

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus De Rio Claro

Felipe Lucio da Silva

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA DE
CLORITA E MICA BRANCA DO DEPÓSITO AURÍFERO DO
BASÍLIO, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT).**

Trabalho de Conclusão de Curso 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

2018

S586c Silva, Felipe Lucio da
Caracterização petrográfica e química de clorita e mica
branca do depósito aurífero do Basílio, Província de Alta
Floresta (MT). / Felipe Lucio da Silva. -- Rio Claro, 2018
78 p. : il., tabs., fotos

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado -
Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Rafael Rodrigues de Assis

1. Província de Alta Floresta. 2. química mineral. 3.
mica branca. 4. clorita. 5. geotermobarometria. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo
autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

FELIPE LUCIO DA SILVA

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E QUÍMICA DE
CLORITA E MICA BRANCA DO DEPÓSITO AURÍFERO DO
BASÍLIO, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT).

Trabalho de Conclusão de Curso 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. Nelson Angeli

Prof. Sebastião Gomes de Carvalho

Rio Claro, 7 de Dezembro de 2018

Assinatura do aluno

Assinatura do orientador

“Ka significa dever, destino ou, num sentido popular, o lugar para onde se tem de ir.”

Roland Deschain – A Torre Negra, Vol. 1

RESUMO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada no norte do Estado de Mato Grosso, é reconhecida por conter mais de uma centena de depósitos auríferos de médio a alto teor e pequena tonelagem. A Província insere-se no arcabouço sul do Cráton Amazônico, região em que os depósitos estão distribuídos ao longo do lineamento estrutural NW-SE do Peru-Trairão. Suas mineralizações ocorrem hospedadas em sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas. Nesse cenário, são reconhecidos quatro grupos de depósitos auríferos: (1) Au \pm Cu disseminado; (2) Au \pm Cu estruturalmente controladas; (3) Cu + Mo \pm Au disseminado e (4) veios de Au + Pb + Zn \pm Au. Possuem em comum, a metalogênese controlada por sistemas magmático-hidrotermais semelhantes aos dos tipos Au \pm Cu pórfiro e epitermal tipo *low* e *intermediate sulfidation*. Nesse contexto, ainda que existam estudos avançados na caracterização metalogenética dos principais depósitos localizados na região leste da província, pouco fora produzido em relação à caracterização química dos halos hidrotermais que envolvem as zonas mineralizadas dos depósitos. A análise química de minerais característicos desses halos hidrotermais, na PAAF representados principalmente por mica branca (alteração filica) e clorita (alterações propilítica e clorítica), pode fornecer importantes informações quanto às condições de P-T sob as quais foram formados. Esse trabalho, portanto, objetiva a caracterização petrográfica e química da clorita e mica branca do depósito de Au \pm Cu filonar (grupo II) do Basílio. No depósito, foram caracterizadas quatro variedades texturais de clorita (pseudomórfica, venular, birrefringência anômala e intersticial) e quatro de mica branca (sericita lamelar, sericita pseudomórfica, sericita intersticial e muscovita subeudral). A clorita, em geral, é caracterizada como brunsvigita, com a variedade de birrefringência anômala apresentando enriquecimento em Mg, enquanto as outras variedades, em Fe. A mica branca, por sua vez, apresenta uma grande variação composicional, partindo de composições próximas à da muscovita pura (muscovita subeudral) até proporções intermediárias de fengita, nas quais as proporções entre Fe e Mg são muito variáveis. Essas variações podem indicar a presença de outros filossilicatos ou argilominerais interfoliares à mica branca. O geotermômetro da clorita indica temperaturas que variam de 230 a 350°C, enquanto o geobarômetro da muscovita aponta para pressões entre 0,2-12 kbar (~1- 45 km). Nesse contexto, a temperatura estimada é compatível com colocações meso- a epitermais, conforme as observadas para outros depósitos da PAAF. Entretanto, os resultados inconsistentes de pressão não permite determinar de modo assertivo o nível crustal do desenvolvimento do paleo-sistema hidrotermal responsável pela mineralização do depósito Basílio.

PALAVRAS-CHAVE: Província Aurífera de Alta Floresta; química mineral; clorita; mica branca; geotermobarometria.

ABSTRACT

The Alta Floresta Gold Province (AFGP), located at north of Mato Grosso State, hosts more than a hundred medium- to high-grade and low tonnage gold-rich deposits. The province is placed at the southernmost portion of the Amazon Craton, where the gold deposits are concentrated along the NW-SE Peru-Trairão belt. Its mineralizations are hosted in Paleoproterozoic plutonic, volcanic and volcano-sedimentary sequences. Into this context, the primary gold deposits can be grouped into the following groups: (1) disseminated Au \pm Cu deposits; (2) vein-type Au \pm Cu deposits; (3) disseminated Cu + Mo \pm Au deposits; and (4) vein-type Au + Pb + Zn \pm Au deposits. In common, these deposits share the metalogeny controlled by magmatic-hydrothermal systems similar to Au-porphyry and low- to intermediate sulfidation epithermal systems. Although the major geological features of these deposits are known, mineral chemistry studies are scarce mainly if considered the hydrothermal halos compositions related to the mineralized zones. The chemical analysis of the typical-occurring minerals from these halos, mainly represented by white mica (phyllic alteration) and chlorite (propylitic and chloritic alterations) can provide further information about their mineral-forming processes, such as pressure and temperature. This work, therefore, goals the petrographic and chemistry characterizations of the chlorite and white mica from the vein-type Au \pm Cu Basílio deposit (group II). Thus, four textural varieties of chlorite (pseudomorphic, venular, anomalous birefringence and interstitial) and four of white mica (lamellar sericite, pseudomorphic sericite, interstitial sericite and subhedral muscovite) were characterized. The chlorite is, generally, characterized as brunsvigite, where the anomalous birefringence variety is Mg-enriched, while the others, Fe-enriched. The white mica, on the other hand, shows a wide compositional variation, from muscovite-like compositions (subhedral muscovite) to intermediate proportions of phengite, in which the Fe and Mg proportions are widely variable. These variations can evidence the presence of different phyllosilicates or argilominerals at interfoliar positions of the the white mica. The chlorite geobarometer indicates temperature values from 230 to 350 °C, whereas the muscovite geobarometer points to pressures values between 0.2 and 12 kbar (~1 to 45 km). In this context, the estimated temperature is compatible to meso- to epithermal settings, similar to several primary deposits of the Province. Nevertheless, due to the inconsistent pressure results, it was not allowed to precisely determine the crustal level of development of the hydrothermal system responsible for the Basílio mineralization.

KEYWORDS: Alta Floresta Gold Province; mineral chemistry; chlorite; white mica; geothermobarometry.

Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	9
LISTA DE TABELAS.....	12
1 APRESENTAÇÃO.....	13
1.1 Introdução.....	13
1.2 Problemática e Justificativa.....	16
1.3 Objetivos.....	17
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
2.1 Amostragem.....	18
2.2 Petrografia em luz transmitida e refletida e Microscopia Eletrônica de Varredura	18
2.3 Química mineral.....	19
2.4 Fundamentação teórica.....	20
2.4.1 Geotermômetro (clorita).....	20
2.4.2 Geobarômetro (muscovita).....	21
3 GEOLOGIA REGIONAL.....	23
3.1 Cráton Amazônico.....	23
3.2 Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF).....	27
3.3 Geologia do depósito Basílio.....	33
4 RESULTADOS.....	36
4.1 Petrografia.....	36
4.1.1 Clorita subeudral pseudomórfica (Chl-p).....	38
4.1.2 Clorita subeudral venular (Chl-v).....	38
4.1.3 Clorita anedral intersticial (Chl-i).....	39
4.1.4 Clorita de birrefringência anômala (Chl-a).....	40
4.1.5 Sericita anedral intersticial (Ser-i).....	40
4.1.6 Sericita subeudral lamelar pseudomórfica (Ser-p).....	41

4.1.7 Sericita subedral lamelar intersticial (Ser-l).....	41
4.1.8 Muscovita subeudral (Ms).....	41
4.2 Química mineral	45
4.2.1 Química da clorita.....	45
4.2.2 Química da mica branca.....	52
5 DISCUSSÃO.....	57
5.1 Comparações com o contexto metalogenético regional	60
6 CONCLUSÕES.....	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA SUBEUDRAL (MS).....	69
APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA SERICITA LAMELAR (SER-L)	70
APÊNDICE III – ANÁLISE DA SERICITA PSEUDOMÓRFICA (SER-P)	71
APÊNDICE IV – ANÁLISES QUÍMICAS DA CLORITA DE BIRREFRINGÊNCIA ANÔMALA (CHL-A).....	72
APÊNDICE IV – ANÁLISES QUÍMICAS DA CLORITA DE BIRREFRINGÊNCIA ANÔMALA (CHL-A) – CONTINUAÇÃO.....	73
APÊNDICE V – ANÁLISE QUÍMICA DA CLORITA PSEUDOMÓRFICA (CHL-P)	74
APÊNDICE VI – ANÁLISE QUÍMICA DA CLORITA VENULAR (CHL-V).....	75
APÊNDICE VI – ANÁLISE QUÍMICA DA CLORITA VENULAR (CHL-V) - CONTINUAÇÃO.....	76
APÊNDICE VII – PRESSÕES CALCULADAS PELO GEOBARÔMETRO DA MUSCOVITA	77

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** - Localização da PAAF e sua disposição aproximada (em vermelho). Destacados em laranja, os municípios de Nova Santa Helena, Peixoto Azevedo, Matupá e Novo Mundo, onde se encontram grande parte dos depósitos auríferos primários de seu setor leste. 15
- Figura 3.1** - Subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas e tectônicas, segundo os modelos de (A) Santos *et al.* (2006) e (B) Tassinari & Macambira (1999). 24
- Figura 3.2** - Mapa geológico do setor leste da PAAF. Modificado de ASSIS (2015). 26
- Figura 3.3** - (A e B) Aspecto geral dos granitoides encontrados no depósito do Basílio. (C e D) Detalhe das alterações clorítica (esverdeada) e sericítica (amarelada). Fonte: BRESSAN (2017) 34
- Figura 3.4** - (A e B) Aspecto geral das subvulcânicas encontradas no depósito do Basílio. (C e D) Detalhe exibindo a matriz afanítica a fanerítica muito fina e do aspecto untuoso decorrente de forte cloritização e sericitização. Fonte: BRESSAN (2017)..... 34
- Figura 3.5** - Quadro paragenético dos estágios hidrotermais do depósito do Basílio (Bressan, 2017)..... 35
- Figura 4.1** - Fotomicrografias dos litotipos hospedeiros: (A) granitoide com dominante alteração sericítica pervasiva, marcada pela tonalidade amarelada imposta ao arcabouço, além de venulações preenchidas por quartzo+calcita; e (B) subvulcânica com intensa alteração clorítica também em estilo pervasivo que sobrepõe alteração sericítica, registrada pela tonalidade esverdeada imposta aos fenocristais e às venulações ambas em estilo pervasivo. Ocorre, ainda nesse litotipo, a mineralização disseminada em $Cu \pm Au$, representada por cristais de pirita e calcopirita disseminados. Cal: calcita; Chl: clorita; Cpy: calcopirita; FeOH: hidróxido de ferro; Kf: feldspato potássico; Py: pirita; Rt: rutilo; Ser: sericita. 37
- Figura 4.2** – Fotomicrografias das variedades de clorita subedrais pseudomórfica (Chl-p) e venular (Chl-v), através de luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e cruzados (B e E), com detalhamento por imagens de elétrons retroespalhados (C e F). Legenda: Ap: apatita; Chl-p: clorita subedral pseudomórfica; Chl-v: clorita subedral venular; FeOH: hidróxido de ferro; Qz: quartzo; Rt: rutilo; Ser-i: sericita anedral intersticial; Ser-l: sericita subedral lamelar..... 39
- Figura 4.3** – Fotomicrografias das variedades de clorita subedral de birrefringência anômala (Chl-a) e anedral intersticial (Chl-i), através de luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e polarizadores cruzados (B e E), com detalhamento através de imagens de elétrons

retroespalhados (C e F). Legenda: Ap: apatita; Chl-a: clorita subedral de birrefringência anômala; Chl-i: clorita anedral intersticial; Qz: quartzo; Rt: rutilo; Ser-i: sericita anedral intersticial.42

Figura 4.4 - Fotomicrografias da sericita subedral lamelar pseudomórfica (Ser-p), em luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e polarizadores cruzados (B e E), com refinamento por imagens de elétrons retroespalhados (C e F). Em (A), (B) e (C), são exibidas imagens da Ser-p em fenocristal de feldspato, usualmente observada na subvulcânica. Em (D), (E) e (F), são exibidas imagens da Ser-p em cristal de plagioclásio, frequentemente encontradas na hospedeira granítica. Legenda: Chl-p: clorita subedral pseudomórfica; Kf: K-feldspato; Qz: quartzo; Ser-i: sericita anedral intersticial; Ser-p: sericita subedral lamelar pseudomórfica.43

Figura 4.5 - Fotomicrografias da sericita subedral lamelar intersticial (Ser-l) e da muscovita (Ms), obtidas em luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e polarizadores cruzados (B e E), com refinamento em imagens de elétrons retroespalhados (C e F). Legenda: Ap: Apatita; Chl-i: clorita anedral intersticial; Kf: K-Feldspato; Ms: muscovita; Qz: quartzo; Rt: rutilo; Ser-l: sericita subedral lamelar intersticial.44

Figura 4.6 - Diagramas de classificação de clorita: (A) $Al^{IV} \times Fe / (Fe + Mg)$ (FOSTER, 1962) e (B) ternário $Mg \times Fe \times Al$ (DE CARITAT *et al.*, 1993), com valores das variedades texturais Chl-a (clorita de birrefringência anômala), Chl-p (clorita pseudomórfica) e Chl-v (clorita venular). Em (B): k-feldspato, esmectita, ilita, caulinita ou gibbsita em paragênese com clorita indicam a aluminosidade da rocha total. A seta indica sentido da relação entre a fO_2 e os teores de Mg e Fe.46

Figura 4.7 - Diagramas: (A) $Fe^{2+} \times Mg$, utilizado para evidenciar a atuação da solução sólida $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$; (B) $AlVI \times R^{2+}$ e (C) $Al \times Si$, utilizados como evidências da solução sólida $Si^{IV} + R^{2+} \leftrightarrow Al^{IV} + Al^{VI}$48

Figura 4.8 - Histogramas das temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita para as variedades Chl-a (A), Chl-p (B) e Chl-v (C), com calibrações propostas por Cathelineau & Nieva (1985), Jowett (1991), Kranidiotis & Maclean (1987) e Zang & Fyfe (1993).51

Figura 4.9 - Diagrama $Si \times Fe^{2+} + Mg + Mn \times Al$ com as análises das tipologias de mica branca (Ser-l, Ser-p e Ms) e composições de referência de muscovita, fengita e flogopita (retiradas de DEER *et al.*, 1997).52

Figura 4.10 - Diagrama $Si + Mg + Fe \times Al$ Total, correspondente à solução sólida $Al^{IV} + Al^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + M2$ na mica branca, cuja atuação é indicada pela destacada correlação negativa. ...53

Figura 4.11 - Diagramas $\text{Si} \times \text{Al}$ (A) e $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times \text{Al}$ (B) , onde destacam-se a forte tendência aluminosa da textura Ms e as extensas variações de proporção entre o Fe e Mg em todas as texturas de mica branca.....	54
Figura 4.12 - Diagrama $\text{K} \times []^{\text{XII}}$, no qual se observa extensa e gradual remoção do cátion K^+ do sítio interfoliar.	55
Figura 4.13 - Valores de átomos de Si p.u.f. com as estimativas de suas respectivas P e profundidades equivalentes ($P = \rho \times g \times h$; onde $g = 9,8 \text{ m/s}^2$ e $\rho = 2.700 \text{ kg/m}^3$), calculadas para as tipologias Ser-l, Ser-p e Ms de mica branca, através da calibração de Anderson (1996). Para o cálculo da P utilizou-se os dados provenientes do geotermômetro da clorita, obtidos nesse trabalho (Tabela 4.1).....	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Principais unidades geológicas, geocronologia e ambientes tectônicos da Província Aurífera de Alta Floresta (Adaptado de ASSIS <i>et al.</i> , 2017).....	30
Tabela 4.1 - Modas das temperaturas de cristalização estimadas para as variedades texturais de clorita do depósito do Basílio.	49
Tabela 5.1: Compilação dos dados de P e T disponíveis na literatura de diversos tipos de mineralizações no setor leste da PAAF. Legendas – chl: geotermômetro da clorita; i.f.: inclusões fluidas (temperatura de homogeneização total e pressão interna); msc: geobarômetro da muscovita; rt: geotermômetro do rutilo.	61

1 APRESENTAÇÃO

1.1 Introdução

Clorita e mica branca (e.g. muscovita e sericita) correspondem a minerais comumente formados nas associações hidrotermais de diversas tipologias de depósitos minerais (PARRY *et al.*, 1984). Em sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro, por exemplo, muscovita e sericita são usualmente reportados aos halos de alteração fílica (muscovita + quartzo + pirita), onde ocorrem em sobreposição ao feldspato potássico e biotita hidrotermais desenvolvidos durante a alteração potássica, enquanto que em zonas de alteração propilítica (clorita + epídoto + albita + pirita), que usualmente correspondem aos estágios mais tardios e regionais desses sistemas hidrotermais, a clorita tende a corresponder a uma fase recorrente (PARRY *et al.*, 1984; RICHARDS, 2003; SEEDORFF *et al.*, 2005).

A composição química desses filossilicatos está em função da temperatura, pressão, composição química do fluido hidrotermal e das características da rocha encaixante (PARRY *et al.*, 1984). Esses parâmetros correspondem a importantes propriedades genéticas que podem ser utilizadas como ferramentas na determinação da evolução geotermobarométrica de diversos processos geológicos (e.g. metamorfismo, metassomatismo e hidrotermalismo) e, portanto, de distintas tipologias clássicas de depósitos minerais, tais como pórfiros, epitermais, VHMS (*volcanic-hosted massive sulphide*), greisens e IOCG (*iron oxide copper-gold deposits*) (ANDERSON, 1996; BOURDELLE *et al.*, 2013; CATHELINÉAU & NIEVA, 1985; CIESIELCZUK, 2012; LANARI *et al.*, 2014; MASSONNE & SCHREYER, 1987).

O emprego dessa técnica é potencialmente útil no avanço do conhecimento acerca da gênese e evolução de sistemas magmático-hidrotermais, dentre eles, depósitos de Cu-Mo-Au pórfiro, tais como os descritos na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada a norte do Estado de Mato Grosso.

Situada no setor meridional central do Cráton Amazônico, a província está inserida em uma faixa de aproximadamente 500 km de extensão, orientada a NW-SE, e delimitada a norte pelo gráben do Cachimbo e a sul pelo gráben dos Caiabis (ASSIS *et al.*, 2014; PAES DE BARROS, 2007).

Essa província corresponde a uma região com um importante histórico de produção de Au, iniciada em 1980 através do garimpo de depósitos secundários, e cuja

produção total entre as décadas de 1980 e 1999 fora estimada em aproximadamente 160 toneladas (PAES DE BARROS, 2007). A partir de 1999, essa produção entrou em franco declínio, em razão da exaustão dos depósitos secundários. Desde então, a produção é eminentemente oriunda de depósitos primários de pequenas dimensões (< 5 t de Au), e de moderado a alto teores (PAES DE BARROS, 2007), exclusivamente por meio do garimpo. Entretanto, empresas *Juniors* têm desenvolvido com certa frequência campanhas de exploração mineral no segmento leste da província, as quais recentemente resultaram na abertura da primeira lavra a céu aberto, além da descoberta de um importante depósito de Cu-Mo±Zn do tipo pórfiro, ambos, na região da Agrovila de União do Norte (Peixoto de Azevedo, MT).

Historicamente, o foco dos principais estudos metalogenéticos realizados na PAAF tem se concentrado na região que compreende os municípios de Nova Santa Helena, Peixoto de Azevedo, Matupá e Novo Mundo (Figura 1.1), onde ocorrem alguns de seus mais importantes depósitos primários, tais como os depósitos do Edu/Santa Helena (BIZOTTO, 2004; PAES DE BARROS, 2007), X1 (RODRIGUES, 2012), Luizão (PAES DE BARROS, 2007), Pé Quente (ASSIS, 2011) e Paraíba (TREVISAN, 2015). Esses sistemas têm sido interpretados como correlatos a depósitos do tipo ouro pórfiro, desenvolvidos em ambiente de *back-arc* no decorrer do Estateriano (ASSIS, 2015; ASSIS *et al.*, 2014, 2017).

Neste contexto, Xavier *et al.* (2009) e Assis *et al.* (2014), sugerem que os diversos depósitos auríferos primários reconhecidos no segmento leste da província, podem ser enquadrados em quatro tipologias principais, em função de suas assinaturas geoquímicas, estilos de mineralização e rochas hospedeiras: (1) Au ± Cu disseminado, gerados em nível crustal profundo a partir de sistemas equivalentes aos do tipo pórfiro, que se hospedam em rochas graníticas cálcio-alcálicas oxidadas; (2) Au ± Cu filonar, desenvolvidos em nível crustal intermediário a profundo, também a partir de sistemas do tipo Au±Cu pórfiro, porém, hospedadas em gnaisses e granitos, ambos de afinidade cálcio-alcálica, oxidada e de médio a alto K que ocorrem encaixados em zonas de cisalhamento locais; (3) depósitos disseminados a filonares de Au + Cu ± Mo derivados de sistemas epitermais ainda pouco conhecidos; e (4) Au ± metais de base (Pb + Zn ± Cu), gerados em nível crustal raso, por sistemas epitermais polimetálicos do tipo *low* e *intermediate sulfidation*, hospedados em vulcanosedimentares, subvulcânicas e granitos alcalinos epizonais oxidados do tipo A₂.

Nesse contexto, destacam-se no presente trabalho, a aplicação de descrição petrográfica detalhada das variedades texturais de muscovita e clorita hidrotermais, assim como suas respectivas quantificações químicas por microsonda eletrônica, aplicados no depósito filonar de Au ± Cu do Basílio (BRESSAN, 2017), enquadrado em uma das tipologias de depósitos menos mencionados na província.

Adicionalmente, efetua-se a estimativa das condições de pressão e temperatura do sistema hidrotermal responsável pela gênese do referido depósito, através da aplicação do geobarômetro da muscovita-sericita (MASSONNE & SCHREYER, 1987) e do geotermômetro da clorita (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985), com posteriores comparações com dados disponíveis na literatura para a província (ASSIS, 2015, 2006; CALABONI, 2018; MOURA *et al.*, 2006; RODRIGUES, 2012; SEEBREGTS, 2017; SILVA & ABRAM, 2008; SIQUEIRA, 2018; SOUZA, 2018; TREVISAN, 2012, 2015).

