUEL-JR, E.; SANTOS, T. J. S.; PAES DE BARROS, A. J. Gold $\pm$ copper and gold-base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, n. 12., 2011, Boa Vista. *Anais...* CD-ROM.

XAVIER, R. P.; ASSIS, R. R. A.; CREASER, R.; BARROS, A. J. Timing of gold metallogeny in the Alta Floresta Gold Province: Evidence From Pyrite And Molybdenite, Re-Os Isotopic Dating. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, n. 13, 2013, Belém (PA). *Anais...* 2013.