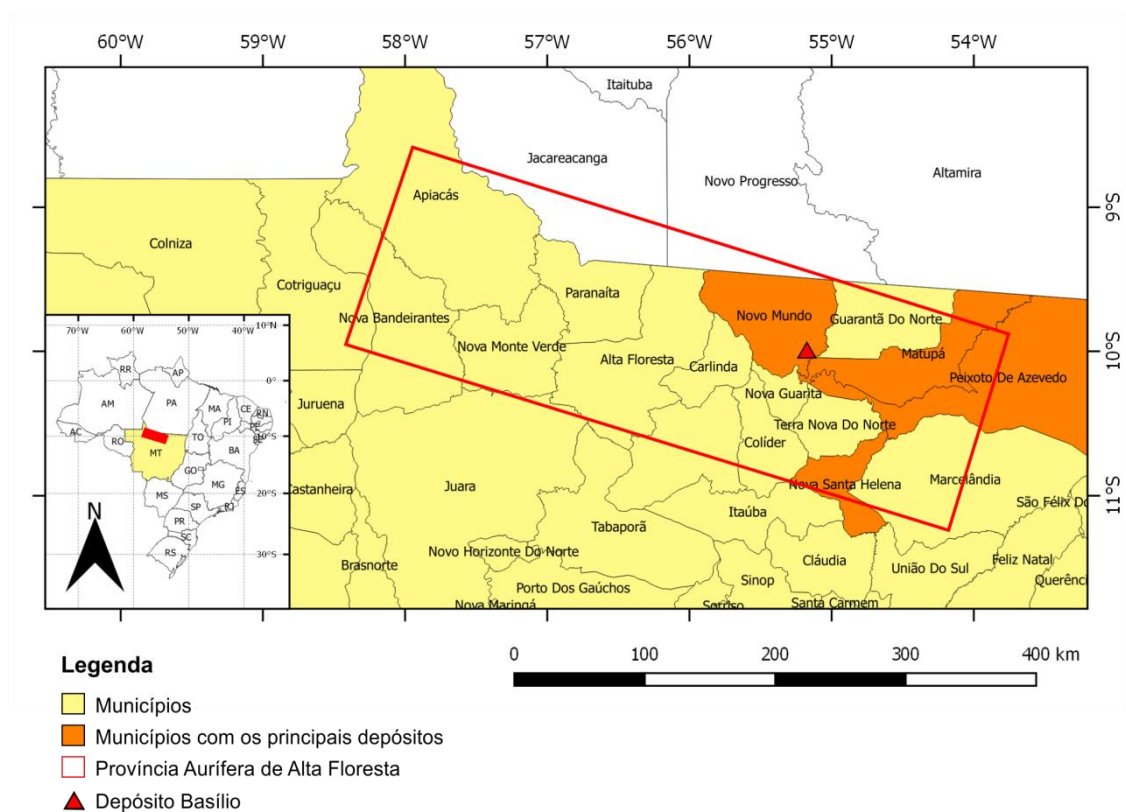


Figura 1.1 - Localização da PAAF e sua disposição aproximada (em vermelho). Destacados em laranja, os municípios de Nova Santa Helena, Peixoto Azevedo, Matupá e Novo Mundo, onde se encontram grande parte dos depósitos auríferos primários de seu setor leste.

1.2 Problemática e Justificativa

Na PAAF, a maioria dos trabalhos que estimaram as condições térmicas e barométricas de seus sistemas auríferos magmático-hidrotermais se utilizaram de quatro sistemáticas principais de análises (ASSIS, 2011, 2015; PAES DE BARROS, 2007; RODRIGUES, 2012; TREVISAN, 2015):

1. Petrografia das tipologias, paragênese e temporalidade das alterações hidrotermais;
2. Petrografia e paragênese do minério;
3. Estudos de inclusões fluidas em cristais de quartzo provenientes de setores mineralizados de importantes depósitos da província;
4. Escassos estudos de isótopos estáveis (e.g. δD , $\delta^{18}O$ e $\delta^{34}S$) em minerais hidrotermais (e.g. quartzo, muscovita, clorita, mica branca, feldspato, sulfetos).

Concomitante a esses trabalhos, muito tem sido feito na caracterização dos principais atributos geológicos (e.g. rocha encaixante, alteração hidrotermal, paragênese do minério, regime de fluido, afinidades petromagmáticas, idade das hospedeiras e do minério) de depósitos auríferos chave da província.

Entretanto, pouco tem sido proposto em relação à caracterização química mineral de fases hidrotermais proximais e distais ao minério. Esses minerais (e.g.: mica branca, clorita e rutilo) podem fornecer, a partir da quantificação de sua composição, estimativas quanto a pressão, temperatura e composição do fluido hidrotermal sob as quais teriam se formado.

Dentre esses minerais, destacam-se: (1) a mica branca, para a qual observa-se correlação direta entre a sua concentração de Si e temperatura de formação, em função de sua pressão de formação, o que permite utilizá-la como geobarômetro (MASSONNE & SCHREYER, 1987); e a (2) clorita, que exhibe proporcionalidade entre o conteúdo de Al tetraédrico (i.e. o conteúdo de Al que substitui o Si tetraédrico) em sua estrutura com sua temperatura de formação, o que a habilita como potencial geotermômetro (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985).

Em virtude de serem minerais comumente originados pela atuação de sistemas hidrotermais e de frequentemente ocorrerem associados aos setores mineralizados da PAAF, a mica branca e a clorita podem ser úteis na obtenção das estimativas de P-T, por fornecerem informações adicionais às atualmente disponíveis, obtidas através de

inclusões fluidas e da paragênese hidrotermal. Uma vantagem adicional recai na comparação entre os dados geotermodinâmicos e geoquímicos de diferentes depósitos da PAAF, obtidos a partir de diversos métodos, e, conseqüentemente, em permitir o aprimoramento do modelo evolutivo do sistema magmático-hidrotermal responsável pelas mineralizações da província.

1.3 Objetivos

Esse trabalho, focado na temática de química mineral da clorita e mica branca, tem por principais objetivos as seguintes contribuições quanto à geologia do depósito filonar de Au ± Cu do Basílio, assim como para o quadro metalogenético regional da PAAF:

1. Descrição petrográfica detalhada das variações texturais da muscovita e clorita hidrotermais.
2. Quantificação e caracterização química, por microsonda eletrônica, das variedades texturais da muscovita e clorita associadas às zonas mineralizadas do referido depósito;
3. Estimativa das condições de pressão e temperatura do sistema hidrotermal do depósito do Basílio através do geotermômetro da clorita (CATHELINÉAU & NIEVA, 1985) e do geobarômetro da muscovita-sericita (MASSONNE & SCHREYER, 1987).
4. Correlacionar, individualmente, as variedades texturais descritas em (1) às características físico-químicas (e.g. geotermobarométricas, composicionais) do sistema hidrotermal do depósito;
5. Comparação dos dados obtidos com outros equivalentes e disponíveis para a província, a exemplo das condições P-T obtidas por inclusões fluidas, assim como aquelas obtidas para os depósitos disseminados de Au ± Cu (*seriam sistemas hidrotermais similares?*)
6. Melhor compreensão das condições térmicas e barométricas da gênese dos depósitos filonares de Au ± Cu da província;

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Amostragem

Para a realização do trabalho, foram disponibilizadas (pelo orientador), um conjunto de 21 amostras provenientes do *shaft* do depósito filonar do Basílio, localizado no município de Novo Mundo (MT) (Figura 1.1).

Deste montante, 13 amostras representam os halos de alteração hidrotermal silicáticas do depósito, enquanto oito são provenientes de seus setores sulfetados e mineralizados a Au. A caracterização das hospedeiras principais do depósito, assim como a evolução paragenética de seu sistema hidrotermal, foram inicialmente desenvolvidos por Bressan (2017), em seu Trabalho de Conclusão de Curso.

2.2 Petrografia em luz transmitida e refletida e Microscopia Eletrônica de Varredura

Foram alvos da análise petrográfica a caracterização e a seleção de cristais de mica branca (e.g. muscovita e sericita) e clorita hidrotermais para análises químicas.

Como principais propriedades analisadas, destacam-se a textura, as associações minerais e as relações temporais de formação desses minerais no contexto paragenético evolutivo do sistema hidrotermal do depósito supracitado. Essas relações foram obtidas, com o uso de um microscópio petrográfico ZEISS, modelo AXIOSKOP 40, locado no Laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), locado no Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista –“Júlio de Mesquita Filho” (UNESP, Rio Claro).

As fotomicrografias foram efetuadas em microscópio petrográfico Carl Zeiss, modelo Axioplan 2, com recursos de luz polarizada, *charriot* com precisão de 0,5 mm, luz refletida e transmitida, luz condensada e platina móvel, acoplado ao Software LAS – Leica Application Suite, com módulo para obtenção de imagem total da lâmina através de *scan* manual, em câmera Leica MC170HD. Para esse procedimento, utilizou-se do Laboratório de Petrografia Sedimentar (Labpetro), do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), da Universidade Estadual de São Paulo (USP).

O refinamento da etapa petrográfica, com a caracterização de fases minerais de granulação muito finas, de texturas de substituição mineral e/ou a presença de inclusões minerais se deu através de um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) da JEOL,

modelo JSM-6010 LA, equipado com sensores de elétrons secundários, de elétrons retro-espalhados e com espectrômetro de raios-X por dispersão em energia (EDS). Essa etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Petrologia e Metalogenia (IGCE-UNESP, Rio Claro).

Nas descrições foram utilizadas abreviações de minerais conforme as recomendações de (SIIVOLA & SCHIMD, 2007).

2.3 Química mineral

Nesta etapa foram realizadas quantificações dos teores de Si, Al, K, Na, Mg, Fe, Ti, Ca, Cr, Ni, Mn, Cl e Ba das variedades de mica branca e clorita previamente caracterizadas durante a petrografia.

As análises químicas foram obtidas, na forma de peso relativo em óxidos, através de uma Microsonda Eletrônica (ME) da JEOL, modelo JXA-8230 *superprobe*, equipada com sensores do tipo WDS (*Wavelength-dispersive spectroscopy*), com condições de operação de 15 kV, aceleração de 20,4 nA e com diâmetro do feixe de laser (*spot size*) de 10 μm ., locada no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (IGCE-UNESP, Rio Claro).

Para a conversão do Fe_2O_{3T} em FeO^* e Fe_2O_3^* , foi utilizado o fator de conversão:

$$\text{FeO}^* = \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ Total} \times 0,89979$$

Obtido através da relação entre a massa molar de ambos óxidos, dado pela equação:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \alpha = 2 \text{ FeO}$$

$$\left(\frac{159,69g}{mol}\right) \times \alpha = 2 \times \left(\frac{71,844g}{mol}\right)$$

Onde o α resultante é igual a 0,89979.

A soma dos teores em óxidos, obtidos por ME, e a conversão destes valores para a forma de cátions, foram obtidos através do *software* AX (HOLLAND, 2015). No mesmo *software*, foram realizados os cálculos da somas de cátions por unidade de fórmula (p.u.f., tradução livre de *p.f.u. – per formula unit*) para ambos minerais, com base em fórmulas de clorita com 14 oxigênios e de mica branca com 11 oxigênios (DEER *et al.*, 2003).

Para a obtenção dos valores estequiométricos dos cátions na fórmula estrutural da clorita, consideradas a distribuição de Fe^{2+} e Fe^{3+} e as substituições e vacâncias nos sítios de coordenação tetraédrica (IV) e octaédrica (VI), foi empregado o *software* Winccac (YAVUZ *et al.*, 2015).

De modo semelhante, para a obtenção dos valores estequiométricos dos cátions na fórmula estrutural da mica branca, foi empregada a planilha eletrônica desenvolvida por Tindle (2001).

2.4 Fundamentação teórica

2.4.1 Geotermômetro (clorita)

O uso da clorita como geotermômetro corresponde a um método relativamente consolidado, com diversos trabalhos publicados nos últimos anos (e.g. ABDEL-RAHMAN, 1995; CATHELINÉAU, 1988; CIESIELCZUK, 2012).

Em um trabalho seminal, Cathelineau & Nieva (1985), demonstram os diversos componentes de substituição conjugada que ocorrem na clorita e procuram associar essas variações químicas à temperatura de formação do mineral. Dentre estas substituições, os autores destacam algumas variações químicas que apresentam destacada correlação com a variação de temperatura:

1. Si^{IV} , Al^{VI} e vacâncias estruturais em sítios octaédricos apresentam correlação negativa com o aumento de temperatura;
2. Al^{IV} , $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ e a soma de cátions em sítios octaédricos (Σ^{VI}) apresentam correlação positiva com o aumento de temperatura.

Com base nessas correlações e em estudos empíricos, duas calibrações distintas são propostas por Kranidiotis & Maclean (1987)^[1] e Cathelineau (1988)^[2], ambas realizadas com cristais de clorita provenientes de ambientes hidrotermais e com fórmulas estruturais com base em 14 oxigênios equivalentes.

$$T(^{\circ}\text{C}) = -61,92 + 321,98 \times \text{Al}^{\text{IV}} \quad [1]$$

CATHELINÉAU (1988)

$$T(^{\circ}\text{C}) = 106 \times \text{Al}_c^{\text{IV}} + 18 \quad [2]$$

Onde Al_c corresponde ao valor de Al^{IV} corrigido:

$$Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0,7 \times \frac{Fe}{(Fe+Mg)}$$

KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987)

Em adicional, diversas outras correções e calibrações são encontradas na literatura, todas com o objetivo de se aplicar o método em cristais de clorita formados em diferentes ambientes geológicos (INOUE *et al.*, 2009; JOWETT, 1991; VIDAL *et al.*, 2001; ZANG & FYFE, 1995).

Dentre essas são destacas as calibrações realizadas por Jowett (1991)^[3] e Zang & Fyfe (1995)^[4], obtidas através do estudo de cristais de clorita formados em sistemas hidrotermais que possuem variações mais bruscas da razão Fe/(Fe+Mg) em relação aos sistemas estudados pelos autores anteriores.

$$T(^{\circ}C) = 319 \times \left(Al^{IV} + 0,1 \times \frac{Fe}{(Fe+Mg)} \right) - 69 \quad [3]$$

JOWETT (1991)

$$T(^{\circ}C) = 106,2 \times \left(Al_{O_{28}}^{IV} - 0,88 \times \left(\frac{Fe}{(Fe+Mg)} - 0,34 \right) \right) + 1,75 \quad [4]$$

Obs: Fórmula estrutural com base em 28 oxigênios equivalentes.

ZANG & FYFE (1995)

2.4.2 Geobarômetro (muscovita)

A utilização da muscovita como geotermômetro foi inicialmente proposta por Velde (1965), que através de ensaios de miscibilidade em um sistema KMASH (K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) observou a dependência entre a composição de micas brancas e suas condições de pressão e temperatura. O mesmo autor demonstra que existe, dentre outras, uma forte correlação positiva entre o conteúdo de Si *p.u.f* de fengita (uma mica de composição intermediária no sistema muscovita-celadonita) e o aumento da pressão.

Massonne & Schreyer (1987), através de dados experimentais, realizam uma série de calibrações gráficas, posteriormente expressas de maneira analítica por Anderson (1996), através da equação:

$$P(\text{kbar}) = -2,6786 \times Si^2 + 43,975 \times Si + 0,01253 \times T(^{\circ}C) - 113,9995$$

Obs: Fórmula estrutural com base em 11 oxigênios equivalentes.,

ANDERSON (1996)

Contudo, algumas ressalvas quanto a precisão da calibração são elencadas por Anderson (1996):

1. É relativamente sensível à temperatura, com erros de T na ordem de $\pm 50^{\circ}C$ resultando em uma incerteza na ordem de $\pm 0,6$ kbar, o que equivale, em regiões graníticas ($\rho = 2.700 \text{ kg/m}^3$), a $\pm 2,2$ km de profundidade;
2. É muito sensível a erros analíticos, com variações na ordem de $\pm 0,05$ de átomos de Si p.u.f correspondendo a uma incerteza adicional de $\pm 1,6$ kbar, equivalente a $\pm 6,0$ km de profundidade, em regiões graníticas.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Cráton Amazônico

Localizado ao norte do continente Sulamericano, o Cráton Amazônico é considerado uma das maiores áreas Arqueano-Proterozoicas do planeta e uma das mais importantes unidades tectônicas do continente. É limitado pelas faixas móveis Tucavaca (a oeste), Araguaia-Cuiabá (a sudeste) e Tocantins (a nordeste), formadas durante o Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico superior), as quais pouco influenciaram o interior do cráton (SANTOS *et al.*, 2000; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; **Figura 3.1**).

Na literatura são propostos três principais modelos de compartimentação interna para o Cráton Amazônico, os quais utilizam métodos e critérios distintos de classificação:

1. Modelo geofísico-estrutural, proposto por Costa & Hasui (1997), que divide o cráton em doze províncias tectônicas delimitadas por cinturões móveis arqueanos a paleoproterozoicos, definidos com o auxílio de dados obtidos pelos mapeamentos magnético e gravimétrico da região;
2. Modelo geocronológico com datações obtidas através dos métodos Rb-Sr, K-Ar, Sm-Nd, U-Pb em zircão e Pb-Pb de rocha total, proposto por Tassinari & Macambira (1999), no qual são definidas seis províncias geocronológicas: Amazoniana Central (> 2900 Ma), Maroni-Itacaiúnas (2200–1950 Ma), Ventuari-Patajós (1950–1800 Ma), Rio Negro-Juruena (1800–1550 Ma), Rondoniano-San Ignácio (1550–1300 Ma) e Sunsás (1300–1000 Ma); e
3. Modelo geocronológico-estrutural baseado em datações realizadas pelos métodos de U-Pb em zircão e Sm-Nd, proposto por Santos *et al.* (2006, 2000), no qual os autores reinterpretem a divisão feita por Tassinari & Macambira (1999) e definem um total de sete províncias estruturais: Carajás (3020–2550 Ma), Transamazonas (2260–2010 Ma), Tapajós-Parima (2030–1870 Ma), Amazônia Central (1880–1760 Ma), Rio Negro (1840–1510 Ma), Rondônia-Juruena (1810–1500 Ma), K'Mudku (1330–1320 Ma) e Sunsás (1460–970 Ma). Este será o modelo utilizado neste trabalho, em razão de apresentar um conjunto de dados mais sistemáticos e utilizar métodos geocronológicos mais robustos.

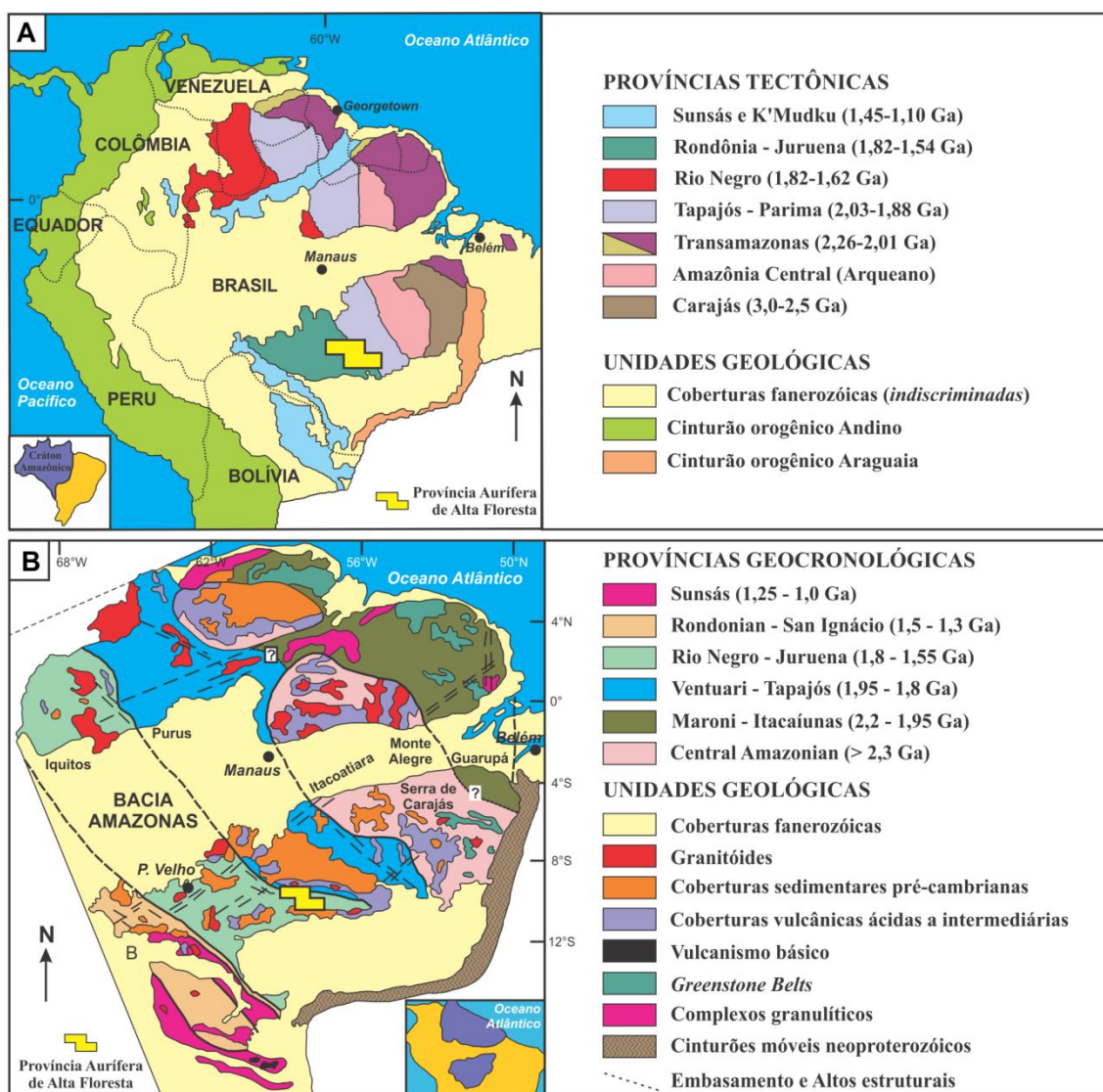


Figura 3.1 - Subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas e tectônicas, segundo os modelos de (A) Santos *et al.* (2006) e (B) Tassinari & Macambira (1999).

Ainda que existam divergências entre os modelos propostos à compartimentação do cráton, a maioria dos autores o têm interpretado como produto de sucessivos eventos de acreção de crosta juvenil (i.e. oriundas de processos de diferenciação mantélica) a um protocráton Paleoproterozoico-Arqueano, sucedidos por eventos de retrabalhamento crustal, ocorridos durante o Ciclo Transamazônico (2200–1800 Ma) e um ciclo tectônico mais jovem, possivelmente correlato ao Ciclo Grenville (1600–1000 Ma) (RIZZOTTO *et al.*, 2014; SANTOS, 2003; SANTOS *et al.*, 2000; TASSINARI & MACAMBIRA, 1999).

Essas colagens ocorreram, predominantemente, com convergências de SW para NE, responsáveis pelo *trend* estrutural de direção NW-SE, observado em todo o Cráton.

Apresentam também, idades sequencialmente mais jovens para SW, a partir do núcleo Paleoproterozoico-Arqueano (**Figura 3.1**).

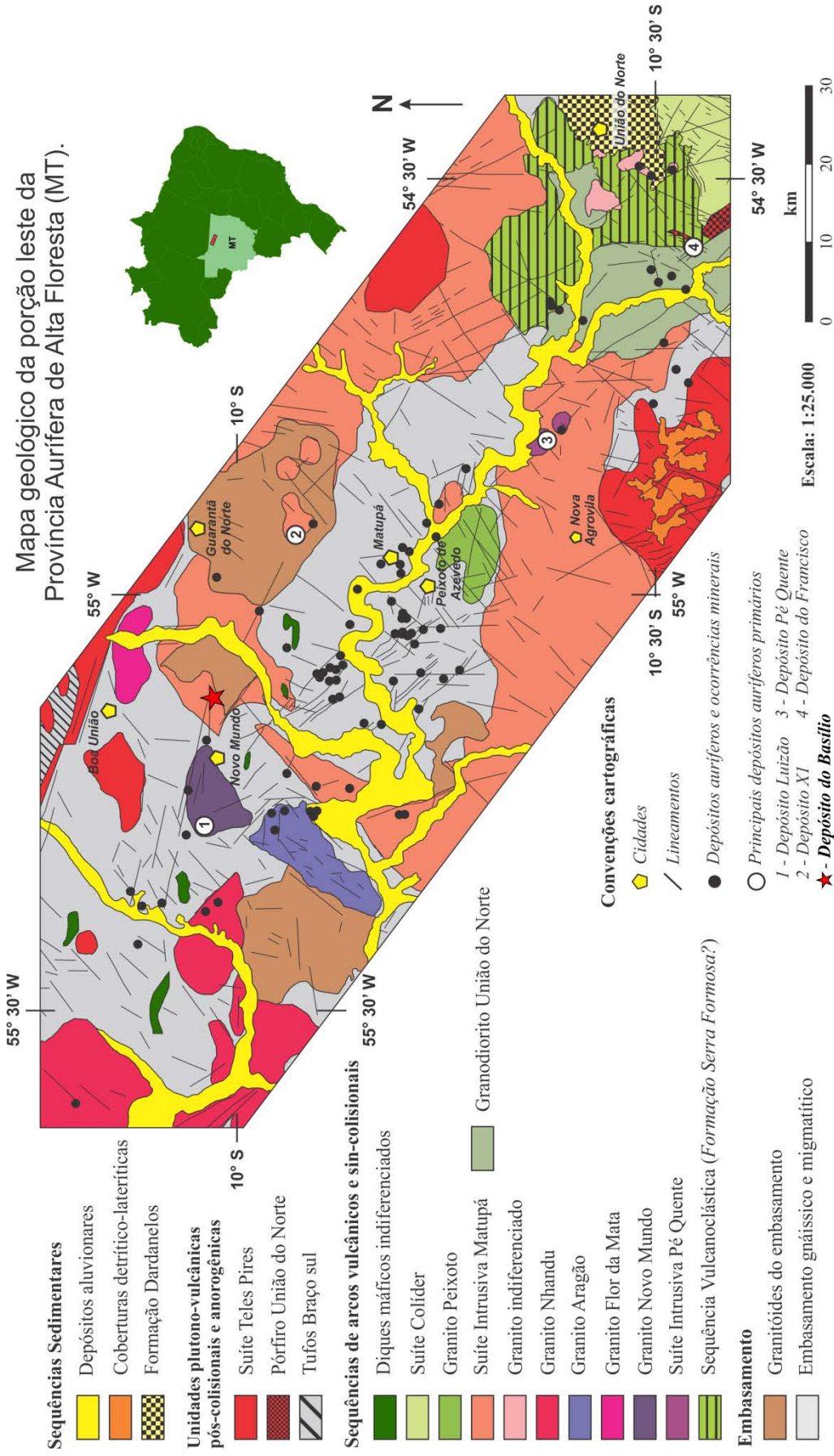


Figura 3.2 - Mapa geológico do setor leste da PAAF. Modificado de ASSIS (2015).

3.2 Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF)

A PAAF é representada por uma área com cerca de 500 km de comprimento, de direção NW-SE, localizada no setor meridional central do Cráton Amazônico.

Encontra-se inserida entre as províncias tectônicas Rondônia-Juruena (1810–1500 Ma) e Tapajós-Parima (2030–1870 Ma), em contexto geotectônico de subducção, nas quais processos de colisão de baixo ângulo, de acreção de crosta juvenil e de posterior retrabalhamento com influência de crosta continental atuaram de modo mais intrenso (CORDANI & TEIXEIRA, 2007; SANTOS *et al.*, 2004). Na Província, a atuação desses processos é evidenciada por três alinhamentos estruturais principais: dois deles de direção aproximada W-NW, que acompanham as bordas dos grábens do Cachimbo e dos Caiabis, e um terceiro de direção NW-SE, evidenciado em sua porção leste e denominado cinturão Peru-Trairão (PAES DE BARROS, 2007).

No setor leste da PAAF, onde estão desenvolvidos os principais estudos de depósitos auríferos de origem magmático-hidrotermal da província, são reconhecidos quatro domínios geológicos principais: i) embasamento granítico: composto por gnaisses, migmatitos e sequências plutônicas não-deformadas; ii) unidades sin-orogênicas: representadas por granitoides do tipo-I (série da magnetita) e sedimentos vulcanoclásticos; iii) unidades plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares pós-orogênicas a anorogênicas: representadas por granitoides tipo I e A, subvulcânicas, vulcânicas félsicas e vulcanossedimentares; e iv) coberturas sedimentares Mesoproterozoicas: que englobam sequências clásticas dominadas por arenito e arenito arcossiano mal selecionados, além de conglomerado

O embasamento granítico (i), é representado essencialmente por ortogneisse, em parte migmatizado, com idades U-Pb SHRIMP em zircão que variam de 1.992 ± 7 Ma (SOUZA *et al.*, 2005) a 1.984 ± 7 Ma (PAES DE BARROS, 2007). Essas unidades são intrudidas por granitoides cálcio-alcalinos foliados e não-foliados, de composições tonalítica a monzogranítica, com idades U-Pb e Pb-Pb em zircão que variam entre 1.998 ± 8 Ma e 1.978 ± 8 Ma (ASSIS, 2015; PAES DE BARROS, 2007). Paes de Barros (2007) associa também a esse domínio o gnaisse Gavião, cuja datação Pb-Pb por evaporação em zircão apresenta idade de cristalização de 2.816 ± 4 Ma.

As unidades sin-orogênicas (ii) são representadas por granitoides tipo-I não-deformados, de composições tonalítica a sienogranítica, que ocorrem intrudidos em rochas do embasamento e unidades sin-orogênicas mais antigas, e que exibem idades de cristalização que variam de 1,97 Ga a 1,78 Ga (ASSIS, 2015; ASSIS *et al.*, 2017; PAES

DE BARROS, 2007). Também estão incluídas nesse domínio, as rochas vulcanossedimentares da Formação Serra Formosa, composta por arenito e conglomerado líticos e feldspáticos, datados, via U-Pb em zircões detríticos, em *ca.* 2.009 Ma (ASSIS, 2011; MIGUEL JR, 2011). Dentre as unidades plutônicas sin-orogênicas mais antigas, destacam-se como hospedeiras de depósitos de ouro disseminado e confinado a veios, a Suíte Intrusiva Pé Quente (1.979 ± 31 Ma; ASSIS, 2011; MIGUEL JR, 2011), o granito Novo Mundo (1.970 ± 3 a 1.964 ± 1 Ma; (PAES DE BARROS, 2007), o granito Flor-da-Mata (idade desconhecida, mas correlacionado ao granito Novo Mundo; RAMOS, 2011) o granito Aragão (1.931 ± 12 Ma; MIGUEL JR, 2011) e o granito Guarantã ($1.904 \pm 4,6$ Ma a $1.901 \pm 6,6$ Ma; ASSIS, 2015)

Essas unidades plutônicas mais antigas são intrudidas por plutons cálcio-alcalinos mais jovens, representados pelas unidades: granito Nhandu (1.889 ± 17 a $1.879 \pm 5,5$ Ma; SILVA & ABRAM, 2008); Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 a $1.863 \pm 4,8$ Ma; ASSIS, 2015; MOURA, 1998; SOUZA *et al.*, 2005); granodiorito União (1.853 ± 23 Ma; ASSIS, 2011; MIGUEL JR, 2011); granito Peixoto (1.792 ± 2 Ma; PAES DE BARROS, 2007) e por diversas outras manifestações graníticas indiferenciadas, de idades desconhecidas (ASSIS *et al.*, 2012).

Intrusivas nas unidades anteriores, ou como coberturas vulcânicas e vulcanossedimentares, ocorrem as unidades plutono-vulcânicas pós-orogênicas a anorogênicas (iii), representadas por granitos tipo-A (de médio a alto K, metaluminosos a peraluminosos, com texturas porfírica, granofírica, *rapakivi* e anti-*rapakivi*), andesitos, riolitos porfíricos, dacitos, tufos, brechas vulcânicas e ignimbritos, pertencentes à Suíte Intrusiva Teles Pires, com idades de cristalização entre 1.782 e 1.757 Ma (ASSIS, 2015; SANTOS *et al.*, 2000; SILVA & ABRAM, 2008; SOUZA *et al.*, 2005). Correlatos à suíte, ocorrem, adicionalmente, o pórfiro União do Norte, composto por álcali-feldspato granito a monzogranito de $1.774 \pm 7,5$ Ma (ASSIS *et al.*, 2012; MIGUEL JR, 2011), e dos tufos Braço Sul, de idade indeterminada (PAES DE BARROS, 2007).

Ainda nesse agrupamento, são incluídas as ocorrências intrusivas de rochas piroclásticas, vulcânicas e subvulcânicas, de composições ácidas a intermediárias, pertencentes ao Grupo Colíder (1.786 ± 17 a 1.781 ± 8 Ma; PAES DE BARROS, 2007; PIMENTEL, 2001; SILVA & ABRAM, 2008), e de diques vulcânicos máficos a intermediários, de composições basáltica a andesítica, frequentemente afetados por

processos hidrotermais de variadas tipologias e intensidades (ASSIS *et al.*, 2014; MEDEIROS, 2016).

Recobrando todas as unidades anteriores, ocorrem coberturas sedimentares Mesoproterozoicas (iv), representadas por sequências de arenito arcoseano de granulação média, com estratificações plano-paralelas e cruzadas-acanaladas, e conglomerados arcosianos, correlacionadas à Formação Dardanelos (Grupo Caiabis), nos quais datações U-Pb em cristais detríticos de zircão indicam idades máximas entre 1.383 e 1.344 Ma (LEITE & SAES, 2003; MORETON & MARTINS, 2005; SOUZA *et al.*, 2005). Uma compilação dos domínios geológicos, suas unidades, dados geocronológicos e isotópicos e suas respectivas referências consta na Tabela 3.1.

Com base nesses dados e interpretações, Assis (2015) propõe a correlação temporal dessas unidades a três eventos tectono-magmáticos, relacionados à evolução de arcos vulcânicos, que teriam atuado no setor sudeste da PAAF: (1) Estágio 1, ocorrido entre 2,1 e 1,95 Ga, relacionado ao arco magmático Cuiú-Cuiú, definido na Província Tapajós-Parima; (2) Estágio 2, entre 1,88 e 1,82 Ga, relacionado à instalação do arco magmático Juruena, na Província Rio Negro-Juruena e (3) Estágio 3, entre 1,78 e 1,75 Ga, relacionado ao estágio pós-orogênico a anorogênico do arco magmático Juruena.

Tabela 3.1 - Principais unidades geológicas, geocronologia e ambientes tectônicos da Província Aurífera de Alta Floresta (Adaptado de ASSIS *et al.*, 2017).

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES (Ma)	AMBIENTES TECTÔNICOS (Idades T_{DM} exibidas em Ga)	REFERÊNCIAS
Sequências sedimentares	Depósitos aluviais Cascalho, areia, silte, argila e coberturas detrito-lateríticas	Quaternário	Sedimentos intracratônicos inconsolidados	Souza <i>et al.</i> , (2005)
	Coberturas detrito-lateríticas Coberturas lateríticas e/ou ferruginosas	Mesozoico e Cenozoico	Eventos intracratônicos de laterização	Souza <i>et al.</i> , (2005)
	Formação Dardanelos (Grupo Caiabis) Sedimentos areno-argilo-siltosos mal selecionados e imaturos, lateríticos e/ou ferruginosos	Idades máximas de 1.383 a 1.344 ⁽⁴⁾	Bacia <i>pull-apart</i> ou relacionada a falha transcorrente	Saes & Leite (2003); Souza <i>et al.</i> , (2005)
Grupos plutônicos e vulcânicos pós-orogênicos e anorogênicos (granitos tipo-A)	Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granórfiro, riolito, riodacito, dacito, andesito, tufa, brecha vulcânica e ignimbrito	1.782 ±17 a 1.757 ⁽¹⁾⁽²⁾	Granito pós-orogênico tipo-A ($1,94 < T_{DM} < 2,28$; $-3,4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$)	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2001), Souza <i>et al.</i> (2005); Silva e Abram (2008); Assis (2015)
	Pórfiro União do Norte* Álcali-feldspato granito porfirítico a monzogranito	1.774 ±7.5 ⁽¹⁾	Granito pós-orogênico tipo-A (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011); Miguel Jr. (2011)
Unidades plutono-vulcânicas e sequências vulcanossedimentares (granitos tipo-I)	Grupo Vulcânico Colíder* Rochas epiclásticas intermediárias a ácidas, piroclásticas, subvulcânicas e vulcânicas	1.786 ±17; 1.785 ±6,3; 1.781 ±8 ⁽¹⁾	Arco vulcânico cálcio-alcalino a ambiente sin-orogênico ($1,94 < T_{DM} < 2,34$; $-3,4 < \epsilon_{Nd(t)} < +3$)	JICA/MMAJ (2000), Silva & Abram (2008), Pimentel (2001).
	Granito Peixoto* Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito	1.792 ±2 ⁽³⁾	Arco vulcânico cálcio-alcalino sin-orogênico (dados isotópicos indisponíveis)	Paes de Barros (2007)
	Granodiorito União Biotita-hornblenda granodiorito e biotita-hornblenda tonalito	1.853 ±23 ⁽¹⁾	Granitos cálcio-alcalinos de arco-vulcânico (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011); Miguel Jr. (2011)

Granitos indiferenciados Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzo-monzonito	Idade desconhecida	Granitos cálcio-alcálicos de arco-vulcânico (dados isotópicos indisponíveis)	Assis <i>et al.</i> (2012)
Suíte Intrusiva Matupá* Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico, sienogranito-monzogranito porfirítico-ropakivi	1.872 ±12 a 1863 ±4,8 ⁽²⁾⁽³⁾	Arco vulcânico cálcio-alcálico sin-orogênico ($2,15 < T_{DM} < 2,34$; $-4,3 < \epsilon_{Nd(t)} < +3,04$)	Moura (1998), Souza <i>et al.</i> (2005); Assis (2011); Assis (2015)
Granito Nhandu* Sienogranito, monzogranito com subvulcânica subordinada	1.889 ±17; 1879 ±5,5 e 1848 ±17 ⁽¹⁾⁽²⁾	Arco vulcânico cálcio-alcálico sin-orogênico ($2,14 < T_{DM} < 2,17$; $\epsilon_{Nd(t)} = -0,91$)	Moreton e Silva (2005); Silva e Abram (2008), JICA/MMAJ (2000)
Granito Guarantã* Biotita granodiorito a biotita tonalito	1.904 ±4,6 a 1901 ±6,8 ⁽¹⁾	Arco vulcânico cálcio-alcálico ($2,36 < T_{DM} < 2,29$; $-5,49 < \epsilon_{Nd(t)} < -4,46$)	Assis (2015)
Granito Aragão* Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica	1.931 ±12 ⁽¹⁾	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos indisponíveis)	Vitório (2010), Miguel Jr. (2011), Ramos (2011)
Granito Flor-da-Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito, monzonito, granodiorito	Idade desconhecida (correlacionado ao granito Novo Mundo)	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos indisponíveis)	Ramos (2011)
Granito Novo Mundo* Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo-monzonito e monzonito	1.970 ±3 a 1964 ±1 ⁽³⁾	Arco vulcânico cálcio-alcálico sin-orogênico ($2,55 < T_{DM} < 2,76$; $-7,62 < \epsilon_{Nd(t)} < -4,48$)	Paes de Barros (2007)

	Suíte Pé Quente*			
	Monzonito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito, monzodiorito, albitito fino a grosso, granodiorito aplítico e biotita tonalita	1.979 ±31 ⁽¹⁾	Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011), Miguel Jr. (2011)
	Seqüência Vulcanoclástica (Formação Serra Formosa)*			
	Arenito feldspático, grauvaca feldspática, arenito lítico e conglomerado areno-polimítico suportado pela matriz	Idade mínima: 2.009 ⁽⁴⁾	Bacia <i>foreland</i> de retro-arco em margem continental ativa (dados isotópicos indisponíveis)	Assis (2011), Miguel Jr. (2011)
Embasamento: sequências plutônicas metamorfisadas	Granitóides do embasamento	1.998 a 1.978 ±8 ^{(1) (2) (3)}		Paes de Barros (2007); Assis (2015)
	Quartzo-diorito foliado, tonalito foliado, granodiorito foliado, monzogranito foliado		Arco vulcânico cálcio-alcálico (dados isotópicos indisponíveis)	
	Gneisses e migmatitos			Souza <i>et al.</i> (2005); Paes de Barros (2007); Assis (2015)
	Anfibolito e ortogneisses monzoníticos, tonalíticos e graníticos, parcialmente migmatizados	2.816 ±4 a 1.980 ±8,8 ^{(1) (2) (3)}		
<u>Legenda para os dados geocronológicos:</u>				
⁽¹⁾ Idades de cristalização LA-ICP-MS U-Pb em zircão				
⁽²⁾ Idades de cristalização SHRIMP U-Pb em zircão				
⁽³⁾ Idades de cristalização por evaporação de Pb em zircões individuais				
⁽⁴⁾ Idades LA-ICP-MS U-Pb em zircão detrítico				
(*) Unidades hospedeiras de depósitos auríferos.				

3.3 Geologia do depósito Basílio

Localizado na porção sudeste do município de Novo Mundo, MT (**Figura 1.1**), o depósito aurífero do Basílio corresponde a um sistema filonar de Au ± Cu pórfiro (grupo 2), semelhante aos depósitos do tipo ouro pórfiro, ao qual minério disseminado ocorre de modo subordinado (BRESSAN, 2017).

A mineralização ocorre encaixada em dois litotipos principais:

1. granitoide de composição granodiorítica (**Figura 3.3 A e B**): o litotipo mais abrangente da região, representado por rochas de granulação média a grossa, textura inequigranular a porfirítica, com fenocristais de feldspato potássico que variam entre 1 e 1,5 cm de largura, além de biotita, zircão, apatita, titanita e magnetita como fases acessórias;
2. diques de subvulcânicas intermediárias (**Figura 3.4 A e B**): de ocorrência mais restrita, são representados por rochas afaníticas a faneríticas finas, porfiríticas, de possível composição dacítica a andesítica, com presença de apatita e titanita como fases acessórias.

Ambos litotipos são afetados por diversas e variadas intensidades de alterações hidrotermais em estilo pervasivo, que normalmente se sobrepõem e obliteram as características ígneas primárias e halos hidrotermais anteriores. É comum a imposição de coloração verde-amarelada, de brilho sedoso e tato untuoso a ambos litotipos, produtos de alteração sericítica e clorítica (**Figura 3.3 C e D**; **Figura 3.4 C e D**). Nos granitoides, é comum a coloração avermelhada imposta ao plagioclásio e feldspato ígneo presentes na matriz e como fenocristais, decorrente da alteração potássica pervasiva (**Figura 3.3 C e D**).

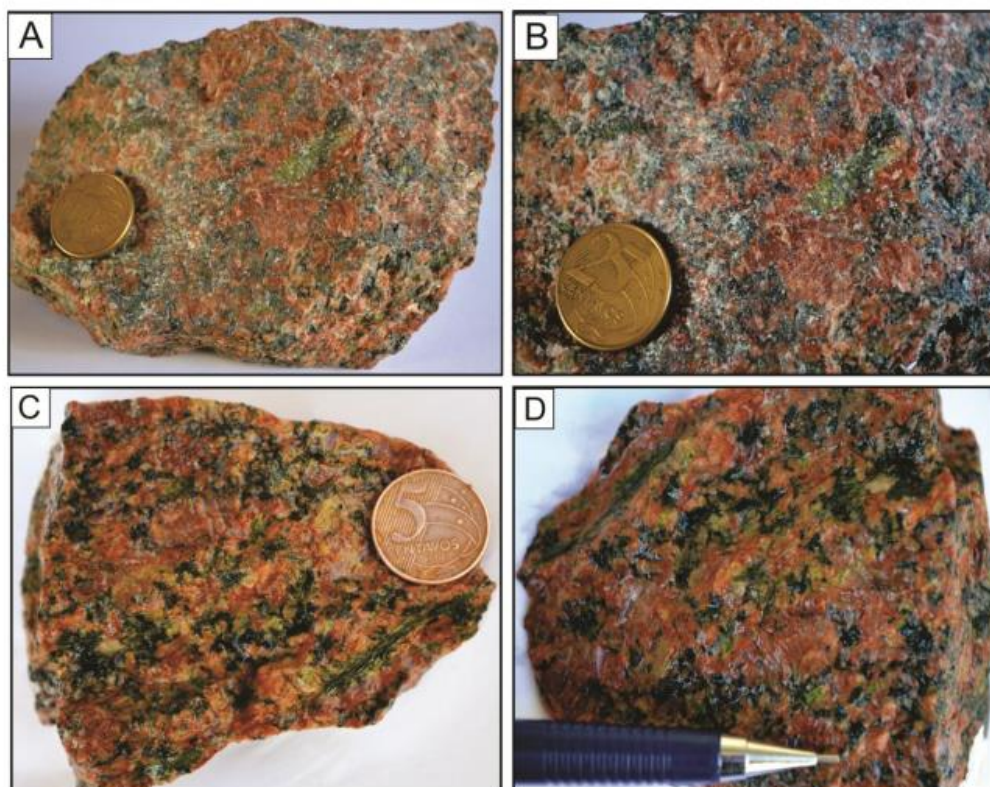


Figura 3.3 - (A e B) Aspecto geral dos granitoides encontrados no depósito do Basílio. (C e D) Detalhe das alterações clorítica (esverdeada) e sericítica (amarelada). Fonte: BRESSAN (2017)

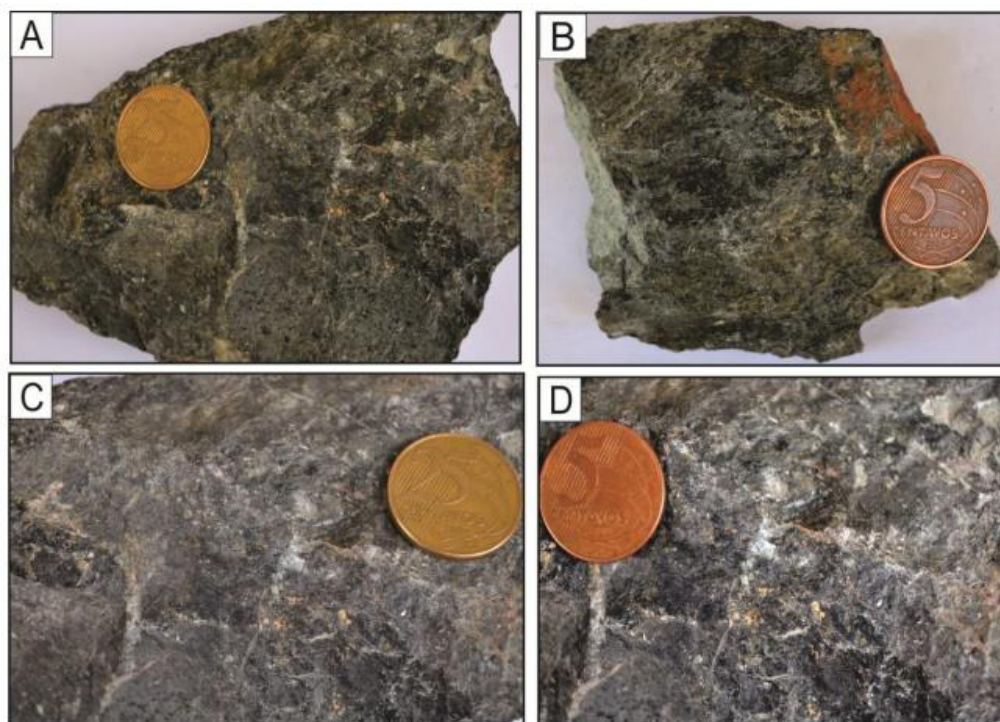


Figura 3.4 - (A e B) Aspecto geral das subvolcânicas encontradas no depósito do Basílio. (C e D) Detalhe exibindo a matriz afanítica a fanerítica muito fina e do aspecto untuoso decorrente de forte cloritização e sericitização. Fonte: BRESSAN (2017)

Bressan (2017) identifica sete halos hidrotermais, temporalmente sobrepostos na seguinte sequência: alterações sódica, potássica, sericítica, clorítica, propilitica, silicificação e venulações tardias. No conjunto, exibem estilo predominantemente pervasivo, excetuadas a silicificação e venulações tardias. A primeira também ocorre em estilo confinado a veios e vênulas, ou ainda, como cimento de brechas hidráulicas, enquanto as venulações mais tardias, estão estritamente condicionadas ao estilo fissural. As alterações potássica e sericítica também se mostram seletivas ao plagioclásio e ao feldspato potássico ígneos da matriz. De acordo com Bressan (2017), a evolução paragenética do sistema hidrotermal do depósito do Basílio pode ser organizado conforme ilustrado na **Figura 3.5**.

ESTÁGIO MINERAL	Alteração Sódica	Alteração Potássica	Alteração Sericítica	Alteração Clorítica	Alteração Propilitica	Silicificação		Alteração Clorítica	Vênulas Tardias
						MINERALIZAÇÃO AURÍFERA	MINERALIZAÇÃO AURÍFERA		
Quartzo 1 Albita	----- ██████								
Quartzo 2 Microclinio Ortoclásio		----- ██████							
Quartzo 3 Sericita Muscovita Clorita			----- ██████						
Quartzo 4 Clorita Muscovita Pirita				----- ██████					
Quartzo 5 Epidoto Calcita Clorita Apatita					----- ██████				
Quartzo 6 Calcita Ouro Pirita Calcopirita Magnetita Galena						----- ██████	----- ██████		
Quartzo 7 Calcita								----- ██████	
ESTILO DA ALTERAÇÃO	PERVASIVA	PERVASIVA E SELETIVA	PERVASIVA E SELETIVA	PERVASIVA	PERVASIVA	VENULAR	DISSEMINADA		FISSURAL

Figura 3.5 - Quadro paragenético dos estágios hidrotermais do depósito do Basílio (Bressan, 2017)

A mineralização aurífera ocorre principalmente em estilo venular maciço, em veios de quartzo. O Au ocorre como inclusões em calcopirita, em paragéneses com pirita, magnetita e galena (**Figura 3.5**). Frequentemente, o minério venular maciço é envolto por um halo hidrotermal formado por alteração clorítica e silicificação, onde ocorre um minério aurífero em estilo disseminado, também com o Au incluso em calcopirita, e em paragéneses com pirita, magnetita e galena (**Figura 3.5**).

4 RESULTADOS

4.1 Petrografia

No depósito filonar de Au ± Cu do Basílio são identificadas duas hospedeiras, ambas inicialmente descritas e individualizadas por Bressan (2017): (1) granitoide e (2) subvulcânicas de composição intermediária.

Neste contexto, destacam-se as alterações sericítica e clorítica, ambas majoritariamente em estilo pervasivo, que formam intensos e extensos halos hidrotermais no depósito do Basílio.

A alteração sericítica destaca-se por conferir coloração verde-amarelada e brilho sedoso aos litotipos, além da redução da granulação da matriz. Forma grandes massas de sericita ± muscovita que sobrepoem-se à matriz ígnea e aos tipos hidrotermais que a antecedem (**Figura 3.5**). É comum a formação de pseudomorfos de sericita a partir da substituição completa de fenocristais euédricos a subédricos de plagioclásio em ambos litotipos (**Figura 4.1A e B**).

A alteração clorítica, que sobrepoem-se à alteração sericítica, é facilmente identificada por conta da tonalidade esverdeada escura, brilho sedoso e tato untuoso que confere às hospedeiras. A clorita gerada por essa alteração ocorre de modo mais intenso na subvulcânica, usualmente pseudomórfica, em bolsões ou confinada a veios e vênulas associada a sulfetos. No granitoide ocorre com menor intensidade que a alteração sericítica. De modo geral, a clorita forma cristais de granulação muito fina (menores que 10 µm), muitas vezes com texturas de intercrescimento com a sericita, o que acarreta análises químicas mistas.

Neste contexto, através de análises micropetrográficas ópticas, refinadas com o auxílio de análises ao MEV, foram identificadas quatro texturas de clorita (clorita subeudral pseudomórfica, clorita subeudral venular, clorita anedral intersticial e clorita de birrefringência anômala) e quatro de mica branca (sericita anedral intersticial, sericita subeudral lamelar pseudomórfica, sericita subeudral lamelar intersticial e muscovita subeudral), descritas detalhadamente nas seções seguintes.

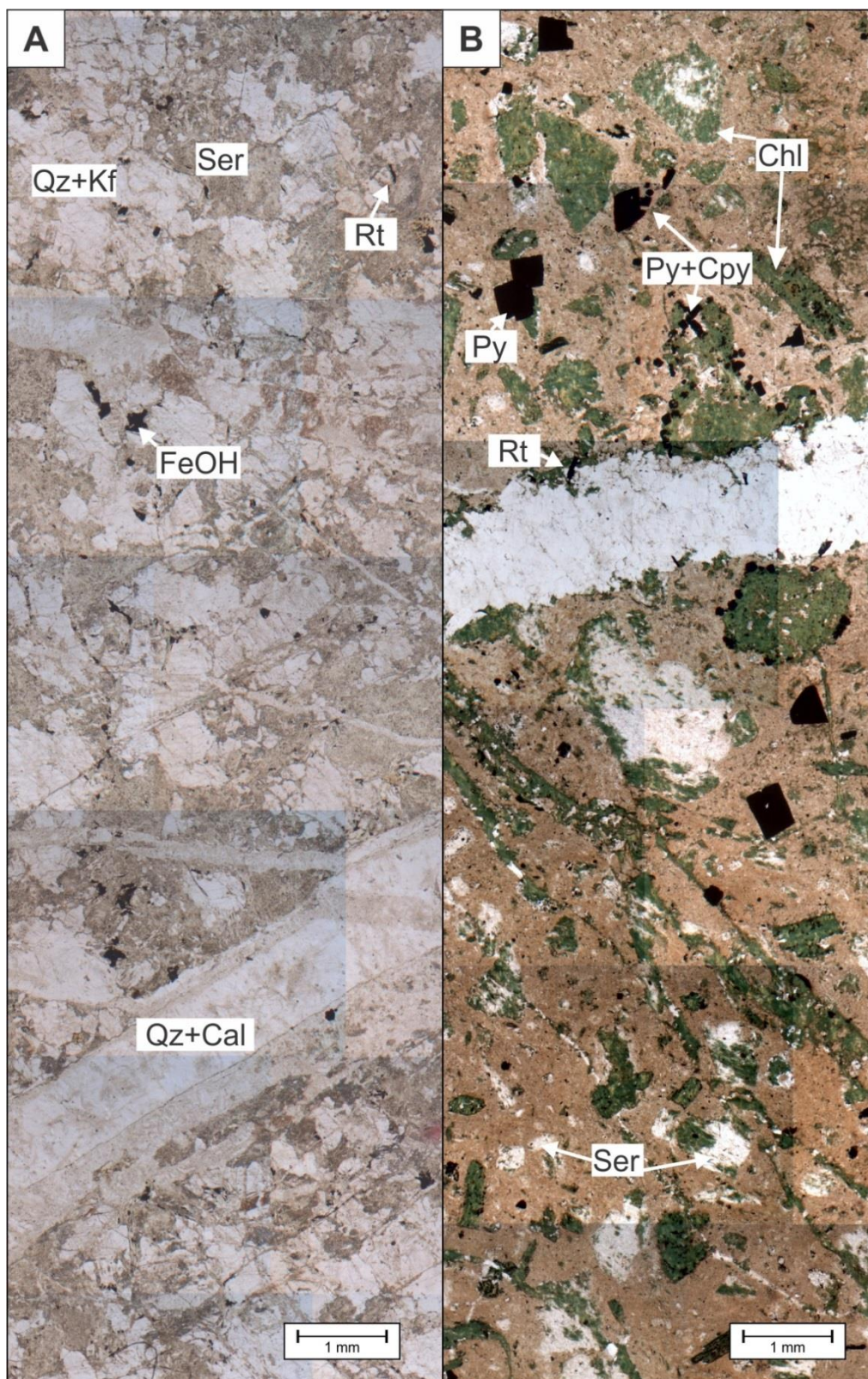


Figura 4.1 - Fotomicrografias. dos litotipos hospedeiros: (A) granitoide com dominante alteração sericítica pervasiva, marcada pela tonalidade amarelada imposta ao arcabouço, além de venulações preenchidas por quartzo+calcita; e (B) subvulcânica com intensa alteração clorítica também em estilo pervasivo que sobrepõe alteração sericítica, registrada pela tonalidade esverdeada imposta aos fenocristais e às venulações ambas em estilo pervasivo. Ocorre, ainda nesse litotipo, a mineralização disseminada em $\text{Cu} \pm \text{Au}$, representada por cristais de pirita e calcopirita disseminados. Cal: calcita;

Chl: clorita; Cpy: calcopirita; FeOH: hidróxido de ferro; Kf: feldspato potássico; Py: pirita; Rt: rutilo; Ser: sericita.

4.1.1 Clorita subeudral pseudomórfica (Chl-p)

Dentre as variedades de clorita, é a que ocorre com maior abrangência, em dois estilos: (1) pervasiva seletiva sobre fenocristais de biotita e anfibólio (**Figura 4.2A, B e C**) e (2) sobre as bordas de fenocristais de plagioclásio sericitizados (**Figura 4.4A e B**). Apresenta coloração esverdeada, com pleocroísmo fraco que varia entre o verde e o verde-amarelado (**Figura 4.2A e D**). Sob polarizadores cruzados, apresenta baixa birrefringência, com cores de interferência entre o cinza e preto de primeira ordem, frequentemente mascarados por sua coloração esverdeada (**Figura 4.2B e E**).

Seus cristais possuem hábito lamelar subeudral com dimensões inferiores a 10 μm , o que dificulta a individualização destes, mesmo com o uso de MEV (**Figura 4.2C**).

Quando relacionada aos fenocristais biotita ou anfibólio, tende a substituí-los por completo e a ocorrer associada a rutilo de hábito acicular, formado sobre os planos de clivagem da clorita ou nas bordas dos pseudomorfs. Ao substituir anfibólio, é comum, também, a presença de apatita eudral a anedral. Ao ocorrer sobre fenocristais de plagioclásio sericitizados, tende a substituir apenas as suas bordas, de modo a manter preservado o núcleo anteriormente sericitizado.

4.1.2 Clorita subedral venular (Chl-v)

Ocorre em veios e vênulas, associada a quartzo de granulação grossa (**Figura 4.2D e E**). Seus cristais possuem dimensões relativamente maiores, com aproximadamente 50 μm , e coloração esverdeada ligeiramente mais clara que as observadas na variedade Chl-p (**Figura 4.2D**). Sob polarizadores cruzados, apresenta diagnóstica cor de interferência preta-azulada (**Figura 4.2E**). Em análise ao MEV é possível observar fragmentos de sericita lamelar, rutilo e quartzo de dimensões médias de 10 μm , que tendem a estar mais finos e fragmentados nas proximidades das paredes das vênulas e veios (**Figura 4.2F**).

4.1.3 Clorita anedral intersticial (Chl-i)

Essa variedade ocorre predominantemente em estilo pervasivo sobre a matriz, sempre associada a sericita. Apresenta coloração esverdeada muito clara a incolor, com fraco pleocroísmo (**Figura 4.3A e D**). É identificada, sob polarizadores cruzados, através de sua cor de birrefringência preta, localizada entre as lamelas de sericita (**Figura 4.3B e E**). Em razão da granulação muito fina e da natureza interfoliar, a realização de análises químicas desta variedade tornou-se muito dificultada.

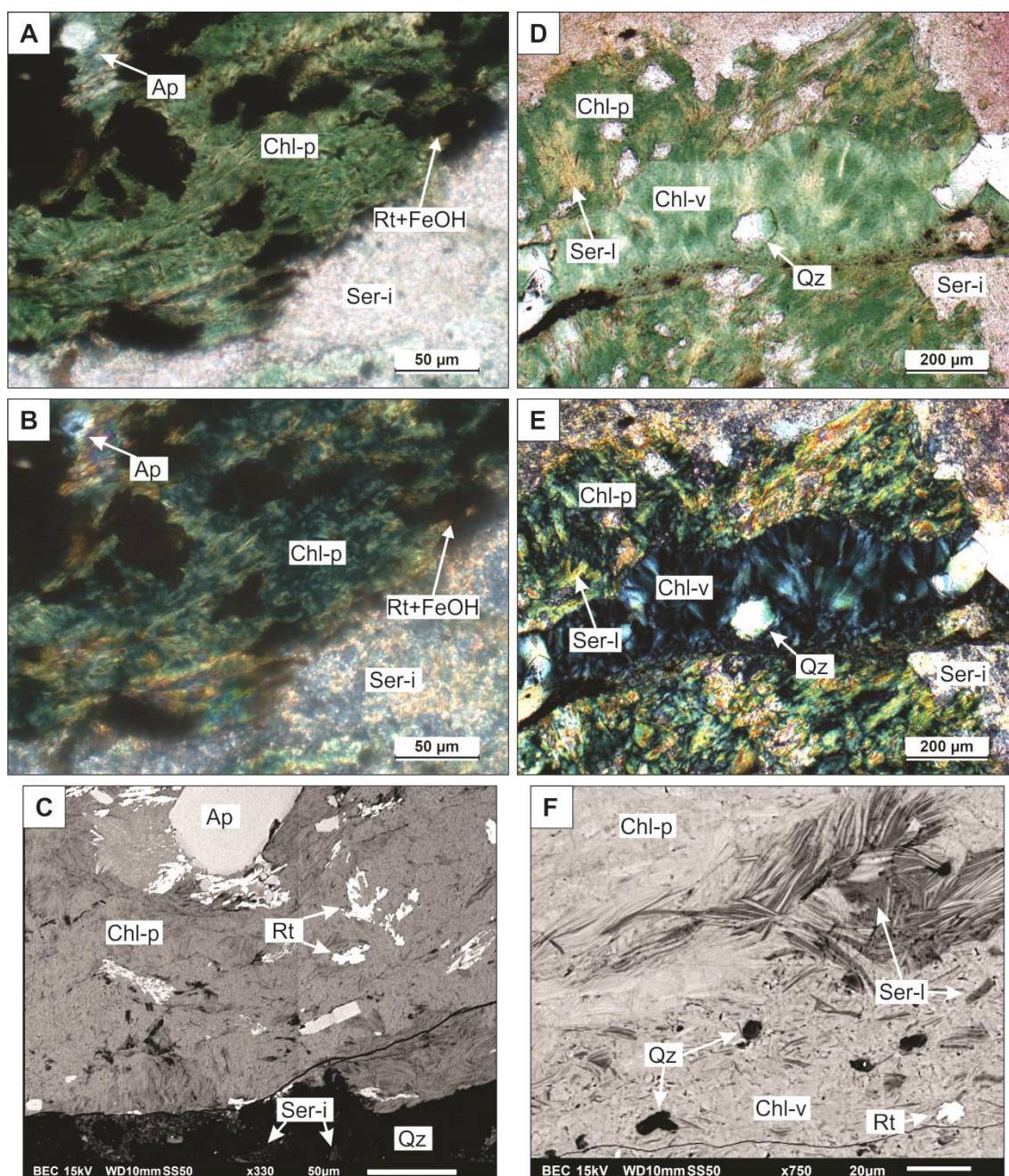


Figura 4.2 – Fotomicrografias das variedades de clorita subbedrais pseudomórfica (Chl-p) e venular (Chl-v), através de luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e cruzados (B

e E), com detalhamento por imagens de elétrons retroespalhados (C e F). Legenda: Ap: apatita; Chl-p: clorita subedral pseudomórfica; Chl-v: clorita subedral venular; FeOH: hidróxido de ferro; Qz: quartzo; Rt: rutilo; Ser-i: sericita anedral intersticial; Ser-l: sericita subedral lamelar.

4.1.4 Clorita de birrefringência anômala (Chl-a)

A clorita de birrefringência anômala ocorre exclusivamente no litotipo subvulcânico, no núcleo de bolsões ou em fenocristais pseudomórficos de biotita e anfibólio. Apresenta coloração esverdeada muito clara a incolor e, sob polarizadores cruzados, cores de birrefringência anômalas de tonalidades amarronzada e púrpura-azulada (**Figura 4.3A, B, D e E**). Seus cristais tendem a possuir hábito lamelar subedral, que seguem a orientação da clivagem dos fenocristais primários (**Figura 4.3E**). Nos bolsões tendem a exibir um padrão radial.

De maneira análoga à da variedade Chl-p, ocorre frequentemente associada ao rutilo e apatita, precipitados nos seus planos de clivagem ou nas bordas de fenocristais, além de quartzo intersticial (**Figura 4.3C e F**).

4.1.5 Sericita anedral intersticial (Ser-i)

Sua ocorrência é restrita à matriz dos protólitos hospedeiros, onde ocorre como (1) inclusões muito finas em quartzo ou (2) em associação com clorita do tipo Chl-i (**Figura 4.3A, B, D e E**).

Ainda que apresente cristais muito finos ($< 5 \mu\text{m}$), é facilmente caracterizada através da coloração amarelada que impõe à matriz (**Figura 4.3A**). Sob polarizadores cruzados, sua identificação também é facilitada devido sua birrefringência relativamente alta, com cores de interferência amarela a vermelho de segunda ordem (**Figura 4.2B e E; Figura 4.3B**).

Devido a granulação muito fina, e por ocorrer como inclusões ou de modo intercalado à clorita da variedade Chl-i, suas análises químicas por microsonda eletrônica acarretaram em resultados mistos, que não podem ser utilizados nas classificações e cálculos de P e T.

4.1.6 Sericita subedral lamelar pseudomórfica (Ser-p)

A variedade de sericita subedral lamelar pseudomórfica corresponde a uma das mais abrangentes nos litotipos do depósito do Basílio, com ocorrência pervasiva seletiva sobre (1) fenocristais de feldspato e plagioclásio ou (2) sobre esses mesmos minerais, entretanto, na matriz do granitoide.

Além de hábito subedral lamelar, possui coloração amarelada clara a incolor, com relevo positivo fraco a moderado em relação ao quartzo (**Figura 4.4D**). Sob polarizadores cruzados é identificada pela birrefringência moderada, marcada por cores de interferência azul a amarelo de segunda ordem (**Figura 4.4B e E**).

Tende a substituir por completo os cristais de plagioclásio, tanto aqueles que formam o arcabouço, quanto os fenocristais, em ambos litotipos. Em pseudomorfos de plagioclásio na subvulcânica, ocorre frequentemente no núcleo de fenocristais nos quais a borda foi parcialmente alterada para clorita do tipo Chl-p (**Figura 4.4A e C**).

Quando presente no granitoide, tende a substituir completamente o plagioclásio e parcialmente o K-feldspato (**Figura 4.4D, E e F**).

4.1.7 Sericita subedral lamelar intersticial (Ser-l)

Apesar possuir características cristalográficas e ópticas semelhantes às da sericita subedral lamelar pseudomórfica (Ser-p), a variedade Ser-l se difere quanto ao modo de ocorrência, restrita aos interstícios do arcabouço do litotipo granítico (**Figura 4.5D e E**). Seus agregados frequentemente englobam cristais anedrais de quartzo, feldspato e plagioclásio, além de conter cristais de clorita do tipo Chl-i e apatita em seus interstícios (**Figura 4.5D, E e F**). Frequentemente, ocorre associada à muscovita eudral (Ms) (**Figura 4.5A, B e F**).

4.1.8 Muscovita subeudral (Ms)

A muscovita eudral representa a variedade mais restrita de mica branca, com ocorrência limitada à matriz do granitoide. Apresenta cristais de granulação relativamente grossa, de 2 mm a 8 mm, de hábitos micáceo ou radiado, com planos de clivagem bem destacados (**Figura 4.5A, B e C**).

Sob luz transmitida, exibe coloração amarelada muito clara a incolor, relevo positivo moderado e frequentes inclusões de apatita subeudral e de rutilo nos planos de clivagem ou nas bordas do cristal. (**Figura 4.5A e B**). Sob polarizadores cruzados, exibe

uma birrefringência muito alta, com cores de interferência entre o azul e o rosa de terceira ordem (**Figura 4.5B**). É comum estar associada à sericita subedral lamelar intersticial (**Ser-l**) (**Figura 4.5A e B**).

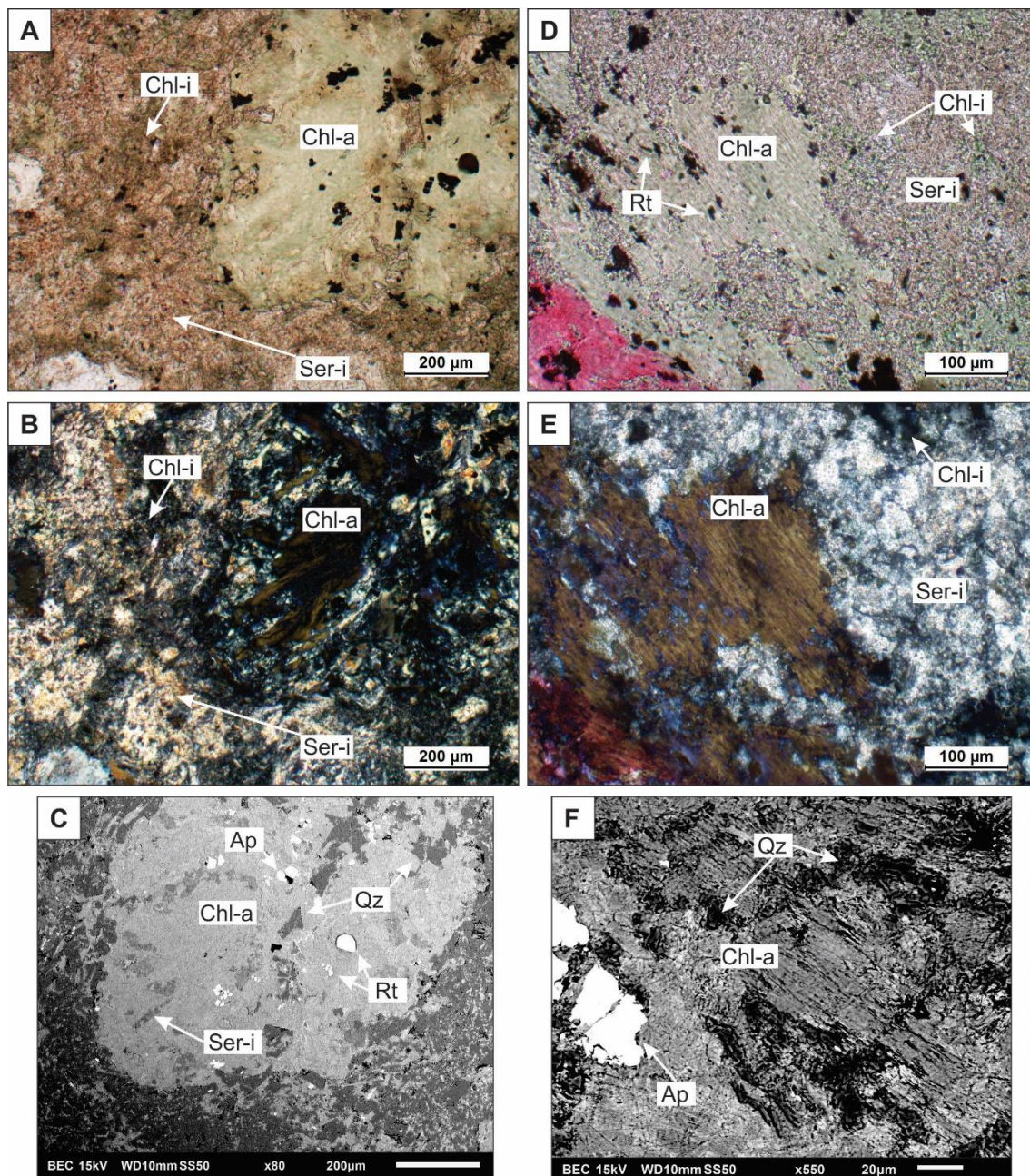


Figura 4.3 – Fotomicrografias das variedades de clorita subedral de birrefringência anômala (Chl-a) e anedral intersticial (Chl-i), através de luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e polarizadores cruzados (B e E), com detalhamento através de imagens de elétrons retroespalhados (C e F). Legenda: Ap: apatita; Chl-a: clorita subedral de birrefringência anômala; Chl-i: clorita anedral intersticial; Qz: quartzo; Rt: rutilo; Ser-i: sericita anedral intersticial.

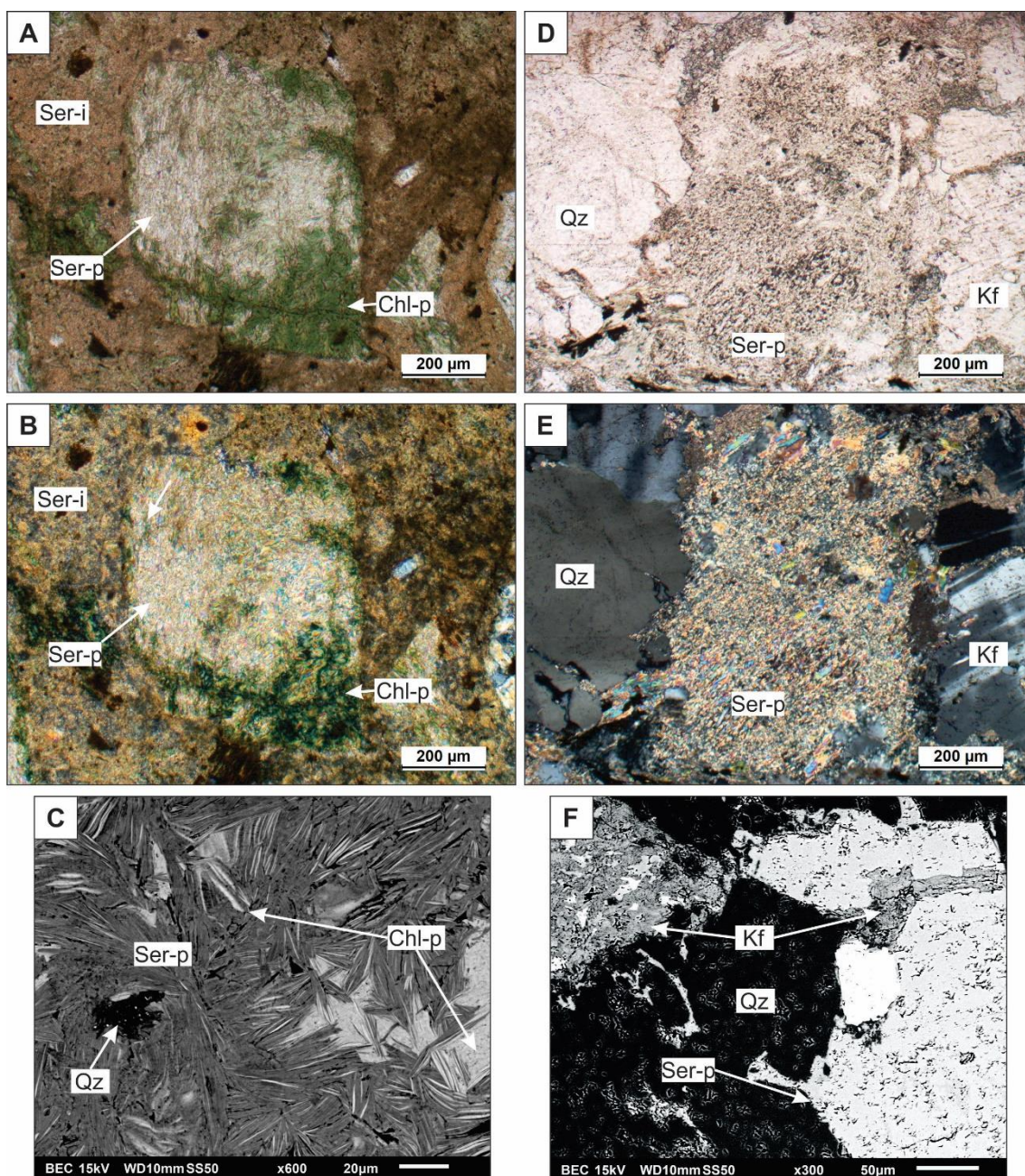


Figura 4.4 - Fotomicrografias da sericita subedral lamelar pseudomórfica (Ser-p), em luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e polarizadores cruzados (B e E), com refinamento por imagens de elétrons retroespalhados (C e F). Em (A), (B) e (C), são exibidas imagens da Ser-p em fenocristal de feldspato, usualmente observada na subvulcânica. Em (D), (E) e (F), são exibidas imagens da Ser-p em cristal de plagioclásio, frequentemente encontradas na hospedeira granítica. Legenda: Chl-p: clorita subedral pseudomórfica; Kf: K-feldspato; Qz: quartzo; Ser-i: sericita anedral intersticial; Ser-p: sericita subedral lamelar pseudomórfica.

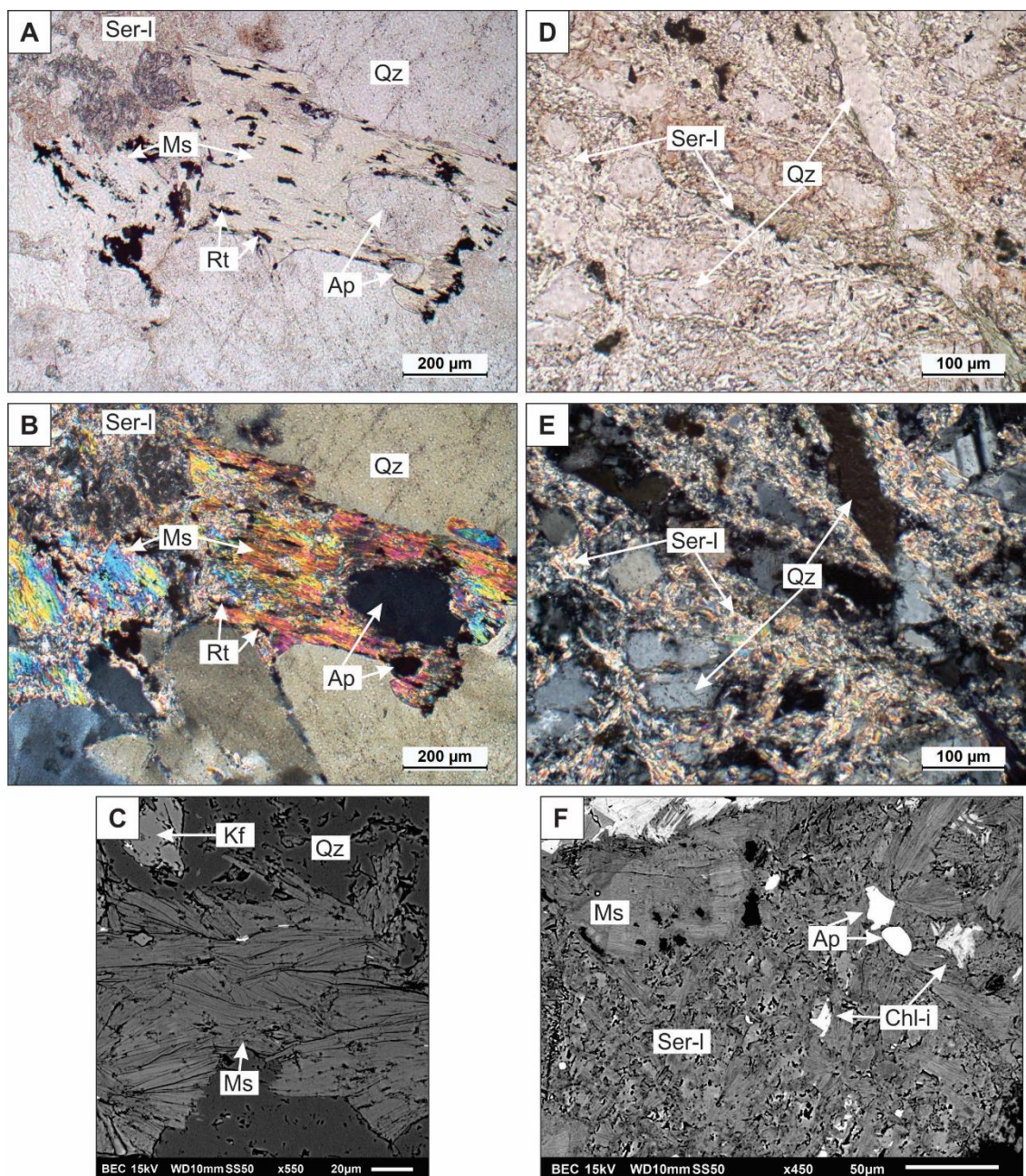


Figura 4.5 - Fotomicrografias da sericita subbedal lamelar intersticial (Ser-l) e da muscovita (Ms), obtidas em luz transmitida sob polarizadores paralelos (A e D) e polarizadores cruzados (B e E), com refinamento em imagens de elétrons retroespalhados (C e F). Legenda: Ap: Apatita; Chl-i: clorita anedral intersticial; Kf: K-Feldspato; Ms: muscovita; Qz: quartzo; Rt: rutilo; Ser-l: sericita subbedal lamelar intersticial.

4.2 Química mineral

Ao todo, foram realizadas análises químicas pontuais de 85 cristais de clorita e 68 de mica branca, distribuídas entre as variedades texturais de clorita e mica branca da seguinte forma: Chl-p (30 pontos), Chl-v (30), Chl-a (25), Ser-p (24), Ms (23) e Ser-l (21).

Dentre as variedades de clorita, foram obtidas análises com teores anômalos de H₂O, inferiores a 10% ($n = 27$) e superiores a 17% ($n = 1$). As análises relativamente mais anidras (i.e.: H₂O \leq 10%) representam principalmente as variedades Chl-p ($n = 15$) e Chl-v ($n = 11$). Foram obtidas, ainda, análises cujos teores de K₂O ultrapassam 0,15%, nas variedades Chl-p e Chl-v.

Teores anômalos de H₂O também foram obtidos para a mica branca, em todos os casos, com valores superiores a 6%: Ms ($n = 20$), Ser-p ($n = 18$) e Ser-l ($n = 10$).

Por serem valores incompatíveis com aqueles descritos por Deer *et al.* (2003), optou-se pelo descarte dos dados supracitados. Esse procedimento foi realizado com o intuito de se evitar a adição de análises químicas mistas (i.e.: de cristais onde ocorre a intercalação entre espécies variadas de filossilicatos e outros silicatos) à classificação mineral e cálculos de P e T, o que acarretaria em elevados erros estatísticos e analíticos.

4.2.1 Química da clorita

Conforme o diagrama $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$ (**Figura 4.6A**; FOSTER, 1962), duas espécies distintas de clorita ocorrem no depósito: (1) do tipo brunsvigita “pura”, rica em Mg, representada exclusivamente pela textura Chl-a, e (2) do tipo brunsvigita, ligeiramente mais enriquecida em Fe, restrita às texturas Chl-p e Chl-v, nas quais Fe e Al substituem parte do Mg estrutural.

Através do emprego do diagrama ternário Mg \times Fe \times Al (**Figura 4.6B**; DE CARITAT *et al.*, 1993), é caracterizada a negligenciável variação do Al_{Total} nas reações do sistema, o que indica o predomínio da substituição de Mg por Fe, tal como observado para a Chl-a.

A variação química entre as tipologias texturais pode ser explicada através dos mecanismos de solução sólida atuantes nesta classe mineral, que são, por sua vez, catalisados por variações nas condições de T, P, fO_2 , fS_2 , pH e composição do fluido hidrotermal sob os quais os minerais se formaram. No depósito do Basílio, o forte destaque composicional entre a Chl-a e as Chl-v e Chl-p, pode indicar a ocorrência de

mistura de fluidos, na qual um fluido com maior fO_2 e relativamente enriquecido em Mg (possivelmente de origem meteórica ou bacinal), fora misturado ao fluido magmático-hidrotermal, de menor fO_2 e relativamente enriquecido em Fe.

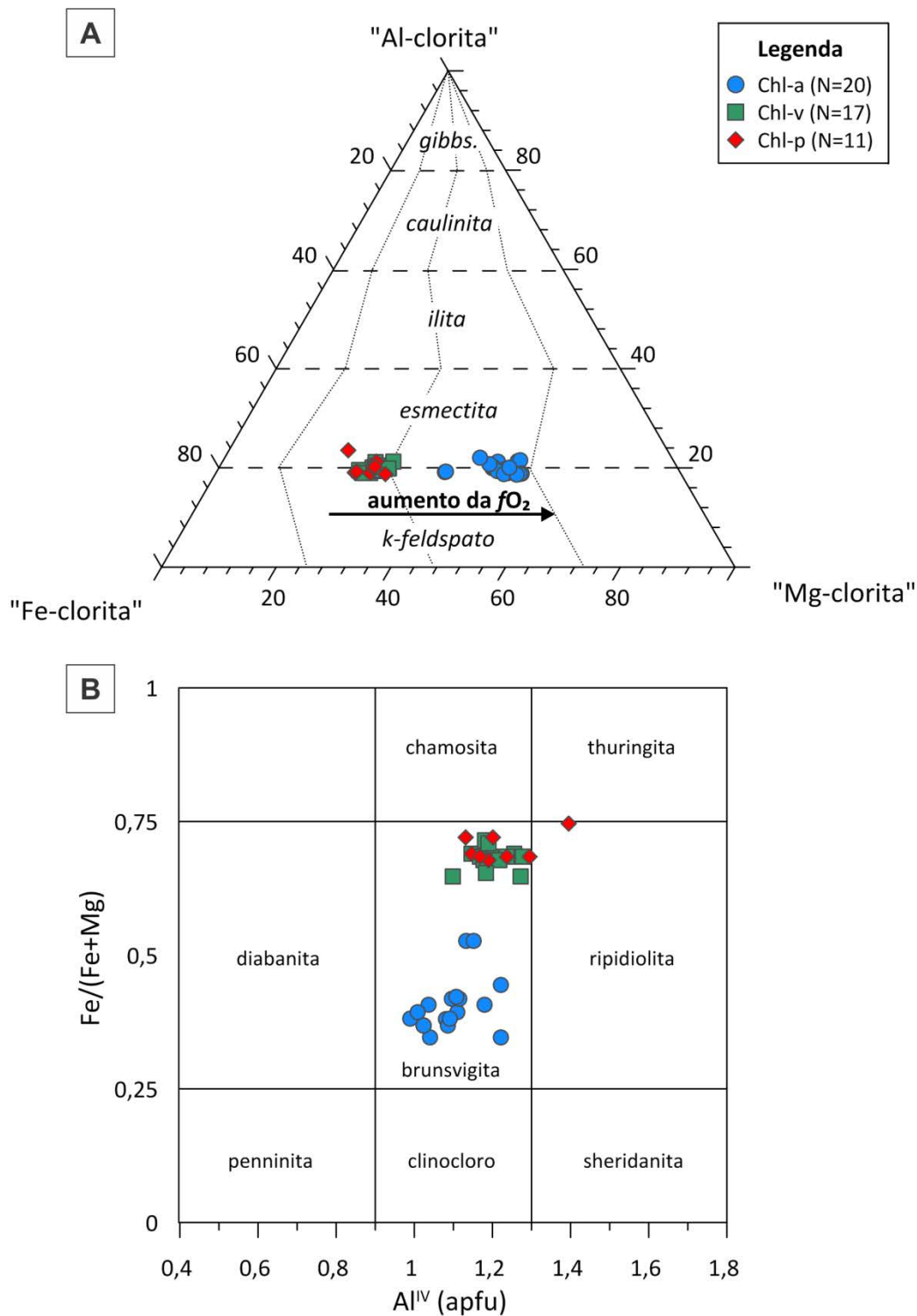


Figura 4.6 - Diagramas de classificação de clorita: (A) $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$ (FOSTER, 1962) e (B) ternário $Mg \times Fe \times Al$ (DE CARITAT *et al.*, 1993), com valores das variedades texturais Chl-a (clorita de birrefringência anômala), Chl-p (clorita pseudomórfica) e Chl-v (clorita

venular). Em (B): k-feldspato, esmectita, illita, caulinita ou gibbsita em paragênese com clorita indicam a aluminosidade da rocha total. A seta indica sentido da relação entre a fO_2 e os teores de Mg e Fe.

Dentre os diversos vetores de solução sólida possíveis para a clorita, destaca-se o de substituição $Si^{IV} + R^{2+} \leftrightarrow Al^{IV} + Al^{VI}$, controlada principalmente pela variação de T. Sua atuação, porém, conta com a participação de outras trocas catiônicas mais complexas, conforme a correlação negativa relativamente fraca, exibida pelo diagrama $Al^{VI} \times R^{2+}$ (no qual $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn$; **Figura 4.7B**). É possível destacar ainda que, diferentemente do vetor $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$, esse mecanismo atuou de modo equivalente em todas as tipologias de clorita (Chl-a, Chl-p e Chl-v), em razão da distribuição de pontos semelhante para todas as tipologias, indicado pela forte correção negativa entre as variáveis consideradas.

Outro importante vetor de substituição pode ser caracterizado pela solução $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$, controlado parcialmente pela T (VIDAL *et al.*, 2001). No depósito, a atuação desse mecanismo é evidenciada pela forte correlação negativa exibida no diagrama $Fe^{2+} \times Mg^{2+}$ (**Figura 4.7A**). Contudo, no mesmo diagrama, é possível identificar a discreta ocorrência de cristais com valores intermediários, com a predominância de dois grupos extremos: um rico em Mg (Chl-a; $Fe/(Fe+Mg) < 0,6$) e outro rico em Fe (Chl-p e Chl-v; $Fe/(Fe+Mg) > 0,6$). Segundo Zang & Fyfe (1995), essa característica pode ser influenciada também pela composição da rocha encaixante, que pode contribuir com o enriquecimento do fluido hidrotermal em metais (e.g. Fe ou Mg) oriundos das reações de hidratação de minerais primários do protólito (e.g. piroxênio ou olivina). No entanto, esse não parece ser o caso, já que no depósito do Basílio, a variedade Chl-a, enriquecida em Mg, ocorre sobre protólito subvulcânico semelhante ao das variedades Chl-p e Chl-v, enriquecidas em Fe.

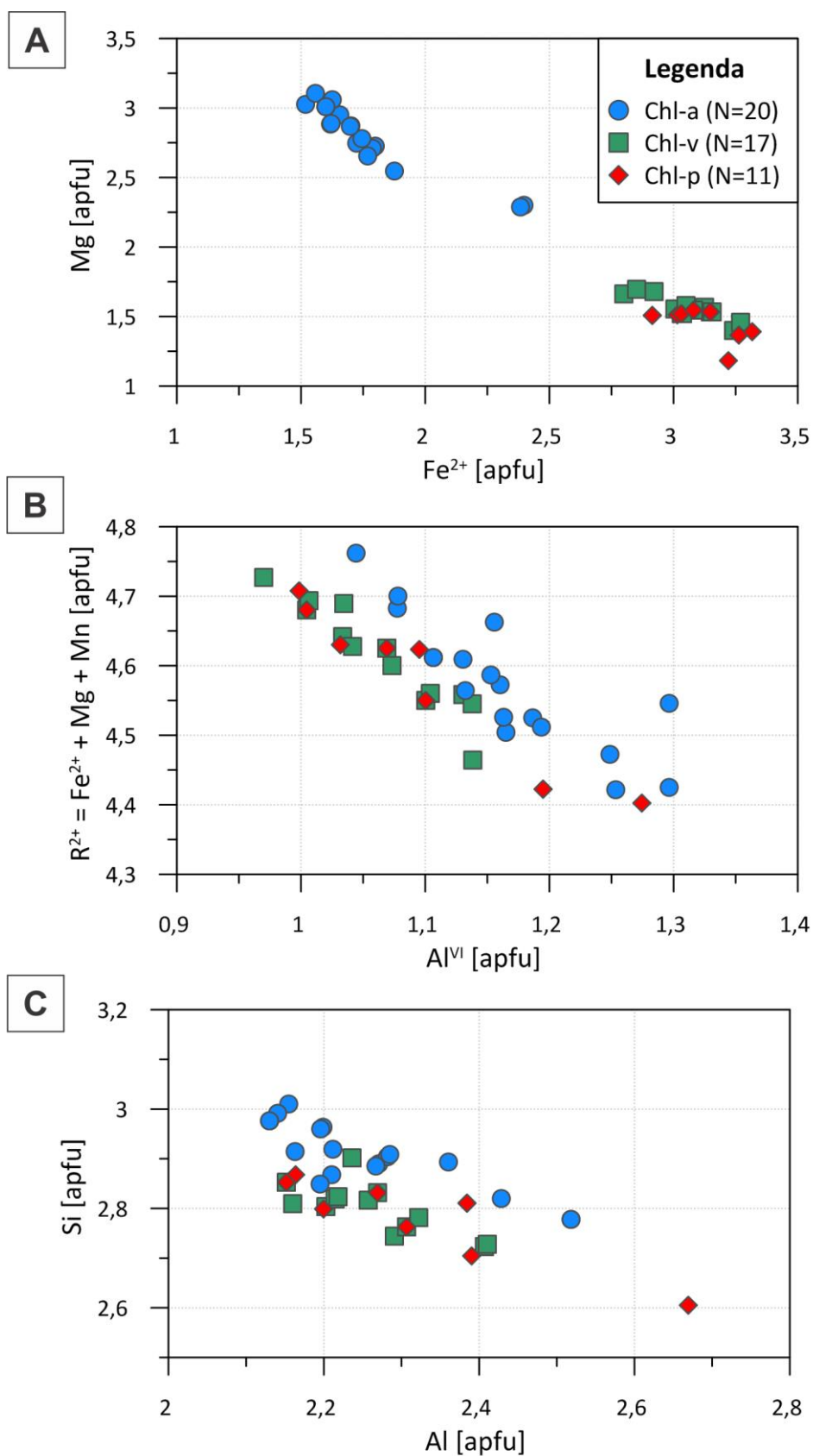


Figura 4.7 - Diagramas: (A) $\text{Fe}^{2+} \times \text{Mg}$, utilizado para evidenciar a atuação da solução sólida $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}^{2+}$; (B) $\text{Al}^{\text{VI}} \times \text{R}^{2+}$ e (C) $\text{Al} \times \text{Si}$, utilizados como evidências da solução sólida $\text{Si}^{\text{IV}} + \text{R}^{2+} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$.

Os cálculos das temperaturas de cristalização das de clorita exibem valores entre 220 °C e 390 °C, conforme mostram os histogramas da **Figura 4.8**. É observada a tendência de as calibrações de Cathelineau & Nieva (1985) e Zang & Fyfe (1993) apresentarem valores de T inferiores em até 45°C em relação aos apresentados pelas calibrações de Jowett (1991) e Kranidiotis & Maclean (1987).

Através da comparação entre as modas das temperaturas obtidas para cada uma das tipologias e calibrações utilizadas (**Tabela 4.1**), observa-se a tendência de que a Chl-p e Chl-v apresentem T consideravelmente mais altas que as registradas pela Chl-a, excetuando as T obtidas pela calibração proposta por Zang & Fyfe (1995), para a qual todas possuem o valores muito próximos.

Tabela 4.1 - Modas das temperaturas de cristalização estimadas para as variedades texturais de clorita do depósito do Basílio.

Calibração	Texturas de clorita		
	Chl-a	Chl-p	Chl-v
Cathelineau & Nieva (1985)	231 °C	257 °C	284 °C
Kranidiotis & Maclean (1987)	262 °C	312 °C	317 °C
Jowett (1991)	269 °C	319 °C	347 °C
Zang & Fyfe (1995)	245 °C	234 °C	248 °C

Ainda que as calibrações utilizadas nesse trabalho possuam como base estudos de clorita hidrotermal, cada uma possui diferenças consideráveis quanto à composição das encaixantes e intensidade da interação rocha/fluido de suas respectivas áreas de estudo. Essa variedade resulta em diferenças consideráveis entre as T estimadas por cada calibração, conforme observado pelo atual estudo.

Com exceção da calibração de Cathelineau & Nieva (1985), todas as calibrações utilizam, empiricamente, a razão Fe/(Fe+Mg) para a correção de desvios no teor desses elementos na estrutura da clorita, causados pela variação da composição química da encaixante e da razão fluido/rocha.

Kranidiotis & Maclean (1987) realizam sua calibração através de clorita associada a minerais aluminosos (i.e. sericita, epídoto e plagioclásio), formados no contexto de um depósito de sulfeto maciço vulcanogênico riolítico.

Jowett (1991), por sua vez, utiliza análises de clorita de diversos sistemas hidrotermais, todos com T de formação entre 150-325 °C e $Fe/(Fe+Mg) < 0,6$.

Por fim, Zang & Fyfe (1995), realizam sua calibração com base em clorita de um depósito de Cu ±Au, hospedado em rochas metabásicas e metasiliciclásticas, com mineralização gerada por um sistema hidrotermal indiscriminado.

Como observado, todos os trabalhos possuem contextos litológico ou metalogenético com diferenças significativas em relação ao depósito do Basílio, o que pode acarretar em estimativas com erros difíceis de serem mensurados. No entanto, devido às semelhanças do tipo de mineralização e por considerar variações composicionais das encaixantes, é sugerido o emprego da calibração de Zang & Fyfe (1995) para o contexto desse trabalho.

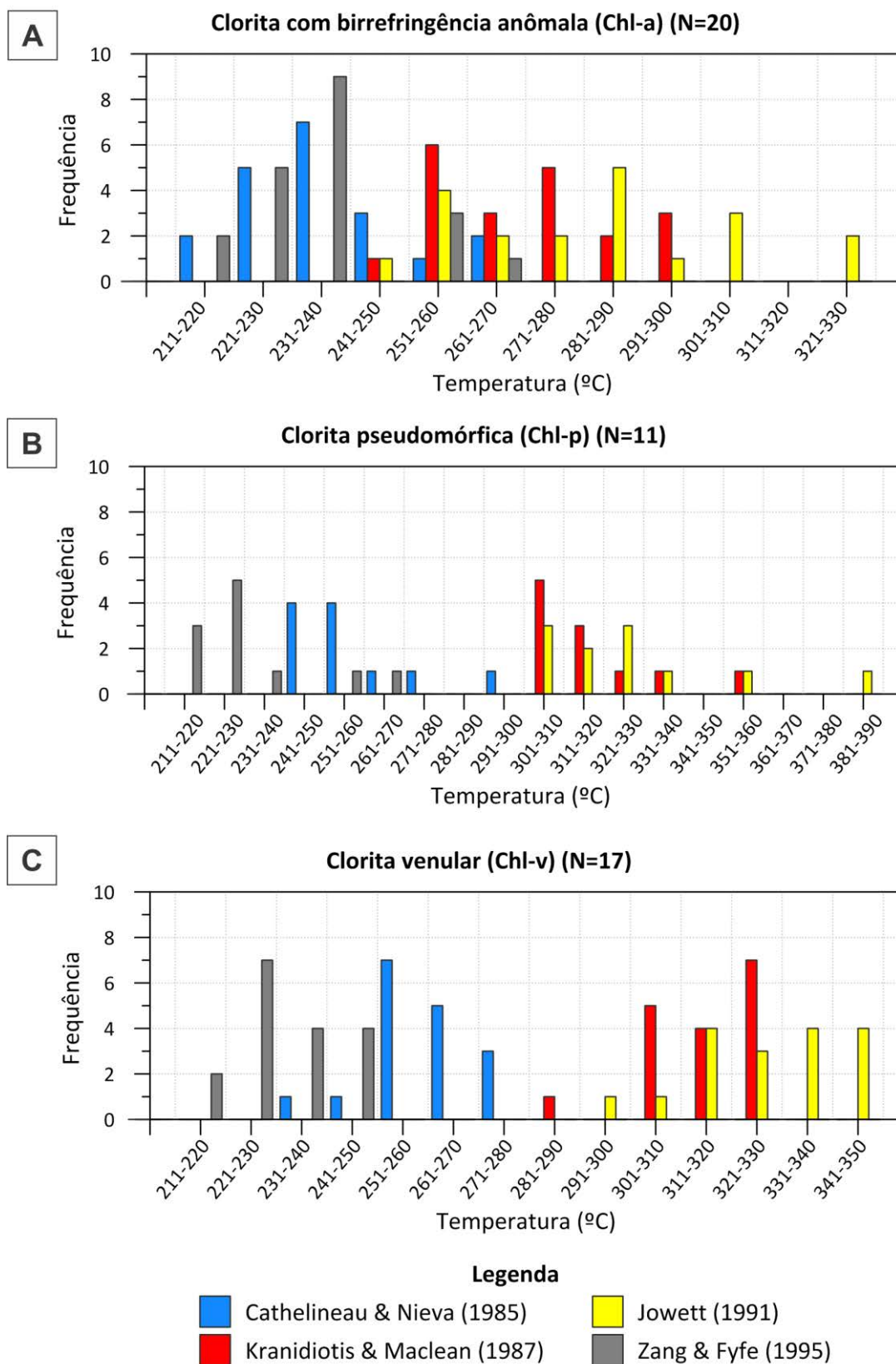


Figura 4.8 - Histogramas das temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita para as variedades Chl-a (A), Chl-p (B) e Chl-v (C), com calibrações propostas por Cathelineau & Nieva (1985), Jowett (1991), Kranidiotis & Maclean (1987) e Zang & Fyfe (1993).

4.2.2 Química da mica branca

De modo geral, as análises de mica branca realizadas correspondem a duas espécies distintas, conforme mostra o diagrama ternário $\text{Si} \times \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} \times \text{Al}$ (DEER *et al.*, 1997; **Figura 4.9**): (1) de composição próxima à da muscovita pura, representado exclusivamente pela muscovita subeudral (Ms), e (2) de composição com tendência fengítica, representada pela sericita lamelar (Ser-l) e pseudomórfica (Ser-p). Existe, porém, um grande número de análises que exibem variações composicionais intermediárias entre os extremos muscovítico e fengítico, conforme o mesmo diagrama.

A ampla variação química existente indica forte atuação de processos de solução sólida que, de modo semelhante aos da clorita, são catalisados por variações nas condições físico-químicas do fluido hidrotermal.

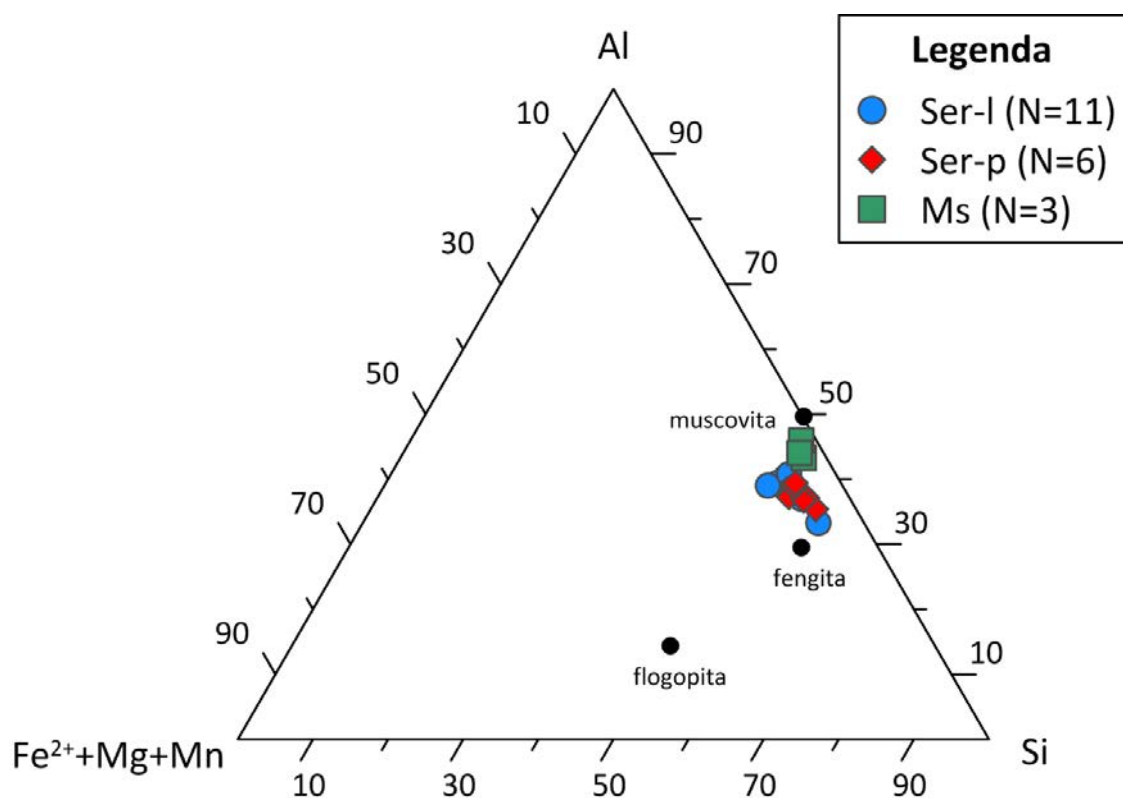


Figura 4.9 - Diagrama $\text{Si} \times \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn} \times \text{Al}$ com as análises das tipologias de mica branca (Ser-l, Ser-p e Ms) e composições de referência de muscovita, fengita e flogopita (retiradas de DEER *et al.*, 1997).

Nas micas brancas, o principal vetor de substituição controlado pela variação de P é caracterizado pela reação $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Si}^{\text{IV}} + \text{M2}$ (onde $\text{M2} = \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}$). O efeito desse mecanismo é caracterizado no diagrama $\text{M2} \times \text{Al}_{\text{Total}}$ (**Figura 4.10**), através da destacada correlação negativa entre esses cátions. Ainda neste diagrama, pode ser

observada a tendência da muscovita subeudral (Ms) ser mais rica em Al quando comparada às tipologias Ser-p e Ser-l, mais ricas em Fe e Mg.

No entanto, as quantidades de átomos de Fe, Mg e, principalmente, de Si p.u.f. (Figura 4.11) apresentam grande variação, até mesmo se consideradas somente análises de uma mesma tipologia de mica branca. Nestes casos, valores de Si com diferenças de até 0,9 átomos p.u.f. podem ser observados.

Essas variações podem ser explicadas pela atuação de dois mecanismos: (1) micas brancas de múltiplas gerações, formadas sob distintas condições de P; e (2) análises mistas, devido a presença de minerais interfoliares e/ou em texturas de substituição com outros silicatos ou argilominerais.

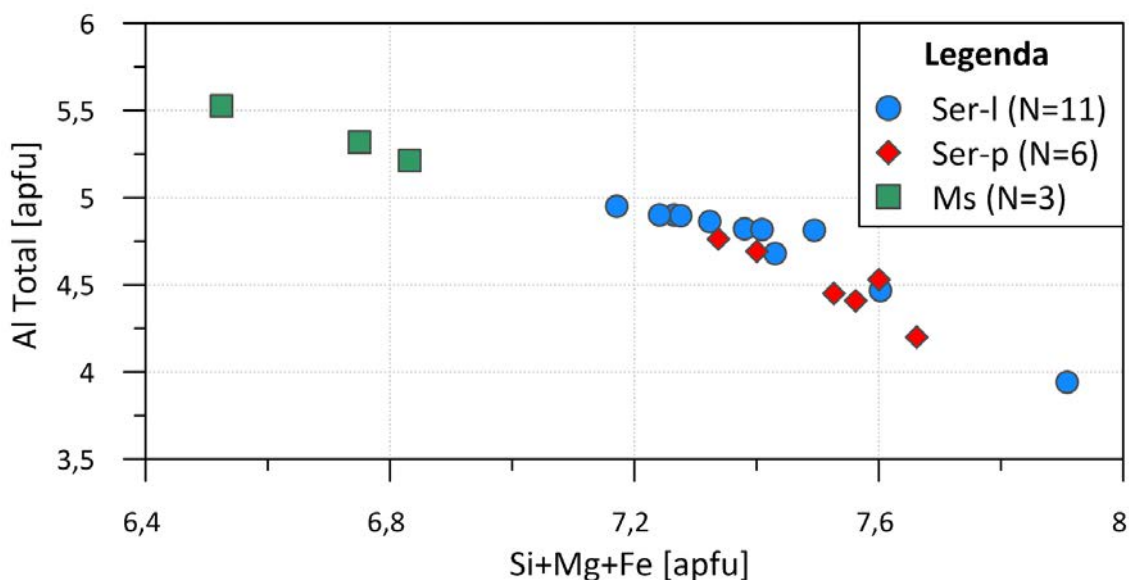


Figura 4.10 - Diagrama Si+Mg+Fe × Al Total, correspondente à solução sólida $Al^{IV} + Al^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + M2$ na mica branca, cuja atuação é indicada pela destacada correlação negativa.

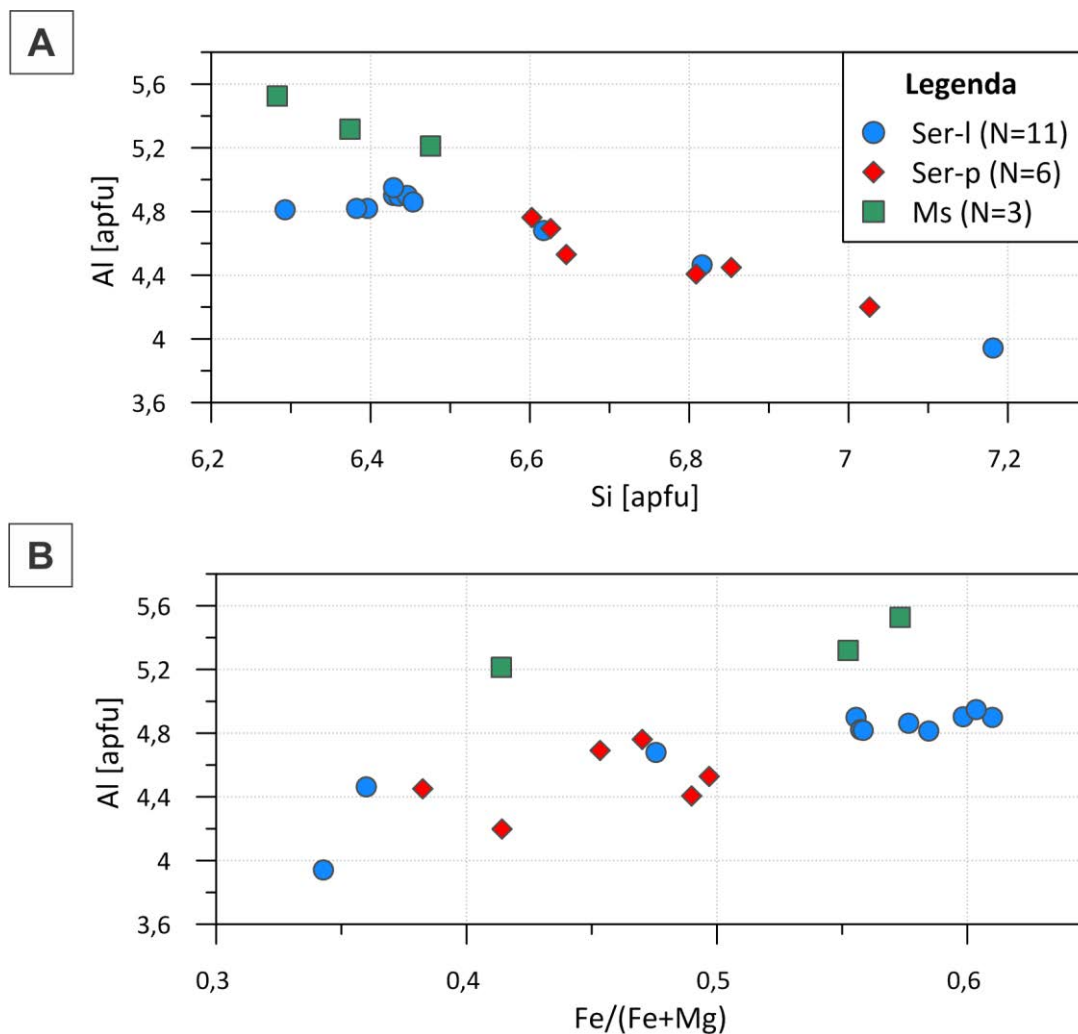


Figura 4.11 - Diagramas Si×Al (A) e Fe/(Fe+Mg)×Al (B), onde destacam-se a forte tendência aluminosa da textura Ms e as extensas variações de proporção entre o Fe e Mg em todas as texturas de mica branca.

Ocorrem, ainda, vacâncias interfoliares ($[]^{XII}$), causadas pela remoção de parte do K presente nesse sítio, conforme indica a correção negativa expressa no diagrama $K \times []^{XII}$ (Figura 4.12).

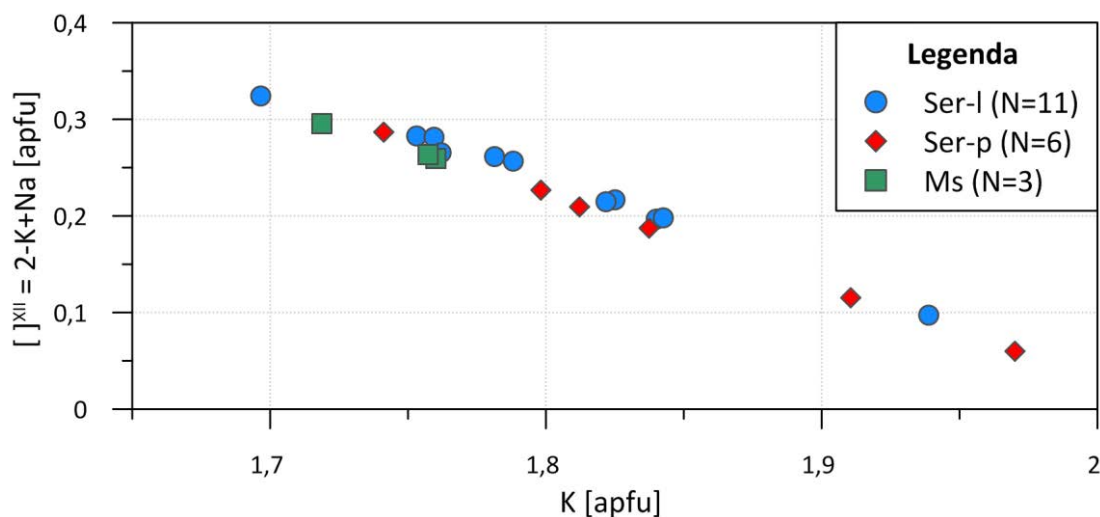


Figura 4.12 - Diagrama $K \times []^{XII}$, no qual se observa extensa e gradual remoção do cátion K^+ do sítio interfoliar.

Tomadas as precauções citadas acima em relação à qualidade dos resultados obtidos, com a aplicação do geobarômetro da muscovita (ANDERSON, 1996; **Figura 4.13**) foram obtidos valores de P entre 0,8 kbar e 13,0 kbar, que correspondem a profundidades entre ~3 km e ~50 km, respectivamente, considerando uma crosta de composição granítica ($\rho = 2.700 \text{ kg/m}^3$), tal como sustenta o arcabouço geológico da PAAF. Todas a P obtidas, e as respectivas T utilizadas, encontram-se no APÊNDICE VII.

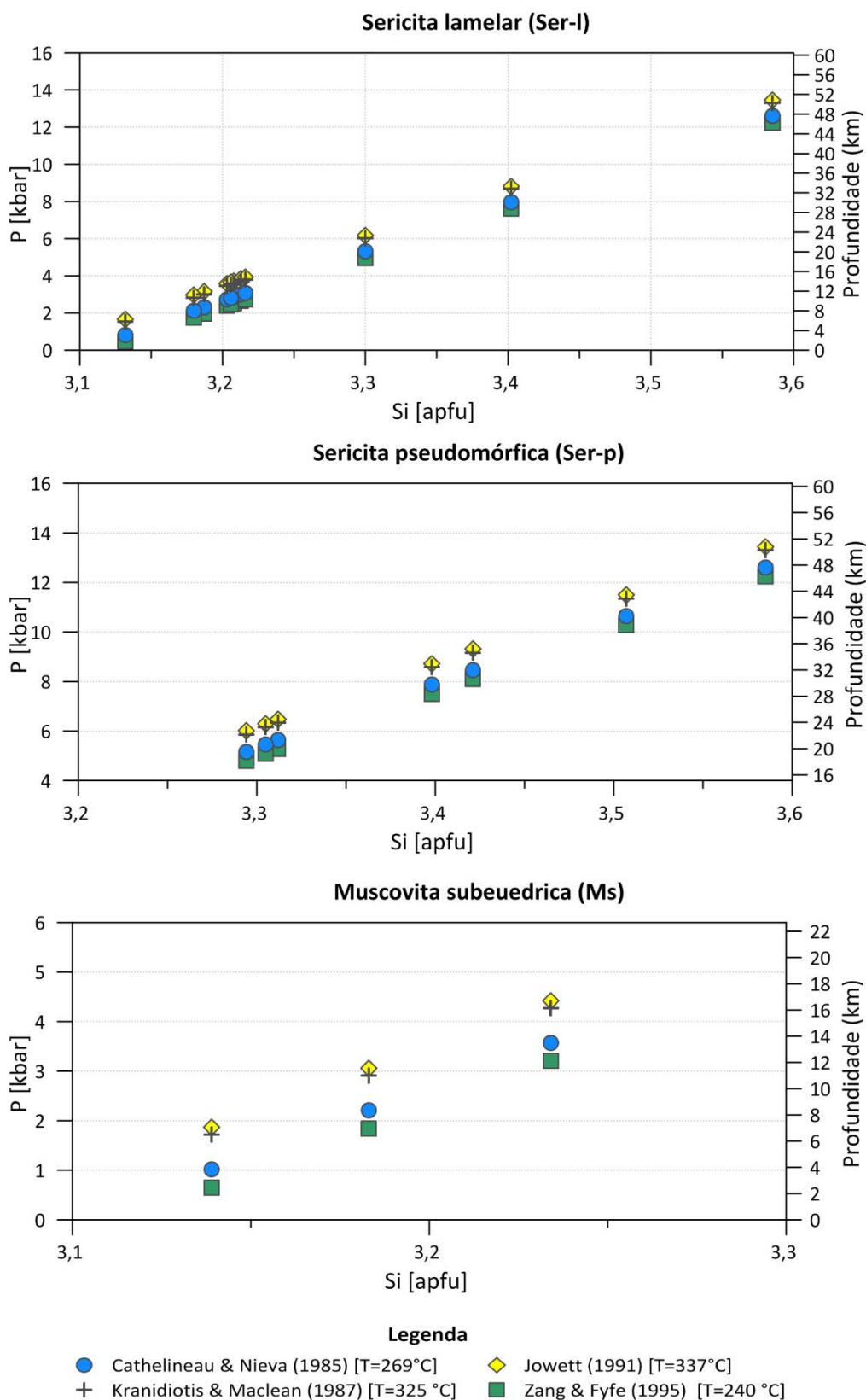


Figura 4.13 - Valores de átomos de Si p.u.f. com as estimativas de suas respectivas P e profundidades equivalentes ($P = \rho \times g \times h$; onde $g = 9,8 \text{ m/s}^2$ e $\rho = 2.700 \text{ kg/m}^3$), calculadas para as tipologias Ser-l, Ser-p e Ms de mica branca, através da calibração de Anderson (1996). Para o cálculo da P utilizou-se os dados provenientes do geotermômetro da clorita, obtidos nesse trabalho (Tabela 4.1).

5 DISCUSSÃO

De acordo com os dados obtidos para o depósito do Basílio, a distinção química entre a clorita de tipologia Chl-a e as de tipologias Chl-p e Chl-v é marcada pela substituição do Mg pelo Fe em sua fórmula estrutural. Porém, essa distinção não ocorre, necessariamente, como resultado da variação de T do fluido hidrotermal. Conforme explicam Zang & Fyfe (1995), além da T, a relação do conteúdo de Mg e Fe na estrutura da clorita possui considerável influência da composição original da rocha encaixante.

No contexto do depósito do Basílio, duas evidências indicam que a distinção química entre suas tipologias de clorita possui, em grande parte, influência da composição da encaixante:

- A tipologia rica em Mg (Chl-a) é restrita à rocha subvulcânica;
- as modas das T de formação das tipologias são idênticas – segundo a calibração de Zang & Fyfe (1995) – ou muito próximas – de acordo com os outros autores (**Tabela 4.1**).

Assim, é possível concluir que suas alterações cloríticas de estilos pervasivo e confinado a vênulas possuem, como origem, fluidos hidrotermais de moderadas e semelhantes T, entre 231°C e 347 °C.

Essas T são compatíveis com as observadas em depósitos mesotermiais (ROBB, 2004), uma classe de depósitos hidrotermais gerados a temperaturas moderadas (entre 200°C e 400°C), na qual podem ser incluídas tipologias como Au-Cu-Mo-pórfiro, Au orogênico, greisen, skarn e IRGS (*intrusion-related gold systems*).

Em depósitos formados no contexto magmático-hidrotermal, é comum a ocorrência de clorita em paragênese com epidoto, carbonatos, albita, k-feldspato e pirita, que em conjunto, caracterizam a alteração propilítica. Segundo o modelo apresentado por Pirajno (2009), com base nos trabalhos de Burnham & Ohmoto (1981) e Guilbert & Park Jr (1986), esta alteração ocorre caracteristicamente como um halo que envolve a fonte termal, formada com T entre 200-350°C. Trata-se de uma alteração de pH neutro a ligeiramente básico, promovida por fluidos eminentemente magmáticos, gerados por processos de ebulição no corpo ígneo em nível crustal raso (despressurização) a profundo (cristalização parcial).

No depósito do Basílio, são observadas feições que indicam a atuação ambos processos de ebulição. A ocorrência de clorita pervasiva sobre fenocristais e matriz, indica a atuação de processo de ebulição no qual a P do fluido é inferior à P litostática, ou seja, em condições mais comuns à grandes profundidades. A clorita em veios e vênulas, por sua vez, indica a superação da P litostática pela P do fluido, situação mais comumente observada à profundidades mais rasas. No entanto, as T estimadas relativamente próximas parecem indicar que todas as variedades de clorita foram desenvolvidas em profundidades semelhantes, próximas ao limite no qual a P do fluido superaria a P litostática (i.e. profundidades intermediárias, normalmente ~1 km; ROBB, 2004).

Em um estudo realizado por Souza (2018) no mesmo depósito, através da aplicação do geobarômetro do rutilo em cristais associados à alteração clorítica, foram obtidos valores de T entre 520 °C e 1100°C. No entanto, o autor cita que esses valores possuem um erro analítico relativamente alto, em razão das dimensões reduzidas dos cristais e da consequente dificuldade de se obter análises químicas sem influência de outras fases minerais proximais.

A distinção entre as tipologias de mica branca do depósito do Basílio segue um padrão semelhante ao da clorita, em que a muscovita subeudral (Ms) é destacadamente distinta das tipologias Ser-l e Ser-p. A Ms apresenta composição mais próxima à da muscovita (i.e.: enriquecida em Al, em relação ao Fe e Mg), enquanto Ser-l e Ser-p possuem composições de tendência fengítica (enriquecidas em Mg e Fe, em relação ao Al).

Velde (1967) demonstra que as substituições entre Mg-Al possuem forte influência das condições de P-T, enquanto as substituições entre Mg-Fe e Fe-Al possuem influência negligenciável. O mesmo autor sugere, ainda, que o contexto mineral ou químico do meio podem influenciar em tais soluções sólida.

No contexto do depósito do Basílio, em decorrência das intensas e variadas alterações hidrotermais às quais as rochas encaixantes foram submetidas, não é possível determinar com precisão o contexto químico e mineral em que as variedades de mica branca se formaram. Isso pode acarretar em erros analíticos propagados ao cálculo das condições de P pelo geobarômetro da mica branca, o qual fora calibrado para sistemas onde ocorrem associados K-feldspato, quartzo e silicatos ferromagnesianos (biotita, hornblenda e etc.; MASSONNE & SCHREYER, 1987).

Outra complicação para o cálculo de P pelo geobarômetro da mica branca, reside no fato de sua condição de T de formação não ser, necessariamente, semelhante à da formação da clorita, agravado pelo fato de, no depósito do Basílio, a clorita e mica branca não ocorrerem em associação paragenética. Segundo Pirajno (2009), é possível a formação de mica branca em condições de T entre, aproximadamente, os 700-200 °C (alterações potássica a fílica), enquanto a formação de clorita ocorre em T inferiores a 350 °C (alterações propilítica a clorítica).

No entanto, no depósito estudado, as relações texturais marcadas pela intercalação entre clorita e sericita (formada tipicamente em T inferiores a 300 °C) indicam condições de T próximas para a formação de ambas as fases minerais. Segundo Robb (2004), no contexto magmático-hidrotermal, a ocorrência de sericita é comum em níveis mais rasos, formada por alterações fílica e argílica. Em ambos tipos de alteração, os fluidos hidrotermais possuem pH ácido e T inferiores a 300 °C. Essas características promovem a reação de hidrólise dos feldspatos, os quais são substituídos pela sericita na alteração fílica e, em níveis crustais ainda mais rasos, por argilominerais ± sericita na alteração argílica. No depósito do Basílio, a ocorrência de minerais característicos de alteração argílica (e.g. caulinita, montmorilonita, pirofilita e alunita) é muito restrita, o que indica a atuação da alteração fílica na formação da sericita presente.

Por fim, não foi possível determinar, com segurança, o motivo da grande variação da quantidade de átomos de Si p.u.f, observada inter- e intra- tipologias de mica branca do depósito, que podem refletir tanto variações bruscas na P, quanto erros analíticos causados por análises de cristais mistos.

A hipótese de ampla variação da P pode ser corroborada, em parte, pelo indício observado através da ocorrência de clorita pseudomórfica cortada por veios preenchidos por clorita, discutido anteriormente. Nesse caso, as P estimadas representariam, inicialmente, o paulatino aumento da P do fluido, provocado pela saturação de H₂O e voláteis segregados do *melt* intrusivo em um ambiente relativamente confinado. Posteriormente, representariam a redução brusca de P do mesmo fluido, decorrente de seu escape através de fraturamentos hidráulicos (gerados pelo próprio aumento da P do fluido, até um ponto acima da P litostática) ou estruturas pré-existentes nas encaixantes.

No entanto, não pode ser descartada a hipótese da ocorrência de cristais mistos de sericita com argilominerais interfoliares, que pode ser corroborada pela remoção progressiva de K entre as variedades de mica branca, observada na Figura 4.12. Essa é uma situação comum nas fases de alteração mais frias e rasas, nas quais a mistura com

fluidos meteóricos tende a ocorrer. Tais fluidos, normalmente apresentam alta fO_2 e pH muito ácido, que favorecem a lixiviação dos cátions intercamadas da estrutura da mica. Isso pode indicar que a formação da sericita, no depósito do Basílio, ocorreu sob condições de P-T intermediárias entre aquelas necessárias para a atuação das alterações fílica e argílica. Nesse caso, as P estimadas estariam invalidadas, uma vez que o geobarômetro utilizado não admite a presença de outras fases minerais além dos membros muscovita-fengita.

5.1 Comparações com o contexto metalogenético regional

De modo geral, as T obtidas nesse trabalho são semelhantes às observadas em outros depósitos na região, quase todos com T na faixa dos 200-350 °C (Tabela 5.1). Destaca-se somente o depósito do Francisco, mineralizado em Au + Zn + Pb ± Cu venular, no qual a T de homogeneização total de inclusões fluidas é substancialmente inferior (85-184 °C) às observadas na região, mesmo quando comparada a mineralizações semelhantes (e.g. depósito do Luiz).

Essas variações não aparentam estar ligadas necessariamente à percolação dos fluidos hidrotermais em níveis crustais muito distintos, conforme evidenciado pelas T estimadas que apresentam valores relativamente próximos para a maioria dos depósitos da região (Tabela 5.1).

As P estimadas, no entanto, apresentam grande variação. Nos depósitos filonares estudados na porção leste da PAAF essas tendem a apresentarem P de até 13,0 kbar (e.g. Basílio, Paraíba e Pezão). Por outro lado, os depósitos disseminados tendem a apresentarem P consideravelmente inferiores, por volta de 2,0 kbar (e.g. Pé Quente, Serrinha e X1).

Nesse contexto, a formação dos diferentes tipos de depósitos na região apresenta indícios de ser controlada principalmente pelas condições de P, que por sua vez, parece estar associada à presença ou ausência de condutos nas rochas encaixantes, pelos quais o fluido mineralizante poderia percolar. Isso pode levar, também, à influência de tampões químicos, oriundos da composição química das encaixantes, e da mistura dos fluidos magmático-hidrotermais com fluidos meteóricos ou bacinais, conforme os indícios de variação da fO_2 e de pH detalhados anteriormente. .

Tabela 5.1: Compilação dos dados de P e T disponíveis na literatura de diversos tipos de mineralizações no setor leste da PAAF. Legendas – chl: geotermômetro da clorita; i.f.: inclusões fluidas (temperatura de homogeneização total e pressão interna); msc: geobarômetro da muscovita; rt: geotermômetro do rutilo.

Depósito	Tipo de mineralização	T (°C)	P (kbar)	Autor
Basílio	Au ± Cu filonar	231–347 (chl)	0,8–13,0 (msc)	* Este trabalho
		520-1100 (rt)	–	Souza (2018)
Edu	Au ± Cu filonar	200–370 (chl)	0,5–4,5 (msc)	Siqueira (2018)
Francisco	Au + Zn + Pb ± Cu venular	85–184 (i.f)	–	Assis (2015)
Luíz	Au + Zn + Pb ± Cu venular	233–300 (chl)	10,0–12,0 (msc)	Trevisan (2015)
Luizão	Au ± Cu disseminado	60–280 (i.f.)	–	Assis (2015)
		314–332 (chl)	6,5–9,5 (msc)	Trevisan (2015)
Paraíba	Au ± Cu filonar	78–315 (i.f.)	1,0–3,6 (i.f.)	Assis (2006)
		290–340 (chl) 12–340 (i.f.)	–	Silva & Abram (2008)
Pé Quente	Au ± Cu disseminado	239–265 (chl)	1,1–3,0 (msc)	Calaboni (2018)
Pezão	Au ± Cu filonar	249–315 (chl)	5,9–9,1 (msc)	Trevisan (2015)
Serrinha	Au ± Cu disseminado	293–330 (i.f)	1,53–2,35 (i.f.)	Moura <i>et al.</i> (2006)
X1	Au ± Cu disseminado	238–308 (chl)	0,5–2,3 (msc)	Seebregts (2017)
		126–334 (i.f.)	–	Rodrigues (2012) Trevisan (2012)

6 CONCLUSÕES

A partir dos dados e discussões realizadas, conclui-se:

- A existência de quatro variedades texturais de clorita: pseudomórfica (Chl-p), venular (Chl-v), de birrefringência anômala (Chl-a) e intersticial (Chl-i);
- As composições químicas de elementos maiores das variedades Chl-p, Chl-v e Chl-a são relativamente parecidas, com diferenças importantes somente na razão Fe/(Fe+Mg). Isso resulta na tendência brunsvigítica-chamosítica das variedades Chl-p e Chl-v e na tendência brunsvigítica-clinoclorítica para a variedade Chl-a;
- A ocorrência de quatro variedades texturais de mica branca: sericita lamelar (Ser-l), sericita pseudomórfica (Ser-p), muscovita subeudral (Ms) e sericita intersticial (Ser-i);
- As composições químicas da Ser-p, Ser-l e Ms exibem alta variabilidade, mesmo entre cristais de mesma tipologia. As variedades Ser-p e Ser-l possuem composição eminentemente fengítica, enquanto a Ms apresenta tendência muscovítica.
- A temperatura, calculada através do geotermômetro da clorita, varia entre 231 °C e 347 °C;
- A pressão, calculada pelo geobarômetro da muscovita, apresenta valores entre 0,8 kbar e 13,0 kbar. No entanto, não é possível utilizar essa informação para inferir a profundidade de instalação do sistema hidrotermal, visto a ocorrência de fraturas hidráulicas, possivelmente provocadas pela superação da P litostática pela P do fluido, e pela provável ocorrência de argilominerais interfoliares à mica branca;
- É possível que a formação do depósito seja mista, já que são encontradas evidências físico-químicas semelhantes às observadas em outros depósitos dos tipos Au ± Cu filonar e disseminado.

Por fim, é sugerido o estudo de possíveis inclusões fluidas dos halos hidrotermais encontrados no depósito do Basílio, como meio de obtenção de informações mais precisas quanto a composição e origem dos fluidos hidrotermais e, possivelmente, sobre o posicionamento crustal em que teria se desenvolvido o sistema hidrotermal do depósito filonar de Au ± Cu do Basílio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.-F. M. Chlorites in a spectrum of igneous rocks: mineral chemistry and paragenesis. **Mineralogical magazine**, v. 59, n. 1, p. 129–141, 1995.
- ANDERSON, J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths. **Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh**, v. 87, n. 1–2, p. 125–138, 1996.
- ASSIS, R. R. DE. **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**. Mestrado—Campinas, SP - Brasil: UNICAMP, 2011.
- ASSIS, R. R. DE. **Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos**. Doutorado—[s.l.] UNICAMP/IG, 2015.
- ASSIS, R. R. DE; XAVIER, R. P.; DE BARROS, A. J. P.; BARBUENA, D.; JÚNIOR, E. M. Contexto geológico e litogeoquímica das unidades plutônicas-vulcânicas da região de União do Norte, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT): Geological setting and geochemistry of the plutonic-volcanic units from the União do Norte region, eastern portion of the Alta Floresta Gold Province (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 1, p. 130–161, 2012.
- ASSIS, R. R. **Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta**. Brasil: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; PIBIC/CNPq, 2006.
- ASSIS, R. R.; XAVIER, R. P.; CREASER, R. A. Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology. **Economic Geology**, v. 112, n. 8, p. 1937–1957, 2017.
- ASSIS, R. R.; XAVIER, R. P.; RAMOSI, G. S.; TEIXEIRA, R. DE V.; JUNIOR, E. M.; RODRIGUES, R. M.; JUNIOR, A. S. Metalogênese do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: **Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, Programa Geologia do Brasil, Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil, CPRM**. [s.l.] Silva, MG, Rocha Neto, MB, Jost, H., Kuyumjian, RM (CPRM), 2014. p. 229–263.
- BIZOTTO, A. C. **Mineralizações auríferas na região de Teles Pires–Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena**. TCC—Campinas, SP - Brasil: UNICAMP/IG, 2004.
- BOURDELLE, F.; PARRA, T.; CHOPIN, C.; BEYSSAC, O. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 165, n. 4, p. 723–735, 2013.

- BRESSAN, R. S. O. **Alteração Hidrotermal e Metalogênese do Depósito Paleoproterozóico Au ± Cu do Basílio, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**. TCC—Rio Claro, SP: IGCE/Unesp, 2017.
- BURNHAM, C. W.; OHMOTO, H. **Late magmatic and hydrothermal processes in ore formation: Mineral Resources: Genetic Understanding for Practical Applications**. [s.l.] National Academy Press, Washington, 1981.
- CALABONI, R. **Química mineral da clorita e moscovita do depósito de Au ± Cu disseminado do Pé Quente, na Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. Trabalho de Conclusão de Curso—Brasil: Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, 2018.
- CATHELINÉAU, M. Cation Site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. **Clay Mineral.**, v. 23, p. 471–485, 1988.
- CATHELINÉAU, M.; NIEVA, D. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 91, n. 3, p. 235–244, 1985.
- CIESIELCZUK, J. M. Chlorite of hydrothermal origin formed in the Strzelin and Borów granites (Fore-Sudetic Block, Poland). **Geological Quarterly**, v. 56, n. 2, p. 333–344, 2012.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. **Geological Society of America Memoirs**, v. 200, p. 297–320, 2007.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. **Contribuições à geologia da Amazônia**, v. 1, p. 15–90, 1997.
- DE CARITAT, P.; HUTCHEON, I.; WALSH, J. L. Chlorite geothermometry: a review. **Clays and Clay Minerals**, v. 41, 1993.
- DEER, W. A.; FLEET, M. E.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock-forming minerals: Micaceous**. [s.l.] Geological Society of London, 2003.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. An introduction to the rock-forming minerals. 1997.
- FOSTER, M. D. Interpretation and a classification of the chlorite. **US Geological Survey Professional Paper**, v. 414, p. 1–33, 1962.
- GUILBERT, J. M.; PARK JR, C. F. **The geology of ore deposits**. [s.l.: s.n.].
- HOLLAND, T. **AX**. University of Cambridge: [s.n.].
- INOUE, A.; MEUNIER, A.; PATRIER-MAS, P.; RIGAUULT, C.; BEAUFORT, D.; VIEILLARD, P. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. **Clays and Clay Minerals**, v. 57, n. 3, p. 371–382, 2009.

- JOWETT, E. C. **Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer**. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, May 27-29, 1991, Program with Abstracts 16. **Anais...**1991
- KRANIDIOTIS, P.; MACLEAN, W. H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology**, v. 82, n. 7, p. 1898–1911, 1987.
- LANARI, P.; WAGNER, T.; VIDAL, O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: applications to P–T sections and geothermometry. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 167, n. 2, p. 968, 2014.
- 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. **Geologia USP. Série Científica**, v. 3, p. 113–127, 2003.
- MASSONNE, H.-J.; SCHREYER, W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 96, n. 2, p. 212–224, 1 jun. 1987.
- MEDEIROS, I. G. **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 Conclusão de Curso—Rio Claro, SP: IGCE/UNESP, 2016.
- MIGUEL JR, E. Mineralizações auríferas do lineamento Peru-Trairão, Província aurífera de Alta Floresta-MT: controle estrutural e idade U-Pb das rochas hospedeiras. **Qualificação-Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências Universidade Estadual de Campinas**, 2011.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta-Vila Guarita-Escala 1: 250.000. **Brasília, CPRM**, 2005.
- MOURA, M. A. **O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia**. Doutorado—Brasília, DF: UnB, 1998.
- MOURA, M. A.; BOTELHO, N. F.; OLIVO, 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, n. 3, p. 585–605, 2006.
- PAES DE BARROS, A. J. **Granitos da região de Peixoto de Azevedo: Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas-Província Aurífera Alta Floresta (MT)**. Doutorado—Campinas, SP - Brasil: UNICAMP/IG, 2007.
- PARRY, W. T.; BALLANTYNE, J. M.; JACOBS, D. C. Geochemistry of hydrothermal sericite from Roosevelt Hot Springs and the Tintic and Santa Rita porphyry copper systems. **Economic Geology**, v. 79, n. 1, p. 72–86, 1 fev. 1984.

- PIMENTEL, M. M. Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta. **Brasília, UnB, Relatório Interno**, 2001.
- PIRAJNO, F. Intrusion-related Hydrothermal Mineral Systems. In: **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. [s.l.] Springer, 2009. p. 73–164.
- RAMOS, G. S. Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). **Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil**, 2011.
- RICHARDS, J. P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. **Economic Geology**, v. 98, n. 8, p. 1515–1533, 2003.
- RIZZOTTO, G. J.; HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J. Tectonic evolution of the southern margin of the Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 86, n. 1, p. 57–84, mar. 2014.
- ROBB, L. **Introduction to ore-forming processes**. [s.l.] Blackwell Publishing, 2004.
- RODRIGUES, R. M. **Caracterização geológica e metalogenética do depósito X1: Província Aurífera de Alta Floresta, região de Matupá (MT)**. Mestrado—Campinas, SP - Brasil: UNICAMP/IG, 2012.
- SANTOS, J. DOS; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. DE; RIKER, S. R.; SOUZA, M. DE; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. **Simpósio de geologia da Amazônia**, v. 9, p. 2006, 2006.
- SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília.: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2003. p. 169–226.
- 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, 1 out. 2000.
- 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, n. 1–2, p. 73–109, 2004.
- SEEBREGTS, C. **Química mineral da clorita e muscovita hidrotermais do depósito aurífero X1, Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**. Trabalho de Conclusão de Curso—Brasil: Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, 2017.

- SEEDORFF, E.; DILLES, J. H.; PROFFETT, J. M.; EINAUDI, M. T.; ZURCHER, L.; STAVAST, W. J. A.; JOHNSON, D. A.; BARTON, M. D. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. **Economic Geology 100th anniversary volume**, v. 29, p. 251–298, 2005.
- SIIVOLA, J.; SCHIMD, R. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. **List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks**, v. Electronic Source: <http://www.bgs.ac.uk/scmr/home.html>, 2007.
- SILVA, M. DA G. DA; ABRAM, M. B. **Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso**. [s.l.] CPRM, 2008.
- SIQUEIRA, L. DE C. **Geotermometria da clorita e mica branca hidrotermais do depósito filonar de Au ± Cu do Edu, Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. Trabalho de Conclusão de Curso—Brasil: Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista –Júlio de Mesquita Filho”, 2018.
- SOUZA, I. R. **Termoquímica do rutilo hidrotermal nos depósitos auríferos Basílio e Pé Quente, setor leste da Província de Alta Floresta (MT), sul do Cráton Amazônico**. Trabalho de Conclusão de Curso—Brasil: Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista –Júlio de Mesquita Filho”, 2018.
- SOUZA, J. O.; FRASCA, A.; OLIVEIRA, C. **Geologia e recursos minerais da Província Mineral de Alta Floresta: relatório integrado. escala 1: 500.000**. [s.l.] CPRM, 2005.
- TASSINARI, C. C.; MACAMBIRA, M. J. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences**, v. 22, n. 3, p. 174–182, 1999.
- TINDLE, A. G. **Muscovite formula unit calculations – with optional calculated Li₂O**. [s.l: s.n.].
- TREVISAN, V. G. **Regimes de fluidos em depósitos de Au-(Cu) associados a intrusões graníticas da Província de Alta Floresta (MT)**. Brasil: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório Parcial de Iniciação Científica/PIBIC, 2012.
- TREVISAN, V. G. **Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au±Cu e Au+ metais base do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico**. Mestrado—Campinas, SP - Brasil: UNICAMP/IG, 2015.
- VELDE, B. Phengite micas; synthesis, stability, and natural occurrence. **American Journal of Science**, v. 263, n. 10, p. 886–913, 1965.
- VELDE, B. Si⁺⁴ Content of natural phengites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 14, n. 3, p. 250–258, 1 set. 1967.

- VIDAL, O.; PARRA, T.; TROTET, F. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kb range. **American journal of Science**, v. 301, n. 6, p. 557–592, 2001.
- XAVIER, R. P.; PAES DE BARROS, A. J.; ASSIS, R. R.; BARBUENA, D.; MACAMBIRA, M. J.; SOUZA FILHO, C. R. **Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: Domínios Metalogenéticos e implicações prospectivas**. CD-ROM apresentado em XI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Cuiabá (MT), 2009.
- YAVUZ, F.; KUMRAL, M.; KARAKAYA, N.; KARAKAYA, M. Ç.; YILDIRIM, D. K. A Windows program for chlorite calculation and classification. **Computers & Geosciences**, v. 81, p. 101–113, 2015.
- ZANG, W.; FYFE, W. S. A three-stage genetic model for the Igarape Bahia lateritic gold deposit, Carajas, Brazil. **Economic Geology**, v. 88, n. 7, p. 1768–1779, 1 nov. 1993.
- ZANG, W.; FYFE, W. S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 30, n. 1, p. 30–38, 1 fev. 1995.

**APÊNDICE I – ANÁLISE QUÍMICA DA MUSCOVITA
SUBEUDRAL (MS)**

Composição química (% em peso) da muscovita subeudral (Ms)			
SiO ₂	48,633	46,856	47,434
TiO ₂	0,000	0,044	0,027
Al ₂ O ₃	33,213	34,961	33,573
Cr ₂ O ₃	0,004	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃ *	0,148	0,138	0,206
FeO*	1,327	1,234	1,845
MnO	0,053	0,034	0,032
NiO	0,015	0,011	0,008
MgO	1,055	0,516	0,839
CaO	0,000	0,000	0,000
BaO	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,056	0,074	0,080
K ₂ O	10,121	10,290	10,252
Cl	0,000	0,000	0,010
Total	94,624	94,157	94,306
Fórmula estrutural (O = 22)			
Si	6,475	6,283	6,374
Al ^{iv}	1,525	1,717	1,626
Al ^{vi}	3,687	3,809	3,692
Ti	0,000	0,004	0,003
Cr	0,000	0,000	0,000
Fe	0,148	0,138	0,207
Mn	0,006	0,004	0,004
Mg	0,209	0,103	0,168
Ni	0,002	0,001	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000
Na	0,015	0,019	0,021
K	1,719	1,760	1,757
Ba	0,000	0,000	0,000
OH*	4,000	4,000	3,998
F	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,002
Total	17,785	17,839	17,853

APÊNDICE II – ANÁLISE QUÍMICA DA SERICITA LAMELAR

(SER-L)

Composição química (% em peso) da sericita lamelar (Ser-l)														
SiO ₂	47,067	47,199	46,886	47,165	46,550	46,117	45,220	47,652	50,776	48,903	54,348			
TiO ₂	0,059	0,071	0,058	0,034	0,243	0,135	0,355	0,302	0,099	0,165	0,022			
Al ₂ O ₃	30,435	30,479	30,255	30,143	29,768	29,538	29,340	31,119	28,219	29,347	25,312			
Cr ₂ O ₃	0,011	0,000	0,000	0,008	0,005	0,000	0,038	0,010	0,006	0,000	0,015			
Fe ₂ O ₃ *	0,499	0,457	0,462	0,490	0,533	0,553	0,674	0,443	0,282	0,381	0,252			
FeO*	4,466	4,093	4,139	4,385	4,774	4,956	6,039	3,968	2,524	3,416	2,255			
MnO	0,052	0,037	0,047	0,034	0,038	0,032	0,108	0,041	0,015	0,022	0,000			
NiO	0,002	0,006	0,000	0,027	0,000	0,005	0,000	0,026	0,000	0,000	0,002			
MgO	1,602	1,838	1,559	1,807	2,127	2,198	2,408	1,462	2,518	2,114	2,426			
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
BaO	0,076	0,115	0,070	0,075	0,147	0,126	0,123	0,114	0,040	0,036	0,029			
Na ₂ O	0,158	0,169	0,138	0,161	0,138	0,150	0,134	0,157	0,081	0,105	0,142			
K ₂ O	10,476	10,282	10,494	10,208	10,394	10,438	9,877	10,224	9,909	10,209	11,503			
Cl	0,002	0,001	0,003	0,012	0,003	0,012	0,013	0,009	0,000	0,000	0,006			
Total	94,904	94,747	94,110	94,548	94,719	94,260	94,329	95,527	94,468	94,698	96,311			
Fórmula estrutural (O = 22)														
Si	6,428	6,435	6,446	6,453	6,396	6,382	6,292	6,429	6,816	6,617	7,182			
Al iv	1,572	1,565	1,554	1,547	1,604	1,618	1,708	1,571	1,184	1,383	0,818			
Al vi	3,328	3,333	3,348	3,314	3,217	3,201	3,105	3,378	3,281	3,297	3,124			
Ti	0,006	0,007	0,006	0,004	0,025	0,014	0,037	0,031	0,010	0,017	0,002			
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002			
Fe	0,510	0,467	0,476	0,502	0,549	0,574	0,703	0,448	0,283	0,387	0,249			
Mn	0,006	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,013	0,005	0,002	0,003	0,000			
Mg	0,326	0,374	0,319	0,369	0,436	0,453	0,499	0,294	0,504	0,426	0,478			
Ni	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000			
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Na	0,042	0,045	0,037	0,043	0,037	0,040	0,036	0,041	0,021	0,027	0,036			
K	1,825	1,788	1,840	1,781	1,822	1,843	1,753	1,759	1,697	1,762	1,939			
Ba	0,004	0,006	0,004	0,004	0,008	0,007	0,007	0,006	0,002	0,002	0,002			
OH*	4,000	4,000	3,999	3,997	3,999	3,997	3,997	3,998	4,000	4,000	3,999			
Cl	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001			
Total	18,049	18,025	18,036	18,024	18,097	18,136	18,157	17,965	17,800	17,921	17,832			

APÊNDICE III – ANÁLISE DA SERICITA PSEUDOMÓRFICA

(SER-P)

Composição química (% em peso) da sericita pseudomórfica (Ser-p)						
SiO ₂	48,545	52,125	50,682	49,891	48,784	48,631
TiO ₂	0,178	0,036	0,038	0,162	0,101	0,146
Al ₂ O ₃	28,066	26,426	27,924	27,396	29,315	29,750
Cr ₂ O ₃	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,009
Fe ₂ O ₃ *	0,462	0,260	0,254	0,361	0,344	0,339
FeO*	4,144	2,333	2,277	3,236	3,090	3,043
MnO	0,039	0,024	0,024	0,012	0,004	0,000
NiO	0,002	0,005	0,017	0,011	0,003	0,010
MgO	2,354	1,851	2,063	1,890	2,090	1,923
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
BaO	0,051	0,045	0,038	0,253	0,019	0,030
Na ₂ O	0,082	0,115	0,094	0,098	0,095	0,105
K ₂ O	10,379	11,457	10,655	10,975	10,379	10,054
Cl	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,013
Fórmula estrutural (O = 22)						
Si	6,645	7,027	6,853	6,809	6,626	6,603
Al ^{iv}	1,355	0,973	1,147	1,191	1,374	1,397
Al ^{vi}	3,174	3,226	3,303	3,216	3,319	3,364
Ti	0,018	0,004	0,004	0,017	0,010	0,015
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe	0,474	0,263	0,258	0,369	0,351	0,346
Mn	0,005	0,003	0,003	0,001	0,000	0,000
Mg	0,480	0,372	0,416	0,384	0,423	0,389
Ni	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,022	0,030	0,025	0,026	0,025	0,028
K	1,812	1,970	1,838	1,911	1,798	1,741
Ba	0,003	0,002	0,002	0,014	0,001	0,002
OH*	3,999	3,999	4,000	4,000	4,000	3,997
Cl	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003
Total	17,989	17,870	17,849	17,939	17,929	17,886

**APÊNDICE IV – ANÁLISES QUÍMICAS DA CLORITA DE
BIRREFRINGÊNCIA ANÔMALA (CHL-A)**

Composição química (% em peso) da clorita de birrefringência anômala (Chl-a)													
SiO ₂	27,367	26,720	26,639	27,935	27,474	28,109	28,284	27,396	28,315	27,404			
TiO ₂	0,024	0,026	0,015	0,016	0,022	0,019	0,010	0,025	0,034	0,052			
Al ₂ O ₃	20,834	20,771	19,789	18,215	18,525	18,613	17,281	18,908	17,585	17,284			
Cr ₂ O ₃	0,000	0,006	0,017	0,052	0,141	0,116	0,047	0,083	0,175	0,275			
Fe ₂ O ₃ *	1,950	1,903	2,188	2,176	2,246	2,145	2,055	2,298	2,101	2,171			
FeO*	17,465	17,051	19,604	19,495	20,116	19,216	18,406	20,587	18,822	19,448			
MnO	0,846	0,864	0,426	0,808	0,644	0,597	0,571	1,066	0,711	0,720			
NiO	0,018	0,023	0,079	0,101	0,102	0,093	0,130	0,100	0,107	0,084			
MgO	19,586	19,816	17,591	18,225	17,664	19,063	19,743	17,354	18,836	17,829			
CaO	0,024	0,013	0,010	0,017	0,037	0,012	0,055	0,065	0,046	0,039			
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Na ₂ O	0,044	0,018	0,057	0,025	0,023	0,035	0,029	0,044	0,038	0,051			
K ₂ O	0,052	0,058	0,120	0,093	0,015	0,054	0,040	0,074	0,040	0,039			
Cl	0,020	0,011	0,000	0,012	0,016	0,000	0,009	0,003	0,000	0,000			
Total	88,229	87,281	86,537	87,171	87,024	88,072	86,657	88,003	86,811	85,394			
Fórmula estrutural (O = 14)													
Si	2,842	2,778	2,820	2,890	2,904	2,919	2,977	2,886	3,011	2,964			
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Al	2,481	2,519	2,429	2,271	2,282	2,212	2,130	2,267	2,154	2,199			
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Mn(3+)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Fe(3+)	0,079	0,080	0,163	0,161	0,162	0,157	0,160	0,161	0,162	0,165			
Fe(2+)	1,496	1,519	1,723	1,701	1,799	1,657	1,600	1,788	1,619	1,744			
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,091	0,000	0,000			
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Mg	2,981	3,026	2,749	2,872	2,726	2,953	3,011	2,709	2,885	2,782			
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
OH	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000			
Total	17,879	17,922	17,884	17,894	17,874	17,897	17,878	17,900	17,831	17,854			

**APÊNDICE IV – ANÁLISES QUÍMICAS DA CLORITA DE
BIRREFRINGÊNCIA ANÔMALA (CHL-A) – CONTINUAÇÃO**

Composição química (% em peso) da clorita de birrefringência anômala (Chl-a) - Continuação													
SiO2	27,875	28,555	28,250	27,353	28,076	27,217	26,545	26,566	26,836	26,126			
TiO2	0,058	0,045	0,038	0,038	0,026	0,036	0,043	0,029	0,009	0,049			
Al2O3	17,040	17,643	17,876	17,771	17,628	18,012	18,531	17,492	17,524	20,291			
Cr2O3	0,106	0,156	0,175	0,033	0,038	0,143	0,124	0,035	0,038	0,140			
Fe2O3*	1,929	2,098	2,139	2,034	2,057	2,026	2,224	2,938	2,960	2,454			
FeO*	17,282	18,793	19,157	18,219	18,426	18,145	19,925	26,317	26,520	21,982			
MnO	0,585	0,711	0,798	0,729	0,405	0,562	0,921	0,953	1,032	0,640			
NiO	0,123	0,130	0,127	0,056	0,082	0,063	0,079	0,020	0,016	0,010			
MgO	19,142	19,146	18,491	19,345	19,998	18,523	16,686	14,233	14,245	16,388			
CaO	0,096	0,050	0,046	0,000	0,014	0,083	0,075	0,001	0,018	0,012			
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Na2O	0,046	0,040	0,039	0,017	0,023	0,068	0,044	0,091	0,118	0,109			
K2O	0,050	0,061	0,042	0,047	0,036	0,080	0,088	0,064	0,093	0,114			
Cl	0,010	0,000	0,016	0,015	0,006	0,013	0,000	0,007	0,000	0,008			
Total	84,341	87,427	87,194	85,655	86,814	84,970	85,284	88,747	89,409	88,322			
Fórmula estrutural (O = 14)													
Si	2,960	2,977	2,992	2,915	2,977	2,909	2,893	2,868	2,849	2,778			
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Al	2,196	2,130	2,141	2,163	2,130	2,285	2,361	2,210	2,195	2,519			
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Mn(3+)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Fe(3+)	0,083	0,160	0,161	0,163	0,160	0,162	0,168	0,166	0,165	0,161			
Fe(2+)	1,558	1,600	1,698	1,625	1,600	1,622	1,768	2,398	2,382	1,876			
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,093	0,000			
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Mg	3,105	3,011	2,867	3,058	3,011	2,891	2,654	2,302	2,287	2,549			
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
OH	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000			
Total	17,901	17,878	17,858	17,923	17,878	17,868	17,843	17,944	17,971	17,882			

APÊNDICE V – ANÁLISE QUÍMICA DA CLORITA

PSEUDOMÓRFICA (CHL-P)

Composição química da clorita pseudomórfica (Chl-p)													
SiO ₂	25,965	25,095	25,018	24,970	25,305	25,140	25,199	24,716	25,762	23,675	24,986		
TiO ₂	0,005	0,023	0,017	0,017	0,000	0,017	0,016	0,137	0,020	0,030	0,031		
Al ₂ O ₃	16,964	16,793	16,718	16,970	18,542	18,308	16,810	18,074	17,082	20,619	17,416		
Cr ₂ O ₃	0,011	0,020	0,010	0,002	0,001	0,003	0,012	0,002	0,009	0,005	0,027		
Fe ₂ O ₃ *	3,619	3,813	3,763	3,833	3,514	3,532	3,726	3,587	3,652	3,807	3,611		
FeO*	32,419	34,153	33,708	34,334	31,480	31,641	33,374	32,137	32,715	34,104	32,349		
MnO	0,674	0,785	0,766	0,822	0,979	0,912	0,766	1,326	0,639	0,269	0,768		
NiO	0,011	0,005	0,039	0,021	0,000	0,018	0,036	0,010	0,006	0,031	0,016		
MgO	10,213	8,866	9,088	8,856	9,726	9,728	9,183	9,362	9,849	7,138	9,710		
CaO	0,037	0,000	0,029	0,016	0,016	0,023	0,018	0,013	0,033	0,000	0,029		
BaO	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000		
Na ₂ O	0,024	0,019	0,043	0,004	0,042	0,011	0,047	0,021	0,030	0,016	0,033		
K ₂ O	0,052	0,037	0,054	0,017	0,105	0,067	0,091	0,045	0,093	0,053	0,036		
Cl	0,000	0,014	0,007	0,002	0,010	0,015	0,000	0,009	0,007	0,012	0,009		
Total	89,995	89,627	89,260	89,862	89,721	89,415	89,280	89,440	89,896	89,756	89,021		
Fórmula estrutural (O = 14)													
Si	2,838	2,868	2,853	2,799	2,810	2,810	2,853	2,705	2,831	2,605	2,763		
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Al	2,140	2,163	2,152	2,199	2,385	2,385	2,152	2,391	2,269	2,670	2,306		
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Fe(3+)	0,256	0,259	0,258	0,263	0,254	0,254	0,258	0,254	0,256	0,256	0,260		
Fe(2+)	3,038	3,262	3,149	3,316	2,914	2,914	3,149	3,016	3,031	3,220	3,081		
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,096	0,000	0,000	0,000		
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mg	1,692	1,368	1,531	1,391	1,508	1,508	1,531	1,512	1,520	1,182	1,545		
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
OH	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000		
Total	17,964	17,921	17,942	17,969	17,871	17,871	17,942	17,973	17,906	17,932	17,954		

APÊNDICE VI – ANÁLISE QUÍMICA DA CLORITA VENULAR

(CHL-V)

Composição química (% em peso) da clorita venular (Chl-v)																								
SiO2	25,172	25,614	24,814	24,887	24,870	24,871	24,561	24,786	26,193	25,629	TiO2	0,021	0,010	0,031	0,035	0,019	0,018	0,029	0,015	0,024	0,048			
Al2O3	17,668	16,501	18,144	17,179	16,301	17,083	16,593	17,781	17,590	17,149	Cr2O3	0,021	0,014	0,021	0,039	0,014	0,010	0,020	0,022	0,020	0,000			
Fe2O3*	3,628	3,735	3,654	3,633	3,683	3,734	3,741	3,680	3,387	3,585	FeO*	32,499	33,460	32,729	32,549	32,993	33,452	33,515	32,965	30,340	32,115			
MnO	0,689	0,690	0,701	0,832	0,695	0,713	0,752	0,722	0,691	0,663	NiO	0,024	0,011	0,000	0,001	0,001	0,017	0,000	0,030	0,011	0,040			
MgO	9,782	9,614	9,421	9,638	9,455	9,348	8,992	9,552	10,862	9,864	CaO	0,019	0,017	0,010	0,018	0,018	0,010	0,002	0,023	0,000	0,014			
BaO	0,000	0,000	0,000	0,026	0,009	0,000	0,008	0,000	0,005	0,000	Na2O	0,091	0,067	0,014	0,007	0,048	0,018	0,043	0,037	0,026	0,041			
K2O	0,138	0,071	0,093	0,016	0,116	0,076	0,068	0,058	0,088	0,148	Cl	0,013	0,017	0,007	0,000	0,026	0,010	0,014	0,007	0,001	0,022			
Total	89,763	89,820	89,638	88,860	88,247	89,358	88,338	89,677	89,236	89,320	Fórmula estrutural (O = 14)													
Si	2,831	2,853	2,723	2,763	2,804	2,744	2,819	2,763	2,902	2,831	Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Al	2,269	2,152	2,407	2,306	2,203	2,291	2,215	2,306	2,236	2,269	Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Fe(3+)	0,256	0,258	0,256	0,260	0,264	0,258	0,265	0,260	0,252	0,256	Fe(2+)	3,031	3,149	3,037	3,081	3,126	3,155	3,241	3,081	2,800	3,031			
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Mg	1,520	1,531	1,522	1,545	1,567	1,534	1,401	1,545	1,664	1,520	Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
OH	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	Total	17,906	17,942	17,945	17,954	17,963	17,982	17,941	17,954	17,854	17,906			

**APÊNDICE VI – ANÁLISE QUÍMICA DA CLORITA VENULAR
(CHL-V) - CONTINUAÇÃO**

Composição química (% em peso) da clorita venular (Chl-v) - Continuação														
SiO2	24,965	24,994	24,499	24,767	23,683	24,928	25,489	24,965	24,994	24,499	24,767	23,683	24,928	25,489
TiO2	0,024	0,017	0,034	0,069	0,027	0,027	0,034	0,024	0,017	0,034	0,069	0,027	0,027	0,034
Al2O3	17,661	18,516	18,003	17,108	15,751	16,874	17,711	17,661	18,516	18,003	17,108	15,751	16,874	17,711
Cr2O3	0,008	0,004	0,011	0,032	0,024	0,029	0,023	0,008	0,004	0,011	0,032	0,024	0,029	0,023
Fe2O3*	3,613	3,573	3,442	3,537	3,611	3,548	3,564	3,613	3,573	3,442	3,537	3,611	3,548	3,564
FeO*	32,361	32,006	30,835	31,688	32,346	31,780	31,925	32,361	32,006	30,835	31,688	32,346	31,780	31,925
MnO	0,682	0,709	0,673	0,654	0,653	0,646	0,626	0,682	0,709	0,673	0,654	0,653	0,646	0,626
NiO	0,008	0,012	0,030	0,000	0,009	0,022	0,019	0,008	0,012	0,030	0,000	0,009	0,022	0,019
MgO	9,881	9,616	10,108	9,667	8,960	9,310	10,289	9,881	9,616	10,108	9,667	8,960	9,310	10,289
CaO	0,037	0,007	0,030	0,017	0,020	0,047	0,030	0,037	0,007	0,030	0,017	0,020	0,047	0,030
BaO	0,000	0,013	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,043	0,022	0,030	0,027	0,034	0,033	0,023	0,043	0,022	0,030	0,027	0,034	0,033	0,023
K2O	0,085	0,075	0,043	0,097	0,086	0,095	0,068	0,085	0,075	0,043	0,097	0,086	0,095	0,068
Cl	0,013	0,013	0,019	0,014	0,013	0,020	0,000	0,013	0,013	0,019	0,014	0,013	0,020	0,000
Total	89,381	89,577	87,772	87,677	85,217	87,359	89,800	89,381	89,577	87,772	87,677	85,217	87,359	89,800
Fórmula estrutural (O = 14)														
Si	2,763	2,723	2,727	2,782	2,810	2,823	2,816	2,763	2,723	2,727	2,782	2,810	2,823	2,816
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	2,306	2,407	2,411	2,322	2,160	2,218	2,257	2,306	2,407	2,411	2,322	2,160	2,218	2,257
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe(3+)	0,260	0,256	0,257	0,262	0,276	0,266	0,254	0,260	0,256	0,257	0,262	0,276	0,266	0,254
Fe(2+)	3,081	3,037	2,851	3,005	3,270	3,050	2,921	3,081	3,037	2,851	3,005	3,270	3,050	2,921
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,545	1,522	1,694	1,555	1,457	1,578	1,679	1,545	1,522	1,694	1,555	1,457	1,578	1,679
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OH	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Total	17,954	17,945	17,939	17,926	17,972	17,935	17,928	17,954	17,945	17,939	17,926	17,972	17,935	17,928

**APÊNDICE VII – PRESSÕES CALCULADAS PELO
GEOBARÔMETRO DA MUSCOVITA**

Ponto (Ser-l)	Si (apfu)	T=257 °C (Chl-p)		T=312 °C (Chl-p)		T=319 °C (Chl-p)		T=234 °C (Chl-p)	
		P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)
61	3,203	2,59	9,80	3,28	12,40	3,37	12,73	2,30	8,71
62	3,208	2,73	10,30	3,42	12,91	3,50	13,24	2,44	9,21
64	3,213	2,86	10,81	3,55	13,41	3,64	13,75	2,57	9,72
65	3,216	2,94	11,11	3,63	13,72	3,72	14,05	2,65	10,02
68	3,187	2,16	8,17	2,85	10,78	2,94	11,11	1,87	7,08
69	3,180	1,97	7,46	2,66	10,07	2,75	10,40	1,69	6,37
70	3,132	0,67	2,55	1,36	5,16	1,45	5,49	0,39	1,46
72	3,206	2,67	10,10	3,36	12,71	3,45	13,04	2,38	9,01
77	3,402	7,82	29,56	8,51	32,17	8,60	32,50	7,53	28,47
80	3,300	5,17	19,53	5,86	22,14	5,95	22,47	4,88	18,44
81	3,585	12,45	47,03	13,13	49,64	13,22	49,97	12,16	45,94

Ponto (Ser-p)	Si (apfu)	T=257 °C (Chl-p)		T=312 °C (Chl-p)		T=319 °C (Chl-p)		T=234 °C (Chl-p)	
		P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)
82	3,312	5,48	20,72	6,17	23,33	6,26	23,7	5,20	19,63
84	3,507	10,50	39,67	11,19	42,27	11,27	42,6	10,21	38,58
87	3,421	8,31	31,41	9,00	34,01	9,09	34,3	8,02	30,32
89	3,398	7,72	29,17	8,41	31,78	8,50	32,1	7,43	28,09
90	3,305	5,30	20,03	5,99	22,63	6,08	23,0	5,01	18,94
94	3,294	5,01	18,94	5,70	21,54	5,79	21,9	4,72	17,85

Ponto (Ms)	Si (apfu)	T=257 °C (Chl-p)		T=312 °C (Chl-p)		T=319 °C (Chl-p)		T=234 °C (Chl-p)	
		P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)	P (kbar)	h (km)
117	3,234	3,42	12,93	4,11	15,53	4,20	15,87	3,13	11,84
121	3,139	0,87	3,27	1,55	5,87	1,64	6,21	0,58	2,18
127	3,183	2,05	7,77	2,74	10,37	2,83	10,70	1,77	6,68

OBS: P calculadas pela calibração de Anderson (1996).